

Seismische Exploration Fragenkatalog:

1. Seismische Quellen & Aufnehmer

- a. Mechanische Anregung: Eine solche ist zB der Hammer mit welchen ein mechanischer Impuls auf die Erde übertragen wird. Hier wird immer eine Platte darunter gelegt um die Energie zu übertragen und nicht als Zerstörung frei zusetzen. Außerdem gibt es noch die Fallgewichte und die Multi-impulse sources: Bsp.: Fallgewicht, Impaktor, Vacu-Pulse, P-Shooter, Soursile, Terrapack.
- b. Sprengstoff: muss in den Boden vergraben bzw. in einem Loch platziert werden, da sonst die Energie nicht an den Boden weitergegeben wird. Je größer die Sprengstoffmenge, desto größer die Amplitude und niederfrequenter ist das Signal. Es existiert auch eine Abhängigkeit zu der Tiefe des Bohrlochs. Je tiefer so ein Loch desto höher ist die Frequenz. Die Frequenz ist auch vom Untergrund abhängig.
- c. Vibroseis: erzeugt ein breites Frequenzband indem er einen Sweep erzeugt durch ein kontinuierliches Hämmern auf den Untergrund. Somit wird die Erdoberfläche in Vibration versetzt. Die Fahrzeuge besitzen sog. Rüttelplatten, die das Signal erzeugen und welche meist hydraulisch betrieben werden.
- d. Watergun / Airgun: sind beide Verfahren für die See- bzw. Meerseismik. Da viele Erdölvorkommen unter Wasser sind. Bei der Airgun wird Luft ausgestoßen und dadurch entstehen Wellen im Wasser, welche auf den Untergrund übertragen werden. Nachteil ist das sog. „blubbern“. Watergun ist ein neueres System und sendet statt Luft Wasser aus. Prinzip ist gleich wie bei Airgun nur kann es hier kein „blubbern“ geben.
- e. Geophon: Zeichnet die Bodenbewegung auf. Aufbau aus Feder, Masse und Skala. Bei Geophonen ist die Übertragung abhängig von der Ankoppelung an den Untergrund(guter fester Kontakt)(darum wichtig dass diese gut befestigt werden).
- f. Übertragungsfunktion: ist die Reaktion von verschiedenen Frequenzen des Bodens auf das Geophon. Hier spielen die Parameter Federkraft, Trägheitskraft und Dämpfung des Systems eine wichtige Rolle. Das Ergebnis ist Imaginär: mit RE (r – Länge des Vektors) und IM (phi – Winkel).

$$\frac{\dot{U}F}{U(\omega)} = \frac{X(\omega)}{U(\omega)} = \frac{\omega^2}{\omega_0^2 + i \cdot 2 \cdot h \cdot \omega \cdot \omega_0 - \omega^2} = a + i \cdot b = r \cdot e^{i\phi}$$

wird über das Gleichgewicht der Kräfte hergeleitet.

- g. Marine Seismik vs. Landseismik: Bei der Marineseismik hat man eine Qualitätskontrolle und ein „Realtime“ Processing, welches gleich direkt am Boot ausgewertet wird. bei der Landseismik gibt es mehrere Möglichkeiten der Signalübertragung: Analog via Kabel – Verwendung in der Ingenieur Geophysik 12-144 Kanäle; Telemetrie-Systeme – digitale Übertragung, hier sind > 1000 Kanäle möglich
Signalfrequenz allg. rund 100 Hz; Eigenrauschen entspricht einer Bodenbewegung von 10^{-11} (Atomdurchmesser 10^{-10})

2. Wellengleichung:

- a. Spannungstensor: besteht aus Normalspannung(P_{xx}, P_{yy}, P_{zz} ; [wenn pos. – Zugspannung, neg. – Kompression]) und Scherspannung (P_{xy}, P_{yz}, P_{xz}). Der Spannungstensor stellt die Spannungen mittels

Spannungstensor:

$$P_{ij} = \begin{pmatrix} P_{xx} & P_{xy} & P_{xz} \\ P_{yx} & P_{yy} & P_{yz} \\ P_{zx} & P_{zy} & P_{zz} \end{pmatrix}$$

eines Tensors da, sowie es der Name verrät.

Wenn der Spannungstensor

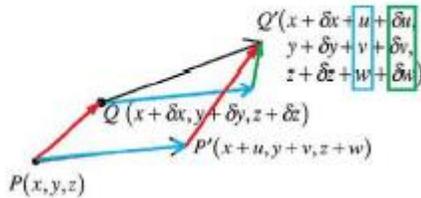
symmetrisch wird(dh. $P_{xy}=P_{yx}$, usw) dann hat man 6 unabhängige Komponenten. Ein besonderer

Spannungszustand ins t der hydrostatische Druck, für diesen gilt: $P_{xy}=P_{yz}=P_{zx}=0$ und $-p=P_{xx}=P_{yy}=P_{zz}$
 → dies gilt für Flüssigkeiten und Gase(sie haben keine Scherfestigkeit).

Durch Überschiebung mit der Flächennormalen n kann der Spannungsvektor p einer beliebigen Fläche berechnet werden.

- b. Verzerrungstensor: ist ein Bestandteil des Deformationstensors, welcher ähnlich dem Spannungstensor ist. Der Deformationstensor wird mittels des Verzerrungs- und Rotationstensors beschrieben.

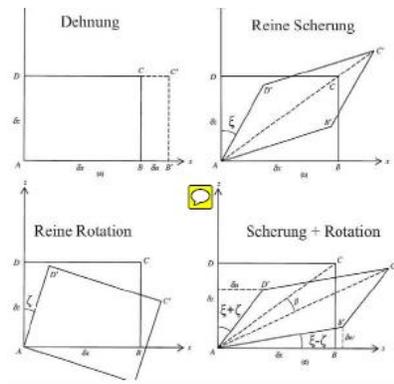
Deformation: $(P,Q) \rightarrow (P', Q')$



Hierbei gibt es eine Dehnung, Reine Scherung, Reine Rotation und Scherung+Rotation. Deformationen sind aufgebaut aus dem symmetrischen Verzerrungstensor (Stauchung/Dehnung +Scherung beschreibt) sowie dem antisymmetrischen

Rotationstensor. Gelb beschreibt den Rotationstensor ???

$$\begin{pmatrix} \delta u \\ \delta v \\ \delta w \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} e_{xx} & e_{xy} & e_{xz} \\ e_{yx} & e_{yy} & e_{yz} \\ e_{zx} & e_{zy} & e_{zz} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} 0 & \theta_{xy} & \theta_{xz} \\ \theta_{yx} & 0 & \theta_{yz} \\ \theta_{zx} & \theta_{zy} & 0 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \delta x \\ \delta y \\ \delta z \end{pmatrix}$$



- c. Hook'sche Gesetz: beschreibt die Verformung eines isotropen, elastischen Körpers. Elastisch: nach Verformung wieder in seine Ausgangslage zurück. Isotrop: Richtungsunabhängig, egal von welcher

Richtung die Kraft wirkt. Als Definitionen gibt es das Elastizitätsmodul E und die Poissonzahl (auch Querdehnungszahl genannt), außerdem die Dilatation D (Volumsänderung) Die Lamé'schen Konstanten (Lambda und Mhy) im Hook'schen Gesetz beschreiben die elastischen Materialeigenschaften eines Körpers. Wichtig eine allg. Fall von einem Körper welcher anisotrop und elastisch ist hat man 21 unabhängige Konstanten(Unbekannt und der Tensor ist 6x6). Für das Hooksche Gesetz gilt als Voraussetzung, dass die Verzerrungen klein sind (in der Seismik $\sim 10^{-6}$) und der Körper muss isotrop(richtungsunabhängig) sein.

$$P_{ij} = \begin{pmatrix} P_{xx} & P_{xy} & P_{xz} \\ P_{yx} & P_{yy} & P_{yz} \\ P_{zx} & P_{zy} & P_{zz} \end{pmatrix} = \lambda \cdot D \cdot \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} + 2 \cdot \mu \cdot \begin{pmatrix} \epsilon_{xx} & \epsilon_{xy} & \epsilon_{xz} \\ \epsilon_{yx} & \epsilon_{yy} & \epsilon_{yz} \\ \epsilon_{zx} & \epsilon_{zy} & \epsilon_{zz} \end{pmatrix}$$

$$-\sigma = \frac{\epsilon_{yy}}{\epsilon_{xx}}$$

- d. Lamé'sche Konstanten: wie oben beschrieben sind das Lambda und My. Diese beschreiben die elastischen Materialeigenschaften eines Körpers.

$$\lambda = \frac{\sigma \cdot E}{(1+\sigma) \cdot (1-2\sigma)}$$

$$\mu = \frac{E}{2 \cdot (1+\sigma)}$$

E... Elastizitätsmodul, sigma... Poissonzahl

- e. **Form und Lösung der Wellengleichung:**

Wellengleichung für alle 3 Komponenten in Vektor - Schreibweise

$$\rho \cdot \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \cdot \nabla D + \mu \cdot \Delta \vec{u}$$

D hat den Nabla-Operator vorderbei stehen und u den Laplace-Operator (welcher Nabla mal Nabla ist) D ist die hier vom Hookschen Gesetz die Dilatation. U die Wegänderung(hier Beschleunigung weil diese 2 mal abgeleitet wird) und die anderen die 2 Lamé'schen Konstanten. Durch Anwendung von Divergenz (D=Nabla*u) und dem Rotor ergeben sich Gleichungen für die P- und S-Welle. P-Welle transportiert eine Volumsänderung(Kopressionswelle) und die S-Welle eine

$$\frac{\partial^2 D}{\partial t^2} = \alpha^2 \cdot \Delta D \quad \alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2 \cdot \mu}{\rho}} \quad \frac{\partial^2 \vec{\Theta}}{\partial t^2} = \beta^2 \cdot \Delta \vec{\Theta} \quad \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Rotation (Scherwelle)

Nachfolgende die

Wellengleichung für den 1D Fall: $u = A \cdot \sin(\omega \cdot t - k \cdot x)$ die Wellengleichung ist nur erfüllt, wenn die Dispersionsbeziehung von Omega und k erfüllt wird: $c = \omega/k$.

$$\Phi = A \cdot e^{i(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r})} = A \cdot f(t, \vec{r})$$

Die Allg. Lösung der Wellengleichung im 3D Fall lautet: $\vec{\Psi} = \vec{B} \cdot e^{i(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r})} = \vec{B} \cdot f(t, \vec{r})$. Die Parameter der Wellengleichung sollen auch noch kurz erläutert werden. W entspricht der kreisfrequenz/Periode, k der Wellenzahl/Wellenlänge und v der Geschwindigkeit.

3. Sampling: Das Sampling soll eine exakte Rekonstruktion des kontinuierlichen Wellenfeldes aus diskreten Daten sein, welche für die weitere Bearbeitung notwendig sind.

- a. Fourierbereich: Frequenzbereich – ein Signal x(t) kann aus der Summer von harmonischen Schwingungen(sin & cos) mit unterschiedlichen Frequenzen und Amplituden aufgebaut werden. Die Bestimmung der Amplituden (Fourierkoeff.) aus dem Ortssignal nennt man die Fourieranalyse.

$$x(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} X(f) \cdot e^{i2\pi \cdot f \cdot t} \cdot df$$

Berechnung von Frequenzspektrum in Ortsspektrum. Bei der umgekehrten Rechnung hat man ein e^-... und die x(t) und X(f) werden vertauscht. Hier seien noch einige Merkmale der Transformation erwähnt. Lineare Ereignisse bleiben in beiden Spektren gleich. Ereignisse, welche sich in einem Bereich überlappen können im anderen sichtbar gemacht werden und in der Seismik ist es üblich Orts- und Frequenzbereich parallel zu betrachten. Geschwindigkeiten werden genau gegengleich dargestellt(im (f,k)-Bereich ist die Geschwindigkeit bei flacher Steigung langsam)

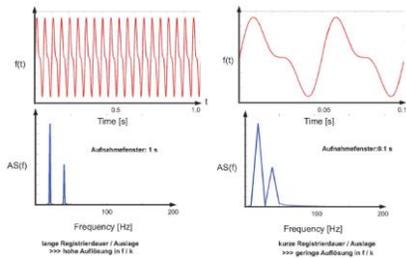
- b. Amplituden / Phasenspektrum:

Weiters kann man die FT aufteilen in Amplituden- und Phasenspektrum.

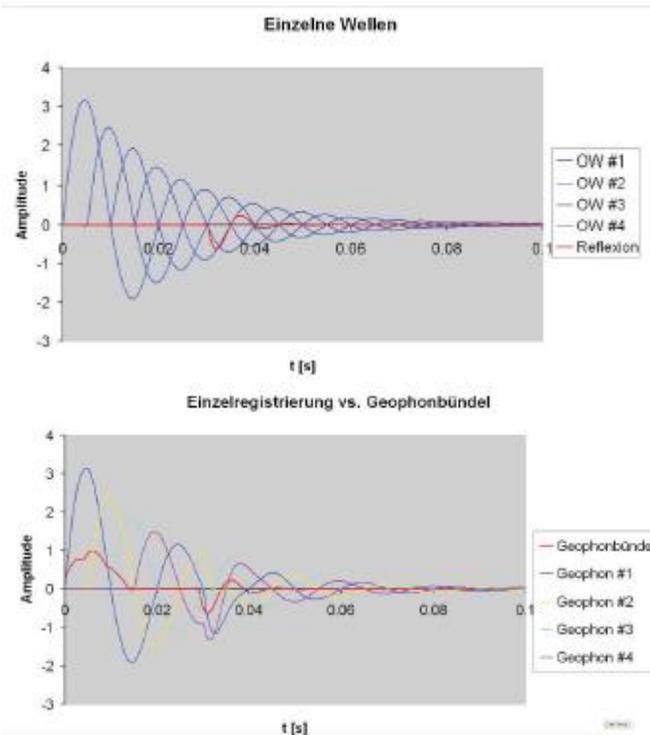
$$X(f) = U(f) + i \cdot V(f) = A(f) \cdot e^{i\Phi(f)} \quad A(f) = \sqrt{U(f)^2 + V(f)^2} \quad \Phi(f) = \arctan \frac{V(f)}{U(f)}$$

A entspricht dem Amplitudenspektrum, PHI dem Phasenspektrum (Bei PHI rechnet man immer den Imaginärteil durch den Realteil).

- c. Aliasing: Verfälschung des Frequenzspektrums. Hier sei die Nyquistfrequenz von großer Bedeutung. Sie gibt an zu welcher oberen Grenzfrequenz die Frequenzen nach dem Sampling korrekt wiedergegeben werden. Sie entspricht der HALBEN Sampling-Frequenz. Beim Aliasing erscheinen Frequenzen oberhalb der Nyquistfrequenz als niederfrequente Signale, welche das Ergebnis verfälschen. Möchte man etwas beobachten, was größer als die Nyquistfrequenz ist muss man das Samplingintervall ändern.
- d. Leakage(Leckeffekt): Um mein kontinuierliches Signal abtasten zu können muss man eine Boxfunktion über das kontinuierliche Signal legen (dies geschieht im Zeit/Ortsbereich) somit entspricht das im Frequenzbereich einer Faltung mit der sinc Funktion. Die Beschränkung der Record-Zeit von kontinuierlichen und unendlichen Daten entspricht einer Glättung (oder „Verschmierung“) des Frequenzspektrums. Je kürzer man die Aufzeichnung wählt umso größer/stärker ist die Glättung im Frequenzspektrum. Diesen Effekt nennt man Leakage.

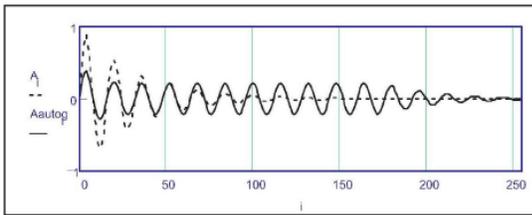


- e. Geophonbündel: man hat das Problem, dass Oberflächenwellen(OW) die Reflexionen überlagern. Aber durch eine spezielle Anordnung der Geophone können die OW schon im Feld gefiltert werden. Die Anwendung ist das Geophonebündel. Die Idee ist: der Abstand der Geophone im Bündel so gewählt wird, dass das Produkt aus Anzahl und Abstand der Wellenlänge der OW entspricht. Dadurch soll sich die OW selbst auslöschen.

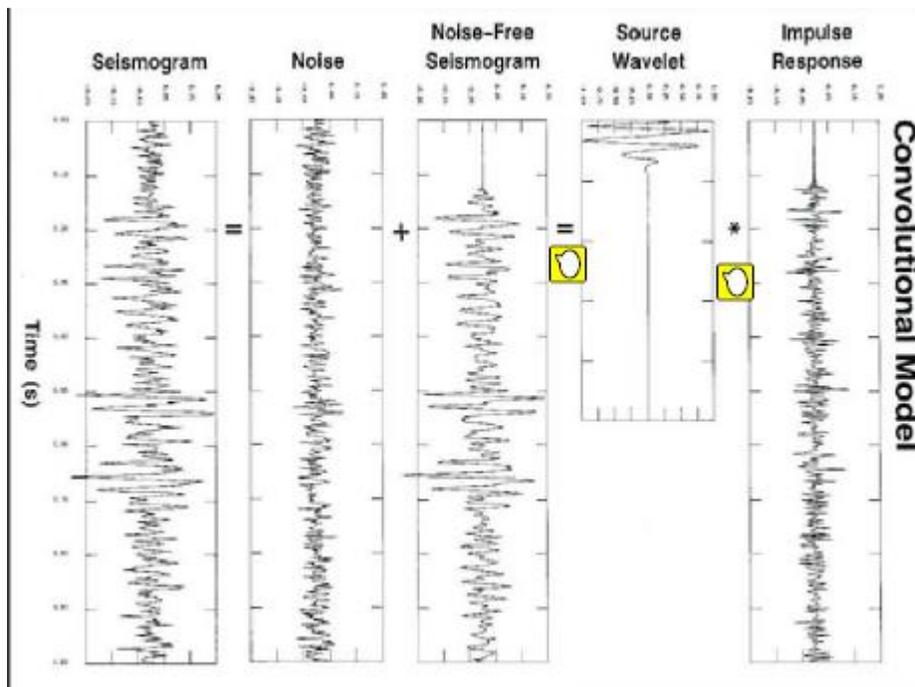


4. Signalprocessing:

- a. Modell einer seismischen Spur: Die Entstehung einer Seismischen Spur ist sehr kompliziert, da man für das richtige Ergebnis einige Schritte durchführen muss um zur Impulsantwort der Erde zu kommen. Man kann sich das so vorstellen, dass man sein Seismogramm aus den Geophonen erhält. Dieses besteht aus der Impulsantwort der Erde $e(t)$ (diese will man erhalten) welche mit dem Source Wavelet gefaltet ist. Aus dieser Faltung würde man ein Noise-freies Seismogramm erhalten, welche aber in der Natur nicht existiert. Deshalb kommt zu dem Noise-freien noch der Noise hinzu und diese Kombination ergibt das Seismogramm. Somit ist das Ziel des Signalprocessing, aus der Seismischen Spur(Seismogramm) $s(t)$, $e(t)$ zu rekonstruieren. Um den Verlust der seismischen Energie zu kompensieren kann man das Auto Gain Control (AGC) anwenden. Hierbei bleibt die Gesamtenergie gleich nur wird diese durch kleinere Amplituden am Anfang in die Länge gezogen.

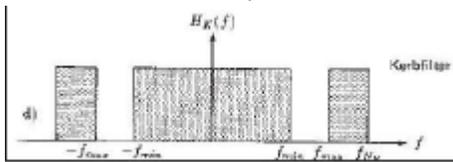


Die Energie geht nicht verloren, aber dadurch die Wellenfront immer größer wird, teilt sich die Energie auf. Nachfolgende Grafik soll das Modell einer seismischen Spur noch einmal verdeutlichen.



- b. Filter: Hier sei kurz die Autokorrelation (ACF) und die Kreuzkorrelation (CCF) erwähnt: Die ACF einer Spur erhält das Amplitudenspekt. Aber nicht das Phasenspektrum. Mittels der ACF erhält man auch bei verrauschten Signalen (mit Noise) die einzelnen Spikes. Die CCF gibt die Ähnlichkeit zweier Zeitreihen wieder. Bei benachbarten stark verrauschten Signalen ermöglicht die CCF eine bessere Signalerkennung. (CCF Anwendung meist bei Vibroseis) ACF und CCF sind für das Design der inversen Filter von großer Bedeutung. Folgende Filter erhöhen das Signal/Rausch-Verhältnis.
- Tiefpassfilter: nur niedrige Frequenzen werden durchgelassen
 - Hochpassfilter: nur hohe Frequenzen werden durchgelassen
 - Bandpassfilter: Jeweils ein bestimmter Bereich im Minusteil und im Plusteil werden durchgelassen alle andern nicht.

➤ Kerbfilter: Wie Bandpass nur bestimmt der Kerbfilter welche Frequenzen nicht durchgelassen werden



Wichtig ist die trapezform der Filter (od. Flankensteilheit). Da im Frequenzbereich die Fkt. mit einer Box-Fkt. multipliziert wird, bedeutet das im Zeitbereich, dass diese dort mit der sinc-Fkt. gefaltet wird. Durch das Gibb'sche Phänomen, kommt es zu Nachschwingungen bei den Abschneidefrequenzen. Um das zu vermeiden kann man Flankensteilheit anwenden (Trapezfilter)

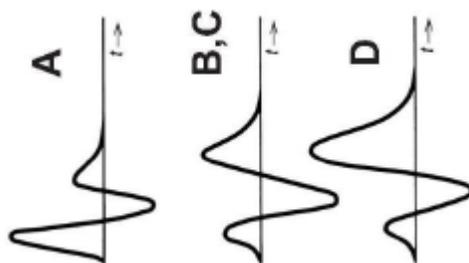
- c. Inverse Filter (Deconvolution): Soll die Wavelets im Seismogramm komprimieren, die führt zu einer Schärfung des Signals. Außerdem soll dieser kurzperiodische multiple Signale unterdrücken. Hier ist zb der Wiener Filter bekannt. Hier nimmt man den „perfekten“ Filter an und versucht, dass die Abweichung zwischen dem berechneten und gewünschten Signal im Least-Square-Sinn minimiert wird.

$$\sum_{k=0}^n (y_k - d_k)^2 \rightarrow \text{Min}$$

Es gibt 3 Arten vom Wiener Filter: Spiking (D=Spike), Prediction (Trace(t+predictiondistance)), Shaping (D=beliebiges Wavelet)

Bei der Predictiv Deconvolution wird die Zeitreihe x(t) um die Zeit <a> in die Zukunft projiziert. Multiple Signale sollen somit vorhersagbar werden und können dann unterdrückt werden. Die Spiking Dekonvolution zeigt sich als Spezialfall der Predict mit der Vorhersagedistanz 1. Die Impulsantwort ist natürlich statisch und soll von diesem Filter nicht betroffen sein (Verfälschung des Signals)

- d. Minimum Phase Wavelet: A zeigt ein Wavelet, welches die Energie sehr schnell aufbaut, bei B,C ist dies



in der Mitter der Fall und bei D am Ende. Alle 3 haben das gleiche Amplitudenspektrum aber nicht das selbe Phasenspektrum. A=minimum Phase;B,C=mixed phase;D=maximum Phase. Das Minimum Phase wavlet (MPW) hat die kürzeste Dauer und somit beste zeitliche Auflösung. Achtung nicht jedes Signal ist eine Minimum Phase Wavlet (zb Sweep, Airgun). Daher müssen die Signale in ein MPW transformiert werden.

Z-Transformation für die Umwandlung in ein MPW: es wird ein Polynom Nten Grades erzeugt. Das polynom muss in seine Nullstellen zerlegt werden. Ein Wavelet ist eine Zeitreihe mit 2 Sample mit den Werten (k,1) Ein Wavlet ist dann ein MPW wenn k>1 ist, anderen Falls ein Maximum Phase W.

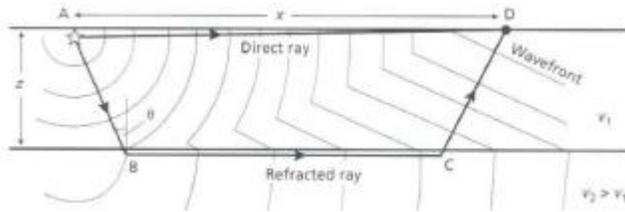
Die Vorgangsweise kurz beschrieben: # Bestimmung der Nullstellen der z-Trafo # Vertauschung der Koeffizienten der elementaren Maximum Phase Wavlets # Rücktrafo (=Ausmultiplizieren des Z-Polynoms) #Die Koeffizienten des Polynoms zeigen die Samples d. entsprechenden MPW.

5. Refraktionsseismik – Inversion

- a. Refraktionen treten nur dann auf, wenn die oberen Schichten eine geringer Ausbreitungsgeschwindigkeit haben als die darunter. Ein Record=1D, für 2D benötigt man eine Mehrfachüberdeckung. Als refraktoren kann man Schichtgrenzen bezeichnen, an denen Kopfwellen auftreten, welche dann an der Oberfläche beobachtbar sind. Den kritischen Winkel, das es zur Refraktion kommt kann man sich mit dem Gesetz von Snellius berechnen: $\sin(\text{kritischer Winkel}) = (v_1/v_2)$.

Laufzeitkurve: Die Laufzeit des kritisch gebrochenen Strahls kann man sich aus der Grafik überlegen. Es

muss gelten: $t = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD}$; daraus kann man aus der Geometrie die folgenden Formel herleiten bzw.



$$\frac{z}{v_1 \cos \theta} + \frac{(x - 2z \tan \theta)}{v_2} + \frac{z}{v_1 \cos \theta}$$

berechnen.

mit verschiedene Formen der Funktion kann man diese Umformen in:

$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{2z \cos \theta}{v_1} = t_i = 2 \cdot z \cdot q$$

Zur

kurzen Erklärung $\langle q \rangle$ die Vertikale langsamkeit des kritisch gebrochenen Strahls in der oberen Schicht ist und $\langle t_i \rangle$ die intercept time ist. Die Intercept Time ist die Zeit, als wäre die obere Schicht nicht vorhanden. (Je größer die geschwindigkeit der unteren schicht umso kleiner wird der kritische Winkel.)

- b. **Allgemeine Inversion für $v(t)$:** Hier sei gleich erwähnt, dass die Inversion bei einem Mehrschichtfall einfacher wird (betrachtet ebener Untergrund). Bei einem Mehrschichtfall muss man immer die Darüberliegenden Mächtigkeiten der Schichten kennen um die darunter liegende zu berechnen.

$$\frac{\tau_1}{2} = d_0 \cdot q_{0,1} = d_0 \cdot \sqrt{\frac{1}{v_0^2} - \frac{1}{v_1^2}}$$

$$d_0 = \frac{\tau_1}{2} \cdot \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{v_0^2} - \frac{1}{v_1^2}}}$$

tau kann man als t_i betrachten und entspricht $(2z \cdot q)$. $\langle q \rangle$ kann wie in der grafik gezeigt als der Wurzel Ausdruck dargestellt werden. Wie man sieht ist zur Berechnung der 2. Schicht die 1. notwendig. Es kann dann noch d explizit für alle weitem d_n berechnet werden.

$$q_{m,n} = \sqrt{\frac{1}{v_m^2} - \frac{1}{v_n^2}}$$

$$\frac{\tau_2}{2} = d_0 \cdot q_{0,2} + d_1 \cdot q_{1,2} = d_0 \cdot \sqrt{\frac{1}{v_0^2} - \frac{1}{v_2^2}} + d_1 \cdot \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}}$$

$$d_n = \left[\frac{\tau_{n+1}}{2} - \sum_{j=0}^{n-1} \left(d_j \cdot \sqrt{\frac{1}{v_j^2} - \frac{1}{v_{n+1}^2}} \right) \right] \cdot \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{v_n^2} - \frac{1}{v_{n+1}^2}}}$$

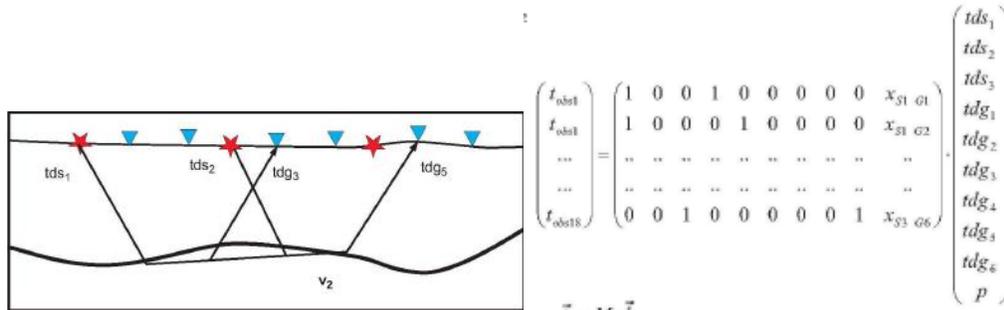
hier

sei noch zu erwähnen, das der Zusammenhang von tau und der Schichtmächtigkeit d von wichtiger Bedeutung. Bei einem geneigten Fall werden die Geschw. verfälscht, da sich der gesamte Winkel aus 2 winkel zusammensetzt, es entstehen sog. Scheingeschwindigkeiten. Als Lösung kommt hier das Messen von 2 Seiten in Frage. Zur zuordnung von Laufzeitästen: parallele Laufzeitäste gehören zu einem Refraktor und können zu je eine Hin und Rückschuss LZK zusammengefasst werden. Kicken können Refraktoren sein, aber kann auch durch eine Geschwindigkeitsänderung in der Schicht hervorgerufen werden. Ist es ein Refraktor dann geht der Knick mit dem Schuss mit, liegt an der Änderung der Schichtgeschw. so bleibt der Knick ortsfest.

$$t(x) = t d_s + \frac{x}{v_2} + t d_G$$

- c. Delayzeit-Methode: Die Laufzeitgleichung der refraktierten Welle: . Bei keannter Überlagerungsgeschwindigkeit kann man aus der Delay Zeit die teife des Refraktors bestimmen bzw. berechnen.

Als Delay Zeiten kann man die entsprechenden Tiefen an Schuss und Geophonlokation verstehen. Nimmt man an das die Tiefe der Lokation mit der Delay Zeit beschrieben werden kann, so kann man bei einer Mehrfachüberdeckung (Beobachtung mehrerer Schüsse an einem Geophone) ein lineares Gleichungssystem erstellen. Diese System kann man nach Delayzeiten und Refraktor Geschwindigkeiten invertieren, wenn man als Eingangsdaten die Laufzeiten der refraktierten Welle nimmt.

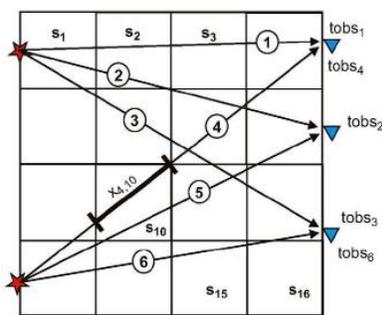


Man kann dieses System auch in 3D Analyse und in der flächenhaften Bestimmung von Refraktoren einsetzen. Eingeschränkt kann das System durch folgende Faktoren werden: # starke globale Refraktorsteigungen (15°-20°) # Trade off zwischen Delayzeiten und Refraktor Geschwindigkeiten (=unterbestimmtes Gleichungssystem) # Richtungsabhängige Delayzeiten.

6. Tomographie

- a. Motivation: In der Seismik ist die Durchschallung der Erde von der Kruste bis zum Kern, bzw. durch die gesamte Erde. Die Projektion entspricht einem Wegintegral mit einer bestimmten Eigenschaft entlang der Strahlen welche von einem Quellpunkt ausgehen. In der Geophysik nennt man es Refraktionstomographie und man erhält die Laufzeit über das Wegintegral der Langsamkeit. Somit kann man sagen, das Interesse liegt in der Verteilung der Langsamkeit (Geschwindigkeit) der Erde. Man hat bei der kontinentalen Platte eine langsamere Geschw. als bei der Ozeanischen.
- b. Methodisches Prinzip: man hat als Eingangsdaten die Laufzeiten t (Laufzeit tomographie, traveltime tomo) oder ein komplettes Wellenfeld (Full Wave Inversion; hier werden die Amplituden berücksichtigt) Die Tomographische Messung kann in 4 Schritte unterteilt werden, welche mehrfach durchlaufen werden müssen.
 - Ermittlung des Strahlenverlaufs für jedes Schuss-Geophon-Paar im aktuellen Geschw.-Tiefen-Modell
 - Berechnung der theoretischen Laufzeit zwischen Schuss und Geophon für jeden Strahlenverlauf
 - Ermittlung der Laufzeitdifferenz zwischen Theoretischem und gemessen Wert der einzelnen Geophon-Schuss-Paare
 - Modifikation des Geschwindigkeits-Tiefen-Modell mittels der festgestellten Laufzeitdifferenzen. Mit Anpassung der Geschw.Daten (Least Square Fit) derjenigen Zellen, welche vom Strahl durchlaufen werden.

Als Ergebnis erhält man eine 2 oder 3 dim. Verteilung der Ausbreitungsgeschwindigkeit im Untergrund.
- c. Eindeutigkeit: Die tomographische Auswertung wird eindeutig wenn man (meistens) von Bohrloch zu Bohrloch mehrere Schüsse durchführt und somit Überdeckungen erhält. Man kann die Tomo auch im Berg/Tunnebau einsetzen. Die zweite Möglichkeit der Überdeckung ist das Fächer-Schießen
- d. Nebenbedingungen: ???
- e. Auflösungsvermögen: Man macht nicht nur einen Schuss sondern viele, somit erhält man



Überdeckungen und kann diese in Zellen einteilen und Gewichten. Hierfür sei die SIRT (Simultaneous Reconstruction Technique) Technik kurz erklärt. Die Annahme ist man hat ein homogenes Geschw.Modell ($v = \text{const}$). Je Länger ein Strahl durch eine Zelle geht umso mehr Gewicht bekommt die Geschwindigkeit der Zelle. Es ist sehr selten, dass wie in diesem Bsp die Strahlenwege Linear sind, wenn nur bei speziellen Felsen. (Grafik zeigt die SIRT Technik) In der Praxis werden deshalb die Strahlen mit der Ray-Tracing-Methode berechnet und hierfür mehrere Iterationen benötigt. >> echte Tomographie

- f. Eikonalgleichung – Wellenfront: Der Ausgangspunkt ist die Wellengleichung, welche durch Umformulierung zu einem Eikonal (=Phase) wird. Die Eikonalgleichung beschreibt die Laufzeit T einer Phase (entspricht bspw. dem Ersteinsatz einer refraktierten Welle) im Fall $T(x,y,z)=\text{const}$, ist es der Spezialfall der Eikonalgleichung und beschreibt die Form der Wellenfront. Somit ermöglicht die Lösung dieser Gleichung die Konstruktion der Wellenfronten. Zu den einfachen Verfahren der Laufzeitberechnung (=kinematische Lösung der Wellengleichung) zählen zB die Lösung der Finiten Differenzen der Eikonalgleichung. (Dynamische Lösungen sind nicht enthalten) und sie ist nur für hohe Frequenzen gültig und bei Geschwindigkeitssprüngen ist die Eikonalgleichung nicht gültig.

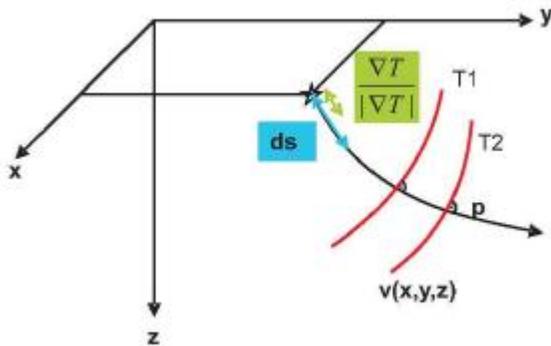
$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = \frac{1}{v^2(x,y,z)} \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} \quad \text{Wellengleichung(WG)} \gg \frac{k_x}{\omega} x + \frac{k_y}{\omega} y + \frac{k_z}{\omega} z = T(x,y,z) \quad \text{Eikonal in WG einsetzen}$$

$$\rightarrow \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)^2 = \frac{1}{v^2(x,y,z)} \quad \dots \text{Eikonalgleichung}$$

- g. Ray Tracing – Gleichungen: Ray Tracing = Strahlverfolgung. Ein Strahl stellt die Normale auf eine Wellenfront dar. Für ein geg. Geschwindigkeitsfeld kann die Geometrie des Strahl (mit Randbedingen) und somit die Laufzeit berechnet werden. Außerdem besteht die Möglichkeit Amplituden und verschiedene Arten von Wellen (reflektierte/refraktierte, konvertierte, multiple,...) zu berechnen. Die Ray Tracing Gleichungen basieren auf der Eikonalgleichung und sind somit auch ungültig für hohe Frequenzen. Es gibt 2 Ray Tracing Gleichungen welche wie schon erwähnt aus der Eikonalgl. gebildet werden.

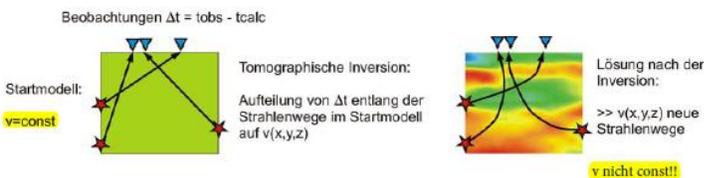
$$\frac{d\vec{x}}{ds} = \vec{p} \cdot v(x,y,z) \quad \dots \text{1 Ray Tracing Gl. (p:=Normale auf Wellenfront;v:=Geschwindigkeit)}$$

$$\frac{d\vec{p}}{ds} = \nabla \left(\frac{1}{v} \right) \quad \dots \text{2. Ray Tracing Gl. (Nabla Operator von 1/v)}$$

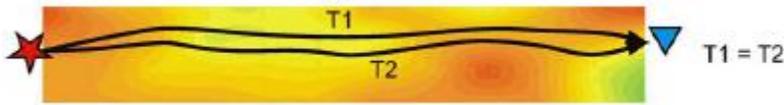


Bei der praktische Anwendung ist nur in den seltensten Fälle eine analytische Lösung für die Ray Tracing Gl. möglich. I.Allg. ist es eine numerische Lösung einer Diff. Gl. mit 2 DGL 1. Ordnung mit 6 Randbedingungen Koordinaten des Schusspunkt(3 RB), Abstrahlwinkel(Deklination, Inkliniation -2 RB) und die Eikonalgleichung (1 RB)
Die gesuchte Lösung ist meist der Strahlenverlauf für ein Schuss-Geophone-Paar.

- h. **Strahlparameter ??** oder Strahlenwege: Ein grundlegendes Problem der Tomographie ist die nichtlinearität zwischen den Unbekannten (Geschwindigkeiten) und den Beobachtungen(Laufzeit), da die Berechnung des Strahls die unbekannte Geschwindigkeitsverteilung benötigt(sieh Ray Tracing Gl.)

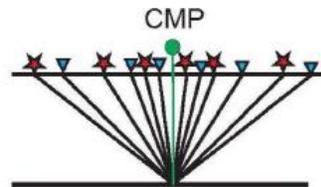
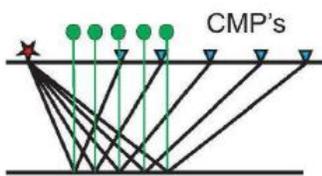


Mittels des Fermat'schen Prinzips kann man diese Problem umgehen – „Bei kleinen Veränderungen des Strahlweges ist die Laufzeit des Strahls stationär.“

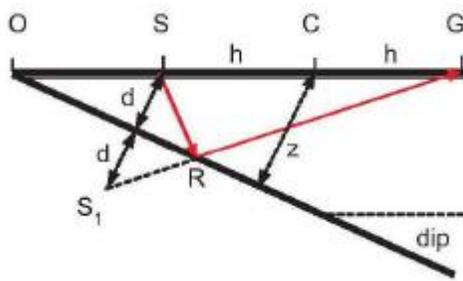


7. Reflexionsseismik

- a. CSP vs. CMP: Hier im Vergleich der Common Mid Point CMP zum Common shot Point CSP. Der CMP ist der Punkt der genau zwischen Schuss und Geophon an der Oberfläche liegt. Man kann sagen der halbe Offset. Mittels der CMP Methode kann der Einfluss der Schichtneigung auf die Laufzeiten der reflektierten Wellen minimiert werden. Die CMP Sortierung bildet die Grundlage des reflexionsseismischen Processings. Beim 2. Hat man immer denselben CMP da sich die Schüsse verändern.



Im Vergleich der CSP mit dem CMP



CSP: Hier ist der Abstand S1-G als Funktion der vorgegebenen Geometrie. Die Position von S und S1 bleiben bei einer Änderung von G unverändert.

CMP: gesucht wird auch der Abstand S1-G als Fkt. der vorgegebenen Geometrie. Die Position von CMP und z bleiben bei einer Änderung von S und G unverändert. Nun kann man bei der Laufzeitanalyse die Unterschiede zwischen CSP und CMP erkennen

Formel für Schuss

$$T^2(h) = T_0^2 + \left(\frac{2 \cdot h}{v}\right)^2 + 2 \cdot T_0 \cdot \left(\frac{2 \cdot h}{v}\right) \cdot \sin(dip)$$

Formel für das Geophon, bei Sortierung nach CMP

$$T^2(h) = T_0^2 + \left(\frac{2 \cdot h}{v}\right)^2 - 2 \cdot \left(\frac{2 \cdot h}{v}\right)^2 \cdot (\sin(dip))^2$$

- b. Überdeckungsschema: Zur einfachen Berechnung der Überdeckung der verschiedenen Sortierung, gibt es folgendes Schema. Es gibt das Einfachüberdeckungsschema, hier wird jeder Punkt im Untergrund genau einmal aufgenommen. Folgende Grafik soll die Einfachüberdeckung kurz erläutern.

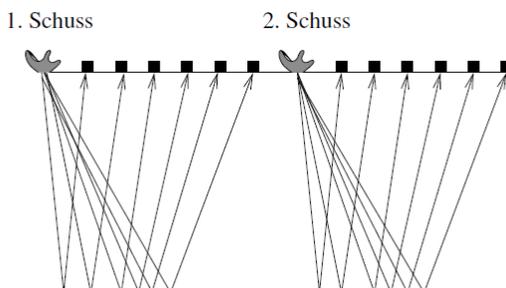


Abbildung 45: end on spread mit Einfachüberdeckung. Jeder Bereich im Untergrund wird nun über einen Einfallswinkel beleuchtet.

Diese Abbildung zeigt die Einfachüberd. mit der Aufnahmemethode end of Spread. Dh. Der Schuss ist immer am Ende/Anfang der Geophonkette. Als andere Möglichkeit der Aufstellung gibt es noch die Split Spread Methode, wo der Schuss in der Mitte abgegeben wird und gleichviele Geophone links, sowie rechts vom Schuss platziert sind. Ist diese nicht gleich verteilt spricht man vom „asymmetrischen Split Spread“.

Die Mehrfachüberdeckung ist die bessere Methode der Überdeckung, aber dafür auch wesentlich

aufwendiger. Hier wird ein Punkt im Untergrund mehrmals unter verschiedenen Winkeln beleuchtet. Man erhält die Mehrfachüberdeckung (MÜD) durch Verschieben der Anordnung. Somit erhält man eine bessere Überdeckung, je öfter man schießt. Bsp. Schießt man 12mal so hat man eine 12-Fachüberdeckung.

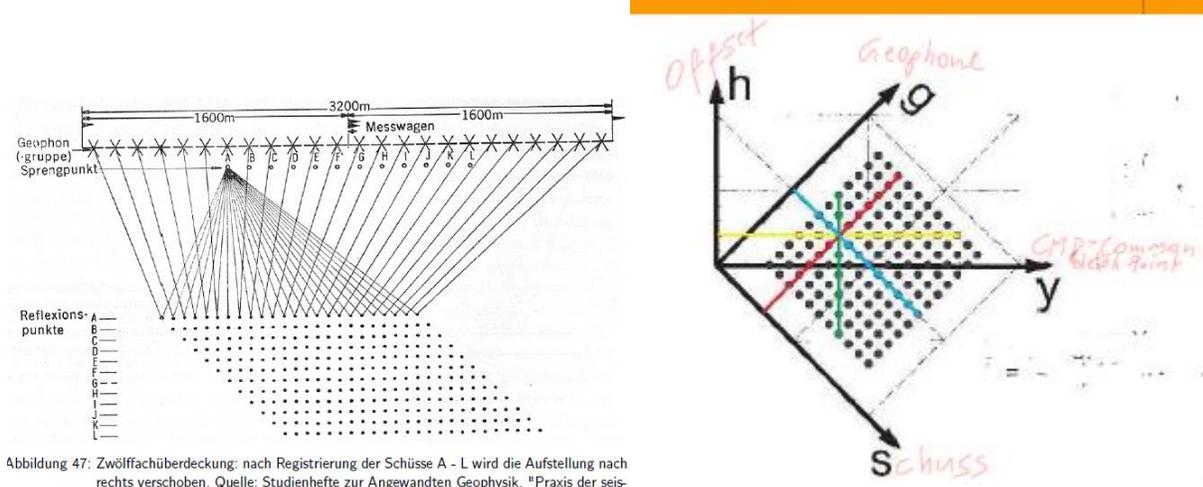


Abbildung 47: Zwölfachüberdeckung: nach Registrierung der Schüsse A - L wird die Aufstellung nach rechts verschoben. Quelle: Studienhefte zur Angewandten Geophysik, "Praxis der seis-

- c. Statistik und Auswertung: Als Anforderung für die Aufnahme ist eine Messung mit gleichmäßiger Überdeckung über einen spezifizierten Offset nötig. Außerdem kann man sagen, dass der Maximale Offset ungefähr der messbaren Eindringtiefe entspricht (bei großen Tiefen kann es hier zu Abweichungen kommen). Die Auswertung der Reflexionsseismik ist in 9 Schritte unterteilt, welche im Folgenden noch detaillierte beschrieben werden. Die Auswertung:
- Grundgedanke: Erzeugung der nicht direkt beobachtbaren Lotspuren aus Spuren einer CMP Aufstellung. (Erzeugung eines Schichtmodells mit Hilfe der Reflexionen an den unterschiedlichen Schichten.)
 - Signal-Processing: Verbesserung der Signal/Noise und der Auflösung durch Anwendung von Filter und Dekonvolution
 - Die richtige Sortierung zB CMP, damit man eine gute Überdeckung hat, sowie die auszuwertenden Hyperbel symmetrisch sind.
 - Muting: Entfernen von unerwünschten Wellen (zB OW, Luftschall, Direkte Welle)
 - Geschwindigkeitsanalyse: Bestimmung der Geschwindigkeit in Abhängigkeit der Schichten (meist pro Schicht eine andere Geschw.)
 - Dynamische Korrekturen: Ist die Reduktion der Laufzeiten von den Reflexionen, hier muss die Geschw. bekannt sein.
 - Stapelung (Stack): das Aufsummieren aller statischen und dynamischen korrigierten Spuren zu jedem einzelnen Offset nennt man Stack (gestapelte Sektion)
 - Migration: Lagerichtige Darstellung der Reflexionshorizonte.

Ziel der Statischen Korrektur ist es eine Reduktion der Schusspunkte und Geophone auf ein gemeinsames Bezugsniveau zu erreichen. Da es bei der Land Seismik selten der Fall ist, dass der Untergrund eben ist, sind statische Korrekturen notwendig um die Geophone und Schusspunkte auf eine einheitliches Bezugsniveau zu bringen. Im Weiteren ist die Verwitterungsschicht von Geschwindigkeitsveränderungen betroffen, welche man bei der statischen Korrektur auch beseitigt. Man kann die Statischen Korrekturen anbringen mittels: Schlenker, Aufzeit- oder Bohrlochversenkung, Aufzeiten d. Schussbohrung, Refraktionsseismische Messungen(Nahlinien)

- d. **NMO**: (Normal Move Out) ist eine Dynamische Korrektur und durch diese werden Reflexionshyperbeln in Phase gebracht. Werden die Reflexionshyperbeln mit der richtigen Geschwindigkeit NMO-Korrigiert so

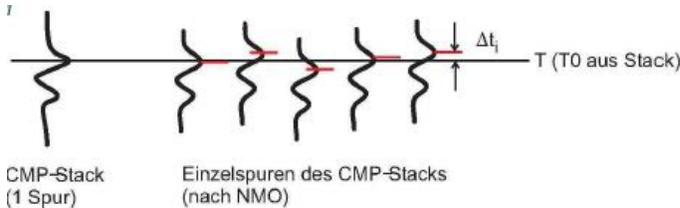
liegen die Reflexionseinsätze aller Offsets auf einer Geraden. Ziel dieser Korrektur ist das gerade Biegen der Reflexionshyperbeln. Man kann nun die Geschw. variieren. Wenn man das genaue V_{NMO} hat dann

$$t_0 = \sqrt{t^2(x) - \frac{x^2}{V_{NMO}^2}} = const.$$

stimmt die Korrektur, ansonsten ist die Funktion überkorrigiert ($>v$) oder unterkorrigiert ($<v$). Hat man das richtige v , so erhält man eine Gerade. Dieses Verfahren wird oft angewandt um eine grobe Geschwindigkeitsfunktion zu

ermitteln.

- e. Residual Statics: Man sagt auch Reststatische Korrektur dazu. Die Residual Statics ist notwendig, da die statische und dynamische Korrektur fehlerbehaftet sind. Es gibt bei den statischen und dynamischen Korr. einen gewissen Laufzeitunterschied. Mit der Residual Statics kann man diesen beheben unter der Annahme, dass die Referenzspur fehlerfrei ist. Die Residual Statics erfolgt in 3 Schritten: Bestimmen der Zeitdifferenz; Zerlegen der Zeitdifferenz; die Korrektur der Spuren. Evt. Kann es sein, dass man diese 3 Schritte wiederholen muss. Damit alle Ersteinsätze auf derselben Höhe sind. Alle Spuren sowie die erste,

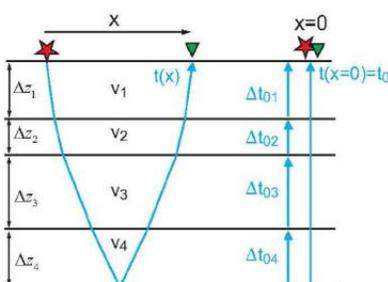


damit alle roten Striche auf der schwarzen Linie sind. Vorgangsweise: 1) Aufteilung in Einzelspuren; 2) Autom. Bestimmung Δt zu jeder Spur; 3) Aufstellen Gleichungssystem; 4) Invertieren nach Least Square \gg Bestimmung Residual St. Für jede Spur; 5) Neue Stapelung

- f. **Auflösungsvermögen seismischer Wellen:** man unterscheidet vertikale und laterale Auflösung bei seismischen Wellen. Die Vertikale Auflösung gibt an, welche minimalen Schichtmächtigkeiten noch aufgelöst, erkannt werden können. Diese ist abhängig von der Wellenlänge und somit von der Frequenz des Signals und der Geschwindigkeit. Laterale Auflösung gibt die horizontale Mindestdistanz an, ab welcher 2 Reflexionspunkte voneinander getrennt wahrgenommen werden können. **\gg Fresnel Zone??**

8. Reflexionsseismik II:

- a. Geschwindigkeitsanalyse: Nach den statischen und dynamischen Korrekturen und dem Aufsummieren (Stapelung, wodurch sich das S/R-Verhältnis verbessert) wird klar, dass die Geschwindigkeit einen wesentlichen Beitrag zum Erfolg der Reflexionsseismik beiträgt \rightarrow die Geschwindigkeitsanalyse. Diese kann mit den oben beschriebenen Verfahren ermittelt werden, z.B. durch Ausprobieren mit der V_{NMO} , bis die Hyperbeln zu einer Geraden werden. (NMO-Stretch: scheinbare Erniedrigung der Frequenzen bei dynamisch korr. Spuren mit großen Offsets. Wichtig ist auch, dass man immer schon ungefähr wissen sollte, welche Schichten dort vorhanden sind, um die Geschwindigkeiten abzuschätzen. Die V sind abhängig von Druck (Tiefe) Lithologie, Porenanteil, Wassersättigung, Temperatur.
- b. Intervallgeschwindigkeiten: Werden meistens bei söhligem Schichtungen verwendet. Wird die



Geschwindigkeit in Intervalle aufgeteilt. Zur Grafik kann man erwähnen, dass v_i jeweils eine Intervallgeschwindigkeit wäre.

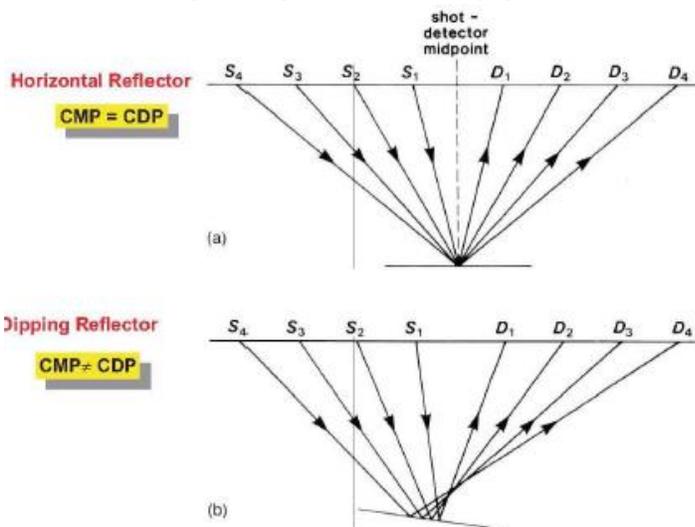
- c. V_{rms} : Root-Mean-Square oder Effektivgeschwindigkeit. Es sollte gelten: $V_{rms}=V_{nmo}=V_{stk}$, wobei das die Effektivgeschwindigkeit, die Normal-Move-Out-Geschwindigkeit und die Stapel-Geschwindigkeit ist.

$$V_{rms} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N v_i^2 \cdot \Delta t_{0i}}{t_0}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N v_i \cdot \Delta z_i}{\sum_{i=1}^N \frac{\Delta z_i}{v_i}}}$$

- d. V_{nmo} : Wie oben beschrieben, die Geschwindigkeit, welche bei der NMO-Korrektur verwendet wird, damit die Hyperbeln zu geraden werden.
- e. Constant Velocity Stacks: hierbei wird ein Geschwindigkeitsbereich gescannt/untersucht und NMO-korrigiert. Dann werden die einzelnen Spuren gestapelt (aufsummiert) und man erhält eine Stapelspur (Summenspur). Dies wird dann für mehrere CMP-Auslegungen gemacht und man erhält mehrere Stapelspuren pro Geschwindigkeit.
Durch das Stapeln verschiedener Geschwindigkeiten kann man Amplituden-Maxima herausfinden— Filtern, aus welchen man erkennen kann, wie der Untergrund aufgebaut ist.
- f. DMO: ist die NMO Methode für geneigte Horizonte. Da bei geneigten Horizonten die Stapelung der einzelnen NOM-Korrekturen nicht korrekt durchgeführt werden können. Es kommt zu einem Stapelkonflikt. Die Abhilfe für diese Situation schafft der DMO (Dip-Move-Out)-Prozess oder die sog. Prestack-Migration. Wichtig ist, dass sich für geneigte Horizonte die Stapelgeschwindigkeit um $1/\cos(\text{dip})$

$$T^2(h) = T_0^2 + \left(\frac{2 \cdot h}{v}\right)^2 \cdot (\cos(\text{dip}))^2$$

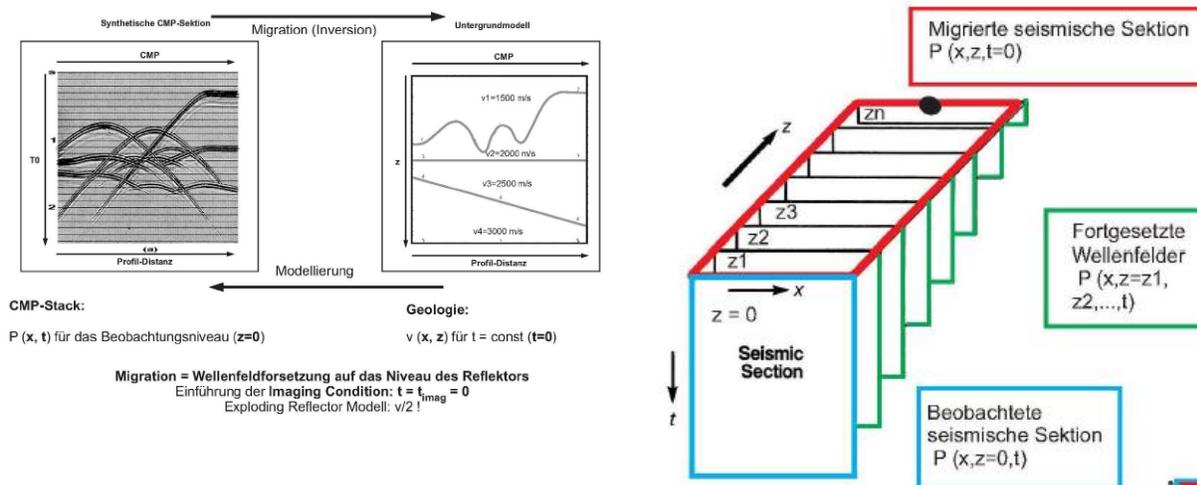
erhöht. Bei geneigten Reflektoren bildet eine CMP-Anordnung nicht mehr einen gemeinsamen Reflexionspunkt im Untergrund. Dh. bei einem horizontiertem Untergrund gilt $\text{CMP}=\text{CDP}$. Der DMO-Prozess ordnet nun den unterschiedlichen Reflexionspunkten jeweils einen räumlich und zeitlich korrekten Oberflächenpunkt zu, sodass die Migration durchgeführt werden kann. Vor der Migration kann man seine Daten so beschreiben, dass man eine Stapelung der Daten in der Zeit hat, aber die Lagerichtigkeit noch nicht gegeben ist (hierfür benötigt man die Migration).



9. Wellenfortsetzung:

- a. **Motivation:** Die Idee der Wellenfeldfortsetzung ist es eine einfache Gleichung zu erstellen um im Anschluss die Migration der Ergebnisse durchführen zu können. Es gibt 2 Fortsetzungsmethoden, einmal die Up-Continuation, welche man als Modellierung auffassen kann. Hier wird die Fortsetzung der Welle auf der Basis der Wellengleichung nach oben fortgeführt. Als 2. Möglichkeit der Wellenfortsetzung gibt es die Downward-Continuation, welche ein wesentliches Element der Inversion bzw. der Migration ist. Hier erfolgt die Fortsetzung auf Basis der Wellengl. nach unten. Für das Streuzentrum gilt, dass eine Diffraktionshyperbel in $\langle z \rangle$ zu einem Spike in $\langle z + ndz \rangle$ wird, wobei z der Tiefe entspricht. Beim Up-Continuation ist dies genau umgekehrt (Spike \gg Diffraktionshyperbel). Da man für eine gute Auswertung seismischer Daten, wie oben bei der Auswertung beschrieben, die Migration benötigt, liegt die Motivation der Wellenfortsetzung in der Bearbeitung der seismischen Ergebnisse. Es gibt verschiedene Methoden für die Up- und Downward-Continuation: (f,k)Methode; Kirchhoff-Integral; Finite Differenzen Methode.

Von den gestackten Aufnahmen kann man mittels Migration (Downward-Continuation) auf ein Untergrundmodell schließen. Folgend kann man mittels der Modellierung (Up-Cont.) das Modell wieder in einem CMP-Stack umwandeln. Als Migration versteht man die Wellenfortsetzung auf das Niveau des Reflektors. Migration (x-z-Ebene mit $t=0$); Seismische Aufnahme (x-t-Ebene)



- b. **Dispersionsbeziehung:** Ist die Beziehung mit welcher man von der Wellengleichung (im Bsp 2D) zu der Unidirektionalen Wellengleichung kommt. Man muss das Wellenfeld in monochromatische Wellen zerlegen, welches man mittels der Fouriertransformation durchführen kann. Mit der Dispersionsbeziehung im (f,k)-Bereich. Es ergibt sich, dass wenn der Term im (f,k)-Bereich mit einem Faktor multipliziert wird, das man ein anders k_z erhält. Somit steht jedes k_z für ein eigenes Niveau und man kann sich mit verschiedenen Frequenzen, unterschiedliche k_z berechnen. Als Dispersionsbeziehung bezeichnet man den Ausdruck k_z . Bei betrachtung des Vorzeichens kann man erkennen in welche Richtung sich die Wellenfortsetzung bewegt. Ist k_z imaginär, so wirkt der Wellenfeldextrapolator als Amplitudenverstärkung, bei reellen Lösungen nur als Phasenverschiebung. ($e^{-i \cdot k_z \cdot z} - W_{\text{extrapolator}}$)

Lösung >> Dispersionsbeziehung in (f, k)

$$P(k_x, z, \omega) = P(k_x, z = 0, \omega) \cdot e^{-i k_z \cdot z} \quad k_z = \pm \sqrt{\frac{\omega^2}{v^2} - k_x^2}$$

c. Unidirektionale Wellengleichung: Die folgende Unidirektionale Wellengleichung gilt für das retardierte

$$\frac{\partial Q}{\partial z} = \frac{i \cdot Q \cdot v(x,z) \cdot k_x^2}{4 \cdot \omega} + i \cdot 2 \cdot \omega \cdot Q \cdot \left[\frac{1}{\bar{v}(z)} - \frac{1}{v(x,z)} \right]$$

Wellenfeld. Sie entspricht einer ortsabhängigen Geschwindigkeitsverteilung $v(x,z)$ und für $t=0$

$$\frac{\partial Q}{\partial z} = \frac{i \cdot v}{4 \cdot \omega} \cdot \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2}$$

IFT $k_x \gg x$; Lateral konstante Geschwindigkeit $v = v(z)$

$$\frac{\partial^2 Q}{\partial z \cdot \partial t} = \frac{v}{4} \cdot \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2}$$

IFT $\omega \gg t$; Basis für die 15° Gleichung für Tiefenmigration

$$\frac{\partial^2 Q}{\partial x \cdot \partial t} = \frac{v^2}{8} \cdot \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2}$$

Transformation $z \gg \tau$; Basis für die 15° Gleichung für Zeitmigration

|?
|?
|?
|?
|?

Mittels der oben genannten Dispersionsbeziehung vereinfacht sich die Unidirektionale Wellengleichung

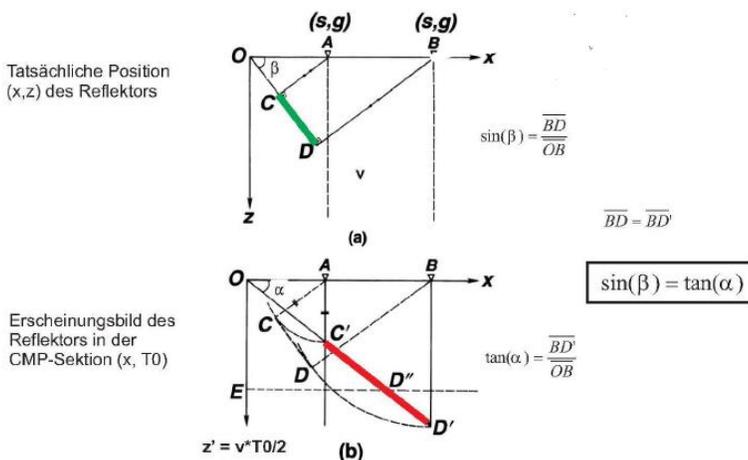
$$\frac{\partial P(k_x, z, \omega)}{\partial z} = -i \cdot k_x \cdot P(k_x, z, \omega)$$

zu.

Die Migration wird meist numerisch gelöst, da die analytische Lösung bei großen Datenmengen sehr aufwendig ist. Die numerische Lösung nach Finiten Differenzen gleicht umso besser der Analytischen wenn die Schrittweite sehr eng gehalten wird. Analytisch zu schwer wegen komplizierten Geschwindigkeiten → Lösung numerisch mittel FD

d. Anwendung auf Stack:

10. Migration: ist notwendig um nach der Aufnahme verfälschte Diffraktionshyperbel aufzulösen, bzw. in eine Lagerrichtige Darstellung der Hyperbeln und des Untergrundes zu erreichen. Man erhält ein falsches Abbild vom Untergrund wegen falschen Reflexionen. Da seismische Reflexionen immer den kürzesten Weg nehmen. Die Reflexionen werden somit in der Zeitsektion falsch abgebildet. Durch die existierende Verbindung der Winkel kann man die richtigen (korrigierten) Punkte berechnen, siehe Grafik.



Man kann den (x,z)-Raum als Modellraum bezeichnen und den (x,t)-Raum als Datenraum. Hat man ein Spike in (x,z) so ist dies ein Streuzentrum welches sich im (x,t)-Raum als Diffraktionshyperbel abbildet, dies nennt man Modellierung. Betrachtet man einen Spike im (x,t)-Raum so entspricht dieser einem einzelnen Sample. Dieser Spike in den (x,z)-Raum umgewandelt entspricht einer Wellenfront, dies bezeichnet man als Inversion. Exploding reflector: ist die Modellierung eines synthetischen CMP Stack. Hier wird der Reflektor gedanklich als Kette von Quellen angesehen und alle gleichzeitig gezündet. Die Überlagerung aller dieser gedanklichen

Wellen ergibt den CMP-Stack. Für reale Daten muss man die Geschwindigkeit $v/2$ verwenden. Einfache Methoden der Migration sind die Point-Plotting-Methode (oder. Dip Bar Migration; Sie wird aus der Neigung des Horizontes in der CMP-Sektion berechnet) oder die Tangentenmethode (Hier wird eine Einhüllende [Kurve] an Kreisbögen gesucht). Dann gibt es noch das Diffraktionsstapeln (Amplituden werden in der CMP-Sektion entlang von Diffraktionshyperbeln aufsummiert und am Scheitel geplottet), die Wellenfrontmethode (Amplituden in der CMP-Sektion werden entlang der Wellenfronten „verschmiert“ und aufsummiert). Für die letzteren 2 Methoden ist die Information über die Geschwindigkeit notwendig. Migrationsgeschwindigkeitsanalyse: bei v =klein werden Formen in die Länge gezogen, bei v =groß umgekehrt.

a. Methoden:

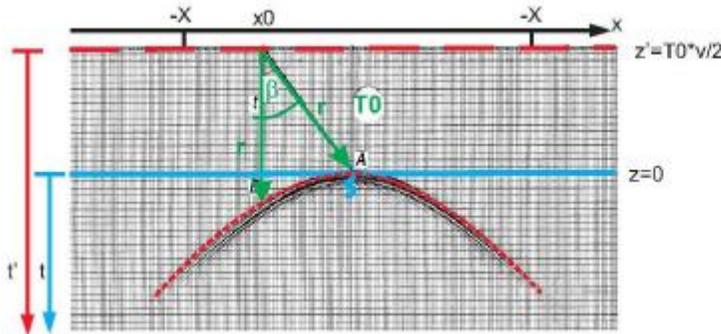
➤ Kirchhoff: Diese Methode der Migration entspricht dem vorhin beschriebenen Diffraktionsstapeln, wobei die zugrundeliegende Theorie auf der Lösung der Wellengleichung im Zeit/Ortsbereich liegt. Hierfür ist die Hilfe der Green'schen Funktionen notwendig.

Mit Kirchhoff kann man eine Wellenfortsetzung nach oben zu erreichen, erhält man als Lösung der

$$P_{out}(x_0, z', t') = \frac{X}{\pi} \cdot \sum_{x=-X}^{x=X} \left[\frac{\cos(\beta)}{\sqrt{V_{mig} \cdot r}} \cdot (p(t) * P_{in}(x, z=0, t' - \frac{r}{V_{mig}})) \right]$$

skalaren Wellenfeldgleichung im Zeit/Ortsbereich:

Hier ist zu erkennen, dass ein Amplitudenfaktor existiert. Mittels einer Apertur (Später erklärt) kann man die Kirchhoff Migration begrenzen. Die Amplitude kann man mit dem Amplitudenfaktor steuern. Es wird folgendermaßen vorgegangen. 1) Amplitudenkorrektur für den Vertikalauftnehmer 2) Amplitudenkorr. Für sphärische Divergenz 3) „Wavelet shaping factor“ >> Phasenverschiebung um $45^\circ(2D)$ oder $90^\circ(3D)$. Die Grafik gilt für ein Spike (Punktquelle)



$$r = \sqrt{(x - x_0)^2 + z'^2}$$

$$z' = \frac{T0 \cdot V_{mig}}{2}$$

Die richtige Kirchhoff-Migration ist eine Wellenfeldfortsetzung nach unten plus dem Imaging Condition.

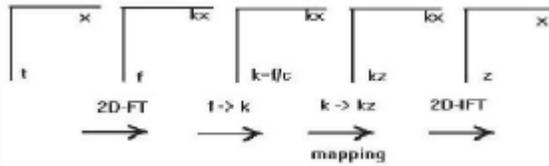
$$P_{out}(x_0, z') = \frac{X}{\pi} \cdot \sum_{x=-X}^{x=X} \left[\frac{\cos(\beta)}{\sqrt{V_{mig} \cdot r}} \cdot (p(t) * P_{in}(x, z=0, \frac{r}{V_{mig}})) \right]$$

Bei großen Offset ist die Näherung durch eine Hyperbel nicht mehr gültig >> Beschränkung der Offsets durch die Apertur. Hier sind schwache laterale Änderungen der

Migrationsgeschwindigkeit zulässig. Auch bei steilen Reflektoren (max. 35°) kann diese Verfahren nicht mehr angewandt werden.

➤ Finite Differenzen(FD): (auf Basis der Wellengleichung) Man hat auch bei dieser eine Einschränkung der Neigung des Reflektors, wobei bei dieser Methode viel steilere Strukturen dargestellt werden können als mit Kirchhoff. Es wird eine Zeitmigration und anschließend eine Tiefenkonversion durchgeführt. Die Tiefenmigration mit „Thin lens term“ ist bei starken lateralen Geschwindigkeitsänderungen besser.

➤ Stolt: wird auch (f,K)-Migration genannt.



Bei der Stolt Migration erhält man \$P(x,z)\$ aus der FT von

$$P(x,z,t=0) = \iint P(k_x, z=0, \frac{\sqrt{k_z^2 + k_x^2}}{2} \cdot v) \cdot \left[\frac{k_x}{\sqrt{k_z^2 + k_x^2}} \cdot v \right] \cdot e^{-ik_z z} \cdot e^{-ik_x x} dk_x dk_z$$

\$P(x,t)\$.

Kurz die Reihenfolge der

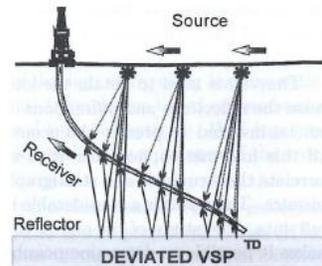
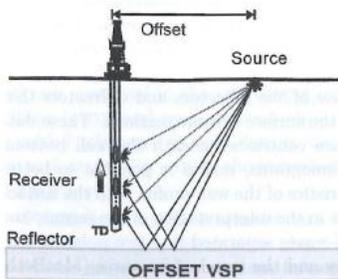
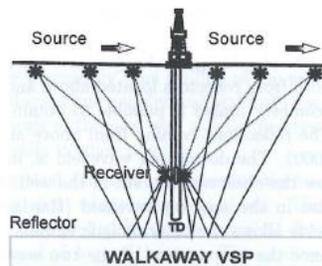
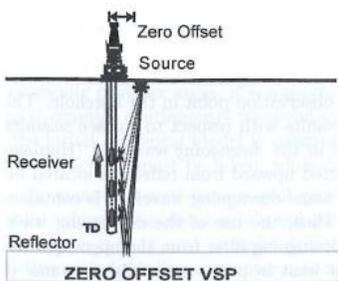
Methode beschrieben: Ausgangspunkt ist eine Wellenfeldfortsetzung mit Dispersionsbeziehung. Dann werden die Stacks Fourier transformiert und eine Wellenfeldfortsetzung durchgeführt. Mit dem Imaging Condition (\$t=0\$) erhält man die Stolt-Migration.

b. **Aperatur**: ermöglicht das begrenzen von Offsets??!

11. Vertical Seismic Profiling:

a. Prinzip: Mittels eines Bohrloches im Boden, wo die Geophone platziert werden, die seismischen Profile

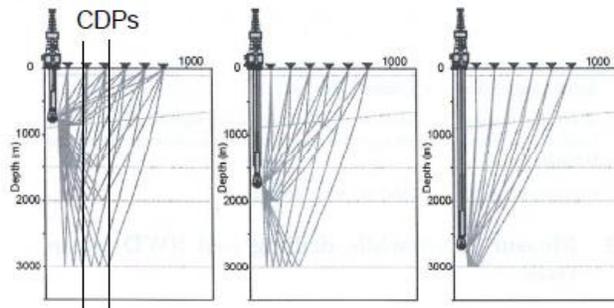
VSP - Geometrien für Bohrloch



auszuwerten. Hier sind die Quellen (Sprengung, Schlag) an der Oberfläche. Es gibt wie die Grafik zeigt, verschiedene Methoden die Geophone zu platzieren, bzw. aufzustellen. Auch die Art des Bohrlochs ist von Bedeutung, doch meist ist das Loch Vertikal.

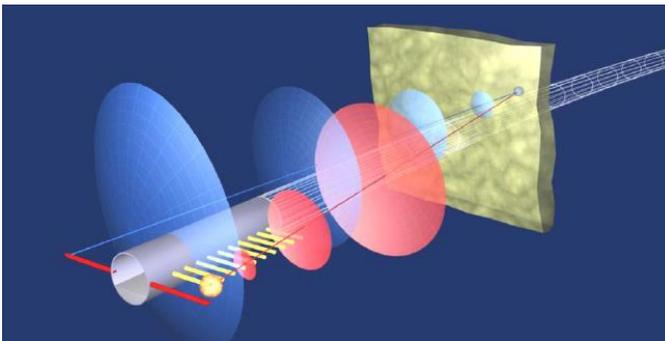
b. Auswertung: Die kann kurz beschrieben werden. VSP ist die Beobachtung von downgoing und upgoing wavefields. Aus denen man zuerst die Ersteinsätze picken muss (die Direkte Welle) und aus diesen die Geschwindigkeit bestimmen. Daraufhin folgt ein Signalprocessing. Letztlich muss man das upgoing und downgoing voneinander trennen. Dies erfolgt mittels einer 2D Filterung (zb. FK)

Bei der Auswertung ist die CDP-Transformation wichtig, da die Geophone im Bohrloch auf unterschiedlichen Höhen liegen hat man bei jedem Geophone einen anderen CDP, bzw. je weiter weg die Geophone vom Bohrloch sind umso mehr CDP gibt es. Man somit sagen, dass auf einer Paarung (Geophone-Schuss) mehrere CDP liegen, welche abhängig von der Zeit sind. Um diese in CDP-Spuren umzurechnen benötigt man alle Paarungen und die seismische Geschwindigkeit. Anschließend können gleiche CDP gestapelt werden.

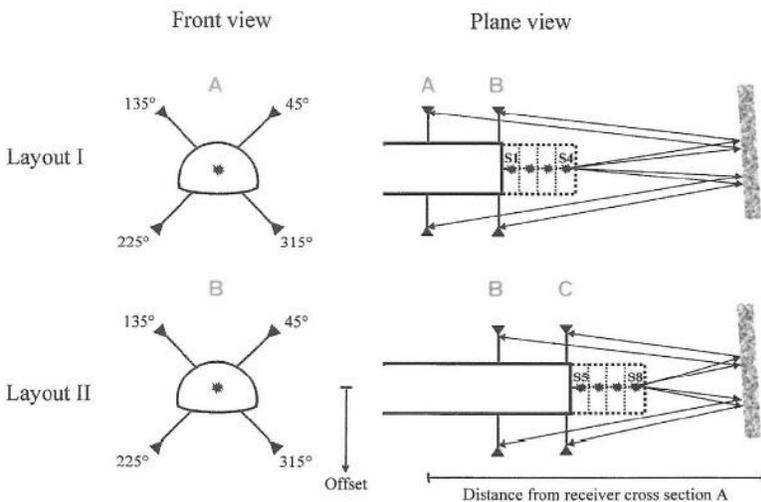


Zeigt die Unterschiedlichen CDP in Abhängigkeit von der Bohrlochtiefe und den Geophoneabständen.

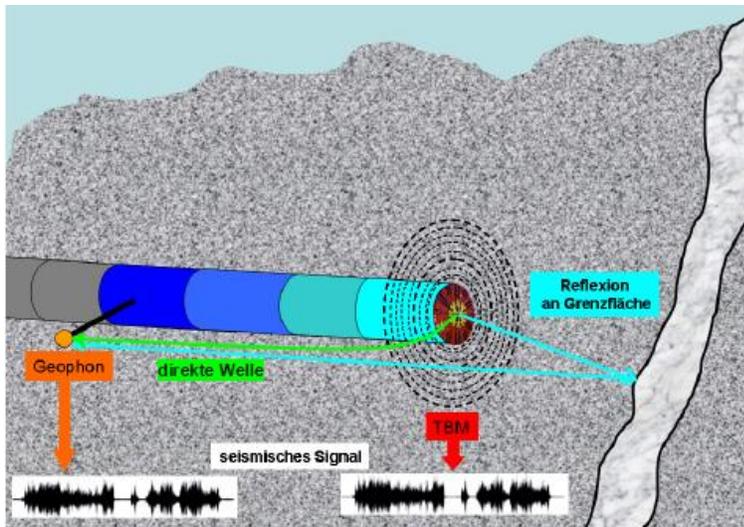
- c. Tunnellayout: Mehrere Schüsse: in die rechte und linke Ulme (seitliche Tunnelwand) und 2 Geophone (meist 1-3 Komponentengeophone) auch jeweils in rechter und linker Ulme.



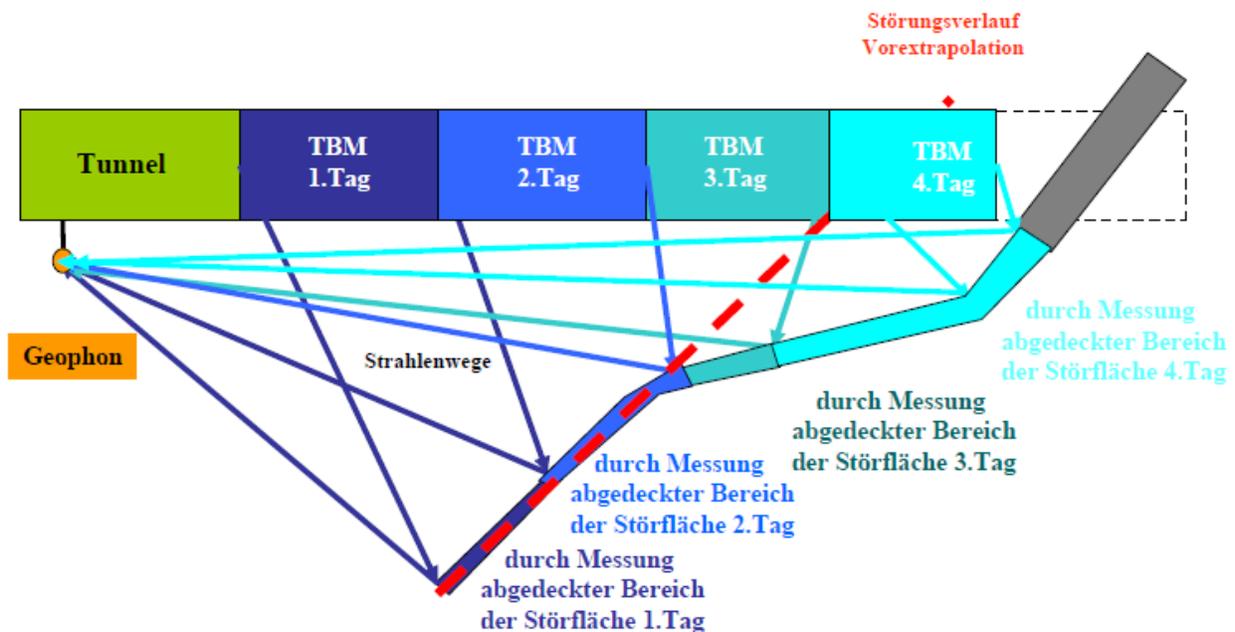
oder Schüsse an der Ortsbrust (vorne) hier können bis zu 4 Geophone verwendet werden welche im Uhrzeigersinn verteilt werden (1-3 Komponentengeophone)



- d. Tunnel Seismic While Drilling – Prinzip: (TSWD) das Messprinzip ist so aufgebaut, dass die Tunnelbohrmaschine (TBM) als Quelle betrachtet wird und das Signal auch direkt am Bohrkopf (zb. Hauptlager des Schneiderades) aufgezeichnet wird. Die Geophone befinden sich in Messquerschnitten in den Ulmenbohrungen und somit hat man ein Dauermessungssystem (seismisches Monitoringsystem). Es werden konventionelle seismische Daten durch Korrelation oder durch Methoden die der Korrelation entsprechen erzeugt. Der Schussabstand liegt im [mm] bis [cm] Bereich.



Ablauf der TSWD-Methode - Mapping von Störungen



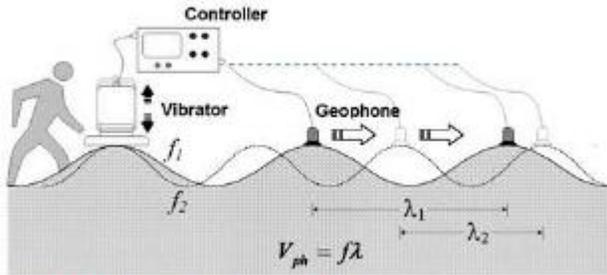
Auswertung der TSWD: Kontinuierliche Aufnahme von Rohdaten am Bohrkopf und zb an Station A. Durch Korrelation und Stapeln erhält man eine seismische Spur für jeden Meter, welche nach der P-Welle ausgerichtet ist. Mit einem Frequenz-Wellenzahl-Filter kann man sich das reflektierte Wellenfeld erzeugen und somit Aussagen über Diskontinuitäten im weiteren Tunnelverlauf treffen.

12. Oberflächenwellen: Es gibt 2 verschiedene Arten von Oberflächenwellen: 1) die Rayleigh Welle, diese breitet sich entlang der freien Oberfläche der Erde aus. Die Ausbreitung der Welle ist eine elliptische Bewegung. Mit der Tiefe nimmt die Amplitude exponentiell ab. Eine Rayleigh Welle kann sich nur in festen Medien ausbreiten und die Geschwindigkeit entspricht ca. dem 0.9-fachen der Sekundärwellengeschwindigkeit. 2) Die Love Welle, diese entsteht nur in einem Gebiet, wo die S-Wellengeschwindigkeit der unteren Schicht höher ist als die der Oberen. Die Partikel bewegen sich im rechten Winkel zur Ausbreitungsrichtung der Welle, jedoch parallel zur Oberfläche. Sie ist ein Spezialfall und kommt in der Natur bei Kohlenflözen (Kohle liegt zwischen 2

Schichten [Kohle = langsame Ausbreitungsgeschw.]) Für die Love-Welle wird eine Geschwindigkeitsinversion benötigt.

a. Messprinzip: für die Rayleigh-Welle:

- Continuous Surface Waves (CSW): seismische Quelle, z.B. Ein Vibrator der vertikal anregt und mit 2 Vertikalgeophonen aufgenommen wird. Kontinuierlicher Sweep welcher über ca. 30 Sekunden angewandt wird.



CSW Method (Matthews et al., 1996)

- Spectral Analysis of Surface Waves (SASW): hier ist die Quelle eine Impulsquelle (Hammer) die vertikal anregt oder eine permanente vertikale Quelle (Straßenverkehr). Auch hier hat man 2 Vertikalgeophone für die Aufnahme. Beim Hammerschlag nimmt die Stärke des Signals mit der Entfernung ab. Bei der Messung mittels dem Straßenverkehr müsste die Aufnahmedauer über einen größeren Zeitraum ausgeführt werden, um entsprechende Ergebnisse zu bekommen.
- Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW): Diese Messmethode hat dieselben Quellen wie die SASW, nur hat man hier nicht 2 Vertikalgeophone, sondern mindestens 24 (z.B. einen Streamer – Band mit Geophonen, welche dann immer weiter gezogen wird). Durch den Abstand zum Impulsauslöser kommt es zu einer Frequenzänderung, und man kann dadurch größere Frequenzspektren aufnehmen.

für Love-Welle:

- Hier wird die Quelle horizontal angeregt (z.B. Pflock auf dem mit dem Hammer seitlich darauf geschlagen wird). Als Geophone dienen auch hier die Vertikalgeophone, nur die Anregungsrichtung ist anders. Die Methoden CSW, SASW und MASW sind auch möglich, nur die Anregung muss geändert werden.

b. Auswertung:

- Aufzeichnung von Seismogrammen (meist multichannel records) im Feld
- Datenprozessierung der Seismogramme (Anbringen der Feldgeometrie, Filterung, Muting, usw.)
- Transformation der Records zu Dispersionsbildern und Extraktion der Dispersionskurven (Dispersion = unterschiedliche Geschwindigkeit einzelner Phasen)
- Inversion der Dispersionskurven, um ein 1D S-Wellengeschwindigkeits-Tiefenprofil zu erhalten (pro Record ein Profil)
- Interpolation der 1D-Tiefenprofile zu 2D Profilen. (Derzeit gibt es noch keine 3D Aufzeichnung für OFW)

c. Einsatzmöglichkeiten: beim Auffinden von Erzgängen oder bei baulichen Maßnahmen wie z.B. Windradbau. Gibt es Hohlräume oder schlechte Schichten unter meinem Baugrund der Windkraftanlage.

Global mit Erdbeben und die Beziehung vom Bodenmaterial zwischen P- und S- Wellengeschwindigkeit.

