

2 Methoden der Interpretation von Potentialfeldern

Zunächst sollen die methodischen Grundlagen und Verfahren erläutert werden, mit deren Hilfe die Lithosphärenstruktur der Ostalpen untersucht wurde.

Für die Untersuchung von Potentialfelder gibt es generell zwei verschiedene Methoden: Die direkte Interpretation, sowie die Vorwärtsmodellierung unter Berücksichtigung von Nebenbedingungen. Die direkten Methoden (Inversion im engeren Sinne) bieten den Vorteil, dass sie direkt auf die vorhandenen Datensätze angewandt werden und schnell zu Ergebnissen führen, ohne dass viele Parameter im Vorfeld festgelegt werden müssten. Die Überprüfung mit Randbedingungen (wie aus der Seismik) erlaubt dann eine qualitative Einordnung dieser Resultate. Im Gegensatz dazu werden bei der Vorwärtsmodellierung sämtliche Randbedingungen bereits bei der Zusammenstellung des Grundmodells berücksichtigt. Aufgrund der Mehrdeutigkeit in den Lösungen für Potentialfelder ist es sonst unmöglich ein realistisches Modell zu erstellen. So erfordert die direkte Modellierung mehr Aufwand bei der Zusammenstellung der Datenbasis, bietet jedoch den Vorteil, dass sie detailliertere Ergebnisse berücksichtigen kann und stärker von Nebenbedingungen gestützt wird. Eine Kombination beider Methoden und ihrer einzelnen Verfahren erhöht den Informationsgewinn gegenüber der Anwendung nur einzelner Methoden.

Bei den Potentialfeldern, die in dieser Arbeit mit diesen Methoden untersucht wurden, handelt es sich um die Bougueranomalie und die Geoidundulationen.

2.1 Potentialfelder

Die Bougueranomalie Δg_{cb} wird durch eine Reihe von Reduktionen aus der beobachteten Schwere g_{obs} berechnet (siehe z. B. Jung, 1961; Grant und West, 1965; Blakely, 1996):

$$\Delta g_{cb} = g_{obs} - g_{fa} - g_{sb} - g_t - g_0 \quad (2.1)$$

Hierbei ist g_{fa} die Freiluft-Reduktion,

$$\delta g_{fa} = -0.3086 \cdot 10^{-5} \frac{m/s^2}{m} * h \quad (2.2)$$

g_t ist die Topographie-Reduktion, die durch die Approximation der Erdoberfläche mit einem digitalen Modell durchgeführt wird,

g_0 die Normalschwere des Referenzellipsoids und
 g_{sb} die einfache Bouguer-Plattenreduktion:

$$\delta g_{sb} = 2\pi f \rho h, \quad (2.3)$$

mit der Gravitationskonstante $f = 6,6725910^{-11} \text{Nm}^2/\text{kg}^2$, einer Reduktionsplattendichte ρ und der Höhe h . Für die Reduktionsdichte ρ verwendet man meistens die typische Krustendichte $2670 \text{kg}/\text{m}^3$. Gleichung 2.3 wird oft als die ebene Bouguer-Plattenreduktion bezeichnet, mit einer nach allen Seiten unendlich ausgedehnten Platte als grobe Annäherung an die Erdoberfläche (Jung, 1961).

Die Undulation des Geoids N bezeichnet die Differenz zwischen Geoid und Referenzellipsoid. Sie berechnet sich aus der Division des Störpotentials T und der Normalschwere g_0 (Moritz, 1990):

$$N = \frac{T}{g_0} \quad (2.4)$$

Hierbei ist das Störpotential T als Differenz zwischen dem Normalpotential U_0 und dem real auftretenden Potential W_0 definiert. Äquivalent zur Bougueranomalie können nun die topographisch reduzierten Geoidundulationen berechnet werden.

Für die Untersuchung dieser Potentialfelder stehen folgende Methoden zur Verfügung:

2.2 Direkte Methoden

Es gibt eine Reihe von Methoden, die sich im Laufe der Jahre als zuverlässig in der Untersuchung von Potentialfeldern und im speziellen von Schwerefeldern erwiesen haben. Hier sollen kurz einige Methoden vorgestellt werden, die im weiteren Verlauf der Arbeit verwendet wurden. Die angewendeten Verfahren bedienen sich alle der Wellenzahlanalyse (FastFourierTransformation) des Schwerefeldes und werden unter anderem ausführlich von Degro (1986), Cianciara und Marcak (1976) oder Blakely (1996) beschrieben und von Lahmeyer (1990), Döring (1995) und Braitenberg *et al.* (1997a) getestet.

2.2.1 Tiefenabschätzung

Das Verfahren der Tiefenabschätzung liefert die Möglichkeit, Quellen in verschiedenen Niveaus, die am Aufbau einer Schwereanomalie beteiligt sind, zu bestimmen. Hierbei wird der lineare Zusammenhang im Wellenzahlbereich zwischen dem semilogarithmischen Power-Spektrum über die Wellenzahlen ausgenutzt (Hahn *et al.*, 1976; Döring, 1995). Die Lösungen stellen maximale Tiefen dar und dienen als Anhaltspunkte für die Tiefenlage geologischer Strukturen, allerdings stellen die abgeschätzten Tiefen nur eine untere Grenze für einen Störkörper dar (Cianciara und Marcak, 1976; Döring, 1995) Für die Ergebnisse der Anwendung auf die Ostalpen s. Abschnitt 5.1. Mathematische Grundlage der Tiefenabschätzung ist die Feldfortsetzung nach unten.

2.2.2 Feldfortsetzung

Die Feldfortsetzung von Schwerewerten ermöglicht es, die Schwerkraftwirkung einer bekannten Anomalie, von einem Niveau auf ein zweites zu transferieren. Anwendung findet diese Methode beispielsweise in der Auswertung von Fluggravimetriedaten oder in der Interpolation von einer topographischen Oberfläche auf eine Ebene (Degro, 1986; Lahmeyer, 1990). Die Feldfortsetzung nach oben wirkt dabei wie ein Tiefpaßfilter und eignet sich so zur Regionalfeldbestimmung bei Wahl einer geeigneten Fortsetzungshöhe z_0 . Dagegen ist die Feldfortsetzung nach unten nur erlaubt, wenn die Bedingung der Quellenfreiheit erfüllt ist. Hierbei ist zu beachten, dass bei einer Feldfortsetzung nach unten Interpolations- und Messfehler, sowie kurzweilige Anteile exponentiell anwachsen (Degro, 1986).

Allgemein gilt, dass im quellenfreien Raum das Schwerepotential $U(x,y,z)$ der Laplace-Gleichung genügt:

$$\Delta U = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0 \quad (2.5)$$

Da die Reihenfolge der Differentiationen vertauschbar ist, genügt auch $g_z = g = \frac{\partial U}{\partial z}$ der Laplace-Gleichung:

$$\Delta g = \frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = 0 \quad (2.6)$$

Durch den Separationsansatz $g(x, y, z) = X(x) \cdot Y(y) \cdot Z(z)$ erhält man eine spezielle Lösung (Baranov, 1975) der Form:

$$g_{sp} = e^{+i\alpha x + i\beta y \pm \gamma z} \quad (2.7)$$

mit $\gamma^2 = \alpha^2 + \beta^2$.

Durch Überlagerung aller speziellen Lösungen ergibt sich die allgemeine Lösung von Gl. 2.6 in Form eines Integrals über alle Parameter α und β :

$$g(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \iint_{-\infty}^{+\infty} g(\alpha, \beta) e^{\pm\gamma z + i\alpha x + i\beta y} d\alpha d\beta \quad (2.8)$$

Für den Spezialfall $z=0$ stellt Gl. 2.8 eine inverse Fouriertransformation der Funktion $g(\alpha, \beta)$ dar. So gilt wegen des Fourierschen Inversionstheorems mit der üblichen Bezeichnung der Koordinaten im Wellenzahlbereich $\alpha = k_x$, $\beta = k_y$, $\gamma = k_r$:

$$\tilde{g}(k_x, k_y) = \frac{1}{2\pi} \iint_{-\infty}^{+\infty} g(x, y, z=0) e^{-i(k_x \cdot x + k_y \cdot y)} dx dy \quad (2.9)$$

Mit Gl. 2.8 und 2.9 ist es nun möglich, aus einer gegebenen Schwereverteilung $g(x, y, z=0)$ die Schwereverteilung $g(x, y, z=z_0)$ in einer Höhe $z=z_0$ zu bestimmen. Für $z<0$ wird Gl. 2.8 als Feldfortsetzung nach oben und für $z>0$ als Feldfortsetzung nach unten bezeichnet. Für Ergebnisse der Anwendung siehe Abschnitt 5.3.

2.2.3 Wellenlängenfilterung

Mittels der Wellenlängenfilterung kann durch die Wahl von Tief- bzw. Hochpassfiltern die spektrale Zusammensetzung eines Potentialfeldes hinsichtlich lokaler bzw. regionaler Anteile untersucht werden. Mit einem Tiefpassfilter können beispielsweise die lokalen Komponenten eines Feldes unterdrückt werden, um so ein Potentialfeld zu erzeugen, das nur von regional ausgedehnten Störkörpern erzeugt wird.

Bei einem idealen Hoch- oder Tiefpassfilter liegt an der Grenzwellenzahl $k = k_c$ eine Unstetigkeitsstelle vor, so dass eine von der idealen Filtercharakteristik abweichende Filterfunktion benutzt werden muss. Hierzu werden die Flanken mittels der Gauß'schen Glockenkurve geglättet.

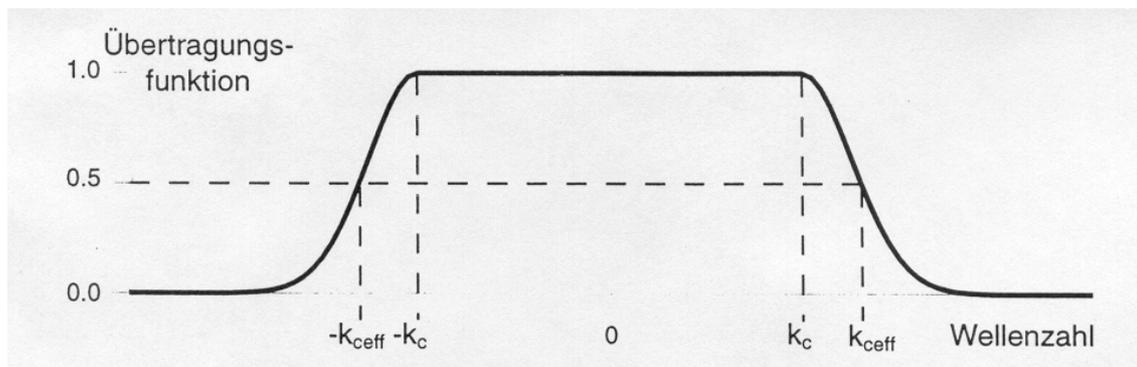


Abbildung 2.1: Filtercharakteristik eines realen Tiefpasses. k_c : Grenzwellenzahl, k_{ceff} : effektive Grenzwellenzahl (Degro, 1986).

Dies erfordert neben der Wahl der Grenzwellenzahl k_c nun auch die Wahl einer effektiven Grenzwellenzahl k_{ceff} (Degro, 1986; Lahmeyer, 1990). Wenn die zu analysierenden Werte in einem quadratischen Gitter vorliegen, wird $k_c = \frac{k_{ceff}}{\sqrt{2}}$, um die diagonal angeordneten Werte in ihrer Wirkung zu berücksichtigen.

Die Wahl der Grenzwellenzahl k_c orientiert sich an der Breite der zu untersuchenden Anomalie und korreliert mit der maximalen Störkörpertiefe mit $1/k_{ceff} = 3 \text{ max. Tiefe}$ (Degro, 1986). Siehe Abschnitt 5.2 für Anwendung in den Ostalpen.

2.2.4 Inversion

Mit der Inversion mittels des Parker-Algorithmus kann eine Schwereanomalie aus der Undulation der Grenzschicht zweier geologischer Einheiten berechnet werden, wobei die durchschnittliche Tiefenlage und der Dichtekontrast an dieser Grenzschicht vorher festgelegt werden müssen. Dies ermöglicht die Abschätzung der Schwerewirkung einer bekannten lithologischen Grenzschicht (z.B. der Krusten-Mantel-Grenze) oder, im umgekehrten Fall, die Bestimmung einer solchen Grenzschicht aus einem entsprechend gefilterten Schwerfeld. Vorausgesetzt wird jedoch immer ein entsprechender Dichtekontrast (Parker, 1972; Lahmeyer, 1990).

Die in Abschnitt 5.4 zur Analyse verwendete Methode von Braitenberg und Zadro (1999) ermittelt

die Grenzschicht zweier Körper durch eine Kombination des Parker-Algorithmus mit einer direkten Bewertung der Schwerewirkung der Grenzschicht. In die Bewertung der Schwerewirkung und der Grenzschicht gehen Randbedingungen aus anderen Untersuchungen (z. B. Seismik) mit ein.

2.2.5 Euler-Dekonvolution

Im Gegensatz zu den bisher vorgestellten direkten Methoden, die unabhängig von der Art des Bearbeitungsgebietes angewandt wurden, ist die Euler-Dekonvolution ein Verfahren, das in der Vergangenheit insbesondere in der Prospektionsgeophysik (Thompson, 1982) oder zur Untersuchung oberflächennaher Strukturen (Reid *et al.*, 1990) verwendet wurde. In den letzten Jahren gab es jedoch eine Reihe von Versuchen dieses Verfahren zu erweitern und auch auf tektonisch oder topographisch anspruchsvollere Gebiete anzuwenden (Keating, 1998; Hoffmann, 1999; Zhang *et al.*, 2000).

Diesem Verfahren liegt die Eulersche Homogenitätsgleichung zu Grunde, die im folgenden kurz erläutert wird. Eine Funktion wird homogen im Grad n genannt, wenn (Roy *et al.*, 2000):

$$F(tx, ty, tz) = t^n F(x, y, z) \quad (2.10)$$

Mit der Eulerschen Homogenitätsgleichung kann diese Funktion in folgender Weise formuliert werden:

$$x \frac{\partial F}{\partial x} + y \frac{\partial F}{\partial y} + z \frac{\partial F}{\partial z} = nF \quad (2.11)$$

Die Schwereanomalie über eine idealisierte symmetrische Punktquelle lässt sich darstellen als:

$$F(x, y, z) = \frac{K}{r^N} \quad (2.12)$$

mit $r^2 = (x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2$, (x_0, y_0, z_0) sind die Koordinaten des Messpunkts an der Oberfläche, K ist eine Konstante und N ist eine ganze Zahl abhängig von der Geometrie der Quelle. Gleichung (2.12) ist homogen vom Grade $n = -N$.

Wenn $z=0$ die Beobachtungsebene ist, dann lässt sich die Eulersche Homogenitätsgleichung für Gleichung (2.12) auf folgende Weise darstellen:

$$(x - x_0) \frac{\partial F}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial F}{\partial y} - (z_0) \frac{\partial F}{\partial z} = -NF(x, y, 0) \quad (2.13)$$

Der den Abfall des Feldes mit wachsendem Abstand beschreibende Homogenitätsgrad N wird häufig auch als „geologischer Strukturparameter“ (Strukturindex = SI) bezeichnet (Reid *et al.*, 1990). Der SI charakterisiert damit Art und Form des Störkörpers; z. B. zeigt die Abb. 2.2(a) die Ergebnisse für den Fall eines Quaders (Kantenlänge 4 km und Tiefe der Oberkante 5 km), und $SI = -0$ und in Abb.2.2(b) die Bestimmung des Quaderzentrums mit $SI = -3$. Je mehr Körper im Untergrund ein bestimmtes Potentialfeld verursachen, desto mehrdeutiger wird die Lösung; dies wird für den Fall mehrerer Stufen gezeigt ($SI = -0.5$, Abb. 2.2(c)).

Eine Abschätzung des SI's von Modellkörpern erlangt man über die Abschätzung der Anzahl der Dimensionen über die sich ein Körper ausdehnt (Hoffmann, 1999). Demnach ist der korrekte

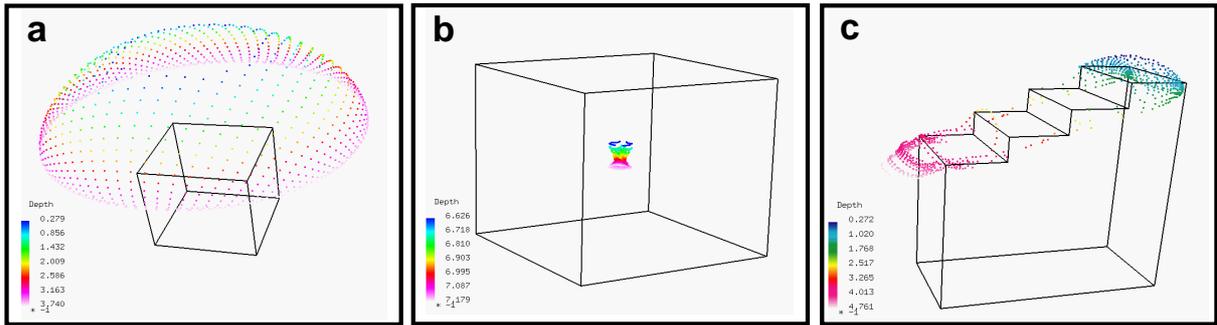


Abbildung 2.2: 3D-Körper mit Lösungen der Euler-Dekonvolution 3D-Ansichten eines Würfels mit der Kantenlängen 4 km und der Oberkante in 5 km Tiefe sowie eines Stufenkörpers. a) zeigt das Ergebnis der EK für $SI=-0$ und $W=5 \times 5$. b) zeigt die Lösungen für $SI=-3$. c) 3D-Ansicht eines Stufenkörpers. Die Punkte markieren Lösungen der EK für $SI=-0,5$ und $W=5 \times 5$ (aus Hoffmann, 1999).

Index die Zahl der Dimension, minus des maximal möglichen Index für ein Feld, was im Falle des Schwerfeldes 2 ergibt. Die SI aus Abb. 2.3 vergrößern sich also für die Verwendung der Bougueranomalie gegenüber der Verwendung des Vertikalgradienten der Schwere um eins (bei Verwendung der Bougueranomalie wird der SI für eine Punktmasse -2). Wenn man nun die Euler-Dekonvolution auf ein geologisch kompliziert aufgebautes Gebiet anwendet, ist die Wahl des „richtigen“ SI eine der Hauptaufgaben des Bearbeiters. Die Wahl des SI ist abhängig vom Vorwissen des Bearbeiters über die Struktur des Untergrundes, sowie seiner Vorabinterpretation der zu erwartenden Ergebnisse.

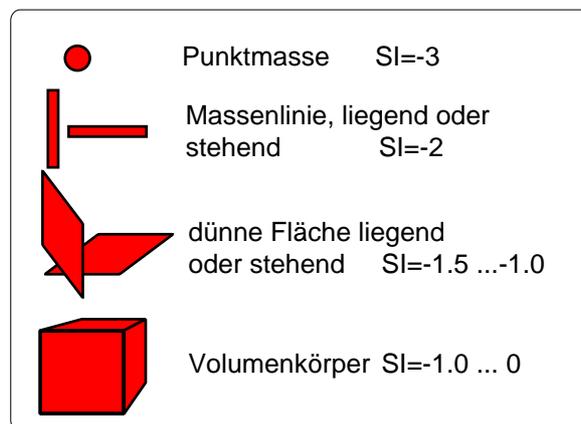


Abbildung 2.3: Beispiele für den strukturellen Index (SI) verschiedener Körper bei Verwendung des Vertikalgradienten der Schwere (nach Hoffmann, 1999).

Im Anhang A wird eine qualitativ/quantitative Untersuchung der Reproduzierbarkeit von Modell-daten mittels der Euler-Dekonvolution durchgeführt mit der die Anwendbarkeit der Methode in

Gebieten mit starke variierender Topographie und kompliziertem geologischen Aufbau überprüft werden soll und explizit der Einfluss der Wahl des SI getestet wird.

Neben der Wahl des SI sind für die Lösung der Euler-Dekonvolution mit dem Programm EUDIA (Hoffmann, 1999) 2 weitere Parameter zu beachten: die Suchfenstergröße W und der Anpassungsfehlergrenze f . Die Suchfenstergröße W ist abhängig von der Dimension des verwendeten Eingabegitters und sollte so gewählt werden, dass sämtliche Bereiche der zu untersuchenden Anomalie erfasst werden, aber auch Effekte durch Überlagerung aus mehreren Quellen vermieden werden. Mit der Fehlergrenze f kann die Güte der Lösungen beeinflusst werden. Für jede Lösung wird auch der relative Fehler der z -Koordinate berechnet. Um eine Beschränkung auf „gute“ Lösungen zu erhalten und zur Übersichtlichkeit muss dieser Wert entsprechend gewählt werden. Ein guter Startwert hierbei ist 15 Prozent (Hoffmann, 1999) (s. Abschnitt 5.5).

2.3 Indirekte Methoden

Bei den indirekten Methoden der Interpretation von Potentialfeldern handelt es sich in erster Linie um die Vorwärtsmodellierung. Die Vorwärtsmodellierung der Potentialfelder ist, anders als bei den direkten Verfahren eine Methode, bei der die Evaluation von Zusatzinformationen (Randbedingungen) von großer Wichtigkeit ist, um die Lösungsmannigfaltigkeit in der Analyse von Potentialfeldern zu minimieren. Nur eine sichere Evaluierung der Datenbasis ermöglicht es, realistische Quellen zu gewinnen, das im Falle der Schwere mit den Dichteinhomogenitäten und damit der Dichtestruktur des Untergrunds gleichbedeutend ist. Solch eine Modellierung kann 2D oder auch 3D durchgeführt werden. In dieser Arbeit werden dreidimensionale Modellierungen durchgeführt, da diese stärker die Realität abbilden und Strukturänderungen berücksichtigen können, die nicht entlang einer Ebene, sondern senkrecht zu den Modellebenen stattfinden. Wichtige Parameter, die im Vorfeld der Modellierung festgelegt werden müssen, sind die Eigenschaften der vorhandenen Gesteine und die Geometrie der Modellkörper bzw. der geologischen Einheiten. Zunächst sollen die Materialparameter diskutiert werden.

2.3.1 Material-Parameter

Die Festlegung der Dichtewerte in den Modellen basiert zum einen auf direkten Untersuchungen von Gesteinsproben, und zum anderen für den nicht direkt beobachtbaren Teil des Modells, auf einer petrophysikalischen Auswertung der von der Seismik aufgelösten Geschwindigkeitsverteilungen innerhalb geologischer Strukturen.

Theoretisch gelten für ein elastisches isotropes Medium folgende Zusammenhänge zwischen der Kompressions- und der Scherwellengeschwindigkeit V_p und V_s mit der Dichte ρ :

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}G}{\rho}} \quad (2.14)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (2.15)$$

Bei den verwendeten Konstanten handelt es sich um das Kompressionsmodul K und das Schermodul G . Die elastischen Eigenschaften und Ausbreitungsgeschwindigkeiten werden vor allem von den elastischen Eigenschaften der am Gesteinsaufbau beteiligten Minerale, ihrem Volumenanteil, der räumlichen Anordnung, ihren Bindungseigenschaften sowie Druck- und Temperaturbedingungen bestimmt (Schön, 1983). So verhalten sich viele sedimentäre und metamorphe Gesteine elastisch anisotrop, was zu einer Veränderung der Ausbreitungsgeschwindigkeit führt. Zusätzlich zur mineralogischen Zusammensetzung, dem Gesteinsgefüge, der Größe, der Orientierung und der Füllung von Porenräumen und Rissen hängt die Geschwindigkeit auch von einer partiellen Aufschmelzung der Gesteine ab (z. B. Gebrande, 1982; Heinson, 1993). Erst unter Berücksichtigung aller Abhängigkeiten ergibt sich der empirisch beobachtete Zusammenhang zwischen der seismischen Geschwindigkeit und der Dichte: Mit Erhöhung der seismischen Geschwindigkeit steigt im allgemeinen auch die Dichte (Schön, 1983; Gebrande, 1982).

Je nach Untersuchungsmethode und verwendeten Gesteinstypen wurden aus diesen Gesteinsprobenanalysen eine Reihe von unterschiedlichen Geschwindigkeits-Tiefen-Relationen abgeleitet, die teilweise Druck und Temperatur berücksichtigen (z. B. Woollard, 1959; Ludwig *et al.*, 1970; Gebrande, 1982; Mengel *et al.*, 1991; Sobolev und Babeyko, 1994; Nafe und Drake, 1963; Christensen und Mooney, 1995).

Bei der Anwendung dieser Relationen muss berücksichtigt werden, dass mehrere Gesteinsproben analysiert wurden und hieraus für jeden Gesteinstyp Mittelwerte gebildet wurden. Somit muss die Standardabweichung für jeden Gesteinstyp und für jede der gebildeten Mittelwertsgeraden benutzt werden, um eine Abschätzung der relativen Fehler zu gewinnen. Die Fehlerabschätzung für jeden Gesteinstyp würde aber eine genaue Kenntnis des geologischen Unterbaus erfordern, dessen Struktur jedoch durch die Kombination von Gravimetrie und Seismik erst ermittelt werden soll. Dieser Widerspruch wird nur dadurch aufgelöst, dass sukzessiv die geologischen Untergrundmodelle der gravimetrischen Interpretation seismisch (von Dichte zu Geschwindigkeit) und der seismischen Interpretation gravimetrisch (von Geschwindigkeit zu Dichte) aneinander angepasst werden (Döring, 1998). In dieser Arbeit wird jedoch nur eine Umwandlung der seismischen Geschwindigkeiten in Dichtewerte durchgeführt, da die Rücktransformation zu aufwendig geworden wäre.

Dabei kommen zwei Geschwindigkeits-Dichte-Relationen zur Anwendung: Zum einen die Relationen von Christensen und Mooney (1995), und zum anderen die Relationen, die aus Arbeiten von Sobolev und Babeyko (1994) abgeleitet wurden.

Christensen-Mooney

Die Relationen von Christensen und Mooney (1995) stammen aus einer Untersuchung der globalen Geschwindigkeitsstruktur der Kruste.

$$\rho = a + bv_p \quad (2.16)$$

$$\rho = c + d/v_p \quad (2.17)$$

mit ρ der Dichte, v_p der P-Wellengeschwindigkeit und a , b , c und d Konstanten, die je nach Tiefenbereich gewählt werden müssen (s. Tabelle 2.1). In Formel (2.16) wird eine lineare Dichte-Geschwindigkeits-Relation angegeben, die ihre Gültigkeit insbesondere innerhalb der Kruste besitzt. Für den Übergang von der Kruste in den Mantel empfiehlt es sich die nichtlineare Relation

Tiefe km	a kgm^{-3}	b kgm^{-3}/kms^{-1}	$S_1(\rho, v_p)$ kgm^{-3}	c kgm^{-3}	d kgm^{-3}/kms^{-1}	$S_2(\rho, v_p)$ kgm^{-3}
10	989.3	289.1	116.3	4929	-13294	69.30
20	947.3	296.6	113.3	5055	-14094	62.20
30	946.6	299.7	112.5	5141	-14539	57.36
40	964.5	300.5	113.3	5212	-14863	53.63
50	1078.3	299.0	120.3	5281	-15174	50.51

Tabelle 2.1: Parameter für die lineare (a und b, Gl. 2.16) und nichtlineare (c und d, Gl. 2.17) Geschwindigkeits-Dichte-Relationen von Christensen und Mooney (1995). S_1 und S_2 geben den Standardfehler der jeweiligen Umrechnung an.

aus Formel (2.17) zu verwenden (Christensen und Mooney, 1995). Dies kommt bei Umrechnung von globalen Geschwindigkeitsmodellen in Dichtemodellen zum tragen (s. Abschnitt 2.3.2).

Sobolev-Babeyko

Die Relationen nach Sobolev und Babeyko (1994) ermöglichen es, genaue regionale Bedingungen für die Dichteberechnung vorzugeben, welche die lokale Temperatur und Druckverteilung berücksichtigen. Sie besitzen jedoch nur für kristalline Gesteine Gültigkeit.

Die Umrechnung der ermittelten in situ p-Wellen-Geschwindigkeit $v_{p(insitu)}$ in die in situ Dichten $\rho(insitu)$ nach der Sobolev-Relation erfolgt in drei Schritten:

1. Umrechnung der in situ Geschwindigkeit v_p in eine Geschwindigkeit bei Normalbedingungen (Normaldruck $P_0 = 0.1MPa$ und Temperatur $T_0 = 25^\circ C$)

$$v_{p0} = v_{p(insitu)} - \frac{\partial v_p}{\partial P} P - \frac{\partial v_p}{\partial T} (T - T_0) \quad (2.18)$$

mit $\partial v_p / \partial P = 0.12 \frac{km}{sGPa}$ und $\partial v_p / \partial T = -4.5 \cdot 10^{-4} \frac{km}{s^\circ C}$

2. Berechnung einer entsprechenden Dichte unter Normalbedingungen P_0, T_0 . Dabei ist zu beachten, dass es für zwei unterschiedliche Geschwindigkeitsbereiche entsprechende Umrechnungsformeln gibt:

$$\rho_0 = 0.446 * v_{p0} - 0.074 \text{ für } 6.05 km/s \leq v_{p0} \leq 6.95 km/s$$

$$\rho_0 = 0.487 * v_{p0} - 0.359 \text{ für } 6.95 km/s \leq v_{p0} \leq 7.80 km/s$$

3. Umrechnung der Dichte in eine in situ Dichte

$$\rho(insitu) = \rho_0 + \frac{\partial \rho}{\partial P} P + \frac{\partial \rho}{\partial T} (T - T_0) \quad (2.19)$$

mit $\partial \rho / \partial P = 0.05 \frac{g}{cm^3 GPa}$ und $\partial \rho / \partial T = -9 \cdot 10^{-5} \frac{g}{cm^3 \circ C}$

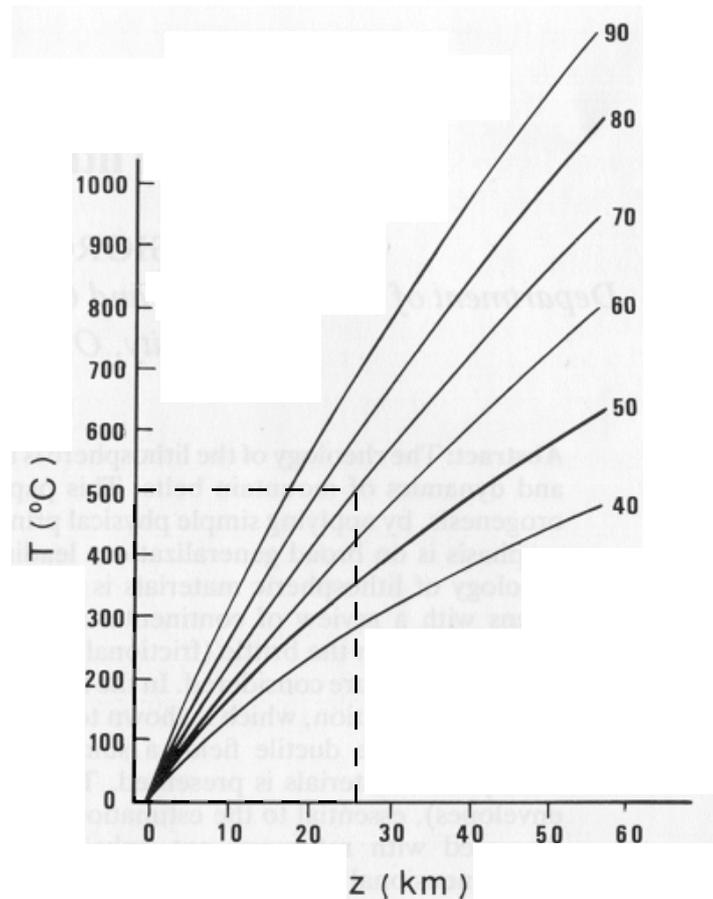


Abbildung 2.4: Kontinentale Geothermen in Abhängigkeit des Oberflächenwärmeflusses (in mW/m^2 , nach Ranalli, 1997).

Die Einheit der Dichte ρ wird in g/cm^3 und die der Geschwindigkeit v_p in km/s angegeben. Die in situ Temperatur T wird einer Temperatur-Tiefenverteilung entnommen, die diese Werte in Abhängigkeit des Oberflächenwärmeflusses berechnet (Abb. 2.4).

Entsprechend einem Wärmefluß von $70 mW/m^2$ im zentralalpinen Bereich (\hat{C} ermak *et al.*, 1992) ergäbe sich in ca. 25 km Tiefe eine Temperatur von etwa 500 °C. Der in situ Druck berechnet sich über den linearen Zusammenhang:

$$P = P_0 + \partial P / \partial z \cdot z = 0.001 GPa + 1.1 GPa / 40 km \cdot z$$

In Bezug auf die Standardabweichungen bei der Interpretation der seismischen Geschwindigkeiten ergibt sich eine Toleranz für die ermittelten Dichten von $\pm 0.05 g/cm^3$. Die Auflösung der Dichtemodelle ist für die tieferen Krustenbereiche schon geringer als diese Fehlertoleranz. Das bedeutet, dass durch die mit diesen Relationen berechneten Dichtewerte schon ein fester Rahmen für die Modellierung vorgegeben ist.

Die mit den Geschwindigkeits-Dichte-Relationen berechneten Material-Parameter sind absolute Dichten. Bougueranomalie und Geoidundulation spiegeln jedoch nur Dichteunterschiede wider,

was die Erstellung eines Referenzmodells für die Dichte erfordert, welches sich im Hintergrund des eigentlichen Dichtemodells befindet.

2.3.2 Referenzmodell

Die Modellierung der Bougueranomalie oder der Geoidundulationen erfordert eine Darstellung der relativen lateralen Dichteinhomogenitäten. Für den Vergleich eines Dichtemodells mit seismischen Geschwindigkeitsmodellen und petrophysikalischen Modellen ist die Angabe von absoluten Dichtewerten sinnvoller. Deshalb wird zunächst ein Dichtereferenzmodell definiert, das sich im Hintergrund des eigentlichen Modells befindet. Ein weiterer Grund für den Einbau des Referenzmodells besteht in der Vermeidung von starken Randeffekten, die sich in der Modellierung mit absoluten Dichten ohne Referenzmodell ergeben würden. Auch müsste bei der Modellierung ohne Referenzmodell ein konstanter Verschiebungsbetrag (Shift) von der berechneten Modellschwere abgezogen werden (Kirchner, 1997). Der Einbau des Referenzmodells führt dazu, dass Modell- und Messschwere ein gemeinsames Niveau besitzen müssen und die Anpassung direkt aus der Schwerewirkung des Modells erfolgt.

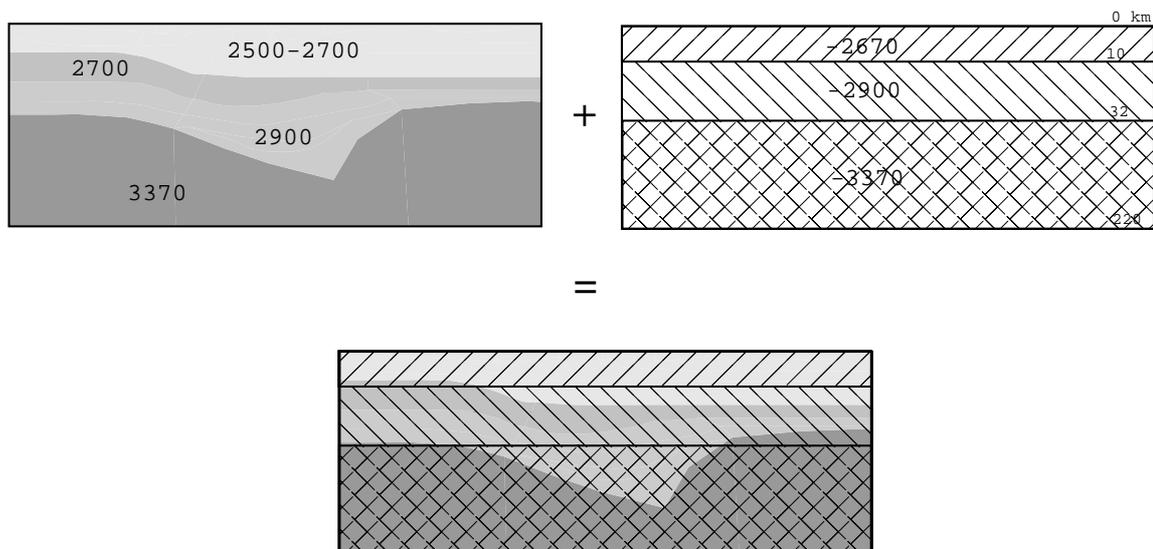


Abbildung 2.5: Konzept des Hintergrund- oder Dichtereferenzmodells. Durch Superposition des geologischen Modells (positive Dichtewerte) und des Referenzmodells (negative Dichtewerte) ergibt sich das reale Dichtemodell.

Das Dichtereferenzmodell soll den schalenförmigen Aufbau der „Normalerde“ darstellen, damit die zugehörige Normalschwere von der modellierten Schwere abgezogen werden kann, um so die Bougueranomalie zu erhalten.

Neben dem Preliminary Earth Model (PREM) von (Dziewonski und Anderson, 1981), das sowohl Dichten als auch seismische Geschwindigkeiten vorgibt, ist das IASP'91-Modell (Kennett und Engdahl, 1991), eins der bekanntesten Erdmodelle. Letzteres gibt seismische Geschwindigkeiten vor, die mit Hilfe der Christensen-Mooney-Relationen zwischen seismischen Geschwindigkeiten

und Dichten umgerechnet werden können. Hiernach ergibt sich folgendes Referenzdichtemodell für die Ostalpen:

Struktur	Tiefe in km	Dichte in kg/m^3
Oberkruste	0-10	2670
Unterkruste	10-32	2900
Oberer Mantel	32-220	3350

Dieses Dichtereferenzmodell enthält für die Dichtemodellierung negative Absolutdichtewerte und befindet sich im Hintergrund des zu modellierenden geologischen Modells mit positiven Absolutdichten.

2.3.3 Modellierungssoftware und Geoinformationssysteme

Mit den vorab festgelegten Parametern kann nun unter Ausnutzung von Vorstellungen über Geometrien und Dichten ein 3D-Modell erstellt werden. Für die Modellierung der Potentialfelder wurde das Programmpaket IGMAS (Interaktives Gravimetrisches und Magnetisches Auswertesystem: Götze, 1984; Götze und Lahmeyer, 1988; Schmidt und Götze, 1998, 1999) verwendet. Diese Software benutzt ein interoperables 3D Geoinformationssystem (IOGIS) um so viele Zusatzinformationen wie möglich bereitzustellen (z. B. Schmidt und Götze, 1998, 1999; Breunig *et al.*, 2000).

Im Kern handelt es sich bei dem Programm IGMAS um ein 3D-Modellierungsprogramm, das es ermöglicht den geologischen Untergrund nahezu in Realform nachzubilden, um so dessen Schwerkraftwirkung im Stationsniveau zu berechnen. Im Programm werden sogenannte Ebenen durch das Untersuchungsgebiet definiert, die möglichst senkrecht zur geologischen Hauptstreichrichtung verlaufen. Basierend auf den Randbedingungen werden entlang der Ebenen Vertikalschnitte erstellt, die zum Abschluss der Konstruktion des Startmodells über alle Ebenen hinweg verbunden werden. Die Verknüpfung erfolgt durch Triangulation zusammenhängender Körper, die sich mindestens über zwei Ebenen erstrecken (Abb. 2.6). Dabei wird die Oberfläche der einzelnen geologischen Körper durch Dreiecke approximiert. Mit Hilfe der triangulierten Oberfläche können alle geologischen Körper mathematisch behandelt werden. Die Berechnung der Schwerkraftwirkung der Dreiecksanten ermöglicht nach dem Gauß'schen Integralsatz des Raumes und dem Satz von Green die Berechnung der Schwerkraftwirkung dreidimensionaler Körper (Götze, 1984).

Nach Erstellung des Startmodells kann nun interaktiv im Programm die Geometrie der einzelnen Modellkörper und deren Dichtewerte verändert werden, um so eine möglichst gute Anpassung an das Schwerfeld und die Geoidundulationen zu erzielen. Die Anpassung erfolgt unter Berücksichtigung der Randbedingungen, die im Rahmen der IOGIS-Funktionalität zur Verfügung gestellt werden.

Für das im Programm implementierte IOGIS, müssen im Vorfeld die geologischen, geophysikalischen und geographischen Informationen des Untersuchungsgebietes aufbereitet werden. Dabei handelt es sich um verschiedenste Informationen aus Geologie, Seismik, oder um Kartensätze von Flüssen, Städten oder Grenzen, die der besseren Orientierung dienen. Die Aufbereitung bestand im Digitalisieren, Scannen und Vektorisieren verschiedenster Kartenblätter und Bilder und

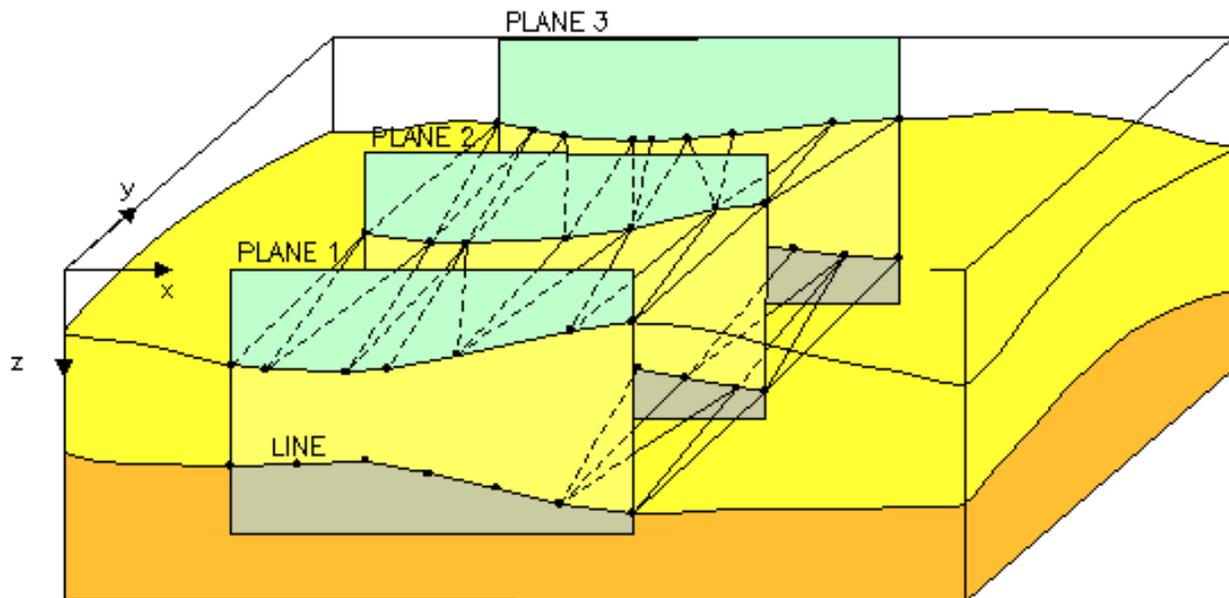


Abbildung 2.6: Konzept eines 3D-Modells in IGMAS (IGMAS-Homepage: Schmidt, 2000). Plane 1 bis 3 stellen Vertikalebene durch das 3D-Dichtemodell dar zwischen denen durch Triangulation die Oberflächen der einzelnen geologischen Körper approximiert werden.

dem konvertieren verschiedenster Dateien, in die Formate der hier benutzten Software. IGMAS bietet nun eine Visualisierungs-Schnittstelle für diese Randwerte, so dass es mit den genannten Vorarbeiten möglich ist, simultan das Dichtemodell und seine Randbedingungen wie Geschwindigkeitsparameter, Datensätze geologischer Einheiten, Oberflächengeologie, reflexionsseismische und seismologische Resultate darzustellen, um interaktiv unter Ausnutzung der Randbedingungen die Plausibilität der Modellierung zu verbessern. Die Interoperabilität besteht darin, dass während des Prozess der Modifikation der Modellstruktur eine Auswahl der benötigten Randbedingungen getroffen werden kann und diese wahlweise in die Modellgeometrie mit eingeblendet werden können.

Nach der Vorstellung der methodischen Grundlagen folgt nun eine Einführung in das Untersuchungsgebiet der Ostalpen.