



TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
WIEN

VIENNA
UNIVERSITY OF
TECHNOLOGY

DIPLOMARBEIT

Ein Dichtemodell der oberen Kruste im Untersuchungsgebiet ALP 2002

Ausgeführt am Institut für
Geodäsie und Geophysik
Forschungsgruppe Geophysik
der Technischen Universität Wien

unter der Anleitung von
O. Univ. Prof. Dipl.-Ing. Dr. phil. Ewald Brückl

durch
Oliver Simeoni
Hauptstraße 3-5
A-2340 Mödling

Wien, im Jänner 2009

.....

Kurzfassung

Erstellung eines dreidimensionalen Dichtemodells der Oberkruste, sowie die Berechnungen seiner Schwerewirkung und der gestrippten Bouguer Anomalie im Untersuchungsgebiet der seismischen Großprojekte CELEBRATION 2000 und ALP 2002.

Abstract

Creating a three-dimensional density model of the upper crust as well as the calculations of its gravity effect and stripped Bouguer-anomaly in the investigation area of seismic major projects CELEBRATION 2000 and ALP 2002.

Inhaltsverzeichnis

<i>Kurzfassung</i>	<i>2</i>
<i>Abstract</i>	<i>2</i>
<i>Inhaltsverzeichnis.....</i>	<i>3</i>
<i>1 Einleitung.....</i>	<i>5</i>
<i>2 Die Geologie im Untersuchungsgebiet ALP 2002</i>	<i>7</i>
<i>3 Die Bouguer Anomalie</i>	<i>9</i>
3.1 Berechnung der Bouguer Anomalie.....	9
3.2 Datensätze.....	10
3.3 Korrelation Mohorovičić-Diskontinuität – Bouguer Anomalie.....	12
3.4 Wellenzahlanalyse.....	14
3.5 Abschätzung der maximalen Quelltiefe	14
3.6 Analyse der Bouguer Anomalie	15
<i>4 Datensätze</i>	<i>18</i>
4.1 Die Apparent Density	18
4.2 Die Oberflächendichte	19
4.3 Die Dichten der Sedimentbecken.....	19
4.4 Das seismische Modell	20
<i>5 Seismische Geschwindigkeits-Dichte-Relationen.....</i>	<i>23</i>
5.1 Christensen-Mooney	23
5.2 Gardner	23
5.3 Sobolev-Babeyko	23
5.4 Nafe-Drake	25
5.5 Berechnung einer lokalen V_p - Oberflächendichte Funktion.....	25
5.6 Auswahl der Dichtemodelle	27
<i>6 Schweremodellierung</i>	<i>29</i>
<i>7 Reduzierte Schwerewirkungen und gestrippte Bouguer Anomalien</i>	<i>30</i>
7.1 RS_S, BA_S und deren gefilterte Anteile	31
7.2 RS_C, BA_C und deren gefilterte Anteile	32
7.3 RS_L, BA_L und deren gefilterte Anteile.....	33

8	<i>Gegenüberstellung der Dichtemodelle</i>	35
8.1	Gegenüberstellung der RS_* und der BA_*	35
8.2	Langwellige Anteile	36
8.3	Kurzwellige Anteile	37
8.4	Diskussion der Dichtemodelle	39
9	<i>Schlussfolgerungen</i>	40
	<i>Literaturverzeichnis</i>	42
A	<i>Geologische Entwicklungsgeschichte im Untersuchungsgebiet</i>	47
	Die voralpidische Ära	47
	Die alpidische Ära	50
	Gegen Ende des Karbons bis zum Ende der Trias	50
	Im Jura	52
	Von der Kreide bis ins mittlere Eozän	54
	Vom mittleren Eozän bis Ende Oligozän	55
	Das Miozän	57
	Vom mittleren Miozän bis Ende Pliozän	58
	Das Quartär	58
	 <i>Beilage</i>	
	CD Datensätze der Dichtemodelle	Einband innen hinten

1 Einleitung

Der ostalpine Raum wird seit Jahrzehnten geophysikalisch erforscht. Die Untersuchungen dienten und dienen dem Zweck Erkenntnisse über die Struktur der Lithosphäre zu gewinnen.

Ein seismisches Projekt war z.B. das ALP'75 (Alpine Explosion Seismology Group [1976]). Die Ergebnisse der seismischen Experimente beschränkten sich jedoch nur auf Teilgebiete des Ostalpins.

Die Erforschung des Schwerefeldes in Österreich begann vor etwa 50 Jahren. Die erste, österreichische Schwerekarte wurde 1965 von Senftl [1965] veröffentlicht. Diese Schwerekarte ist nur für die Untersuchung von langwelligen Anomalieanteilen geeignet (ungleichmäßige Stationsverteilung, große Gebiete wurden nur spärlich überdeckt Meurers et al. [2001]).

Im Laufe der Jahre erfuhren die Analyseverfahren und das technische Equipment viele Verbesserungen wodurch viele bestehende Einschränkungen aufgehoben wurden.

In den letzten 17 Jahren wurden interdisziplinäre Projekte in den Westalpen durchgeführt wie z.B. die EuropeanGeo Traverse (EGT, Berthelsen et al., [1992]) um ein Gesamtbild der Lithosphäre zu bekommen.

Angeregt von den guten Ergebnissen der Projekte in den Westalpen wurde 1995 in den Ostalpen mit einem vergleichbaren Projekt (TRANSALP, The East Alpine Seismic Reflection Profile) begonnen. Das Projekt TRANSALP bestand zu einem Teil aus einem über 340 km langen, seismischen Reflexionsprofil welches von Freising (Deutschland) über die Ostalpen bis nach Treviso (Italien) führte. Zum anderen Teil bestand es aus einer Reihe von Begleitprojekten unter anderem der Gravimetrie. Aus den TRANSALP Daten hat z.B. Ebbing [2002] ein Dichtemodell der Lithosphäre im Gebiet TRANSALP erstellt.

In Zentraleuropa wurden in den Jahren von 1997 bis 2003 viele große seismische 3D Weitwinkel - Refraktions- und Reflexionsmessungen (WAR/R) durchgeführt [Guterch et al., 2003a]. ALP 2002 (Seismic Exploration of the Alpine Lithosphere, 2002) war eines dieser Experimente. Die Messgeometrie ist ausgelegt, dass es die früheren Experimente POLONAISE'97 (Polish Lithosphere Onsets – An International Seismic Experiment) und CELEBRATION 2000 (Central European Lithospheric Experiment Based On Refraction) unterstützt und eine ausgedehnte seismische Überdeckung der Ostalpen bietet [Brückl et al., 2003]. An der westlichen Grenze des ALP 2002 Gebietes verläuft das seismische TRANSALP Profil.

Die Auswertungen der Projektdaten [Brückl et al., 2007] führte zu neuen Kenntnissen unter anderem über die Struktur der Lithosphäre oder über die Fragmentierung der Moho [Behm et al., 2007]. Weitere Ergebnisse dieser seismischen Experimente im Bereich der Ostalpen sind ein dreidimensionales Modell der P-Wellengeschwindigkeit der Erdkruste [Behm 2006, 2007] und eine neue Tiefen- und Strukturkarte der Mohorovičić-Diskontinuität Behm [2007].

Nicht nur die Seismik sondern auch die Gravimetrie lieferte neue Daten. 2007 publizierten Meurers & Ruess [2007] eine neue Bouguerkarte von Österreich.

In der vorliegenden Arbeit werden unter anderem mit diesen neuen Datensätzen und Erkenntnissen Dichtemodelle der Oberkruste (0-10 km) im Untersuchungsgebiet ALP 2002 erstellt.

Ein Dichtemodell der Oberkruste welches die Dichteinhomogenitäten gut erfasst erkennt man daran, dass die Topografie der Moho in der gestrippten Bouguer Anomalie besser zu erkennen ist.

Das Schwerefeld im Untersuchungsgebiet ALP 2002 wird mit direkten Interpretationsverfahren, wie der Wellenzahlanalyse, Quelltiefenabschätzung und dem gravimetrischen Stripping analysiert. Mit diesen Methoden ist eine Abschätzung der Hauptquellen des Schwerefeldes möglich. Weiters gewinnt man mit diesen Verfahren Erkenntnisse über den Aufbau der Lithosphäre.

In der Oberkruste befinden sich die meisten hochfrequenten Anteile der Bouguer Anomalie (BA). Die Trennung dieser hochfrequenten Anteile von den tieffrequenten Anteilen wird mittels Filterung im Wellenzahlbereich gelöst.

Es werden drei Dichtemodelle erstellt. Eines aus Daten der Oberflächendichte sowie zwei Dichtemodelle aus Beziehungen zwischen der seismischen longitudinalen Wellengeschwindigkeit und der Dichte (Vp- ρ Funktion). Aus der Vp- ρ Funktion nach Christensen-Mooney wird ein Modell erstellt. Als zweite Funktion wird eine selbsterstellte Vp- ρ Funktion (Lokale Funktion, Kapitel 5.5) verwendet. Die Dichte der Sedimentbecken wird ersetzt durch Dichtewerte aus bekannten Dichte-Tiefen Funktionen.

Die Dichtewerte werden nach der Formel von Nagy [1966] in Schwerewerte umgerechnet. Von diesen Schwerewerten wird die Schwerewirkung eines Referenzdichtemodells ($\rho=2670 \text{ kg/m}^3$) subtrahiert. Dies ergibt die Reduzierte Schwerewirkung, Die gestrippte Bouguer Anomalie erhält man, wenn von der Bouguer Anomalie die reduzierte Schwerewirkung subtrahiert wird. Die reduzierten Schwerewirkungen und die gestrippten Bouguer Anomalien werden mittels der Wellenzahlanalyse in einen lang- und kurzwelligen Anteil aufgespalten (Kapitel 7). Die Dichtemodelle werden in den Kapiteln 8 und 9 diskutiert.

2 Die Geologie im Untersuchungsgebiet ALP 2002

Die geologischen Haupteinheiten der Ostalpen und ihrer Umgebung sind in Abbildung 2.1 [Brückl et al., 2007] dargestellt. In Abbildung 2.2 und Abbildung 2.3 sind die geologischen Profile Alp01 [Brückl et al., 2007] und Alp02 [Brückl et al., 2007] dargestellt. Diese drei Abbildungen basieren hauptsächlich auf den Arbeiten von Schmid et al. [2004], Oberhauser [1980] und Franke & Żelaźniewicz [2000].

Im Norden ist die Böhmisches Masse, ein kristalliner Sockel des vergangenen variszischen Gebirges. Südlich taucht die europäische Kruste unterhalb des Molassebeckens, das alpine Vorlandbecken. Das Molassebecken ist überschoben worden, von Süden in Richtung Norden, von den Ostalpen mittels einen Akkretionskeil der sich zusammensetzt aus dem Flysch und den österreichischen alpinen Decken. Die europäische Kruste tritt im Tauernfenster („exhumed“) wieder an die Oberfläche. Die periadriatische Linie (PAL) trennt die Ostalpen von den Südalpen. Die Südalpen grenzen südlich an die externen Dinariden und dem adriatischen Vorland. Im Nordosten des Untersuchungsgebietes gehen die Ostalpen in die Karpaten über. Zwischen den Ostalpen und den Karpaten befindet sich das Wiener Becken. Im Osten des Untersuchungsgebietes ist der pannonischen Raum welcher sich zusammensetzt aus dem Pannonischen Becken der Tisza Einheit und den internen Dinariden. Der pannonische Raum ist unterbrochen von der Mid Hungarian Zone (MHZ).

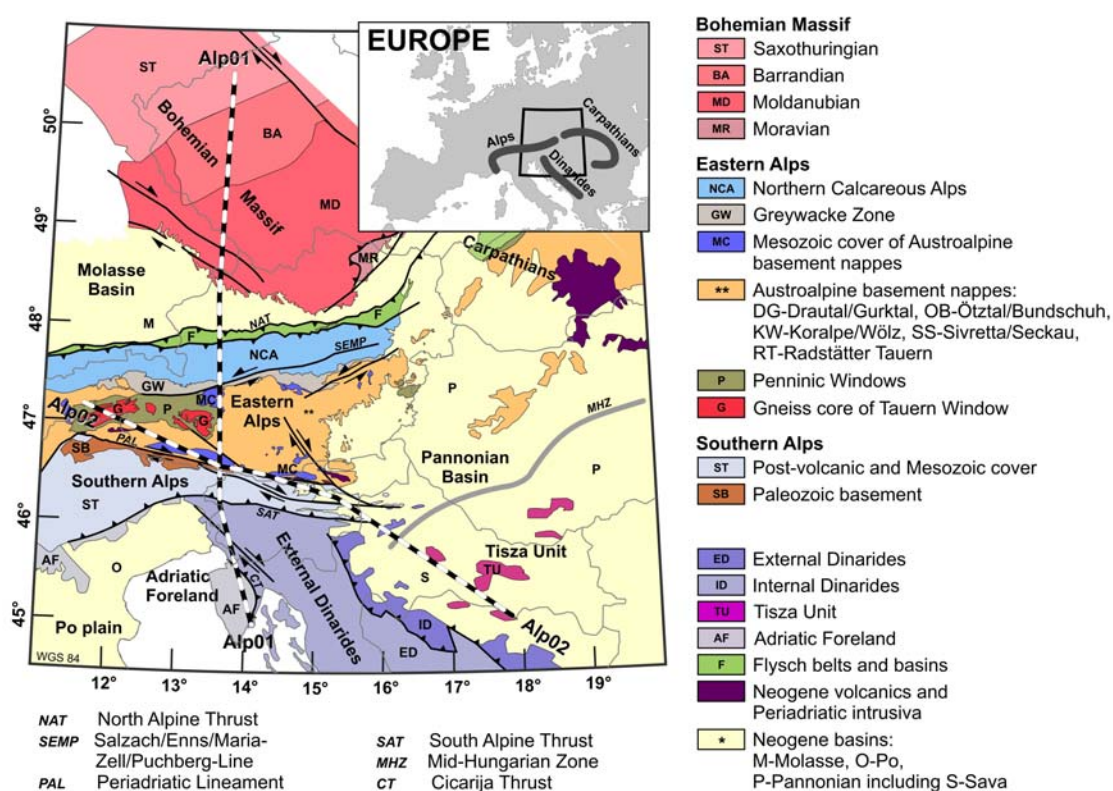


Abb. 2.1: Tektonischen Provinzen, geologische Einheiten und Hauptstrukturen des Untersuchungsgebietes ALP 2002 [Brückl et al., 2007]. Diese Abbildung basiert hauptsächlich auf den Arbeiten von Schmid et al. [2004], Oberhauser [1980] und Franke & Żelaźniewicz [2000].

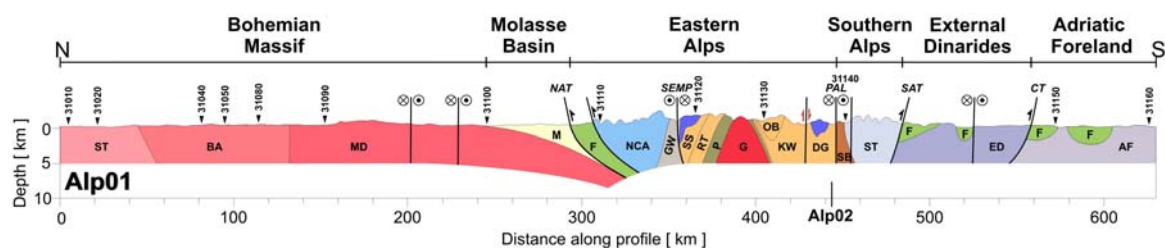


Abb. 2.2: Generalisierter Profilschnitt des seismischen Profils Alp01 [Brückl et al., 2007]. Diese Abbildung basiert hauptsächlich auf den Arbeiten von Schmid et al. [2004], Oberhauser [1980] und Franke & Żelaźniewicz [2000].

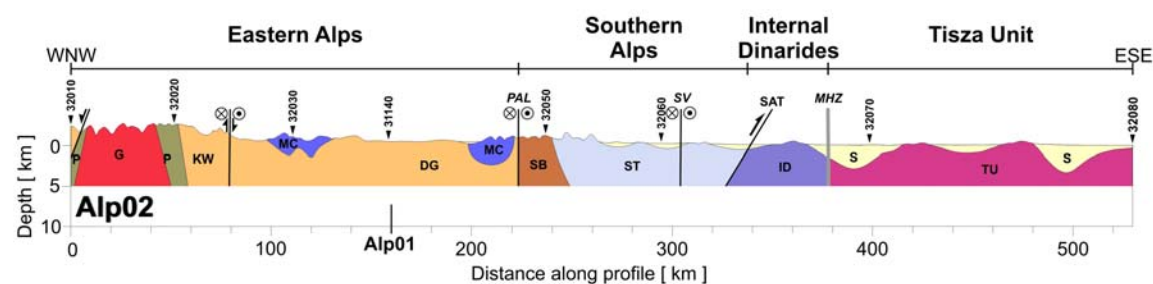


Abb. 2.3: Generalisierter Profilschnitt des seismischen Profils Alp02 [Brückl et al., 2007]. Diese Abbildung basiert hauptsächlich auf den Arbeiten von Schmid et al. [2004], Oberhauser [1980] und Franke & Żelaźniewicz [2000].

Im Anhang ist für die/den interessierte/n Leser/innen die geologische Entwicklungsgeschichte beschrieben.

Die Lage und Tiefe von Sedimentbecken und der Adria im Untersuchungsgebiet sind in Abb. 2.4 dargestellt.

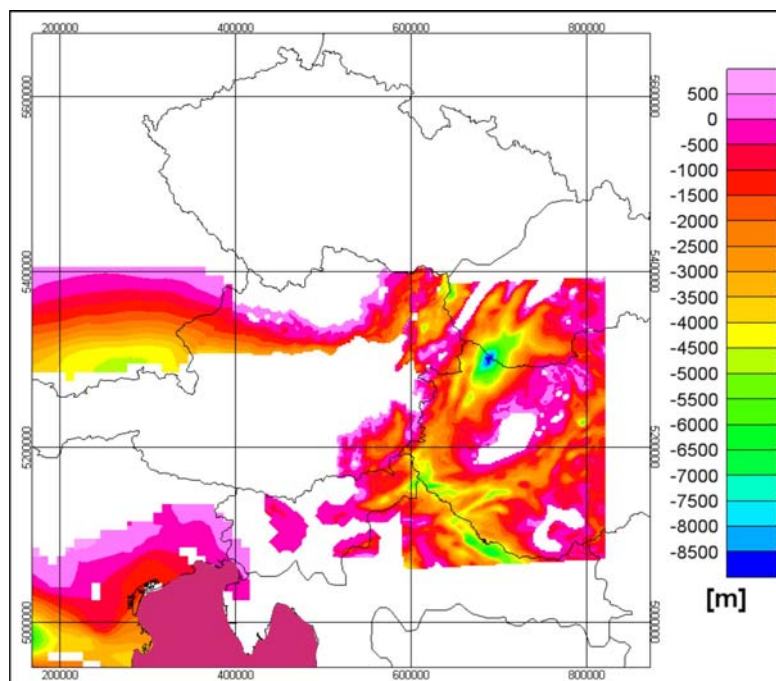


Abb.2.4: Lage und Tiefe von Sedimentbecken und der Adria im Untersuchungsgebiet.

Die Sedimentbecken in Österreich sind aus Brix et al. [1993] entnommen worden. Die Sedimentbecken in Ungarn, Slowakei und Kroatien stammen Kovács (persönliche Mitteilung). Die Sedimentbecken in Slowenien stammen von Gosar (persönliche Mitteilung). Die Sedimentbecken in Deutschland und Italien sowie die Adria sind nach Berthelsen et al. [1992] digitalisiert und georeferenziert worden.

3 Die Bouguer Anomalie

3.1 Berechnung der Bouguer Anomalie

Die Bouguer Anomalie Δg_{cb} in [mgal] („complete Bouguer“) kurz als Bouguer Anomalie (BA) bezeichnet setzt sich aus folgenden Korrekturen (Gleichung 3.1) zusammen nach Blakely [1995].

$$\Delta g_{cb} = g_{obs} - g_{fa} - g_{sb} - g_t - g_0 \quad (3.1)$$

g_{obs} ist die gemessene Gravitation („observed gravity“), g_{fa} ist die Freiluft Korrektur („free-air correction“), g_{sb} ist die einfache Bouguer Korrektur („simple Bouguer correction“), g_t ist die Gelände Korrektur (terrain correction) und g_0 ist die Normalschwere des Referrenzellipsoides. Die Einheit [mgal] ist eine cgs Einheit (gal: kurz für Galileo), die Konversion in SI Einheiten ist

$$1 \text{ mgal} = 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{sek}^{-2} \quad (3.2)$$

Die Freiluft Korrektur g_{fa} berechnet sich nach

$$g_{fa} = -0.3086 \cdot 10^{-5} \cdot h \quad (3.3)$$

wobei h [m] ist die Höhe über dem Meeresniveau.

Die einfache Bouguer Korrektur g_{sb} berechnet sich nach

$$g_{sb} = 2\pi G \rho h \quad (3.4)$$

wobei G die Gravitationskonstante ($G=6.672591 \cdot 10^{-11} \text{ [m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{sek}^{-2}]$), ρ die Reduktionsdichte [$2670 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$] und h [m] die Höhe über dem Meeresniveau ist.

Die Gelände Korrektur g_t wird berechnet indem man die Topografie mit einem digitalen Modell approximiert und von diesem Modell die Schwerkraft berechnet, Blakely [1995].

Die Normalschwere des Referrenzellipsoides g_0 berechnet sich nach

$$g_0 \text{ [mgal]} = 9.78031846 \cdot (1 + 0.0053024 \cdot \sin^2(\varphi) - 0.0000058 \cdot \sin^2(2\varphi)) \quad (3.5)$$

3.2 Datensätze

Von der Bouguer Anomalie standen zwei verschiedene Datensätze zur Verfügung.

Der erste Datensatz (Abb. 3.1) stammt von Bielik et al. [2006] der die österreichische Bouguerkarte 2007 [Meurers & Ruess, 2007] beinhaltet. Der Datensatz hat einen Punktabstand von 2 km in x- und in y-Richtung.

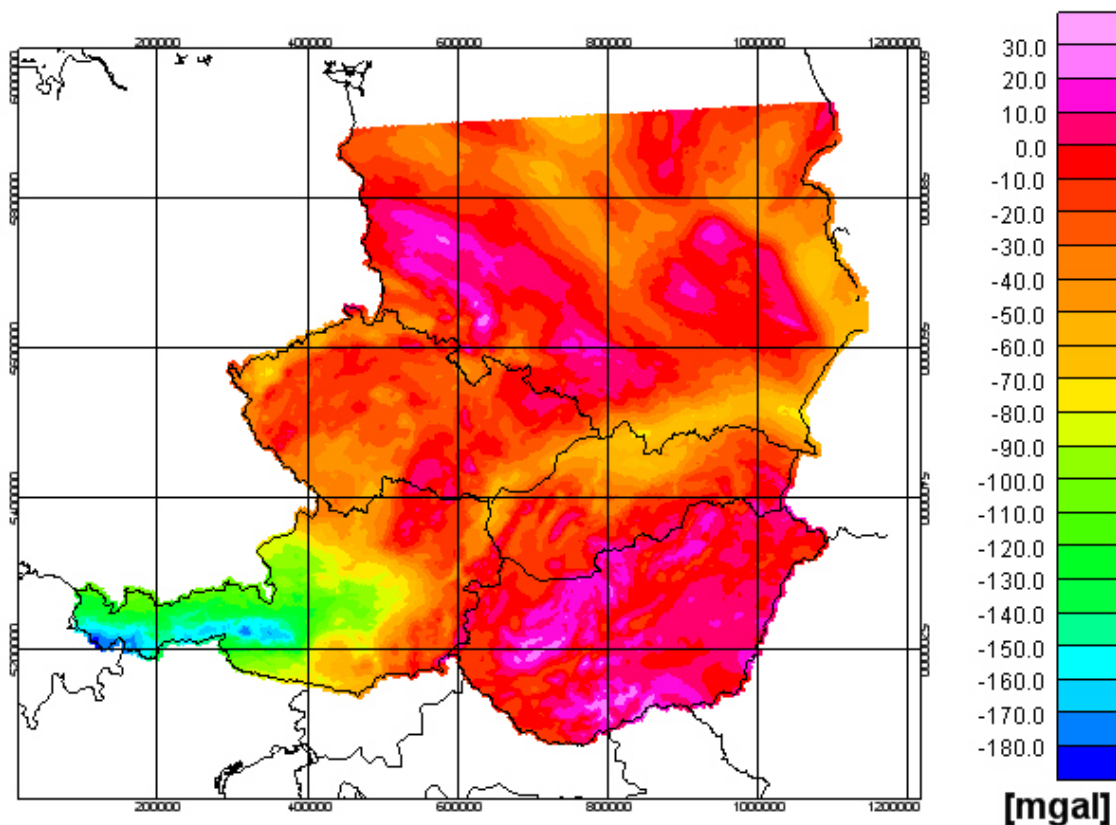


Abb.3.1: Bouguer Anomalie, Bielik et al. [2006]. Dieser Datensatz beinhaltet die österreichische Bouguerkarte von Meurers & Ruess [2007].

Der zweite Datensatz (Abb. 3.2) entstammt aus dem WEEGP (West-East Europe Gravity Project) der Firma GETECH. Der Datensatz hat einen Punktabstand von 9.282 km in x- und in y-Richtung.

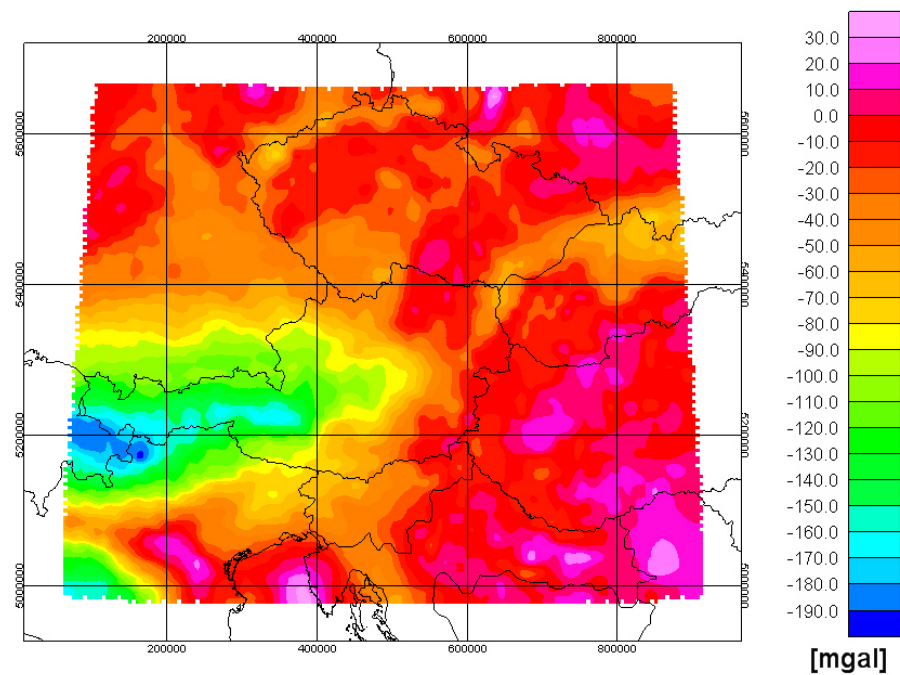


Abb. 3.2: Bouguer Anomalie (WEEGP, West-East Europe Gravity Project, Firma GETECH).

Im Untersuchungsgebiet ALP 2002 ist in erster Linie der Datensatz von Bielik et al. [2006] verwendet worden. In denjenigen Gebieten wo dieser Datensatz keine Daten hatte sind die Werte der Bouguer Anomalie des zweiten Datensatzes verwendet worden (Abb. 3.3).

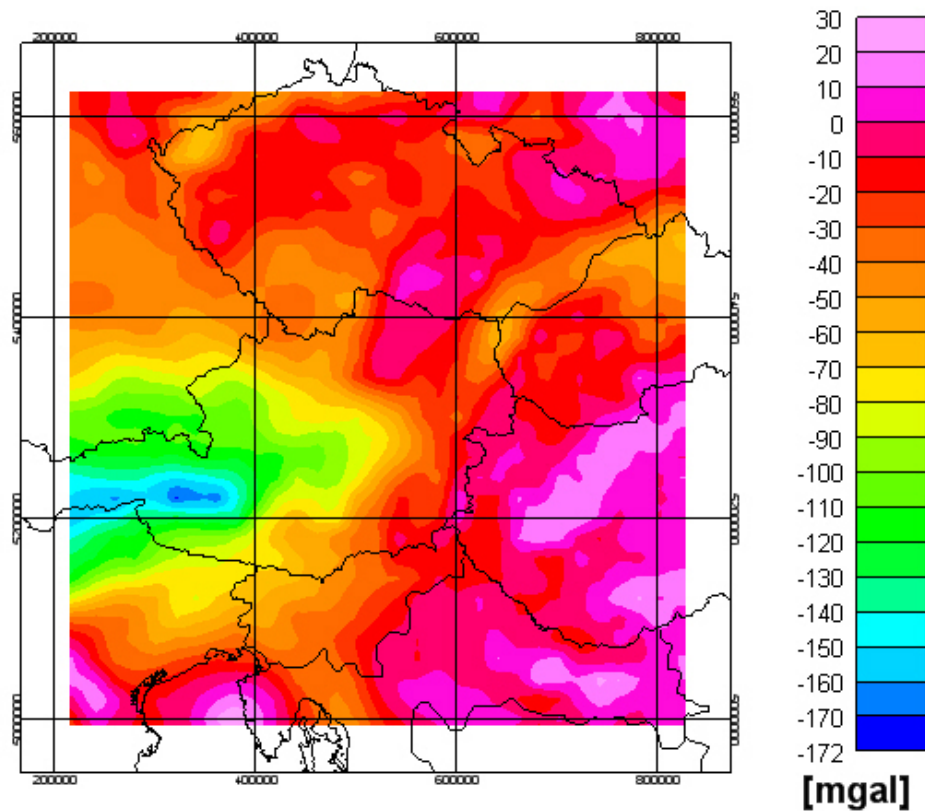


Abb. 3.3: Bouguer Anomalie im Untersuchungsgebiet ALP 2002.

Da der Punktraster des Vp-Modells einen Abstand in x- und in y-Richtung von 20 km aufweist ist die Bouguer Anomalie mittels einem 9 Punkt Filter (Hanning, 3x3 Konvolutionsmatrix) geglättet worden (Abb. 3.4). In der vorliegenden Arbeit wurde nur die geglättete Bouguer Anomalie verwendet.

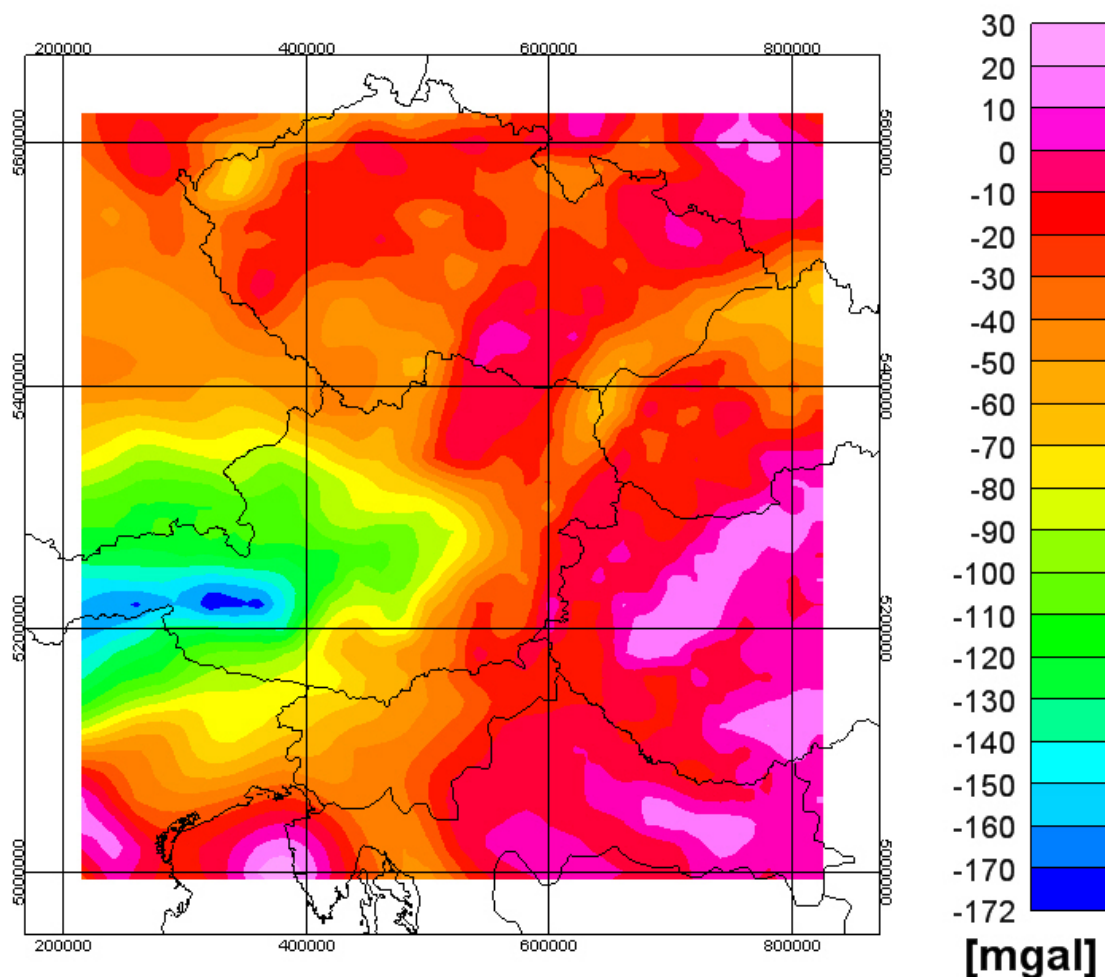


Abb. 3.4: Geglättete Bouguer Anomalie im Untersuchungsgebiet ALP 2002 welche ausschließlich für die vorliegende Arbeit verwendet wurde.

3.3 Korrelation Mohorovičić-Diskontinuität – Bouguer Anomalie

Die Mohorovičić-Diskontinuität (kurz Moho) ist eine Grenzfläche innerhalb des Schalenaufbaues der Erde. Die Moho trennt die Erdkruste vom Erdmantel (Dichtesprung). Der Datensatz ist entstanden aus Daten von Behm [2007] und Ziegler & Dèzes [2006] welcher am Institut für Geodäsie und Geophysik, Forschungsgruppe Geophysik, TU Wien zu einem Datensatz im Untersuchungsgebiet ALP 2002 zusammengefügt worden ist. Der Punktabstand beträgt in x- und in y-Richtung 20 km. Abb. 3.5 zeigt die, mittels einem 9 Punkt Filter (Hanning, 3x3 Konvolutionsmatrix), geglättete Moho.

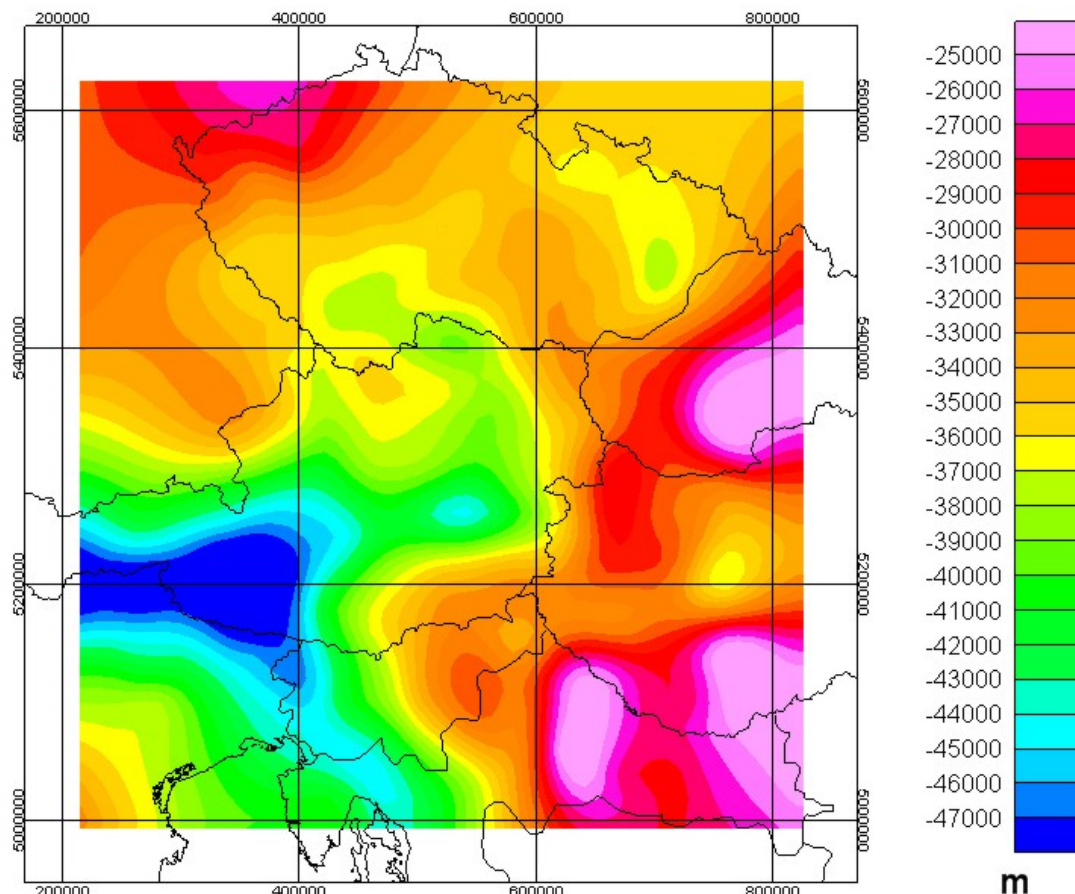


Abb. 3.5: Geglättete Mohorovičić-Diskontinuität.

Im Diagramm 3.1 ist die Korrelation von der Bouguer Anomalie mit den Moho Tiefen dargestellt. Die Steigung der Korrelationsgerade entspricht einem Dichtesprung (Moho) von 238 kg/m^3 , berechnet mit der einfachen Bouguer Korrektur g_{sb} (Bouguer Platte) nach Gleichung 3.4. Dieser Wert ist eine untere Grenze weil die Wirkung der größeren Tiefen stärker ist (die Berechnung erfolgt mit der Annahme, dass die Platten unendlich ausgedehnt sind) als die der niedrigeren Tiefen. In der Literatur wird für den Dichtesprung (Moho) meistens 300 kg/m^3 angenommen.

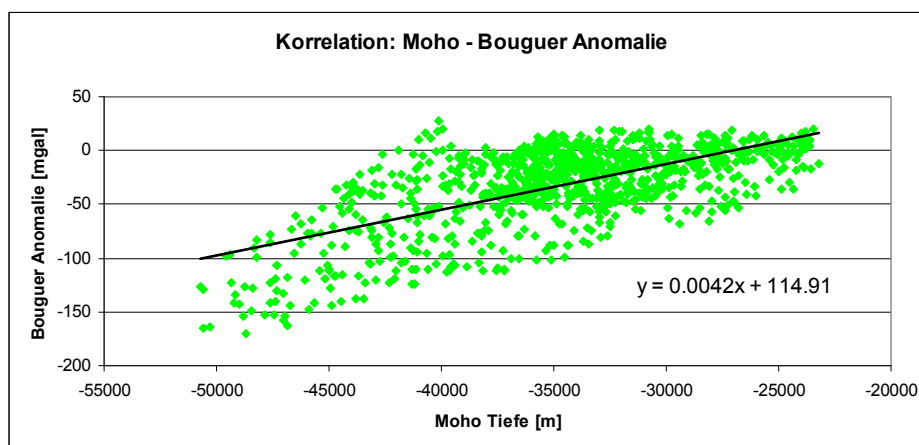


Diagramm 3.1: Korrelation zwischen der Bouguer Anomalie mit der Moho.

3.4 Wellenzahlanalyse

Mit Hilfe der Wellenzahlanalyse ist es möglich Schwerefelder in einen regionalen und lokalen Anteil zu zerlegen.

Die Wellenzahlanalyse ist z.B. in Buttkus [1991] oder bei Cianciara & Marcak [1976] beschrieben. Nachfolgend ist nicht nur die Wellenzahlanalyse sondern auch deren Umsetzung des Autors in Matlab beschrieben.

Für die Berechnung des Wellenzahlspektrums müssen zuerst die Fourierkoeffizienten des zweidimensionalen, zeitinvarianten und diskreten Feldes berechnet werden (Gleichung 3.6). Dies erfolgt mittels der zweidimensionalen diskreten Fourier Transformation. In Matlab steht dafür der sehr effiziente Algorithmus der Fast Fourier Transformation zur Verfügung. Damit erfolgt der Übergang vom Raumbereich in den Wellenzahlbereich.

$$F(k_x, k_y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) e^{-i2\pi(k_x x + k_y y)} dx dy \quad (3.6)$$

Die Amplituden erhält man durch Bildung des Absolutbetrages der Fourierkoeffizienten, die im Regelfall komplexer Natur sind. Amplituden die der gleichen Wellenzahl zugeordnet sind werden arithmetisch gemittelt. Man erhält dadurch eine eindimensionale Darstellung des Amplitudenspektrums.

Der Gleichanteil ($k=0$) ist nicht berücksichtigt worden. Die Wellenzahlen wurden in Klassen zu je $0.01 [(2\pi)/\text{km}]$ eingeteilt. Diese und deren Amplituden wurden durch das arithmetische Mittel gemittelt. Die Energie erhält man durch die Quadrierung der Amplituden und anschließender Dividierung durch deren Anzahl.

Vom gemittelten Energiedichtespektrum wird der natürliche Logarithmus gebildet und über k aufgetragen. Dargestellt werden die Wellenzahlen bis zur Nyquist Wellenzahl.

3.5 Abschätzung der maximalen Quelltiefe

Wenn bei einer Feldfortsetzung nach unten das Wellenzahlspektrum keinen Hochfrequenzabfall mehr aufweist, dann ist die Quelltiefe des Störkörpers erreicht. Das Spektrum wird weiß bzw. besteht nur noch aus numerischem Rauschen [Buttkus, 1991]. Bei der Wellenzahlanalyse wird dieser Effekt ausgenutzt welcher im folgenden beschrieben wird.

Die zweidimensionale Übertragungsfunktion $W(k)$ für die Fortsetzung des Feldes nach unten mit h [km] der Tiefe und der Wellenzahl k lautet

$$W(k) = e^{2\pi h k} \quad (3.7)$$

Diese Übertragungsfunktion wirkt auf das Spektrum $F(k)$ somit ist die Wirkung auf $E(k) = |F(k)|^2$ dies ergibt

$$W^2(k) = e^{4\pi h k} \quad (3.8)$$

Aus der Annahme, dass das Wellenzahlspektrum in der Tiefe h weiß ist, folgt

$$W^2(k)E(k) = 1 \forall k \quad (3.9)$$

Mit Gleichung 3.7 ergibt sich das Ergebnis.

$$h = \frac{-1}{4\pi} \frac{\ln(E)}{k} \quad (3.10)$$

Gleichung 3.10 stellt einen quasi-linearen Zusammenhang zwischen dem natürlichen Logarithmus des mittleren Energiespektrums und der Wellenzahl k dar. Die Tiefe h entspricht der maximal möglichen Tiefe eines Quellkörpers.

Das Spektrum wird durch visuelles Auswählen in unterschiedliche Wellenzahlbänder, die eine mehr oder weniger gleiche Steigung aufweisen, eingeteilt. Anschließend wird jedem Wellenzahlband eine Regressionsgerade berechnet.

3.6 Analyse der Bouguer Anomalie

Mit Hilfe der Wellenzahlanalyse und der maximalen Tiefenabschätzung von Störkörpern wurde die Bouguer Anomalie analysiert (Diagramm 3.2). Die Einheit der Wellenzahl ist $2 \cdot \pi / \text{km}$.

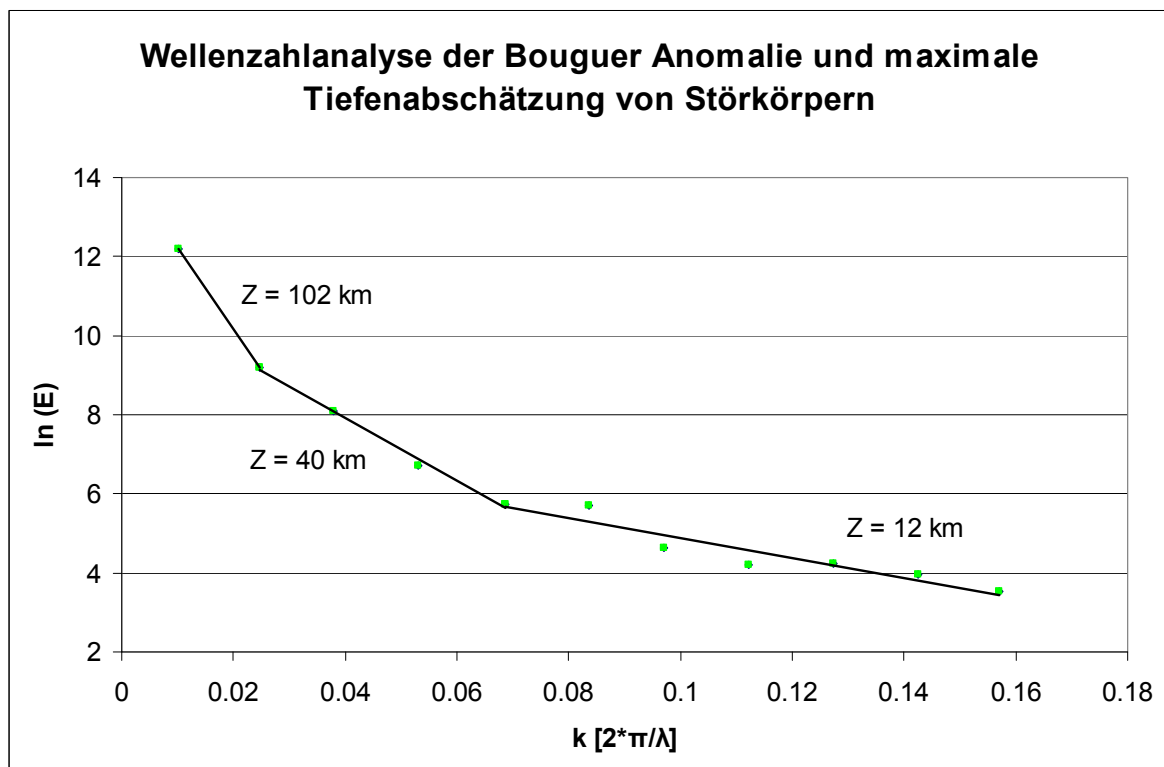


Diagramm 3.2: Wellenzahlanalyse und maximale Tiefenabschätzung von Störkörpern der Bouguer Anomalie.

Die hochfrequenten Anteile der BA befinden sich in einer maximalen Tiefe von 12 km. Diese Anteile sind der Oberkruste zu zurechnen. Die langwelligeren Anteile können der Mittel- und Unterkruste bzw. der Topografie der Moho zugeordnet werden.

Die Wellenlänge die die Grenze zwischen den lang- und kurzwelligen Anteil repräsentiert ist mit 92 km ($k=0.0685 \cdot \text{km}^{-1}$) festgelegt worden. Für die Filterung ist diese Wellenzahl ($k=0.0685 \cdot \text{km}^{-1}$) die Grenzwellenzahl. Die Wellenzahl $k=0.0529 \cdot \text{km}^{-1}$ (Wellenlänge $\lambda=119\text{km}$) ist als die effektive Grenzwellenzahl festgelegt worden (Diagramm 3.3). Diese beiden Wellenzahlen charakterisieren den zweidimensionalen und symmetrischen FIR-Filter (Finite Impulse Response Filter). In der vorliegenden Arbeit ist stets der gleiche FIR-Filter verwendet worden.

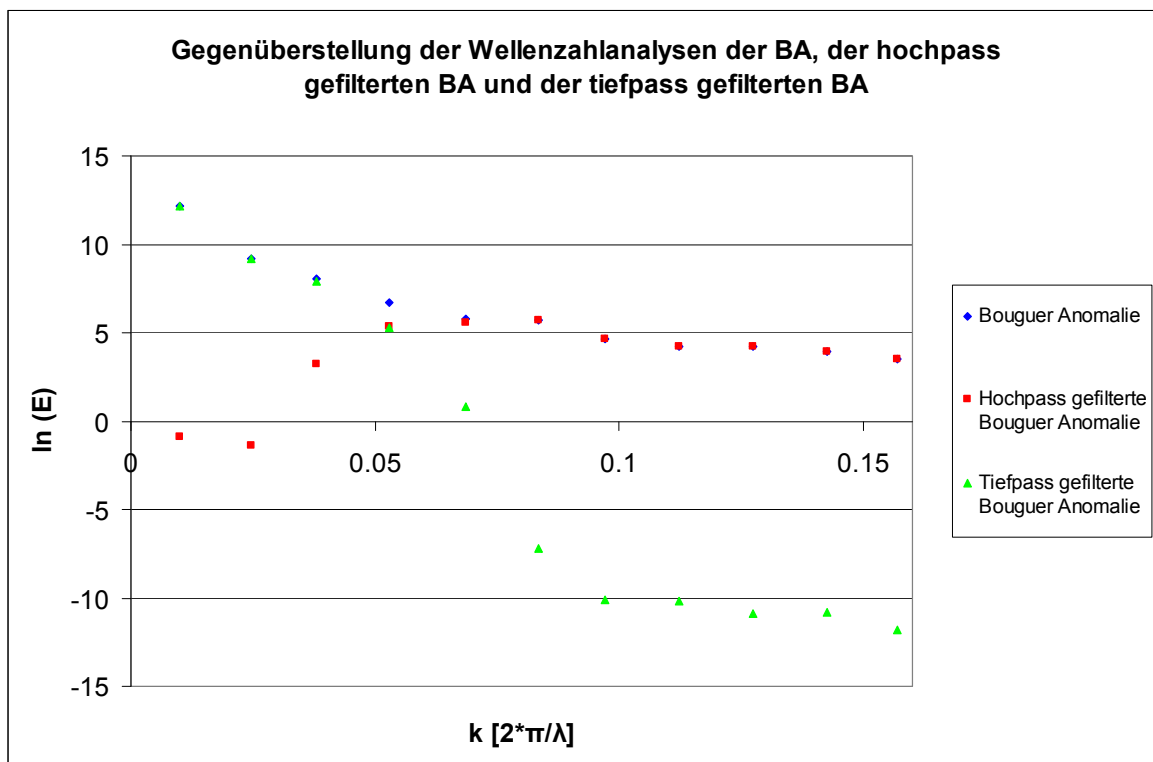


Diagramm 3.3: Wellenzahlanalysen der BA, der hochpass gefilterten BA und der tiefpass gefilterten BA.

In Abb. 3.6 ist die tiefpass gefilterte BA dargestellt. Man erkennt die Gebirgswurzeln der Ostalpen und der Karpaten. Die Gebirgswurzel der Dinariden ist nur schwach erkennbar.

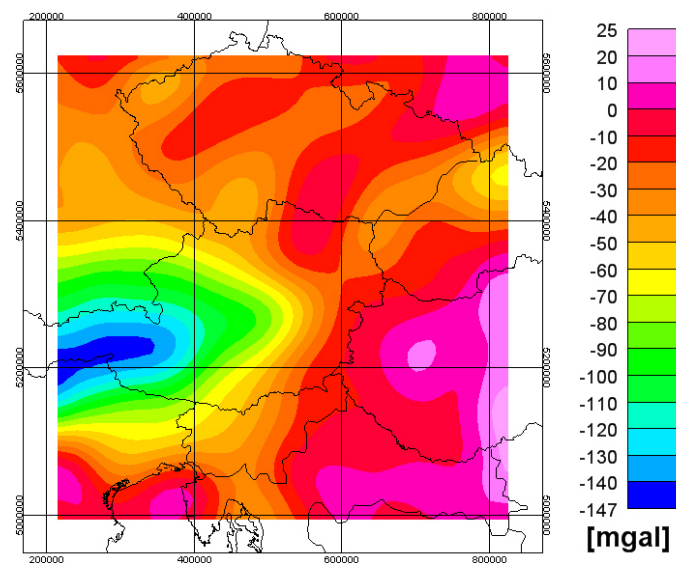


Abb. 3.6: Tiefpassgefilterte BA.

In Abb. 3.7 ist die hochpass gefilterte BA dargestellt. Die Lagen, des Tauernfensters (1), der Gurktaler Decke (2) und des Wiener Beckens (3), sind mittels schwarzen Ellipsen gekennzeichnet.

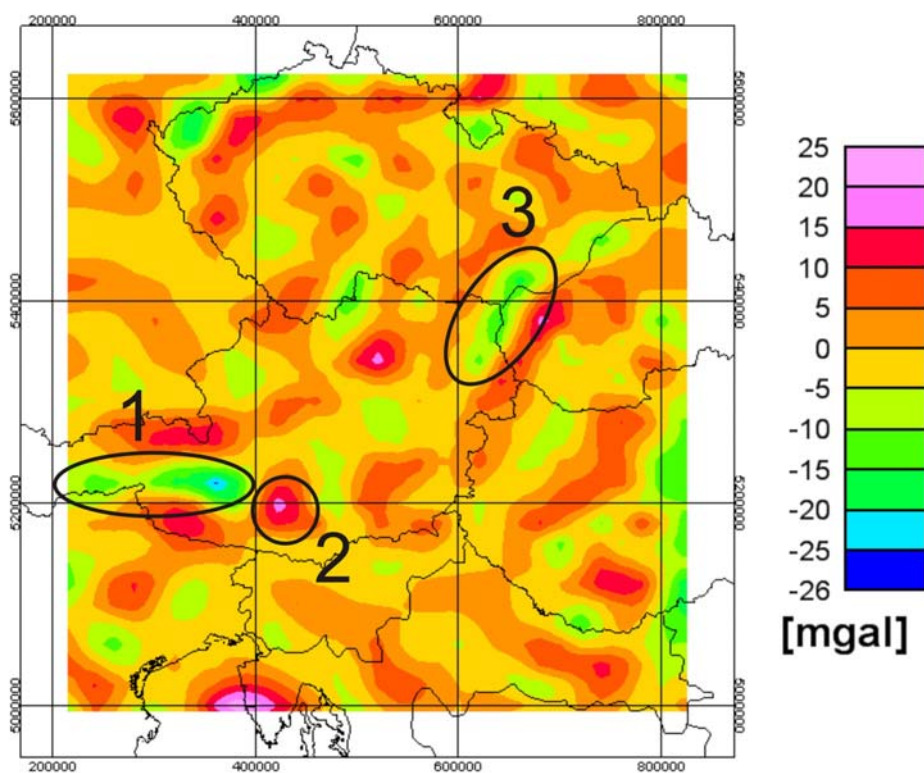


Abb. 3.7: Hochpass gefilterte BA. Die Lagen, des Tauernfensters (1), der Gurktaler Decke (2) und des Wiener Beckens (3), sind mittels schwarzen Ellipsen gekennzeichnet.

4 Datensätze

4.1 Die Apparent Density

Eine Dichteinformation ist die Apparent Density [Granser et al., 1989] welche berechnet wurde aus dem hochfrequenten Anteil der Bouguer Karte (als Grenzwellenlänge wurde 100 km angenommen) von Senftl [1965]. Die Apparent Density [Granser et al., 1989] kann aufgrund ihrer Berechnung als ein sehr gutes Äquivalent zu der hochpass gefilterten Bouguer Anomalie (Abb.3.7) angesehen werden. Nachfolgend ist kurz die Berechnung der Apparent Density [Granser et al., 1989] beschrieben.

Das Energiedichte Spektrum der Bouguer Anomalie zeigt, dass man das Gravitationsfeld trennen kann in einen langwelligen und in einen kurzwelligen Anteil. Die langwelligen Anteile haben in erster Linie ihre Ursache in der alpinen Krustenverdickung (Moho). Die hochfrequenten Gravitätskomponenten korrelieren gut mit den geologischen oberflächennahen Hauptstrukturen der Ostalpen. Die Bezeichnungen „kurzwellig“ und „langwellig“ sind relativ. Sie orientieren sich an der Größe des Untersuchungsgebietes. Diese Wellenlängen aber stehen in Beziehung zu den absoluten Zahlen des Energiedichte Spektrums. Die Analyse erlaubt weiters eine Bestimmung der maximalen Quelltiefe der Störkörper. Die Grenze zwischen kurz- und langwellig ist mit einer Wellenlänge von 100 Kilometer festgelegt worden. Die Analyse der Energiedichte ergab für die hochfrequenten Anteile eine maximale Tiefe von 9 Kilometer. Die kurzwelligen Anteile wurden, mittels Dekonvolution in Dichtewerte [Apparent Density, Granser et al., 1989] umgerechnet.

Die Abbildung der Apparent Density lag in analoger Form vor. Für die weitere Verwendung ist die Abbildung digitalisiert und georeferenziert worden (Abb. 4.1). Das Tauernfenster (1), die Gurktaler Decke (2) und das Wiener Becken (3) sind hervorgehoben.

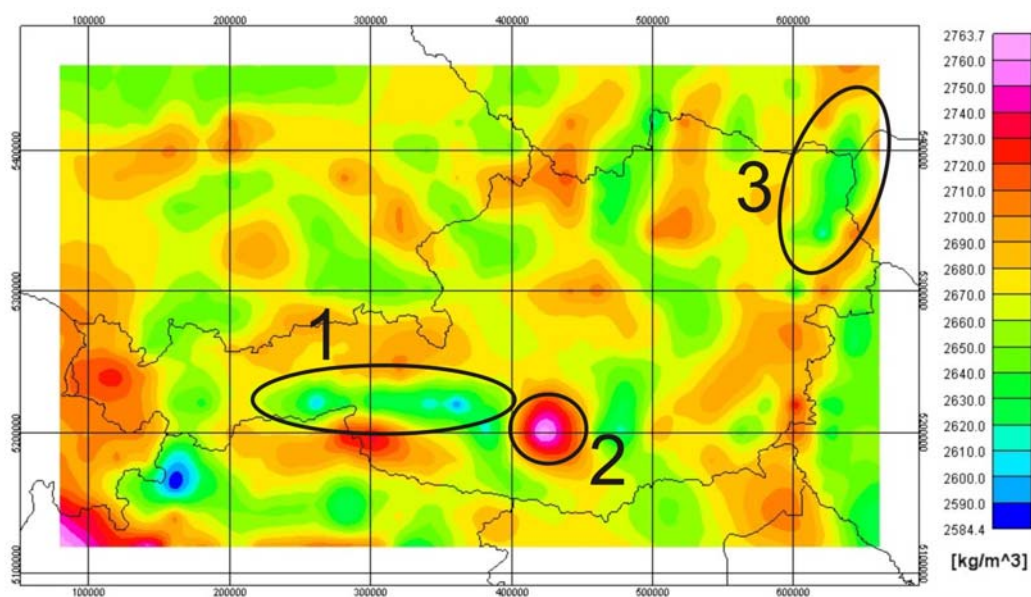


Abb.4.1: Apparent Density Mapping [Granser et al., 1989]. Die Lagen, des Tauernfensters (1), der Gurktaler Decke (2) und des Wiener Beckens (3), sind mittels schwarzen Ellipsen gekennzeichnet.

Der Datensatz aus dem die Apparent Density [Granser et al., 1989] berechnet wurde, ist die, über 40 Jahre alte Bouguerkarte von Senftl [1965]. Um zu überprüfen wie gut die Dichtemodelle die hochfrequenten Anteile (der Oberkruste) erfasst haben, wird in dieser Arbeit ausschließlich die hochpass gefilterte Bouguer Anomalie (Abb.3.7) verwendet. Als zweiten Grund zu nennen ist, für die Verwendung der hochpass gefilterten Bouguer Anomalie (Abb. 3.7), das Gebiet in dem die Apparent Density [Granser et al., 1989] berechnet wurde welches klein ist im Verhältnis zum Untersuchungsgebiet ALP 2002.

4.2 Die Oberflächendichte

An der Erdoberfläche und zum Teil auch aus oberflächennahen Stellen (z.B. Stollen, Bohrkernen) wurden Gesteinsproben entnommen und die Dichte bestimmt. In Abb. 4.2 ist die Oberflächendichtekarte welche auch Gletscher und Eis berücksichtigt, dargestellt. Der Punktabstand beträgt 6400 m in x- und y-Richtung.

Der Datensatz wurde von Meurers (Ao. Univ. Prof. Dr. Bruno Meurers, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien) zur Verfügung gestellt. Die Alpen, die Dinariden, die Böhmisches Masse, die Karpaten und die Sedimentbecken sind erkennbar.

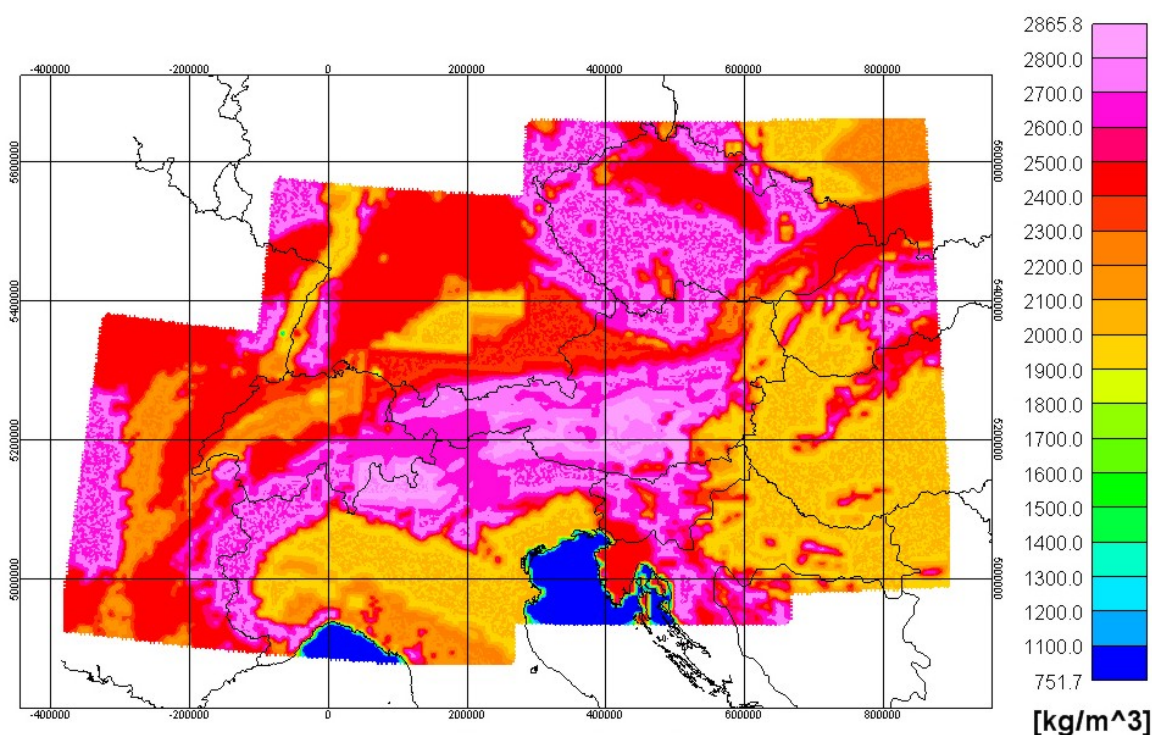


Abb. 4.2: Oberflächendichten in kg/m^3 .

4.3 Die Dichten der Sedimentbecken

In den folgenden Gleichungen ist die Einheit der Dichte ρ in kg/m^3 und die Einheit der Tiefe z in km.

Das Molassebecken

Die RAG (Rohöl-Aufsuchung Gesellschaft) hat aus Check-Shot Informationen ein Geschwindigkeits-Tiefenmodell für die Molasse erstellt. Aus bekannten Geschwindigkeits-Dichtebeziehungen für die Molasse ist eine Geschwindigkeits-Dichtebeziehung bestimmt worden. Mit diesen beiden Informationen ist ein Dichte-Tiefenmodell erstellt worden Fischer [2004].

$$\rho = 2710 - 400 \cdot \exp(-0.75 \cdot z) \quad (4.1)$$

Das Wiener Becken

Für die Schweremodellierung des Wiener Beckens ist die Dichte-Tiefenfunktion von Granser [1987] verwendet worden.

$$\rho = 2650 - 450 \cdot \exp(-0.65 \cdot z) \quad (4.2)$$

Das Steirische Becken

Für die Schweremodellierung des Steirischen Beckens ist die Dichte-Tiefenfunktion von Sachsenhofer et al., [1996] verwendet worden.

$$\rho = 2710 - 510 \cdot \exp(-0.65 \cdot z) \quad (4.3)$$

Das Pannonische Becken

Für die Schweremodellierung des Pannonischen Beckens wurden die diskret vorliegenden Dichte-Tiefen Werte von Makarenko et al., [2002] in ein Polynom dritter Ordnung umgerechnet.

$$\rho = 1000 \cdot (2.5833 \cdot z^3 - 37.429 \cdot z^2 + 219.99 \cdot z + 2138.7) \quad (4.4)$$

4.4 Das seismische Modell

In Österreich und in benachbarten Ländern wurden in der vergangenen Dekade mehrere 3D WAR/R Experimente durchgeführt. Das Ziel dieser Experimente war die Erkundung der Lithosphäre. Zwei dieser Projekte, CELBRATION 2000 und ALP 2002 wurden gemeinsam ausgewertet [Behm, 2006, 2007]. Das Ergebnis war unter anderem ein Vp-Modell der Erdkruste.

Abbildung 4.4 zeigt die Messanordnung vom ALP 2002 und die Linien vom 3rd Deployment des CELEBRATION Projektes.

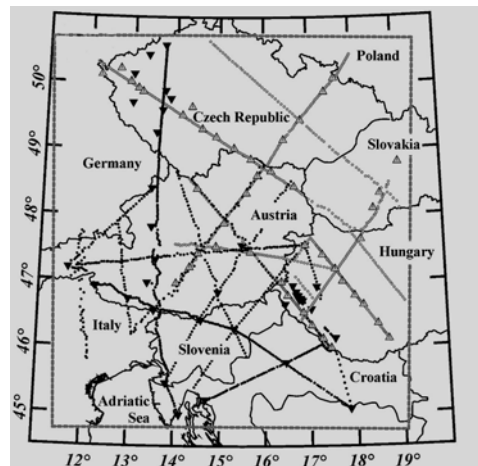


Abb. 4.4: Schuss – Empfänger Layout vom Untersuchungsgebiet ALP 2002 und CELEBRATION 2000 (3rd Deployment). Schwarze Kreise und schwarze Dreiecke symbolisieren Empfänger und Schüsse vom ALP 2002 Experiment. Graue Kreise und graue Dreiecke symbolisieren Empfänger und Schüsse vom 3rd Deployment des CELEBRATION 2000 Experiments.

Für die Erstellung des Vp-Modells [Behm, 2006, 2007] wurden folgende Daten verwendet. Das 3rd Deployment des CELEBRATION Projektes. Dieses beinhaltet 55 Schüsse und 844 Empfänger, entlang von 7 Profilen angeordnet, mit einer Gesamtlänge von ungefähr 2.800 km. Vom ALP 2002 Experiment wurden alle 39 Schüsse und 947 Empfänger welche entlang von 13 Profilen angeordnet waren mit einer Gesamtlänge von ungefähr 4.300 km, verwendet. Die durchschnittliche Empfängerdistanz betrug bei den high density profiles 2.9 km (1208 Empfänger) und bei den low density profiles 5.8 km (583 Empfänger). Die Lademenge der Schüsse betrug im Durchschnitt 300 kg welche auf fünf Bohrlöcher in 50 m Tiefe verteilt war.

In Abbildung 4.5 ist das flächeninterpolierte Vp-Modell der Oberkruste dargestellt. Die Auflösung beträgt vertikal einen Kilometer und lateral 20 Kilometer.

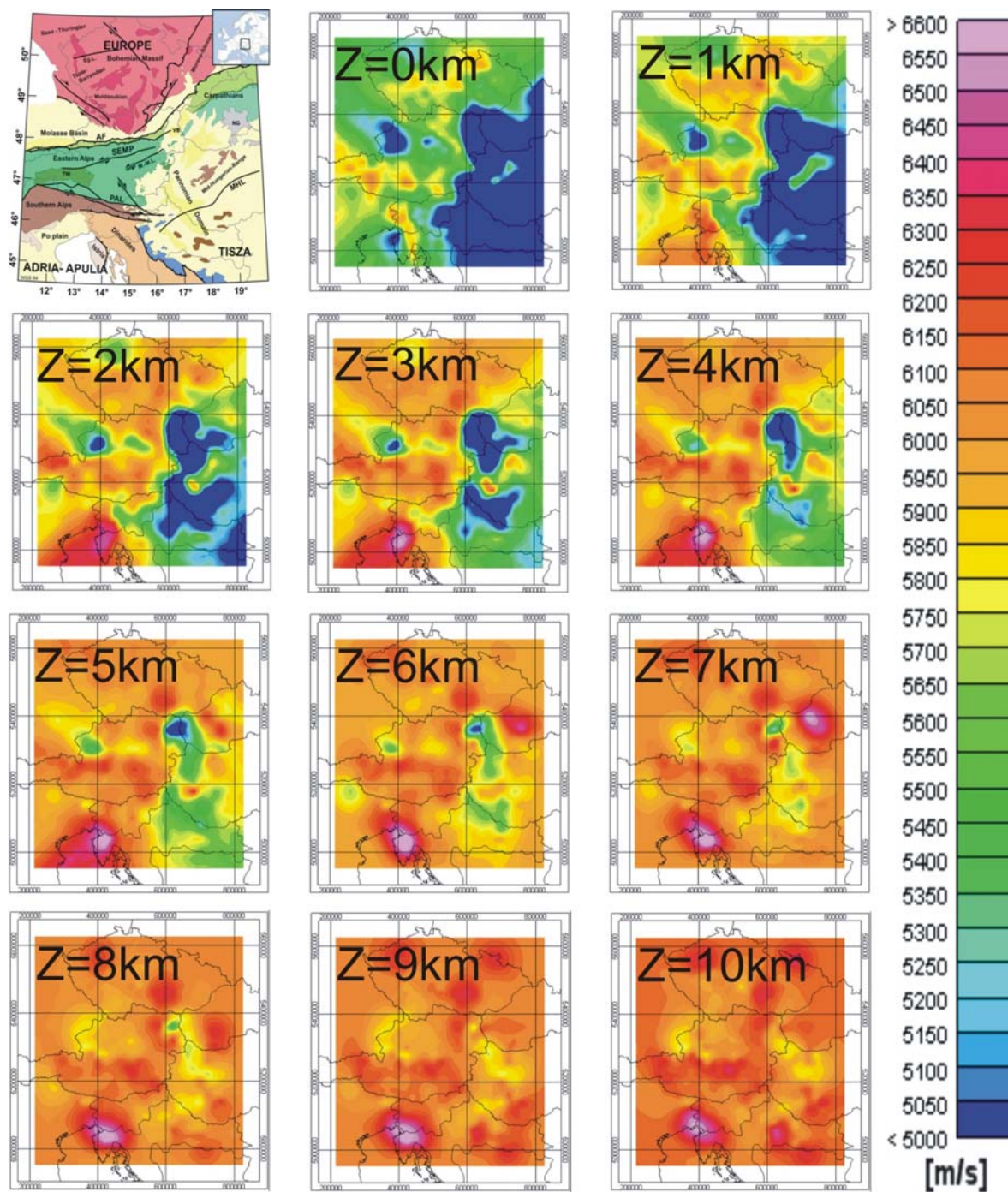


Abb. 4.5: Vp-Modell der Oberkruste [Behm, 2006, 2007].

5 Seismische Geschwindigkeits-Dichte-Relationen

Die seismische longitudinale Wellengeschwindigkeit (V_p) und Dichte (ρ) sind fundamentale Parameter des Erdmaterials. Diese V_p - ρ Beziehungen wurden in Labor- und Feldexperimenten ermittelt. In den Kapiteln 5.1 bis 5.4 werden global gültige V_p - ρ Beziehungen und im Kapitel 5.5 eine berechnete „lokal gültige“ V_p - ρ Beziehung vorgestellt.

5.1 Christensen-Mooney

Aus einer globalen Untersuchung von Christensen-Mooney [Christensen & Mooney, 1995] sind mehrere V_p - ρ Beziehungen publiziert worden. Die, in dieser Arbeit, verwendete V_p - ρ Beziehung (Gl. 5.1) ist ausschließlich für die Oberkruste zulässig (mit ρ der Dichte in kg/m^3 und der P-Wellengeschwindigkeit in km/s).

$$\rho = 983.3 + 289.1 \cdot V_p \quad (5.1)$$

5.2 Gardner

Die so genannte Gardner's Regel [Gardner et al., 1974] ist abgeleitet worden von Sedimentgesteinen (mit ρ der Dichte in kg/m^3 und der P-Wellengeschwindigkeit in km/s).

$$\rho = 1740 \cdot V_p^{0.25} \quad (5.2)$$

5.3 Sobolev-Babeyko

Die Beziehung berücksichtigt zusätzlich die Temperatur und Druckverteilung. Die Gleichungen von Sobolev und Babeyko [1994] ermöglichen damit eine genauere Vorgabe der regionalen Bedingungen. (mit ρ bzw. $\rho_{\text{in situ}}$ der Dichte in kg/m^3 , V_p bzw. $V_{p \text{ in situ}}$ der P-Wellengeschwindigkeit in km/s , P der Druck in GPa , T die Temperatur in $^{\circ}\text{C}$).

Die Temperatur T wird einer Tiefen-Temperaturbeziehung die diese Beziehung in Abhängigkeit des Oberflächenwärmeflusses darstellt, entnommen (Diagramm. 5.1).

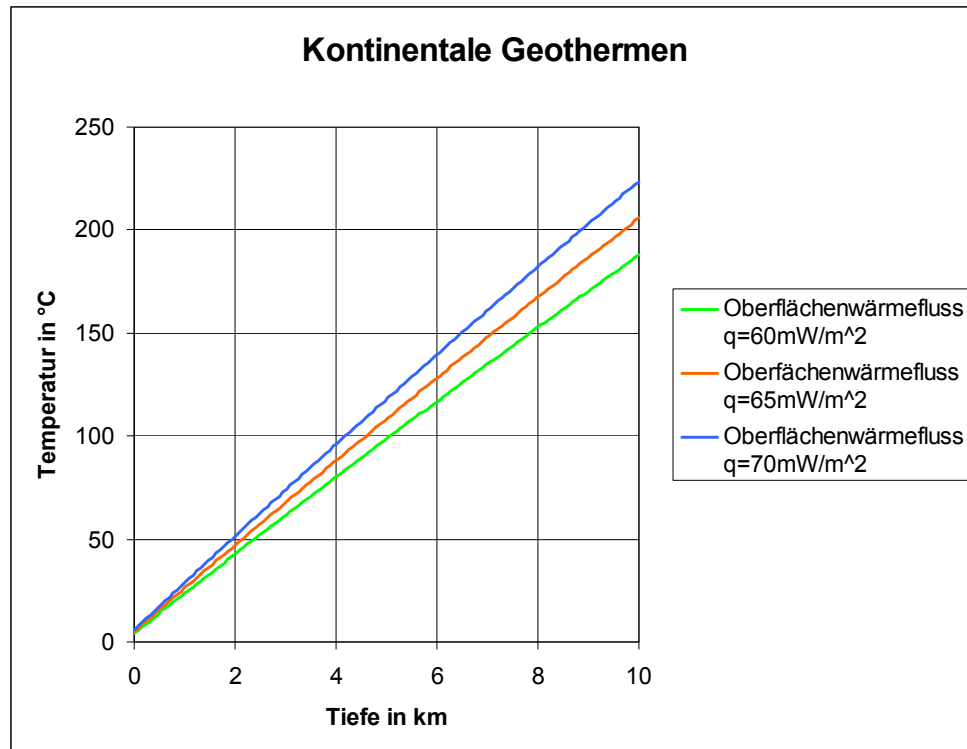


Diagramm. 5.1: Kontinentale Geothermen in Abhängigkeit des Oberflächenflusses [mW/m^2] nach Chapman und Furlong [1992].

Modellrechnungen für kontinentale Geothermen gibt es unter anderem von Čermak [1993], Ranalli [1997] und Chapman & Furlong [1992]. Eine eigene Modellrechnung mit den Annahmen, dass die Wärmeproduktion exponentiell mit der Tiefe abnimmt und der Mantelwärmefluss konstant bleibt, ergab ein ähnliches Ergebnis wie jenes von Chapman & Furlong [1992]. Deswegen wurde dieses Modell verwendet. Für die weiteren Berechnungen wurden aus den originalen Daten Polynome dritter Ordnung interpoliert.

Der in situ Druck berechnet sich nach (P_0 der Normaldruck in GPa und z die Tiefe in km)

$$P = P_0 + \frac{\partial P}{\partial z} \cdot z = 0.001 + 1.1/40 \cdot z \quad (5.3)$$

Die Geschwindigkeit V_{p0} bei Normalbedingungen berechnet sich nach (T_0 die Normaltemperatur in °C)

$$V_{p0} = V_{p \text{ in situ}} - (\frac{\partial V_p}{\partial P}) \cdot P - (\frac{\partial V_p}{\partial T}) \cdot (T - T_0) \quad (5.4a)$$

$$V_{p0} = V_{p \text{ in situ}} - 0.12 \cdot P + 0.00045 \cdot (T - 25) \quad (5.4b)$$

Die entsprechenden Dichten bei Normalbedingungen (P_0 , T_0)

$$\rho_0 = 446 \cdot V_{p0} - 74 \quad (6.05 \text{ km/s} \leq V_{p0} \leq 6.95 \text{ km/s}) \quad (5.5)$$

Die in situ Dichte berechnet sich nach

$$\rho_{\text{in situ}} = \rho_0 + (\frac{\partial \rho}{\partial P}) \cdot P + (\frac{\partial \rho}{\partial T}) \cdot (T - T_0) \quad (5.6a)$$

$$\rho_{\text{in situ}} = \rho_0 + 50[\text{kg/m}^3\text{GPa}] \cdot P - 0.009[\text{kg/m}^3\text{°C}] \cdot (T - 25\text{°C}) \quad (5.6b)$$

5.4 Nafe-Drake

Die Nafe-Drake Kurve ist ein Polynom fünfter Ordnung. Die Kurve wurde ursprünglich aber nur grafisch von Ludwig [Ludwig et al., 1970] publiziert. Die in dieser Arbeit verwendete Gleichung stammt von Blocher [2005]. Mit ρ der Dichte in kg/m^3 und V_p der P-Wellengeschwindigkeit in km/s .

$$\rho = 1000 \cdot (1.6612 \cdot V_p - 0.4721 \cdot V_p^2 + 0.0671 \cdot V_p^3 - 0.0043 \cdot V_p^4 + 0.000106 \cdot V_p^5) \quad (5.7)$$

5.5 Berechnung einer lokalen V_p - Oberflächendichte Funktion

Im Laufe der Arbeit ist die Frage aufgetreten ob für den ostalpinen Bereich der Oberkruste eine Geschwindigkeits-Dichte Funktion realisierbar ist, die die hochfrequenten Bouguer Anomalie Anteile besser erfasst als bekannte V_p - ρ Funktionen.

Als Hilfsmittel zur Überlegung wurden die Oberflächendichten in Bezug mit der longitudinalen Wellengeschwindigkeit in einer Tiefe von $Z = 0 \text{ km}$ gesetzt und der Schwerpunkt der Oberflächendichten eingezeichnet. Weiters wurden die V_p - ρ Beziehungen von Nafe-Drake, Gardner, Christensen-Mooney und Sobolev-Babeyko hinzugefügt (Diagramm 5.2).

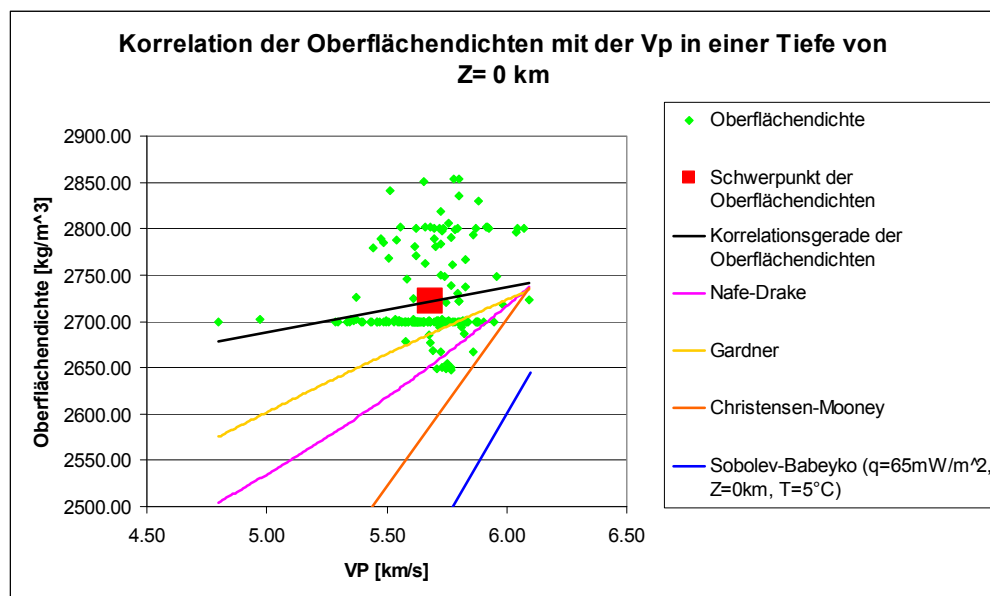


Diagramm 5.2: Korrelation der Oberflächendichten mit der V_p in einer Tiefe von $Z = 0 \text{ km}$.

Im Diagramm 5.2 erkennt man, dass der Schwerpunkt der Oberflächendichten weit entfernt ist von den eingetragenen Vp-ρ Beziehungen.

Um den Zusammenhang zwischen den Oberflächendichten und den P-Wellengeschwindigkeiten näher zu untersuchen wurden die Mittelwerte der P-Wellengeschwindigkeiten in der jeweiligen Tiefe vom ostalpinen, kristallinen Teil des Untersuchungsgebietes gebildet (siehe Diagramm 5.3). Der kristalline Bereich (exklusive Sedimentbecken und inneralpine Täler) des Untersuchungsgebietes ist nach Abb. 2.1 definiert worden.

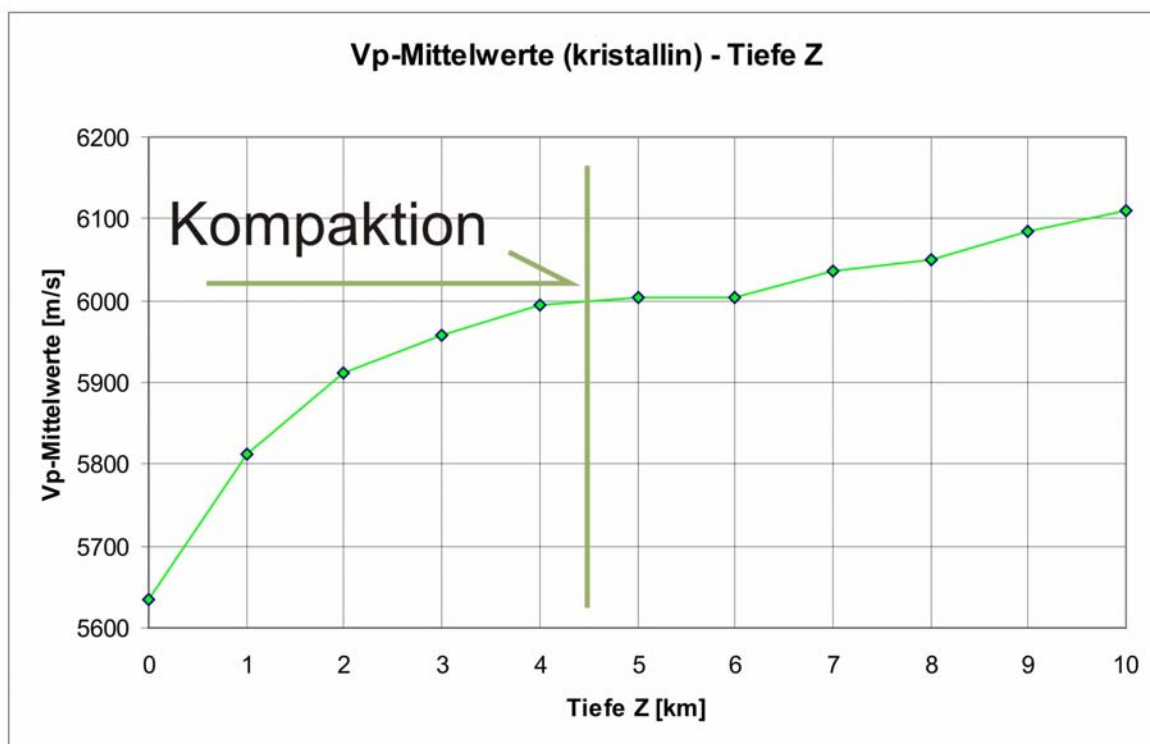


Diagramm 5.3: Mittelwerte der kristallinen P-Wellengeschwindigkeit in Abhängigkeit der Tiefe.

Die Kurve im Diagramm 5.3 ist im Sinne einer Gebirgskompaktion interpretierbar. Ab einer Tiefe von 4 Kilometern wird der Gradient deutlich kleiner. Ab dieser Tiefe hat die Kompaktion ein Maß erreicht welche für die Oberkruste als repräsentativ angesehen werden kann.

Die Oberflächendichten wurden in Bezug mit der P-Wellengeschwindigkeit in einer Tiefe von 4,5 km gesetzt (Diagramm 5.4). Dazu mussten die P-Wellengeschwindigkeit in einer Tiefe von 4,5 km durch Bildung des arithmetischen Mittels der P-Wellengeschwindigkeiten in einer Tiefe von 4 km und in einer Tiefe von 5 km generiert werden. Der Schwerpunkt befindet sich in der Nähe der Korrelationsgeraden der Vp-ρ Beziehung von Christensen-Mooney.

Die Regressionsgerade im Diagramm 5.4 ist die modellierte Vp-ρ Funktion. Diese Funktion kann man somit als eine lokale Funktion bezeichnen. Im Gegensatz dazu stehen die global gültigen Funktionen von Christensen-Mooney, Gardner, Sobolev-Babeyko und Nafe-Drake.

Die Gleichung der Lokalen Funktion ist

$$\rho = 0.1082 \cdot V_p + 2071.6 \quad (5.8)$$

mit der Dichte ρ in kg/m^3 und V_p in m/s .

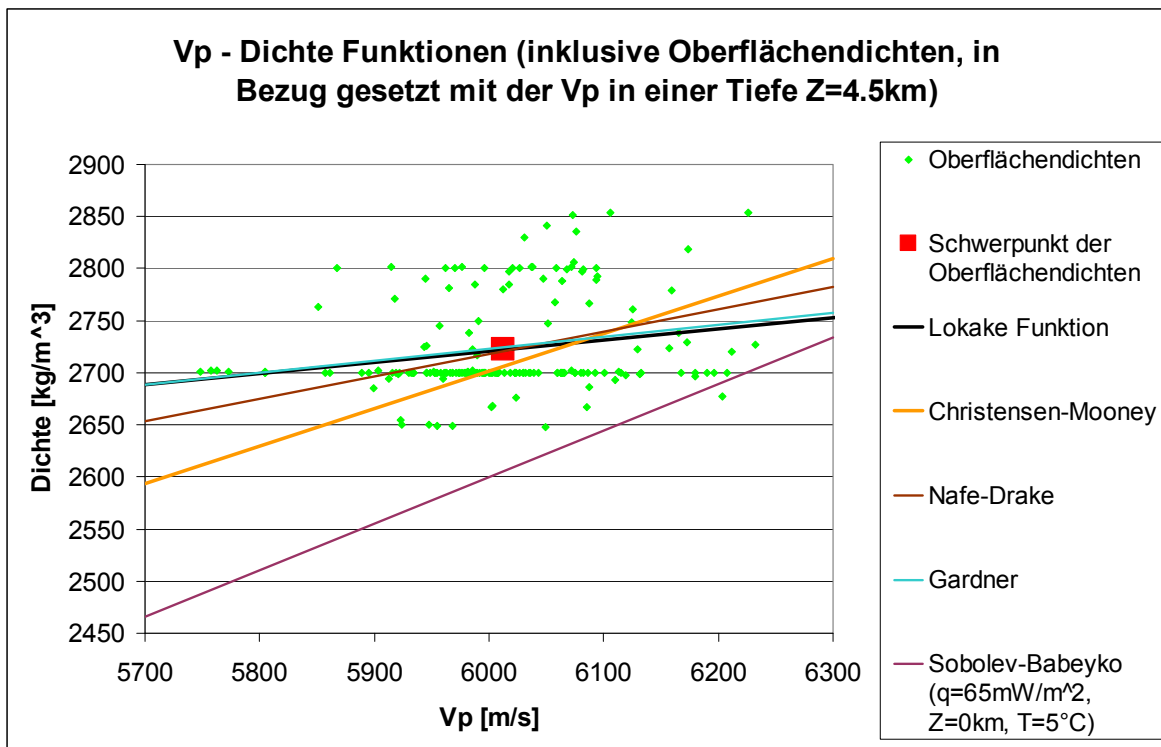


Diagramm 5.4: Vp- ρ Funktionen, inklusive Oberflächendichten (in Bezug gesetzt mit der Vp in einer Tiefe $Z=4.5\text{km}$).

5.6 Auswahl der Dichtemodelle

Die Vp- ρ Beziehungen von Nafe-Drake und Gardner sind einerseits am nächsten am Schwerpunkt der Oberflächendichten (Diagramm 5.4) andererseits kommen diese Beziehungen aus der Erdöl Industrie (werden überwiegend für Sedimentgestein verwendet). Die Vp- ρ Beziehung von Sobolev-Babeyko ist sehr weit entfernt vom Schwerpunkt der Oberflächendichten (Diagramm 5.2). Die drei letztgenannten Vp- ρ Beziehungen werden in dieser Arbeit, aufgrund der oben genannten Gründe, nicht mehr berücksichtigt.

Es werden drei Dichtemodelle erstellt. Eines aus Daten der Oberflächendichte. Ein Dichtemodell wird erstellt unter Verwendung der Lokalen Funktion und ein weiteres mit der Vp- ρ Beziehung von Christensen-Mooney.

Bei allen drei Dichtemodellen wurde die Molassezone, das Wiener Becken, das Steirische Becken und das Pannonische Becken 3D ausgeschnitten und mit Dichtewerten der entsprechenden Tiefen-Dichte Funktionen (Kapitel 4.3) neu befüllt.

Da bei den weiteren Berechnungen mit den Dichtemodellen Randeffekte aufgetreten sind, sind die Dichtemodelle erweitert worden. Die Darstellung der Dichtemodelle, in dieser Arbeit, ist aber immer auf das Untersuchungsgebiet ALP 2002 beschränkt.

Erweiterung der Dichtemodelle zur Minimierung der Randeffekte

Um die Randeffekte zu minimieren die bei der Schwereberechnung nach Nagy [1966] entstehen wurde südlich und westlich (je 200 Kilometer) über das Untersuchungsgebiet ALP 2002 ein Dichtemodell erstellt. 200 Kilometer wurden deshalb gewählt weil die Randeffekte bis zu 200 Kilometer ausmachten. Die Kruste wurde mit der Reduktionsdichte von $\rho=2670\text{kg/m}^3$ angenommen. Die Molassezone in Deutschland und der Schweiz sowie die Poebene wurden 3D ausgeschnitten. Als Hilfsmittel wurde die analoge Darstellung der Geologie der Alpen [Berthelsen et al., 1992], die entsprechend digitalisiert und georeferenziert worden ist, verwendet. Die Dichtewerte, mit denen diese Becken aufgefüllt worden sind stammen aus der Tiefen-Dichte Funktion der Molassezone (Kapitel 4.3). Die Adria wurde mit einer konstanten Tiefe von 100 Metern angenommen ($\rho=1000\text{kg/m}^3$) der darunter liegende Körper mit $\rho=2670\text{kg/m}^3$. Dann wurde dieses neue Gebiet, in allen Richtungen, um 400 Kilometer mit einer Dichte von $\rho=2670\text{kg/m}^3$ nochmals erweitert.

Dichtemodell aus Daten der Oberflächendichten

Mittels einer geologischen Karte (siehe Abb. 2.1) wurden die Datenpunkte entfernt die nicht im Kristallin lagen. Weiters wurden Datenpunkte entfernt die eine Dichte $\rho \leq 1000\text{kg/m}^3$ aufwiesen. Die entfernten Datenpunkte wurden durch interpolierte oder extrapolierte Datenpunkte ersetzt. Diese Datenpunkte wurden in alle Horizontalebenen beginnend mit einer Tiefe von $Z=0\text{km}$ bis in eine Tiefe von $Z=10\text{km}$ projiziert.

Dichtemodell mit der Vp- ρ Funktion von Christensen-Mooney

Mit der Vp- ρ Funktion (Christensen-Mooney, Gleichung 5.1) ist das seismische Vp ALP 2002 Modell in Dichtewerte umgerechnet worden.

Dichtemodell mit der Lokalen Vp- ρ Funktion

Mit der Lokalen Vp- ρ Funktion (Lokale Funktion, Gleichung 5.8) ist das seismische Vp ALP 2002 Modell in Dichtewerte umgerechnet worden

Kurzbezeichnungen der Dichtemodelle

Für die Modelle wurden Kurzbezeichnungen eingeführt (siehe Tabelle 5.1) damit die/der Leser/in einen schnelleren Zugang zu dieser Arbeit erhält.

Kurzbezeichnungen der Dichtemodelle der Oberkruste		
Kurzbezeichnungen	Erläuterung	Formel ($\rho[\text{kg/m}^3]$, $V_p[\text{km/s}]$)
S-Modell	Erstellt mit den Daten der Oberflächendichten (Surface), Sedimentbecken ersetzt (im Gebiet ALP 2002), erweitertes Dichtemodell hinzugefügt	siehe Kapitel 4.2
C-Modell	Erstellt mit der Gleichung 5.1 (Christensen-Mooney), Sedimentbecken ersetzt (im Gebiet ALP 2002), erweitertes Dichtemodell hinzugefügt	$\rho=289.1 \cdot V_p + 983.3$
L-Modell	Erstellt mit der Gleichung 5.8 (Lokale Funktion), Sedimentbecken ersetzt (im Gebiet ALP 2002), erweitertes Dichtemodell hinzugefügt	$\rho=0.1082 \cdot V_p + 2071.6$

Tabelle 5.1: Kurzbezeichnungen der Dichtemodelle der Oberkruste.

6 Schweremodellierung

Dreidimensionale Schwereberechnung

Um die vertikale Komponente der Schwerebeschleunigung zu berechnen wurde die Formel von Nagy [1966] verwendet. Die Voraussetzungen sind hierbei, dass der Quader horizontal ist und dass seine Seiten parallel zu den Koordinatenachsen sind. Jede Art von Konfiguration kann ausgedrückt werden als Summe von Quadern, welche verschiedene Größen und Dichten haben können. Somit eignet sich diese Formel sehr gut für die dreidimensionale Analyse von Gravitationsfeldern.

Der Betrag der Anziehung ΔF einer Masse auf eine Einheitsmasse ist gegeben durch (G ist die Gravitationskonstante, ρ die Dichte, r ist die Distanz und Δv ist das Volumenelement)

$$\Delta F = G \cdot \rho \cdot (\Delta v / r^2) \quad (6.1)$$

Wenn r mit der Vertikalachse den Winkel γ bildet, dann kann die vertikale Komponente der Anziehung F_z eines Körpers durch Integration von $\Delta F \cos(\gamma)$ über das Volumen berechnet werden.

$$F_z = G \rho \int_v \frac{dv}{r^2} \cos \gamma \quad (6.2)$$

Wenn man kartesische Koordinaten verwendet, wird aus Gleichung 6.2

$$F_z = G \rho \int_{x_1}^{x_2} dx \int_{y_1}^{y_2} dy \int_{z_1}^{z_2} \frac{z dz}{\sqrt{(x^2 + y^2 + z^2)}^3} \quad (6.3)$$

Die Integration ergibt folgenden allgemeinen Ausdruck

$$F_z = G \rho \left\| x \ln(y+r) + y \ln(x+r) - z \arcsin \frac{z^2 + y^2 + yr}{(y+r)\sqrt{y^2 + z^2}} \right\|_{z_1}^{z_2} \left\|_{y_1}^{y_2} \right\|_{x_1}^{x_2} \quad (6.4)$$

Bei der Integration muss berücksichtigt werden, ob der Quader die x , y oder beide Achsen schneidet. Falls einer dieser Fälle eintritt, muss die Integration von der unteren Grenze bis zur Achse und dann von der Achse bis zur oberen Grenze durchgeführt werden. Die Summe dieser Integrationen ergibt das Endergebnis. Alle vier möglichen Ausdrücke leiten sich von Gleichung 6.4 durch Einsetzen der Grenzen ab.

Reduzierte Schwerewirkung

Die reduzierte Schwerewirkung berechnet sich folgendermaßen: berechnete Schwerewirkung des Dichtemodells minus berechneter Schwerewirkung des Referenzdichtemodells.

Das Referenzdichtemodell soll den schalenförmigen Aufbau der Normalerde repräsentieren. Für das Referenzdichtemodell der Oberkruste wurde eine Dichte von 2670 kg/m^3 verwendet.

Gestrippte Bouguer Anomalie

Die gestrippte Bouguer Anomalie berechnet sich folgendermaßen: gemessene Bouguer Anomalie minus berechneter reduzierte Schwerewirkung des Dichtemodells.

7 Reduzierte Schwerewirkungen und gestrippte Bouguer Anomalien

In diesem Kapitel werden die reduzierten Schwerewirkungen und die gestrippten Bouguer Anomalien der drei Dichtemodell (S,C und L) und deren hoch- u. tiefpass gefilterten Anteile dargestellt.

Das Untersuchungsgebiet ALP 2002 verringert sich durch Randeffekte. Diese Abbildungen wurden eingeschränkt (vom Bildrand ausgehend werden 100 km mit 40% Farbtintensität) dargestellt.

Für die reduzierten Schwerewirkungen der Dichtemodelle und deren hoch- u. tiefpass gefilterten Anteile wurden Kurzbezeichnungen eingeführt (siehe Tabelle 7.1) damit die/der Leser/in einen schnelleren Zugang zu dieser Arbeit erhält.

Kurzbezeichnungen der reduzierten Schwerewirkungen der Dichtemodelle und deren hoch- u. tiefpass gefilterten Anteile	
Kurzbezeichnungen	Erläuterung
RS_S	Reduzierte Schwerewirkung des S-Modells
RS_S-hp	Hochpass gefilterter Anteile des RS_S (highpass)
RS_S-lp	Tiefpass gefilterter Anteil des RS_S (lowpass)
RS_C	Reduzierte Schwerewirkung des C-Modells
RS_C-hp	Hochpass gefilterter Anteile des RS_C (highpass)
RS_C-lp	Tiefpass gefilterter Anteil des RS_C (lowpass)
RS_L	Reduzierte Schwerewirkung des L-Modells
RS_L-hp	Hochpass gefilterter Anteile des RS_L (highpass)
RS_L-lp	Tiefpass gefilterter Anteil des RS_L (lowpass)

Tabelle 7.1: Kurzbezeichnungen der reduzierten Schwerewirkungen der Dichtemodelle und deren hoch- u. tiefpass gefilterten Anteile.

Für die gestrippten Bouguer Anomalien der RS_* und deren hoch- u. tiefpass gefilterten Anteile sind Kurzbezeichnungen (siehe Tabelle 7.2) eingeführt worden

Kurzbezeichnungen der gestrippten Bouguer Anomalien der RS_* und deren hoch- u. tiefpass gefilterten Anteile	
Kurzbezeichnung	Erläuterung
BA_S	gestrippte Bouguer Anomalie des RS_S
BA_S-hp	Hochpass gefilterter Anteil des BA_S (highpass)
BA_S-lp	Tiefpass gefilterter Anteil des BA_S (lowpass)
BA_C	gestrippte Bouguer Anomalie des RS_C
BA_C-hp	Hochpass gefilterter Anteil des BA_C (highpass)
BA_C-lp	Tiefpass gefilterter Anteil des BA_C (lowpass)
BA_L	gestrippte Bouguer Anomalie des RS_L
BA_L-hp	Hochpass gefilterter Anteil des BA_L (highpass)
BA_L-lp	Tiefpass gefilterter Anteil des BA_L (lowpass)

Tabelle 7.2: Kurzbezeichnungen für die gestrippten Bouguer Anomalien der RS_* und deren hoch- u. tiefpass gefilterten Anteile.

Die Beurteilungen der folgenden Abbildungen werden im Kapitel 8 vorgenommen.

7.1 RS_S, BA_S und deren gefilterte Anteile

In Abb. 7.1 ist das RS_S und dessen hoch- u. tiefpass gefilterte Anteile im Untersuchungsgebiet ALP 2002 dargestellt.

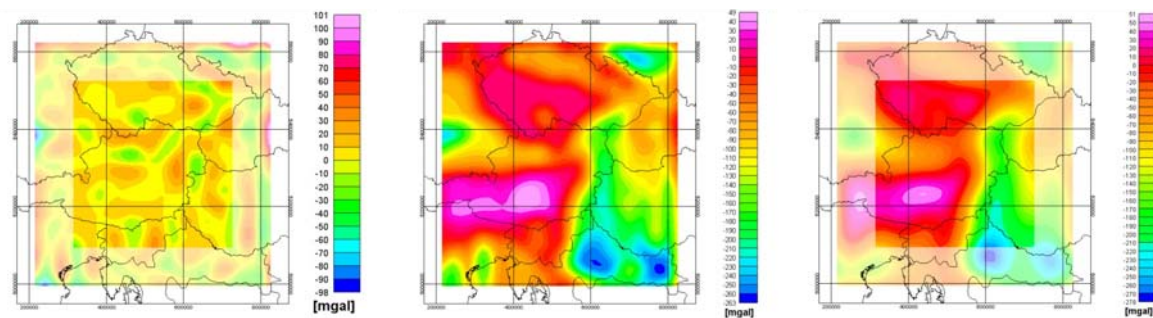


Abb. 7.1: Links ist das RS_S-hp, in der Mitte das RS_S und rechts das RS_S-lp dargestellt.

In Abbildung 7.2 sind das BA_S und dessen hoch- u. tiefpass gefilterte Anteile dargestellt.

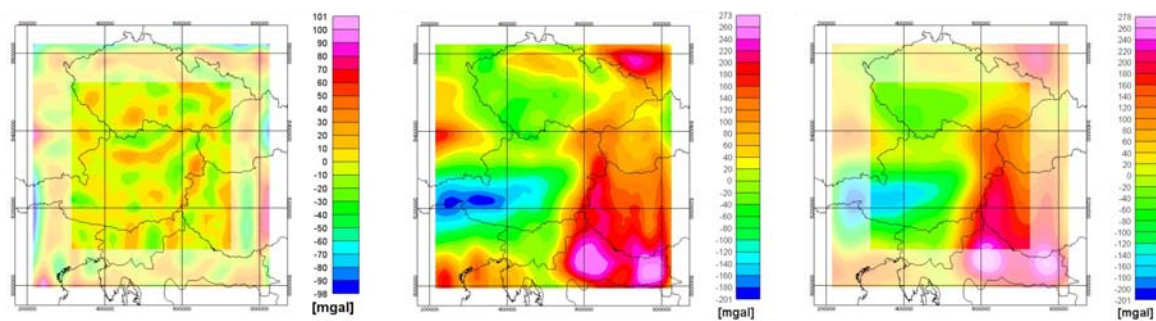


Abb. 7.2: Links ist das BA_S-hp, in der Mitte das BA_S und rechts das BA_S-lp dargestellt.

Im Diagramm 7.1 ist die Korrelation von dem BA_S mit den Moho Tiefen dargestellt. Die Steigung der Korrelationsgerade entspricht einem Dichtesprung (Moho) von 595 kg/m^3 , berechnet mit der einfachen Bouguer Korrektur g_{sb} (Bouguer Platte) nach Gleichung 3.4.

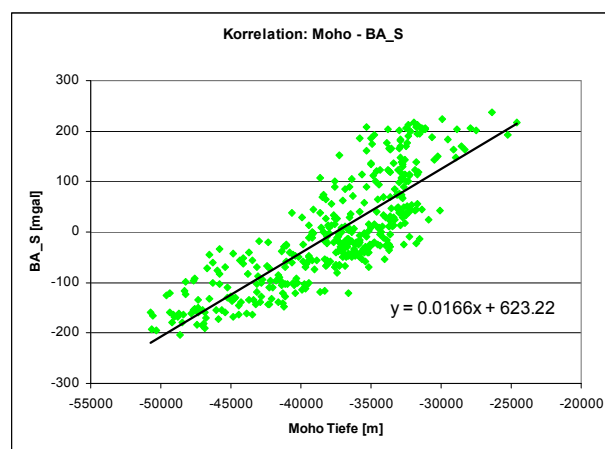


Diagramm 7.1: Korrelation der Moho Tiefen mit dem BA_S.

7.2 RS_C, BA_C und deren gefilterte Anteile

In Abb. 7.3 ist das RS_C und dessen hoch- u. tiefpass gefilterte Anteile im Untersuchungsgebiet ALP 2002 dargestellt.

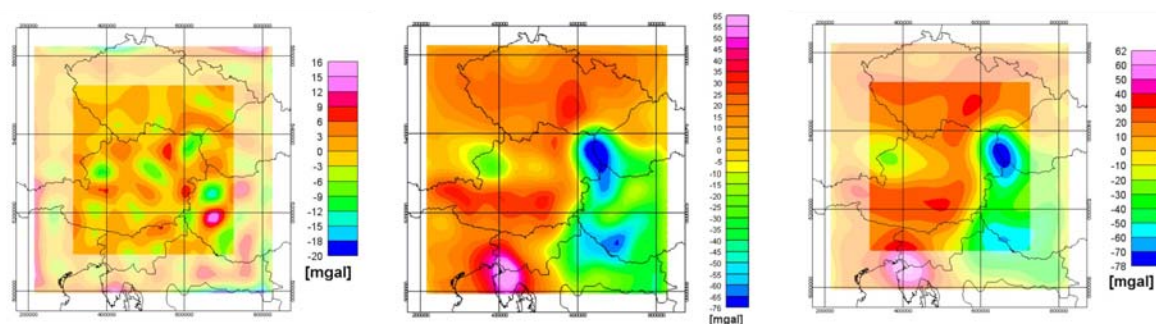


Abb. 7.3: Links ist das RS_C-hp, in der Mitte das RS_C und rechts das RS_C-lp dargestellt.

In Abbildung 7.4 sind das BA_C und dessen hoch- u. tiefpass gefilterte Anteile dargestellt.

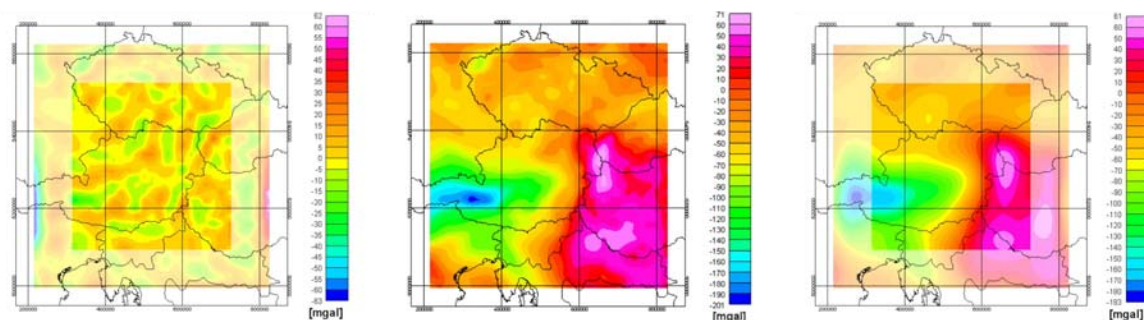


Abb. 7.4: Links ist das BA_C-hp, in der Mitte das BA_C und rechts das BA_C-lp dargestellt.

Im Diagramm 7.2 ist die Korrelation von dem BA_C mit den Moho Tiefen dargestellt. Die Steigung der Korrelationsgerade entspricht einem Dichtesprung (Moho) von 316 kg/m^3 , berechnet mit der einfachen Bouguer Korrektur g_{sb} (Bouguer Platte) nach Gleichung 3.4.

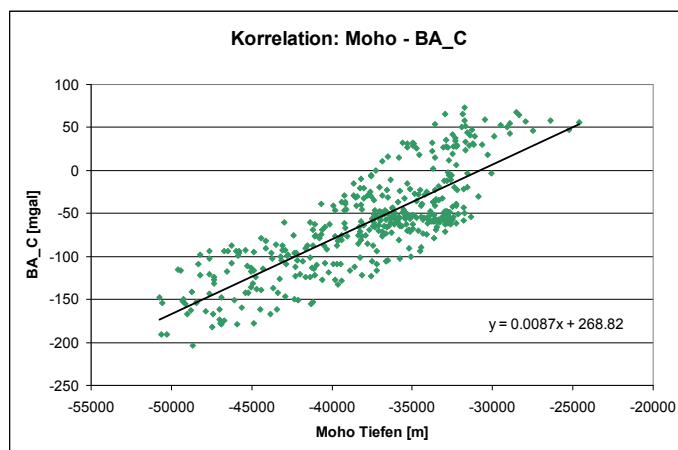


Diagramm 7.2: Korrelation der Moho Tiefen mit dem BA_C.

7.3 RS_L, BA_L und deren gefilterte Anteile

In Abb. 7.5 ist das RS_L und dessen hoch- u. tiefpass gefilterte Anteile im Untersuchungsgebiet ALP 2002 dargestellt.

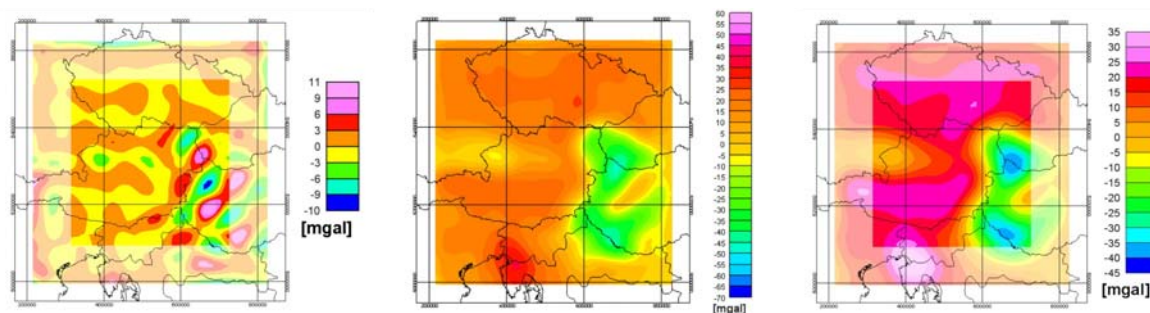


Abb. 7.5: Links ist das RS_L-hp, in der Mitte das RS_L und rechts das RS_L-lp dargestellt.

In Abbildung 7.6 sind das BA_L und dessen hoch- u. tiefpass gefilterte Anteile dargestellt.

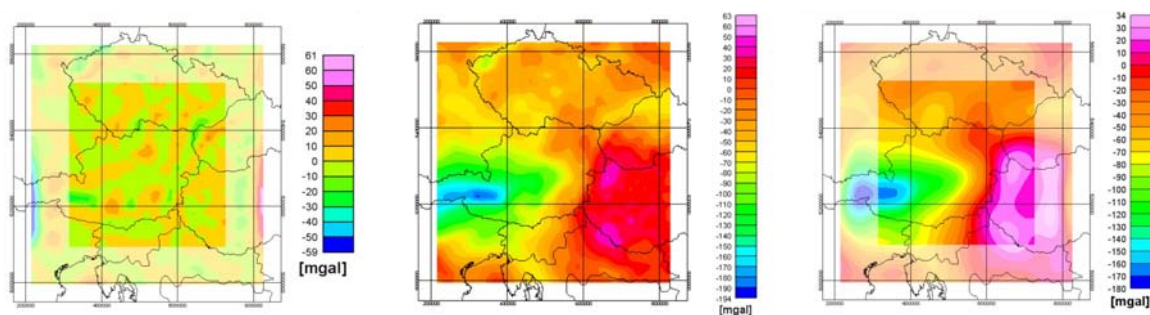


Abb. 7.6: Links ist das BA_L-hp, in der Mitte das BA_L und rechts das BA_L-lp dargestellt.

Im Diagramm 7.3 ist die Korrelation von dem BA_L mit den Moho Tiefen dargestellt. Die Steigung der Korrelationsgerade entspricht einem Dichtesprung (Moho) von 245 kg/m^3 , berechnet mit der einfachen Bouguer Korrektur g_{sb} (Bouguer Platte) nach Gleichung 3.4.

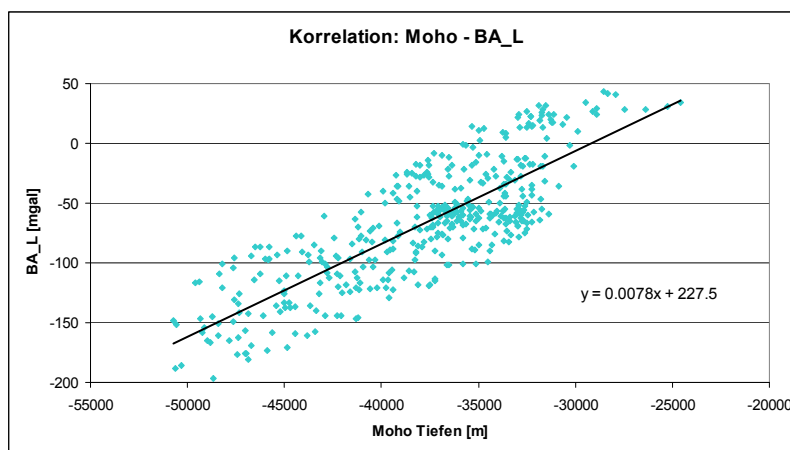


Diagramm 7.3: Korrelation der Moho Tiefen mit dem BA_L.

8 Gegenüberstellung der Dichtemodelle

8.1 Gegenüberstellung der RS_* und der BA_*

Die RS_* und die BA_* werden mit je einer Farbskala (Abb. 8.1) dargestellt. Das RS_S und das BA_S haben einen sehr großen Wertebereich. Die Farbskalen wurden für die RS_C, RS_L, BA_C und das BA_L optimiert.

In Abbildung 8.1 erkennt man, dass das RS_S einen Wertebereich von 50 bis -263 mgal hat (BA_S hat einen Wertebereich von -200 bis 274 mgal). Das S hat in den Beckenbereichen eine viel zu geringe Dichte. Die Ostalpen wurden gut erfasst, die Karpaten, Dinariden und die Böhmisches Masse wurden nur sehr wenig vom S erfasst.

Das RS_C und das RS_L haben die geologischen Hauptstrukturen gut erfasst. Wenn man das RS_C mit dem RS_L vergleicht, sieht man den Einfluss der unterschiedlichen Gradienten der jeweiligen Vp-p Funktionen. Der größere Gradient der Vp-p Funktion nach Christensen-Mooney generiert in den Becken eine geringere und in den Ostalpen, Karpaten und den Dinariden eine größere Schwere (als die Lokale Funktion). Die Wertebereiche vom RS_C und RS_L sind im erwarteten Rahmen.

Das BA_C gibt die Topografie der Moho gut wieder (vor allem ist der dinaridische Ast der Moho gut sichtbar).

Beim BA_L ist die Struktur der Moho erkennbar.

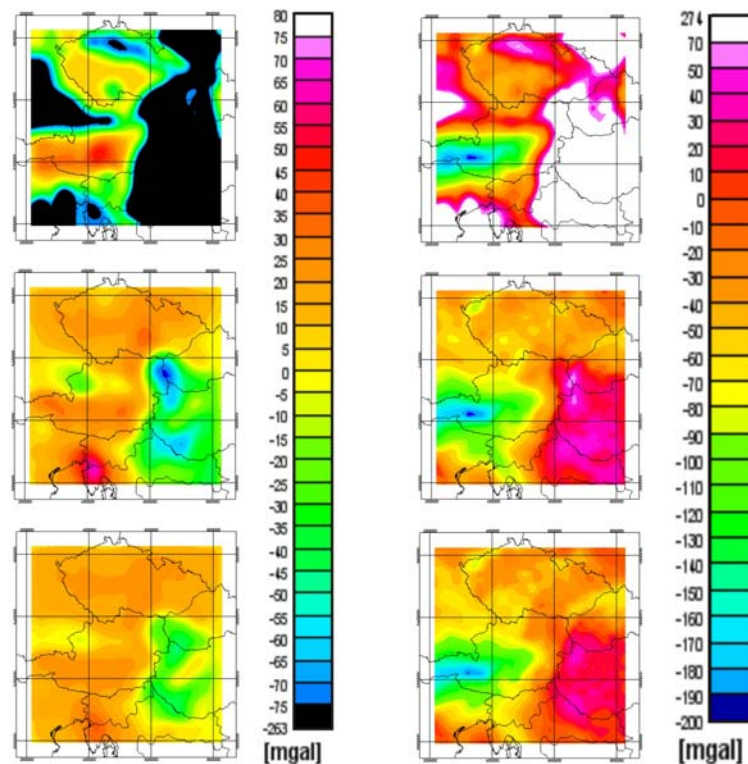


Abb. 8.1: Gegenüberstellung der RS_* (linke Spalte). In der Abbildung oben ist das RS_S, in der Mitte ist das RS_C und unten ist das RS_L dargestellt. Gegenüberstellung der BA_* (rechte Spalte). In der Abbildung oben ist das BA_S, in der Mitte das BA_C und unten ist das BA_L dargestellt.

8.2 Langwellige Anteile

Abbildung 8.2 zeigt die Differenzen der BA-Ip und der BA_*-Ip miteinander.

Die Differenzen zeigen, dass das S die langwelligen Anteile nicht gut erfasst hat.

Das C und das L haben die langwelligen Anteile gut erfasst. Bei der Differenz BA-Ip minus BA_C-Ip sind die Amplituden größer als bei der Differenz BA-Ip minus BA_L-Ip. Der Grund ist der Gleiche wie bei den zugehörigen RS_*, nämlich der unterschiedliche Gradient der jeweiligen Vp-p Funktion.

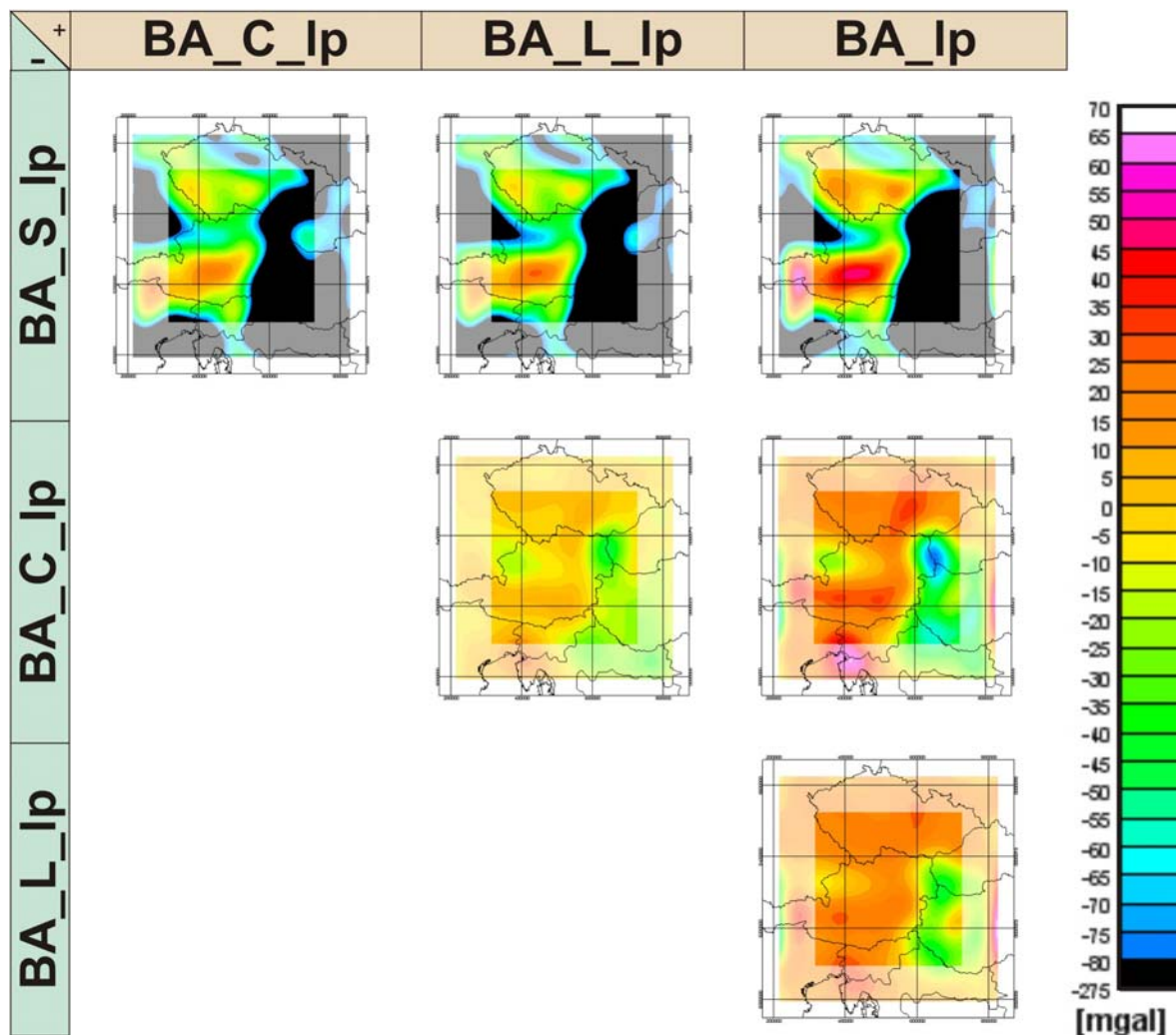


Abb. 8.2: Differenzen der BA-Ip und der BA_*-hp miteinander.

Es wurden die Korrelationen von der Moho mit den BA_* berechnet. Die Steigungen der Korrelationsgeraden wurden in einen Dichteunterschied (Moho) mit der Gleichung 3.4 (Bouguer Platte) umgerechnet. Das Ergebnis ist in Tabelle 8.1 dargestellt.

In der Literatur wird für den Dichtesprung (Moho) meistens 300 kg/m^3 angenommen. Das BA_C und das BA_L kommen diesem Dichtesprung am nächsten. Das BA_S weist, mit fast 600 kg/m^3 , eine Verdoppelung des (realistischen) Dichteunterschiedes auf.

Korrelation: Moho Tiefen - BA und BA_*				
	BA	BA_S	BA_C	BA_L
Dichteunterschied (Moho) [kg/m ³]	238	595	316	245

Tabelle 8.1: Dichteunterschied (Moho) der BA und den BA_*. Die Steigung der Korrelationsgeraden ist mit Gleichung 3.4 (Bouguer Platte) in einen Dichteunterschied umgerechnet worden.

8.3 Kurzwellige Anteile

In Tabelle 8.2 sind die Standardabweichungen der hochpass gefilterten BA und den BA_*-hp zusammengestellt.

Die Standardabweichung des BA-hp beträgt 4.9 mgal. Alle BA_*-hp weisen eine größere Standardabweichung auf. Das BA_S-hp hat eine mehr als doppelte Standardabweichung als die hochpass gefilterte BA. Das BA_C und das BA_L-hp weisen ungefähr die gleiche Standardabweichung auf. Keines der Dichtemodelle konnte die hochfrequenten Anteile der Bouguer Anomalie minimieren.

Standardabweichung der hochpass gefilterten BA und den BA_*-hp	
Hochpass gefilterte BA und BA_*-hp	Standardabweichung [mgal]
BA-hp	4.9
BA_C-hp	7.4
BA_L-hp	6.9
BA_S-hp	12

Tabelle 8.2: Standardabweichungen der hochpass gefilterten BA und den BA_*-hp.

In Abb. 8.3 sind die Differenzen der BA-hp und der BA_*-hp miteinander dargestellt.

Die Differenzen mit dem BA_S-hp weisen viele Minima (bis zu -35 mgal) und Maxima (bis zu 40 mgal) auf. Das S hat nicht nur die hochfrequenten Anteile der Bouguer Anomalie verstärkt sondern auch noch weitere hochfrequente Anomalien erzeugt.

Das C und das L haben die hochfrequenten Anteile gut erfasst.

In den Abbildungen der Differenzen (BA-hp minus BA_C-hp und BA-hp minus BA_L-hp) sind praktisch nur Schlieren (Noise) erkennbar.

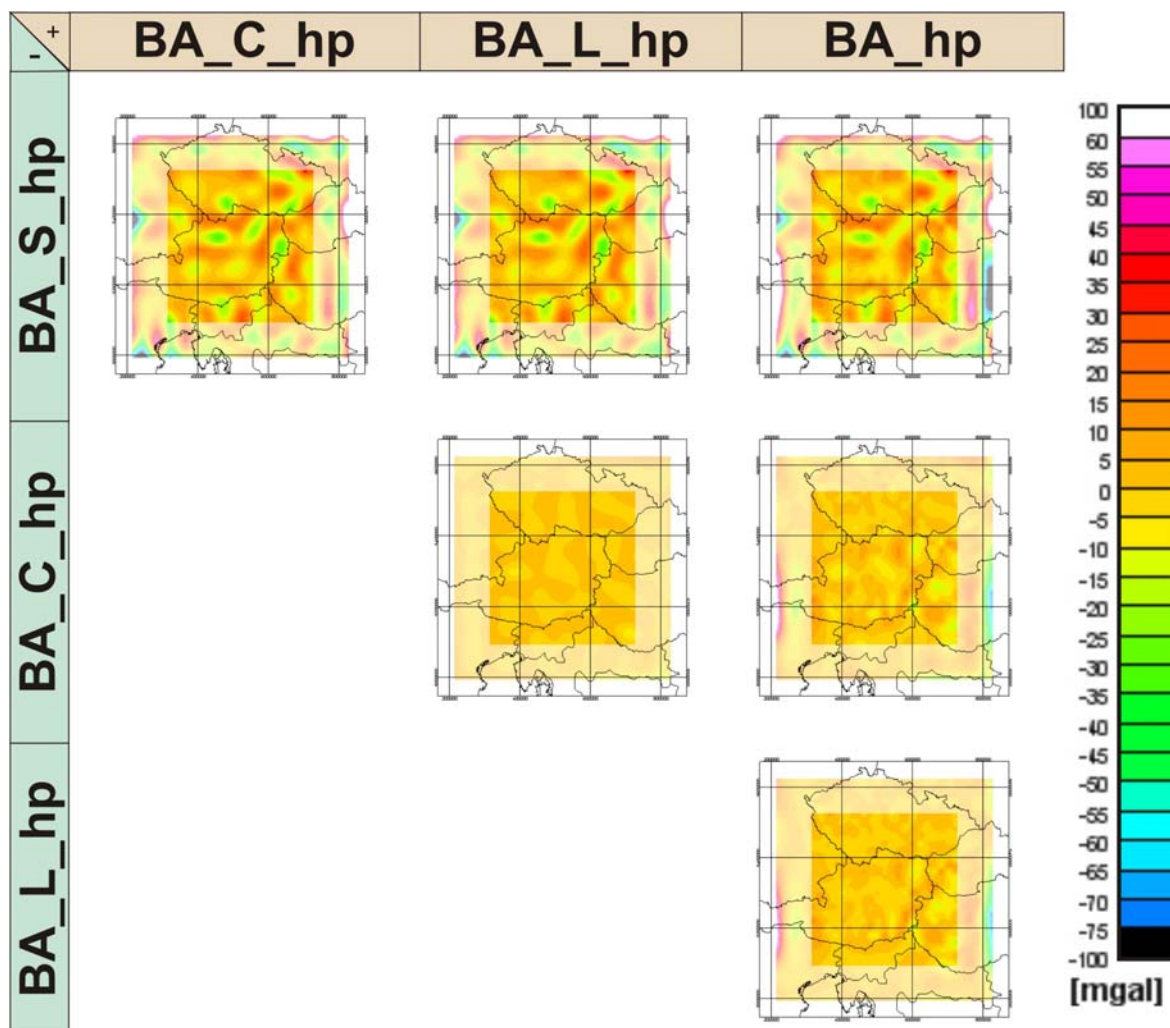


Abb. 8.3: Differenzen der BA-hp und der BA_*-hp miteinander.

In Tabelle 8.3 sind die Standardabweichungen der Differenzen von der hochpass gefilterten BA minus den BA_*-hp zusammengestellt.

Die Standardabweichung der BA-hp minus der BA_S-hp ist mehr als das Doppelte im Vergleich zu den Standardabweichungen der beiden anderen Differenzen.

Die Standardabweichung der BA-hp minus der BA_C-hp und die Standardabweichung der BA-hp minus der BA_L-hp ist ungefähr gleich.

Standardabweichung der Differenzen der hochpass gefilterten BA minus den BA_*-hp	
Differenz	Standardabweichung [mgal]
BA-hp - BA_C-hp	5.3
BA-hp - BA_L-hp	4.6
BA-hp - BA_S-hp	11.3

Tabelle 8.3: Standardabweichungen der Differenzen von der hochpass gefilterten BA minus den BA_*-hp.

8.4 Diskussion der Dichtemodelle

Das S hat die lang- und kurzwelligen Anteile der Oberkruste nicht gut erfasst. Die Korrelation Moho - BA_S ergibt einen Dichteunterschied von doppelt so viel (595 kg/m^3) als den vermuteten Dichtesprung von 300 kg/m^3 . Das S scheidet als Dichtemodell aus.

Das C und das L haben die geologischen Hauptstrukturen gut erfasst. Der Unterschied zwischen diesen beiden Dichtemodellen ist sehr gering und resultiert aus den unterschiedlichen Steigungen der jeweiligen Vp- ρ Funktionen. Aufgrund der Differenzen (Abb. 8.2 und 8.3) kann man nicht sagen welche Vp- ρ Funktion den besseren Gradienten hat. Was man jedoch sagen kann ist, dass das C die Topografie der Moho (vor allem den dinaridische Ast), von allen Dichtemodellen, am besten erfasst hat. Dies wird im BA_C-lp (Abb. 7.4) sichtbar. Das heißt, dass das C die langwelligen Anteile in der Oberkruste gut erfasst hat.

Bei der Beurteilung der RS_* muss auch berücksichtigt werden, dass eine Dichtedifferenz von 10 kg/m^3 und einer Plattenmächtigkeit von 10 km eine Schwerewirkung von ungefähr 4 mgal erzielt (berechnet nach Gleichung 3.4, Bouguer Platte). Die RS_*-lp haben eine, bis zu fünfmal so große Amplitude als die RS_*-hp. Entsprechend groß ist der Beitrag der langwelligen Anteile des RS_*-lp zum RS_*. Die Standardabweichung der Amplituden des RS_C-hp ist zwischen $\pm 10 \text{ mgal}$, beim RS_L-hp ist die Standardabweichung der Amplituden zwischen $\pm 6 \text{ mgal}$. Dies ergibt, für das RS_C-hp, einen Dichteunterschied bis zu 250 kg/m^3 (für das RS_L-hp wären dies 150 kg/m^3). In der kurzwelligen Subtraktionsmatrize (Abb. 8.3) kann man zwischen den Differenzen vom RS_C-hp und RS_L-hp mit dem BA-hp nicht unterscheiden welche Vp- ρ Funktion die hochfrequenten Anteile besser erfasst hat. In diesen beiden Differenzen erkennt man nur Schlieren (Noise).

Weiters geben das BA_C und das BA_L den Dichtesprung an der Moho gut wieder (Tabelle 8.1).

Um zwischen den C und L zu unterscheiden wird als weiteres Kriterium, der Übergang der Vp- ρ Funktion von der Oberkruste zur Mittelkruste, herangezogen. Die Vp- ρ Funktion des C weist an dieser Grenze keinen Dichtesprung auf. Die Lokale Vp- ρ Funktion hat einen flacheren Gradienten als die des C. Eine Fortsetzung der Lokalen Funktion in die Tiefe (von der Oberkruste in die Mittelkruste) erfordert einen Dichtesprung an der Grenze Ober- Mittelkruste. Ohne Dichtesprung würden für die entsprechenden P-Wellengeschwindigkeiten in dieser Tiefe zu niedrige Dichten zugeordnet werden.

Unter Berücksichtigung dieses Dichtegradienten und das das C die Topografie der Moho gut wieder gibt, ist das Dichtemodell nach Christensen-Mooney (C) zu bevorzugen.

9 Schlussfolgerungen

Die Erwartung war, dass die Dichtemodelle die hochfrequenten Anteile der Bouguer Anomalie minimieren. Aber keines der Dichtemodelle konnte die hochfrequenten Anteile der BA verringern (Kapitel 8.3).

Die Anforderung an das Dichtemodell ist nicht nur jene, dass es diese kurzwelligen Anteile erfasst (so gut wie möglich) sondern auch die langwelligen Anteile der Oberkruste. Durch die Erstellung eines Dichtemodells der Oberkruste werden langwellige Anteile generiert. Ob diese langwelligen Anteile tatsächlich in der Oberkruste sind kann man nicht mit Gewissheit sagen. Viele geologische Strukturen der Oberkruste wie z.B. die Sedimentbecken, die Ostalpen und die Böhmisches Masse sind bekannt. Unter anderem verursachen diese Strukturen langwellige Anteile aufgrund ihrer lateralen Ausdehnung. Somit kann (muss) man eine gewisse Erwartungshaltung einnehmen gegenüber dem Ergebnis der Schwerewirkung eines Dichtemodells.

Das Dichtemodell berechnet aus Werten der Oberflächendichte (S) hat die kurz- und langwelligen Anteile der Oberkruste nicht gut erfasst (Kapitel 8). Dies liegt darin begründet dass die Dichten der Oberflächendichten die Gebirgskompaktion nicht berücksichtigen und eine Fortsetzung der Dichten bis in eine Tiefe von 10 km geologisch zu hinterfragen ist.

Im RS_C und RS_L sind die geologischen Hauptstrukturen gut sichtbar. Dies ist unter anderem zurückzuführen auf das Vp-Modell der Oberkruste (Abb. 4.5) welches möglicherweise zu kleine P-Wellengeschwindigkeiten für kristallines Gestein unterhalb der Sedimentbecken aufweist.

Was jedoch als ein gutes Ergebnis gewertet werden kann, ist, dass die Topografie der Moho, beim BA_C-lp und beim BA_L-lp besser sichtbar wurde. Vor allem das Dichtemodell nach Christensen-Mooney (C) hat die Struktur der Moho besonders gut erfasst. Der dinaridische Ast der Moho ist im BA_C-lp (Abb.7.4) deutlich sichtbar. Das bedeutet, dass das C die langwelligen Anteile der Oberkruste gut erfasst hat. Die Fragmentierung der Moho (triple junction) ist gut erkennbar. Im BA_C-lp bildet sich folgende Struktur der Moho ab: im Norden die Europäische Platte, im Süd-Westen die adriatische Mikroplatte und Süd-Osten das pannonische Fragment.

Bei den hochfrequenten Differenzabbildungen (Subtraktionsmatrize, Abb. 8.3) sind bei der Differenz von BA-hp minus BA_C-hp und bei der Differenz von BA-hp minus BA_L-hp nur mehr Schlieren sichtbar. Diese Schlieren kann man als Noise bezeichnen und können keiner geologischen Struktur zu geordnet werden.

In den langwelligen Differenzabbildungen (Subtraktionsmatrize, Abb. 8.2) erkennt man, dass die Vp-ρ Funktion nach Christensen-Mooney einen größeren Gradienten hat als die Lokale Vp-ρ Funktion. Der größere Gradient der Vp-ρ Funktion nach Christensen-Mooney generiert in den Becken eine geringere und in den Ostalpen, Karpaten und den Dinariden eine größere Schwere (als die Lokale Funktion). Welcher Gradient der Bessere ist von den beiden verwendeten Vp-ρ Funktionen kann nicht beurteilt werden.

Die Wellenzahlanalyse ist ein sehr gutes Instrument zur Analyse von Schwerfeldern. Allerdings werden die langwelligen Anteile tieferen Strukturen zugeordnet.

Die Randeffekte haben das Untersuchungsgebiet ALP 2002 stark verkleinert. Um das Untersuchungsgebiet besser analysieren zu können werden BA Daten benötigt die mindestens 100 km über das Gebiet hinausgehen.

Der laterale Punktabstand des Vp-Modells mit 20 km (ergibt eine minimale Wellenlänge von 40 km, wegen Anti-Aliasingfilter) ist zu groß um kleinräumige Anomalien zu analysieren. Dies bezieht sich z.B. auf die Gurktaler Decke, das Tauernfenster (Breite: ca. 30 km, Länge: ca. 160 km) und das Wiener Becken.

Das Dichtemodell nach Christensen-Mooney (C) und das L geben den Dichtesprung an der Moho gut wieder. Besonders gut hat das C aber die Topografie der Moho erfasst. Um dies zu versinnbildlichen sind in Abb.9.1 folgende Abbildungen gegenübergestellt: die geglättete Moho, die tiefpass gefilterte Bouguer Anomalie (BA-lp), die tiefpass gefilterte, gestrippte Bouguer Anomalie des Dichtemodells berechnet aus Werten der Oberflächendichte (BA_S-lp), das BA_C-lp und das BA_L-lp. Im BA_C-lp ist der dinaridische Ast der Moho sehr gut sichtbar.

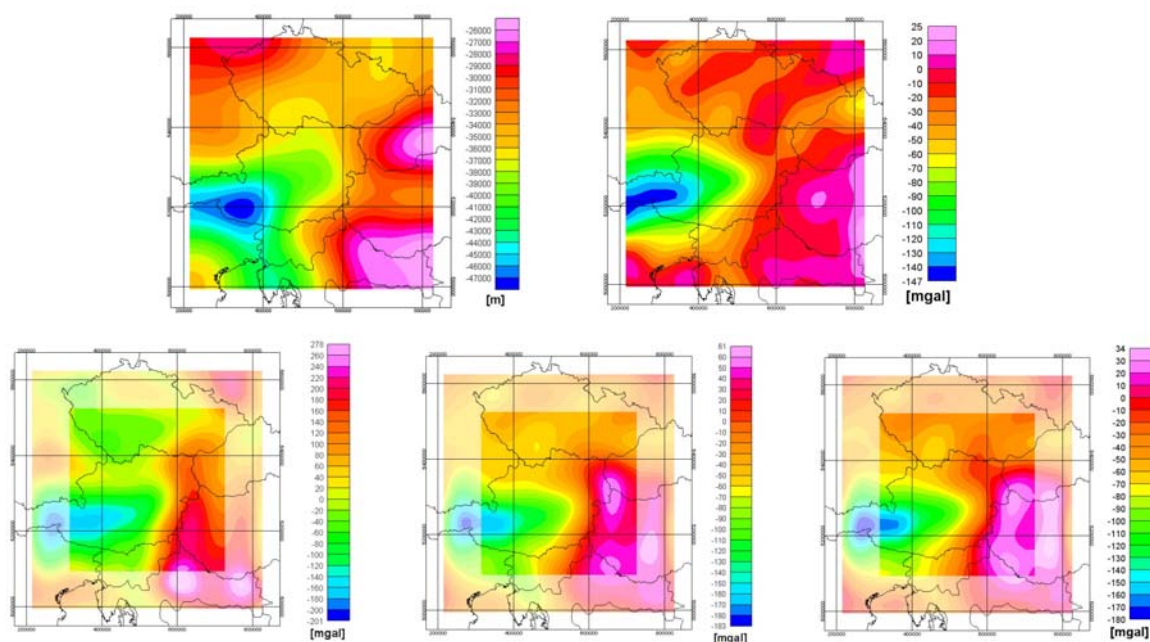


Abb. 9.1: Oben: Links die geglättete Moho und rechts die BA-lp. Unten: Links die BA_S-lp, Mitte die BA_C-lp und rechts die BA_L-lp.

Literaturverzeichnis

- Alpine Explosion Seismology Group, 1976: A lithospheric seismic profile along the axis of the Alps, 1975. I: First Results, *Pure Appl. Geophys.*, 114, 1109-1130.
- Aric, K., and R. Gutdeutsch, 1987: Geophysical aspects of the crustal structures of the Eastern Alps, *Geodynamics of the Eastern Alps*, edited by H. W. Fluegel and P. Faupl, Franz Deuticke, pp. 309-360.
- Behm, M., 2002: Erstellung eines 3D-Modells der Ostalpen mit refraktionsseismischen Daten. Diplomarbeit, Institut für Geodäsie und Geophysik, Technische Universität Wien, Austria.
- Behm, M., 2006: Accuracy and resolution of a 3D seismic model of the Eastern Alps. Dissertation, Institut für Geodäsie und Geophysik, Technische Universität Wien, Austria.
- Behm, M., Brückl, E., Mitterbauer, U., Celebration 2000 and ALP 2002 Working Groups, 2007: A new seismic model of the Eastern Alps and its relevance for Geodäsie and Geodynamics. *VGI Österreichische Zeitschrift für Vermessung & Geoinformation* 2/2007, p.121-133.
- Behm, M., Brückl, E., Chwatal, W., Thybo, H., 2007: Application of stacking techniques to 3D wide-angle reflection and refraction data from the Eastern Alps. *Geophys. J. Int.*, in print, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03393.x.
- Berthelsen, A., Burrolet, P., Dal Piaz, G.V., Franke, W., und Trümpy, R. 1992: Tectonics. In D. Blundell, R. Freeman, und S. Mueller, editors, *A Continent Revealed: The European Geotraverse*. Cambridge University Press, London.
- Bielik, M., et al., 2006: Gravity anomaly map of the CELEBRATION 2000 region. *Geologica Carpathica*, June 2006, 57, 3, 145-156.
- Blakely, R. J. 1995: *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Blocher, M., 2005: Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 6, pp. 2081-2092, December 2005, doi: 10.1785/0120050077.
- Brix, F. et al., 1993: *Erdöl und Erdgas in Österreich*. Verlag NHM Wien und F. Berger, Horn.

- BRÜCKL, E. et al., 2003. ALP2002 Seismic Experiment. *Studia geophysica geodaetica*, Academy of Sciences of the Czech Republic, Volume 47. ISSN 0039-3169, 671-679. 2003
- Brückl, E., Mitterbauer, U., Behm, M. and Working Groups Celebration 2000 & ALP 2002, 2006: Studies on Crustal Structure and Gravity in the Eastern Alps. In *Geodetic Deformation Monitoring: From Geophysical to Engineering Roles*. IAG Symposium 131. F. Sanso and A. J. Gil (Eds). Springer, pp. 181-192.
- Brückl, E., et al., 2007: Crustal structure due to collisional and escape tectonics in the Eastern Alps region based on profiles Alp01 and Alp02 from the ALP 2002 seismic experiment, *J. Geophys. Res.*, 112, B06308, doi:10.1029/2006JB004687.
- Brückl, E., Behm, M., Chwatal, W., Mitterbauer, U., Celebration 2000 & ALP 2002 & ALPASS Working Groups, 2007: Erkenntnisse über den Tiefbau der Ostalpen aus neuen seismischen Großexperimenten. *Beiträge zur Geologie Oberösterreichs*, Arbeitstagung 2007 GBA, ISBN 978-3-85316-035-0, S.143-150.
- Buttkus, B., 1991: *Spektralanalyse und Filtertheorie in der angewandten Geophysik*, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 650pp.
- Čermak, V., 1993: Lithospheric thermal regime in Europe. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1993, 79, 179-193 Čermak, V., Haenel, R.: *Geothermics and Geothermal Energy*. Schweitzerbartsche Verlagsbuchh., Stuttgart 1982.
- Čermak, V., Balling, N., Della Vedova, B., Lucazeau, F., Pasquale, V., Pellis, G., Schulz, R., und Verdoya, M. 1992: Heat-flow density. In D. Blundell, R. Freeman, und S. Mueller, editors, *A Continent Revealed: The European Geotraverse*. Cambridge University Press.
- Chapman, D. S., Furlong, K. P. 1992: Thermal state of the continental crust. In: *Continental lower Crust*. D.M. Fountain 1992, 179-199.
- Christensen, N. I., and W.D. Mooney 1995: Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view, *J. Geophys. Res.* 100, 9761-9788.
- Cianciara, B. und Marcak, H., 1976: Interpretation of gravity anomalies by means of local power spectra. *Geophysical Prospecting*, 24, 273-286.
- Dutter, R., 2007: Skriptum zur Vorlesung „Geostatistics“. Institut für Statistik und Wahrscheinlichkeitstheorie, Technische Universität Wien, Austria.

- Ebbing, J., 2002: 3-D Dichteverteilung und isostatisches Verhalten der Lithosphäre in den Ostalpen, Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin, Deutschland.
- Faupl, P., 1984: Einführung in die Historische Geologie. PRUGG VERLAG EISENSTADT.
- Fischer, N., 2004: Die Modellierung der Sedimentbecken im Rahmen von ALP 2002, Diplomarbeit, Institut für Geodäsie und Geophysik, Technische Universität Wien, Austria.
- Franke, W., and Żelaźniewicz, A., 2000: The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution, in: *Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan Belt*, edited by W. Franke, W. Haak, O. Oncken, and D. Tanner, Geological Society, London, Special Publications, 179, 63-85.
- Fügenschuh, B., D. Seward, and N. Mancktelow, 1977: Exhumation in a convergent orogen. The western Tauern window, *Terra Nova*, 9, 213-217.
- Gardner, G. H. F., L. W. Gardner, and A. R. Gregory 1974: Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps, *Geophysics* 39, 770-780.
- Granser, H., 1985: Deconvolution of gravity data due to lateral density distributions. *Geoexploration* 23, 537-547.
- Granser, H., 1987: Three-dimensional interpretation of gravity data from sedimentary basins using an exponential density-depth function. *Geophysical Prospecting* 35, p. 1030-1041.
- Granser, H. et al., 1989: Apparent density mapping and 3D gravity inversion in the eastern alps. *Geophysical prospecting* 37, p. 279-292.
- Guterch et al., 2003a: An overview of recent seismic refraction experiments in Central Europe. *Stud. Geophys. Geod.*, 47, 651-657.
- Kozlovskaya, E. et al., 2004: Density-Velocity Relationship in the upper lithosphere obtained from P- and S-Wave velocity models along the European Eurobridge 97 seismic profile and gravity data. *Acta Geophysica Polonica*, Vol. 52, No. 4, 2004.
- Krenmayr, H. G., 2000: Rocky Austria, Geologische Bundesanstalt.
- Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake 1970: Seismic refraction, in *The Sea*, A. E. Maxwell (Editor), Vol. 4, Wiley-Interscience, New York, 53-84.

- Lüschen, E., B. Lammer, H. Gebrande, K. Millahn, and R. Nicolich, 2004: Orogenic structure of the Eastern Alps, Europe, from TRANSALP deep seismic reflection profiling, *Tectonophysics*, 388, 85-102.
- Lüschen, E., D. Borrini, H. Gebrande, B. Lammer, K. Millahn, F. Neubauer, and R. Nicolich, 2006: TRANSALP deep crustal Vibroseis and explosive seismic profiling in the Eastern Alps, *Tectonophysics*, 414 (1-4), 9-38.
- Makarenko, O. et al., 2002: 3D Gravity effects of the sedimentary complexes in the Carpathian-Pannonian Region. *Geologica Carpathica*, Volume 53, September 2002.
- Meurers, B., 1993: Die Böhmisches Masse Österreichs im Schwerefeld. Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, Heft 8, Tagungsbericht über das 6. Internationale Alpengravimetrie – Kolloquium Leoben 1993.
- Meurers, B. et al., 2001: Gravimetrische Forschung in Österreich. Die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik 1851-2001. Leykam Buchverlagsgesellschaft m.b.H., Graz 2001.
- Meurers, B. and Ruess, D., 2007: Compilation of a new Bouguer gravity data base in Austria. Österreichische Zeitschrift für Vermessung & Geoinformation, 95. Jahrgang 2007, Heft: 2/2007.
- Nagy, D., 1966: The gravitational Attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, Vol. XXXI, NO. 2 (April, 1966), PP. 362-371.
- Oberhauser, R., 1980: Der Geologische Aufbau Österreichs, Springer, Wien, New York, 699.
- Ranalli, G., 1997: Rheology of the lithosphere in space and time. In J. Burg und M. Ford, editors, *Orogeny through time*, Band 121, Seiten 19-37. Geological Society Special Publication.
- Sachs, L., 1971: Statistische Auswertungsmethoden. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Sachsenhofer, R. et al., 1996: Structure, development and hydrocarbon potential of the Styrian Basin (Pannonian Basin, Austria). In: Wessely, G. und Liebl, W. (Ed): *Oil and Gas in the Alpidic Thrustbelts and Basins of the Central and Eastern Europe*, EAGE Special Publication NO. 5, p. 393-414.
- Scarascia, S., and R. Cassinis, 1997: Crustal structures in the central-eastern Alpine sector. A revision of available DSS data. *Tectonophysics*, 2271, 157-188.

- Schmid, S., Fügenschuh, B., Kissling, E., and Schuster R., 2004: Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen, *Swiss Journal of Geosciences*, 07,1, 93-117.
- Senftl, E. 1965: Schwerekarte von Österreich. Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Vienna.
- Sobolev, S. und Babeyko, A. Y. 1994: Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks. *Surveys in Geophysics*, 15, 515-544.
- Tollmann, A., 1985: Geologie von Österreich. Band 1-3. Franz Deuticke Wien.
- Torge, W., 1989: Gravimetry. Walter de Gruyter, Berlin, New York 1989.
- TRANSALP Working Group, 2002: First deep seismic reflection images of the Eastern Alps reveal giant crustal wedges and transcrustal ramps, *Geophys.Res. Lett.*, 29(10), 1452, doi:10.1029/2002GL014911.
- Wackernagl, H., 1998: Multivariate Geostatistics. Springer.
- Ziegler, P.A. und Dèzes, P., 2006: Crustal evolution of Western and Central Europe. Geological Society, London, *Memoirs*; 2006; v. 32; p. 43-56; DOI: 1144/GSL.MEM.2006.032.01.03.

A Geologische Entwicklungsgeschichte im Untersuchungsgebiet

Die geologische Entwicklungsgeschichte ist aus Rocky Austria [Krenmayer, 2000] und Einführung in die historische Geologie [Faupl, 1984] entnommen worden.

Die voralpidische Ära

	PALÄOZOIKUM						PROTEROZOIKUM	
	PERM	KARBON	DEVON	SILUR	ORDO-VIZIUM	KAMBRIUM		
Millionen Jahre	248	290	354	417	443	495	545	2500

Abb. A.1: Geologische Zeittafel: Die voralpidische Ära. Gegen Ende des Proterozoikums bis Ende des Karbons. Der grün unterlegte Bereich kennzeichnet diesen Zeitraum.

Vor 1000 bis 800 Millionen Jahre war eine Vielzahl kleinerer Landmassen zu einem Superkontinent namens Rodinia vereinigt. Dieser zerbrach vor rund 750 Millionen Jahren in mehrere Kontinentalplatten (siehe Abb. A.2).

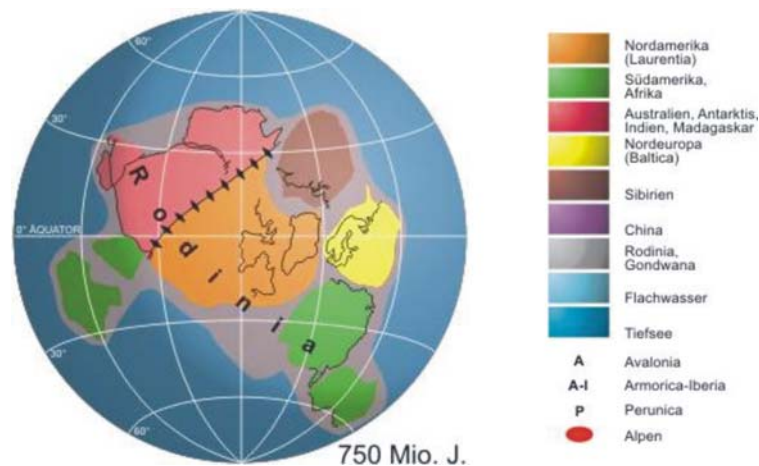


Abb. A.2: Plattentektonische Situation der Erde vor 750 Millionen Jahren. Die Kerne aller späteren Kontinente sind im Superkontinent Rodinia vereinigt.

Krustenfragmente davon findet man heute in den Orogenzonen (Gebirgszonen) der Alpen und als integrativen Bestandteil der Böhmisches Masse. Ein Beispiel für einen integrativen Bestandteil ist das älteste Gestein Österreichs, der über eine Milliarde Jahre alte Dobra-Gneis im mittleren Waldviertel. Weiters dienten die Krustenfragmente als Sedimentlieferant.

Ein Teil der auseinander driftenden Platten bildeten vor 550 Millionen Jahren den neuen Großkontinent Gondwana (siehe Abb. A.3).

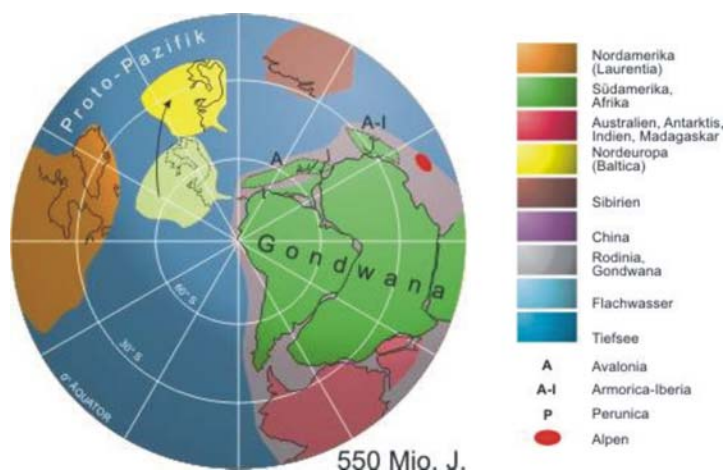


Abb. A.3: Plattentektonische Situation der Erde vor 550 Millionen Jahren. Die alten Kerne des heutigen Südamerika, Afrika, Indien, Australien und der Antarktis sind im Großkontinent Gondwana vereinigt.

An der Wende Präkambrium/Kambrium ereignete sich die so genannte cadomische Gebirgsbildung (Orogenese). In den moravischen¹ Einheiten der Böhmisches Masse sind Relikte dieser Gebirgsbildung enthalten. Beispiele für Gesteine, die im jüngsten Präkambrium gebildet wurden, die sich vor allem in der Böhmisches Masse finden, sind z.B. die Gesteine der Bunten und der Monotonen Serie, des „Bittescher Gneises“ und des Thaya-Batholiths.

Der Großkontinent Gondwana lag in der Nähe des Südpols. Der südlichste Teil Gondwanas bestand aus dem nördlichen Afrika. Das nördliche Afrika begann im frühen Altpaläozoikum in Richtung Südpol zu driften. Während dieser Bewegung, etwa ab der Wende Kambrium/Ordoviz splitterten kleinere Küstenfragmente vom Nordrand Afrikas ab. Diese drifteten dann als selbstständige Terrane² nach Norden. Zu diesen Terranen gehörten Avalonia, Armorica und die alten Krustenteile der Alpen. Neuerdings wird die Böhmisches Masse (Perunica) als Teilstück von Armorica betrachtet (siehe Abb. A.4).

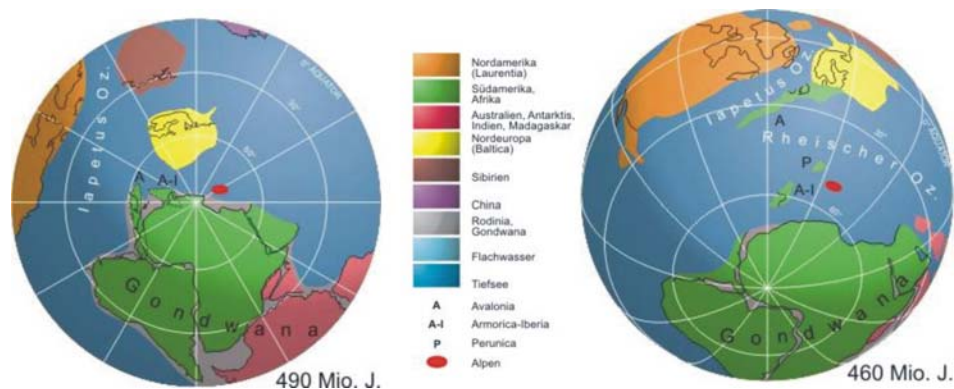


Abb. A.4: Plattentektonische Situation der Erde vor 490 (linke Abbildung) und 460 (rechte Abbildung) Millionen Jahren. Selbstständige Terrane driften nach Norden.

¹ Moravikum: nach Mähren (tschechisch „Morava“) benannte tektonische Einheit der Böhmisches Masse.

² Terran: kontinentaler Krustenbereich, der sich in seinem Gesteinsinhalt (Zusammensetzung, Alter, Struktur) von seiner gegenwärtigen Umgebung scharf abhebt; dies weist darauf hin, dass es sich um eine anderswo geprägte und oft weit verdriftete, später „angeschweißte“ Krustenscholle handelt.

In vielen Einheiten der Ostalpen sind metamorphe³ Abkömmlinge von Basaltgesteinen wie z.B. Amphibolite im metamorphen Paläozoikum der Hohen Tauern. Diese belegen die Bildung von Ozeanböden zwischen den Mikroplatten welche Alterswerte von 500 Millionen Jahren aufweisen. Gleichartige Gesteine in der Böhmisches Masse mit einem Alter von 430 Millionen Jahren belegen ebenfalls die Bildung von Ozeanböden in dieser Zeit. In den Ötztaler Alpen, dem westlichsten Teil des ostalpinen Kristallins, befinden sich metamorphe Inselbogenvulkanite. Das kann nachgewiesen werden aufgrund von Aufschmelzungserscheinungen und der Intrusion⁴ von granitischen Gesteinen mit Altersdaten von 490 Millionen Jahren. In der Grauwackenzone ist der Blasseneckporphyroid, etwa 460 Millionen Jahre alt, weit verbreitet. Er ist ein kieselsäurereicher Vulkanit der auf einem inselartigen Festland, durch explosive Vulkanausbrüche, gebildet wird.

Die Gebiete Urösterreichs bewegten sich kontinuierlich in Richtung Äquator (vom Ordoviz bis ins Karbon). In den Gesteinen der zentralen Karnischen Alpen kommen Korallen und Stromatolithen vor. Dieses Vorkommen weist auf eine Position in rund 35° südlicher Breite hin (im Silur). Im Unter- und Mitteldevon deuten Gesteine mit fossilen Resten riffbildender Organismen auf eine Position um 25° südlicher Breite hin.

Am Beginn des Karbons hat sich der Rheische Ozean zwischen Afrika und Baltica bedeutend verschmälert (siehe Abb. A.5). Die variszische Orogenese stand damit unmittelbar bevor. Vulkanische Gesteine sind ein eindeutiger Hinweis auf Subduktionsvorgänge⁵. Deformations- und Metamorphoseereignisse im jüngsten Devon zeigen in den Mitteleuropäischen Kristallingebieten weitere Subduktionsvorgänge und erste Kollisionen kontinentaler Platten an. Alte (360 Millionen Jahre) Hochdruckgesteine (Eklogite) die im zentralen Ötztalkristallin und auch in der Böhmisches Masse auftreten erinnern an ein Subduktionsereignis. Deformationen und Überschiebungen im älteren Karbon ereigneten sich in den Außenzonen der neu entstandenen variszischen Gebirgskette. Diese Überschiebungen und Deformationen sind in der Grauwackenzone und in den Südalpen erhalten geblieben. Diese Gebirgsbildung bewirkte die Akkretion⁶ aller Kontinentalplatten und Terrane zu Pangäa (Griechisch, Gesamterde; siehe Abb. A.5).

³ Metamorphose: Gesteinsumwandlung durch Druck- und Temperaturverhältnisse, die von den ursprünglichen Bildungsbedingungen abweichen und eine Neukristallisation hervorrufen.

⁴ Intrudieren: Eindringen von Magma in andere Gesteinskörper.

⁵ Subduktion: Abtauchen einer Lithosphärenplatte unter einer anderen (meist kontinentale) Lithosphärenplatte.

⁶ Akkretion: Anschoppen von Gesteinen bei der Subduktion.

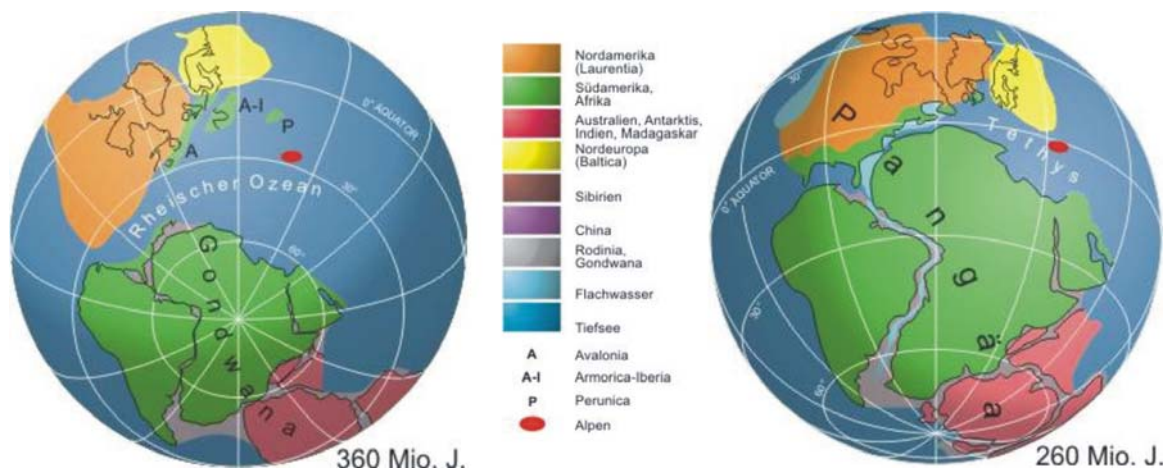


Abb. A.5: Plattentektonische Situation der Erde vor 360 (linke Abbildung) und 260 (rechte Abbildung) Millionen Jahre.

In dieser Zeit, der variszischen Gebirgsbildung, ereigneten sich großräumige Deckenüberschiebungen und regionalmetamorphe Überprägungen. Das Aufdringen von granitischen Plutonen in der Böhmisches Masse, in den Hohen Tauern (Zentralgneise) und im Ostalpinen Kristallin (z.B. Grogneise des Semmering- und Wechselgebietes) zeugen davon. Die Böhmisches Masse stellt einen tiefen, ursprünglich nicht an der Oberfläche sichtbaren Kern des variszischen Gebirges dar.

Die variszische Orogenese endete vor 300 Millionen Jahren. Die Ausweitung des Tethysgolfes gegen Westen kündigte sich gegen Ende des Karbons und im Perm an.

Die alpidische Ära

Gegen Ende des Karbons bis zum Ende der Trias

MESOZOIKUM				PALÄOZOIKUM		
TRIAS				PERM	KARBON	
	OBERE	MITTLERE	UNTERE			
Millionen Jahre	206			248	290	354

Abb. A.6: Geologische Zeittafel: Gegen Ende des Karbons bis zum Ende der Trias. Der grün unterlegte Bereich kennzeichnet diesen Zeitraum.

Der heutige Alpenraum war am Beginn des Mesozoikums ein Teil von Pangäa (siehe Abb. A.7).

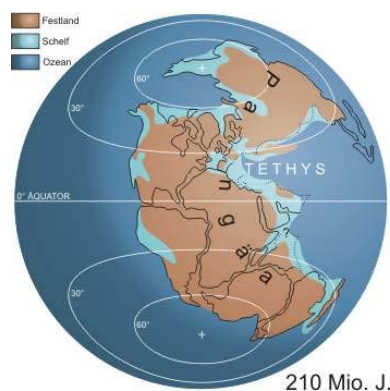


Abb. A.7: Plattentektonische Situation der Erde zur Zeit der Obertrias.

Der Alpenraum lag südlicher als heute, innerhalb des tropischen Klimagürtels der Erde. Im Perm reichte der Tethys-Ozean von Asien bis in die östlichen Mittelmeerländer. Während der Trias erweiterte er sich schrittweise bis in den Alpenraum und noch weiter bis nach Gibraltar indem Teile des Festlandes entlang von Bruchlinien immer wieder unter dem Meeresspiegel sanken (siehe Abb. A.8 und Abb. A.9).

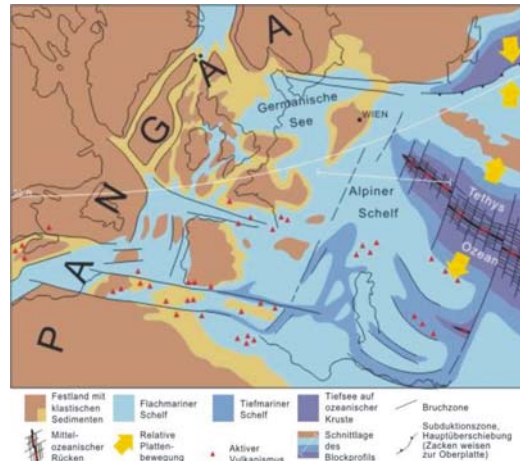


Abb. A.8: Paläogeografie des alpinen Raumes und seines weiteren Umfeldes zur Zeit der Obertrias. Blockprofil siehe Abb. A.9.

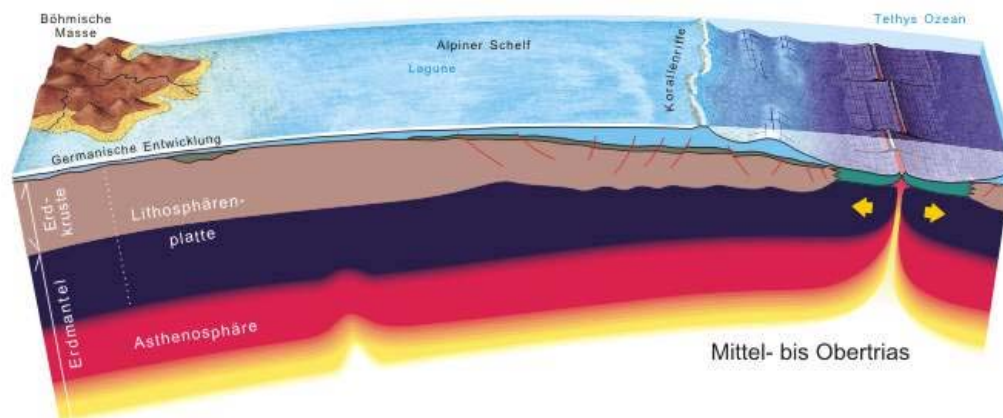


Abb. A.9: Blockprofil, Schnittlage siehe Abb. A.8.

Im außeralpinen Raum, im Perm, drangen Meeresbuchten nach Nord- und Westeuropa vor. Als Inseln ragten Teile des alten variszischen Gebirges aus dem Wasser. Der Verwitterungsschutt dieser Landmassen ist in den seichten Meeresbecken mit häufig wechselndem Salzgehalt abgelagert worden („germanische Entwicklung“).

Im zukünftigen Alpenraum, im Perm, ist auf einem Sockel aus Überresten des variszischen Gebirges der eigene Verwitterungsschutt abgelagert worden (das Fundament der Alpen). Diese Wüstenlandschaft wurde im jüngeren Perm von ersten Ausläufern des Tethys-Meeres teilweise überflutet. Aufgrund des Klimas kam es zu hohen Verdunstungsraten die wiederum zu einem Ansteigen der Salzkonzentration in diesen seichten Meeresarmen führten und schließlich an manchen Orten zu Ausfällung von Salz und Gips (z.B. Salzkammergut, Hall in Tirol). Der Salzgehalt normalisierte sich mit fortschreitender Überflutung und bis zum Anfang der Trias wurden durch den ins Meer gelangenden Abtragungsschutt Ton- und Sandsteine gebildet.

In der Trias versiegte die Schuttanlieferung. Der Wasseraustausch zwischen den seichten Meeresarmen und den tieferen Beckenbereich des Thetys-Meeres verbesserte sich. Dadurch setzte die Besiedelung durch kalkabscheidende Organismen wie Algen, Schwämme und Korallen ein. Dies führte zu einer enormen Kalkproduktion (Kombination von einem lichtdurchfluteten Schelf eines tropischen warmen Meeres mit einem nährstoffreichen Tiefenwasser). Durch das langsame Absinken des kristallinen Krustensockels wurde die Anhäufung von mehr als 2000 Meter mächtigen Kalksedimenten ermöglicht.

Die Schuttanlieferungen von den europäischen Landmassen nahmen im jüngerem Trias wieder zu (Helvetikum, Sedimenthülle der Tauerngneise, Semmering).

Im Jura

MESOZOIKUM								
KREIDE		JURA			TRIAS			
OBERE	UNTERE	MALM	DOGGER	LIAS	OBERE	MITTLERE	UNTERE	
Millionen Jahre	65	142			206			248

Abb. A.10: Geologische Zeittafel: Vom Beginn der Lias bis Ende des Malms. Der grün unterlegte Bereich kennzeichnet diesen Zeitraum.

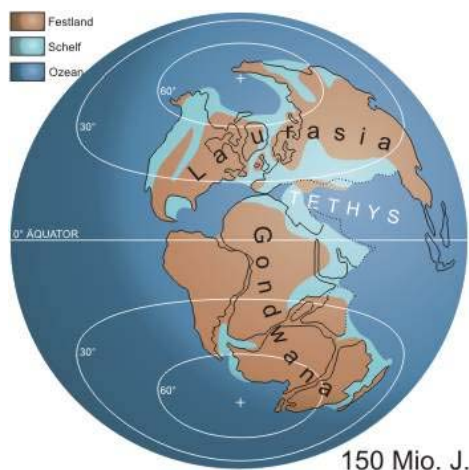


Abb. A.11: Plattentektonische Situation der Erde im Oberjura.

Zwischen Westafrika und dem südlichem Nordamerika entwickelte sich aus einem breiten Grabenbruch der zentrale Atlantik (siehe Abb. A.12 und Abb. A.13). Dieser Grabenbruch schuf weit gegen Osten versetzt den Penninischen Ozean. Damit entstand neue (penninische) ozeanische Kruste.

Mit der Entstehung des neuen Penninischen Ozeans ist der Alpine Schelf in einen Helvetischen Schelf (Nördlich des penninischen Mittelozeanischen Rückens) und in einen Ostalpinen Schelf (südlich) zerrissen (Alpiner Ablagerungsraum) worden.

Damit ist der Ostalpine Schelf am Apulischen Dorn Bestandteil der Afrikanischen Platte geworden.

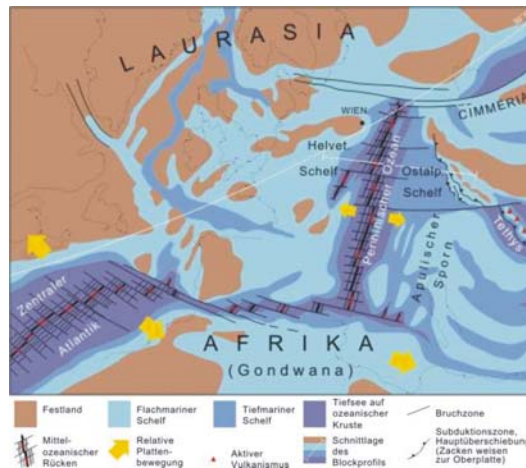


Abb. A.12: Paläogeografie des alpinen Raumes und seines weiteren Umfeldes im Oberjura. Blockprofil siehe Abb. A.13.

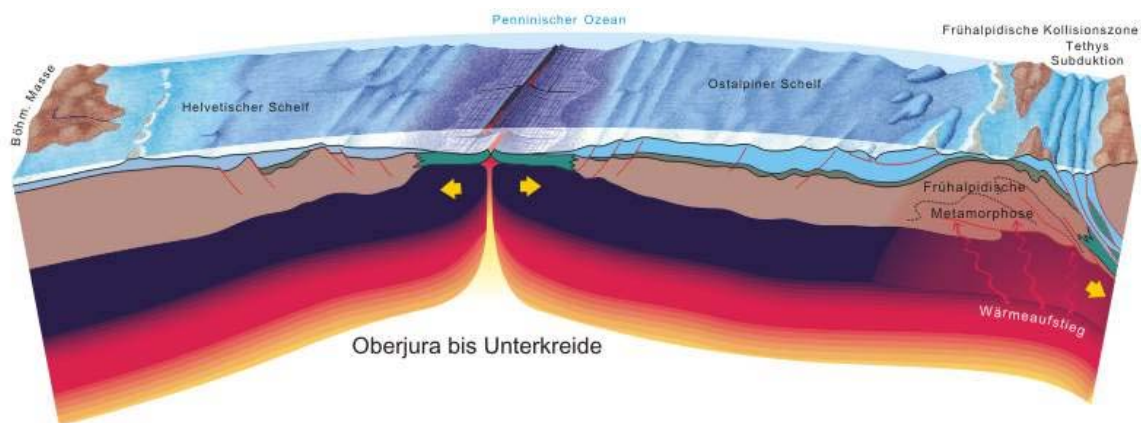


Abb. A.13: Blockprofil, Schnittlage siehe Abb. A.12.

Die drei wesentlichen Bauelemente der Ostalpen, das Helvetikum, das Penninikum und das Ostalpin sind damit angelegt.

Im Jura ist der penninische Trog eingebrochen. Der Helvetische Schelf geriet in immer größere Tiefen. Die sedimentäre Hülle der Tauern-Zentralgneise war wahrscheinlich der landfernste Teil dieses Schelfes.

Der Ostalpine Schelf driftete als Teil Afrikas mit dieser Platte langsam nach Osten und sank in immer größere Meerestiefen ab.

Im Oberjura verursachte, das ostwärts wandernde Afrika mit seinem weit nach Norden ragenden Apulischen Sporn, dass ein Großteil der westlichen, ozeanischen Tethyskruste gegen Osten unter den Rand Cimmerias in die Tiefe subduziert wurde. Weiters wurden die angrenzenden Kontinentalränder und ihre Sedimenthülle erstmals zusammengepresst und hochgehoben (Bildung der Juvavischen Decken, am Südrand der Kalkalpen). Triaszeitliche Riffe und Gesteine wurden hochgewölbt, verloren ihren Zusammenhalt und glitten in benachbarten, tiefer liegenden Bereichen ab, die künftigen Tirolerischen Decken.

Von der Kreide bis ins mittlere Eozän

	KÄNOZOIKUM		MESOZOIKUM	
	TERTIÄR		KREIDE	
	EOZÄN	PALEOZÄN	OBERE	UNTERE
Millionen Jahre	33.7	54.8	65	142

Abb. A.14: Geologische Zeittafel: Vom Anfang der Kreide bis ins mittlere Eozän. Der grün unterlegte Bereich kennzeichnet diesen Zeitraum.

Während der Unterkreide schritt der Zerfall Pangäas weiter voran (siehe Abb. A.15).

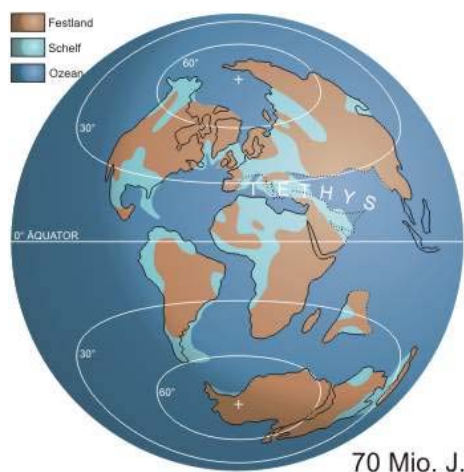


Abb. A.15: Plattentektonische Situation der Erde in der Oberkreide.

Der Apulische Sporn wurde durch das entstehende östliche Mittelmeer von Afrika getrennt und drängte als selbstständiger Mikrokontinent namens Apulia gegen den Rand Europas. Erste Abschnitte des Penninischen als auch die letzten Reste des Tethys Ozeanbodens wurden subduziert. Durch die Annäherung Apulias an Europa wirkten einengende Kräfte auf den Sockel des Ostalpins. Durch diese krustenverdickenden Prozesse ragten zu Beginn der Oberkreide große Teile des Ostalpins als bergige Inselwelt aus dem Meer (siehe Abb. A.16 und Abb. A.17). Den Verwitterungsschutt transportierten Flüsse in die Meeresarme (Aufakt zum Sedimentationszyklus der Gosauschichten).

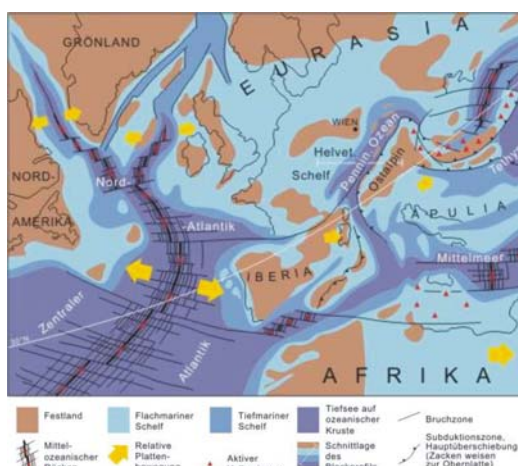


Abb. A.16: Paläogeografie des alpinen Raumes und seines weiteren Umfeldes in der Oberkreide. Blockprofil siehe Abb. A.17.

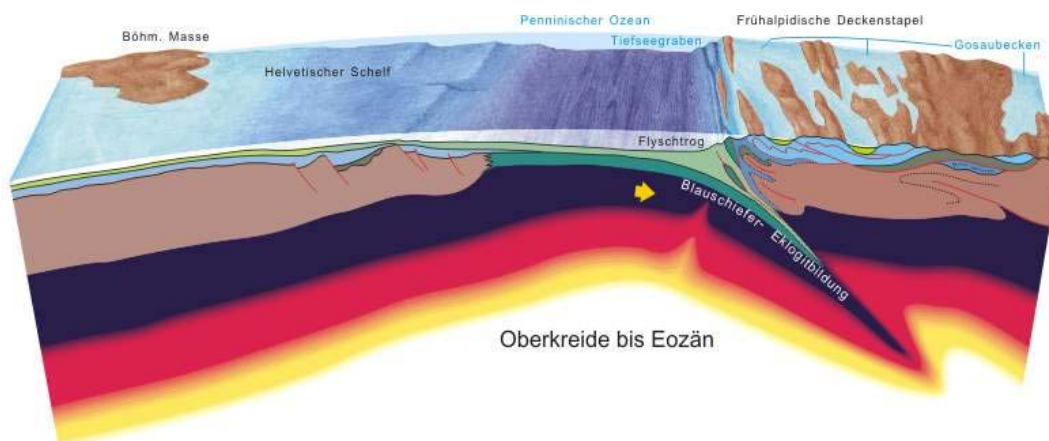


Abb. A.17: Blockprofil, Schnittlage siehe Abb. A.16.

Die Kalkalpen gingen am Ende der Kreide gänzlich im Meer unter. Flyschartige Sedimente breiteten sich über die Kalkalpen aus und bilden den jüngeren Anteil der Gosausedimente.

Die Einengung des Penninischen Trog (Aufgrund der Bewegung von Apulia) setzte sich fort. Teile des Penninischen Ozeanbodens tauchten unter die Ostalpine Kruste in die Tiefe. Entlang dieser Subduktionszone entstand ein Tiefseegraben der zum Ablagerungsraum für Flyschgesteine wurde. Entlang der Ostalpinen Front wurden ein Großteil der Sedimente des Trog und einzelne Fragmente seiner ozeanischen Kruste zu einer keilförmigen Gesteinsmasse zusammengepresst. Von dieser Verformung waren auch Randteile des Ostalpins betroffen. Sie wurden verfaltet, in Decken zerlegt und weit unter die Hauptdecken des Ostalpins gebracht. Die so genannten „Unterostalpinen Decken“ findet man heute im Semmeringgebiet und am Nordwest- u. Nordostrand des Tauernfensters.

Entlang der Subduktionsfront ist der größte Teil der ozeanischen Kruste in die Tiefe gebracht worden (siehe Abb. A.17) und ging damit für immer verloren. Ein Teil jedoch wurde am nördlichen Rand der ostalpinen Oberplatte wieder hochgebracht. Bei ihrer Versenkung waren diese Gesteine einer metamorphen Umwandlung unter hohem Druck ausgesetzt. Dies führte zur Bildung charakteristischer Minerale. Aus diesen Mineralen lässt sich die erreichte Tiefe ablesen. Z.B. die Süabdachung des Großvenedigers besteht aus penninischen Ozeanbodenresten (Eklogite). Eklogite werden in einer Tiefe von 60 Kilometern gebildet. Weiters wurden nicht ganz so tief versenkte Gesteine in Blauschiefer umgewandelt.

Vom mittleren Eozän bis Ende Oligozän

KÄNOZOIKUM							
QUARTÄR		TERTIÄR					
HOLOZÄN	PLEISTOZÄN	PLIOZÄN	MIOZÄN	OLIGOZÄN	EOZÄN	PALEOZÄN	
Millionen Jahre	0.01	1.75	5.3	23.8	33.7	54.8	65

Abb. A.18: Geologische Zeittafel: Vom mittleren Eozän bis Ende Oligozän. Der grün unterlegte Bereich kennzeichnet diesen Zeitraum.

Die Plattentektonische und Paläogeografie im Oligozän zeigen Abb. A.19 bis Abb. A.21.

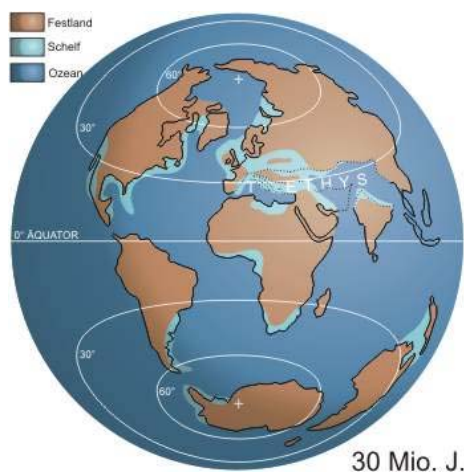


Abb. A.19. Plattentektonische Situation der Erde im Oligozän.

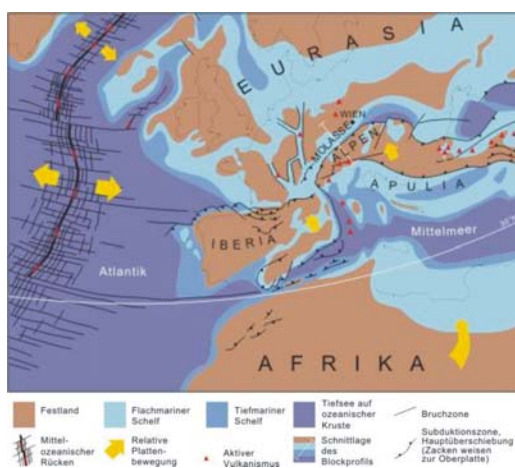


Abb. A.20: Paläogeographie des alpinen Raumes und seines weiteren Umfeldes im Oligozän. Blockprofil siehe Abb. A.21.

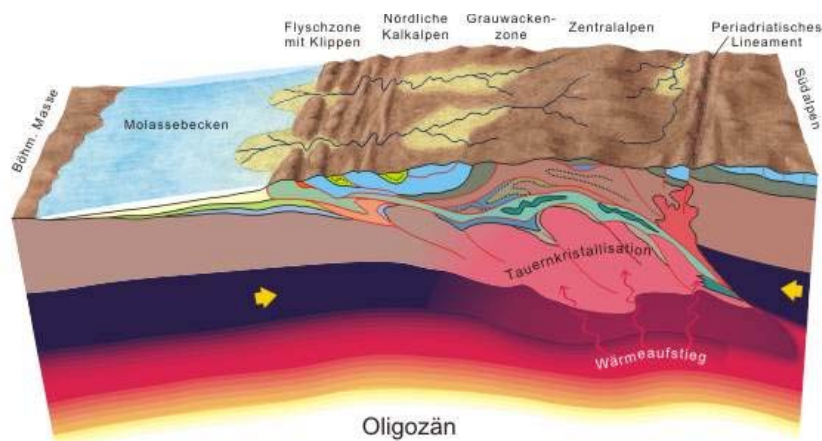


Abb. A.21: Blockprofil, Schnittlage siehe Abb. A.20.

Unter den Ostalpinen Einheiten wurden letztlich nicht nur der Ozeanboden des Penninischen Ozeans sondern auch der helvetische Rand Europas begraben. Das Ostalpin überfuhr, angetrieben von Apulia, zuerst den Penninische Ozean und dann den Helvetischen Schelf. Ein Großteil der zusammen gestauchten Sedimente sind von der Ostalpinen Oberdecke vor sich her geschoben worden. Fragmente des penninischen

Ozeanbodens und seiner früheren Sedimente und Gesteine aus dem überschobenen Helvetikum wurden in die Flyschdecken „eingeschleppt“. Diese Fremdkörper werden als „Klippenzone“ bezeichnet.

Der Kontinentalrand Europas geriet schließlich weit unter das Ostalpin. Diese kristallinen Sockelgesteine wurden zu komplizierten Faltendecken verformt und von der jüngsten Metamorphose der Ostalpen der „Tauernkristallisation“ überprägt. Es entstanden die Tauerngneise.

Das Hinunterdrücken der leichteren kontinentalen Kruste in den schwereren Mantel führte zu einem Ungleichgewicht in der Massenverteilung. Vor etwa 30 Millionen Jahren setzte eine Ausgleichsbewegung ein. Diese verursachte eine Aufwölbung der zentralen Alpentile. Die Geburt eines neuen Hochgebirges – die Alpen. Die Hebungsrate betrug bis zu 5 Millimeter pro Jahr. Heute befindet sich diese Hebung mit einer Rate von weniger als 0.5 Millimeter pro Jahr im Ausklingen.

Entlang der Periadriatischen Naht, die Süd- und Ostalpen trennt, stiegen Gesteinsschmelzen empor. Diese erstarrten in der oberen Kruste zu Graniten und Tonaliten.

Die zentralen Anteile der Alpen entstiegen am Beginn des Eozäns dem Meer. Das nördliche Vorland sank hingegen ab. Es entstand ein neuer mariner Sedimentationsraum, das Paratethys. Die Sedimentfüllung dieses Vorlandbeckens stellt die so genannte Molassezone dar.

Die nordwärts gerichteten Überschiebungen des Gebirgskörpers setzten sich aber fort. Es wurden die kurz zuvor gebildeten Molassesedimente als tektonische Decken in den Gebirgsbau miteinbezogen.

Die Küstenlinie ist mehrfach verschoben worden. Ausgelöst wurde dies, durch wiederholte tektonische Bewegungen und weltweit wirksame Hebungen und Senkungen des Meeresspiegels. Der endgültige Rückzug des Meeres erfolgte im mittleren Miozän.

Das Miozän

KÄNOZOIKUM							
QUARTÄR			TERTIÄR				
HOLOZÄN	PLEISTOZÄN	PLIOZÄN	MIOZÄN	OLIGOZÄN	EOZÄN	PALEOZÄN	
Millionen Jahre	0.01	1.75	5.3	23.8	33.7	54.8	65

Abb. A.22: Geologische Zeittafel: Das Miozän. Der grün unterlegte Bereich kennzeichnet diesen Zeitraum.

Durch das andauernde Nordwärtsdrängen der Adriatischen Platte gegen den europäischen Kontinent ist es zu einer Umstellung im tektonischen Verhalten der Ostalpen gekommen. Die nordgerichteten Überschiebungen wurden von großen Seitenverschiebungen abgelöst. Diese fanden an bedeutenden Bewegungsfugen statt. Die größte Einengung der Ostalpinen Kruste ist dabei auf etwas mehr als 100 Kilometer in Nord-Süd-Richtung im Gebiet des Brenners erfolgt. Die Ausgleichsbewegung fand durch ein Zergleiten der verdickten alpinen Kruste (Aufgrund der Kontinent-Kontinent-Kollision) statt. In den Ostalpen bewegten sich die ausweichenden Krustenkeile hauptsächlich im Süden entlang des Periadriatischen Störungssystems. Im Norden bildeten die Hauptbewegungsbahnen die Inntalstörung aber vor allem das Salzach-Ennstal-Seitenverschiebungssystem, von dem zahlreiche Ausläufer in die Kalkalpen abzweigen. Die Störungssysteme des Lavanttales und des Mur-Mürz-Tales bilden einen weiteren Krustenkeil.

Diese Bewegungen (Escape plus lokale Extrusion) entlasteten die Hohen Tauern und erleichterten damit die Emporwölbung der Tauernkuppel.

Mit der Hebung der Tauern erfolgte gleichzeitig am Rücken der auswandernden Krustenkeile, sowie innerhalb der Seitenverschiebungszonen, die bruchtektonische Einsenkung junger Sedimentbecken (Inneralpine Becken). Den Übergang zwischen den Alpen und dem pannonischen Tiefland bildet das Steirische Becken.

Nordöstlich des Semmerings, in der Fortsetzung der Mur-Mürztal-Störung brach das heutige Wiener Becken ein.

Die heutigen großen Alpentäler folgen häufig diesen miozänen Störungszonen. z.B. das Inntal weiters sind Becken entstanden z.B. das Klagenfurter Becken (weist Pull-Apart Mechanismus auf).

Vom mittleren Miozän bis Ende Pliozän

KÄNOZOIKUM								
QUARTÄR			TERTIÄR					
HOLOZÄN	PLEISTOZÄN	PLIOZÄN	MIOZÄN	OLIGOZÄN	EOZÄN	PALEOZÄN		
Millionen Jahre	0.01	1.75	5.3	23.8	33.7	54.8	65	

Abb. A.23: Geologische Zeittafel: Vom mittleren Miozän bis Ende Pliozän. Der grün unterlegte Bereich kennzeichnet diesen Zeitraum.

Die Füllung der jungen Einbruchsbecken am Alpenostrand mit vorwiegend klastischem Sedimentmaterial war von intensiven Vulkanismus (drei vulkanische Perioden) begleitet. Dieser Vulkanismus wird als Ausläufer des innerkarpatischen Vulkanbogens angesehen. Er ist, interpretierbar, als eine Spätfolge der Kollision zwischen dem Ostalpin und dem stabilen Europa. Diese Kollision bewirkte nicht nur eine Kompression im Bereich der Subduktionszone, sondern auch eine Krustendehnung im Back-arc-Bereich (im Rücken) des Gebirgskörpers bei gleichzeitiger Absenkung des Pannonischen Beckens.

Beispiele von Vulkaniten ist z.B. der Basalt des Pauliberger, Bgld. oder der freierodierte, basaltgefüllte Vulkanschlot der Riegersburg, Stmk.

Das Quartär

KÄNOZOIKUM								
QUARTÄR			TERTIÄR					
HOLOZÄN	PLEISTOZÄN	PLIOZÄN	MIOZÄN	OLIGOZÄN	EOZÄN	PALEOZÄN		
Millionen Jahre	0.01	1.75	5.3	23.8	33.7	54.8	65	

Abb. A.24: Geologische Zeittafel: Das Quartär. Der grün unterlegte Bereich kennzeichnet diesen Zeitraum.

Die Kruste Österreichs ist hauptsächlich in den letzten 250 Millionen Jahren entstanden. Die Entstehung verdankt sie vorwiegend Kräften aus dem Erdinneren. Im Quartär ist vor allem die äußere Gestalt der Alpen durch Verwitterung geformt worden. Eine besondere Bedeutung kommt dabei der Wirkung des Eises zu. Vier große Vergletscherungen sind dokumentiert (Günz, Mindel, Riß und Würm). In Abb. A.25 ist die maximale Ausbreitung der letzten Eiszeit (Würm) dargestellt.



Abb. A.25: Rekonstruktion der maximalen Gletscherausbildung während der letzten Eiszeit (nach D. van Husen, 1994, verändert).

Ergebnisse der Eiszeiten sind Täler mit U-förmigen Querschnitt, übertiefte Becken (deren Felssohle bis zu mehrere Hundert Meter tief ist), zahlreiche Seen (z.B. Salzkammergut, Kärnten), Felsriegel („Rundhöcker“), Kare, Grundmoränen kleiden die Talflanken und Böden vieler Alpentäler aus (Inntal, Mächtigkeit bis zu 1000 Meter, vermutlich auch wegen Seitenverschiebung), der Löß und viele andere Ergebnisse.