

5 Direkte Auswerteverfahren

Nach der Vorstellung des Untersuchungsgebietes und der zur Verfügung stehenden Daten werden in diesem Abschnitt einige der direkten Auswerteverfahren zur Interpretation von Potentialfeldern angewandt, um erste Erkenntnisse über die Struktur der Ostalpen zu gewinnen. Die Untersuchungen beschränken sich auf die Analyse der Bougueranomalie, die hauptsächlich von den krustalen Masseninhomogenitäten abhängig ist, welche zunächst das Zielobjekt der Untersuchungen sind.

5.1 Tiefenabschätzung

Das Energiedichte-Spektrum der Bougueranomalie zeigt, dass eine Zweiteilung der maximalen Quelltiefen in 7 km und 54 km vorliegt. Dies deckt sich mit Untersuchungen von Granser *et al.* (1988). Die Quelltiefen lassen darauf schließen, dass die an der Oberfläche sichtbaren Dichtekomplexe einen Hauptbeitrag zum Schwerfeld liefern, während eine weitere Quelle an der Krusten-Mantel-Grenze angesiedelt ist. Das bedeutet, dass die Schwerewirkung aus den Massen der regionalen Krustenwurzel von der eher lokalen Massenverteilungen an der Oberfläche überlagert werden, welche durch die Deckenstrukturen, Anhebungs- und Erosionsprozesse (Tauern-Fenster) sowie morphologische Trennungen geprägt sind.

5.2 Wellenlängenfilterung

Mit Hilfe der Wellenlängenfilterung ist es möglich Bougueranomalien in einen regionalen und lokalen/residualen Anteil zu zerlegen. Die Abbildungen 5.2 und 5.3 zeigen die Zerlegung für das Feld der Ostalpen.

Das tiefpassgefilterte Regionalfeld zeigt eine geglättete Bougueranomalie, während das hochpassgefilterte Residualfeld sich deutlich vom Originalfeld unterscheidet. Die Analyse deutet auf den Dichtekontrast an der Moho als Hauptquelle der Bougueranomalie der Ostalpen und darauf, dass nur ein geringer Teil des Schwerfeldes durch krusteninterne bzw. oberflächennahe Strukturen verursacht wird. Dennoch lassen sich im Residualfeld einige der tektonischen Einheiten (Vergleiche mit Abb. 3.2) wiederfinden. Insbesondere das Tauern-Fenster und die Periadriatische Linie sowie die Inntalstörung sind erkennbar.

Ein Problem bei der Analyse durch Wellenlängenfilterung liegt darin, dass, wie auch schon aus den geologischen Karten erkennbar, die oberflächennahen Strukturen teilweise eine sehr große horizontale Ausdehnung, aber nur eine sehr geringe vertikale Ausdehnung haben. So wird ihr Einfluss auf

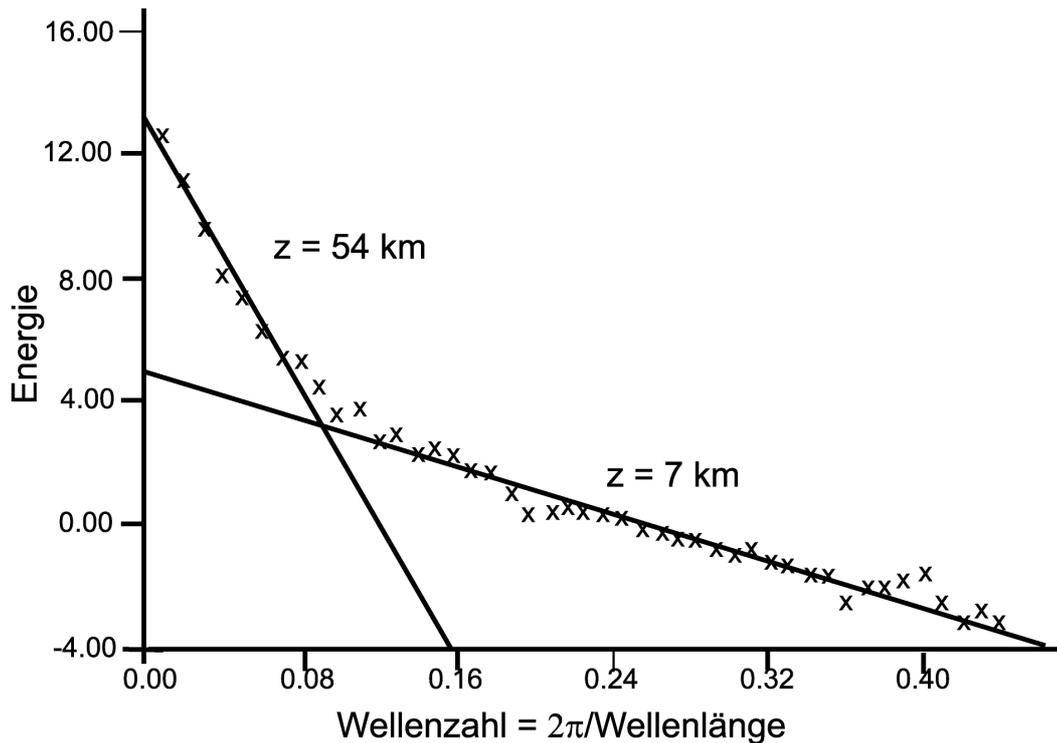


Abbildung 5.1: Energie-Dichte-Spektrum der Bougueranomalie. Die beiden eingezeichneten Geraden zeigen maximale Tiefen für die Tiefenlage der geologischen Störkörper an.

das Schwerefeld nicht stark genug gefiltert und der Effekt fälschlicherweise der Krusten-Mantel-Grenze zugeordnet. Ein ähnliches Verfahren zur Feldertrennung ist das gravimetrische Stripping, in dem man die oberen Krustenkilometer modelliert und deren Schwerewirkung dann von der Gesamtschwere subtrahiert (s. Abschnitt 6.1).

5.3 Feldfortsetzung

Das Schwerefeld der Bougueranomalie in den Alpen ist, obwohl eine vollständige topographische Reduktion durchgeführt wurde, noch immer von der Schwerwirkung der Topographie bzw. von der Lage auf der Topographie beeinflusst. Um diesen Effekt zu beseitigen bzw. um ein Feld zu generieren, das auf einem einheitlichen Niveau vorliegt, wird eine Feldfortsetzung durchgeführt.

Die Feldfortsetzung nach oben auf ein Niveau oberhalb der Topographie wirkt dabei wie ein Tiefpassfilter. So zeigt die auf 4000 m Höhe feldfortgesetzte Bougueranomalie (Abb. 5.4) ähnliche Ergebnisse wie die tiefpassgefilterte Anomalie aus Abb. 5.2.

Unter Annahme der Quellfreiheit der Topographie ließe sich auch eine Feldfortsetzung nach unten auf NN rechtfertigen. Für die Euler-Dekonvolution wird ein Feld auf einem konstanten Niveau benötigt und da mit ihr insbesondere oberflächennahe Strukturen detektiert werden sollen, ist es schwierig dies mit einer nach oben feldfortgesetzten Anomalie durchzuführen. Deshalb wird die

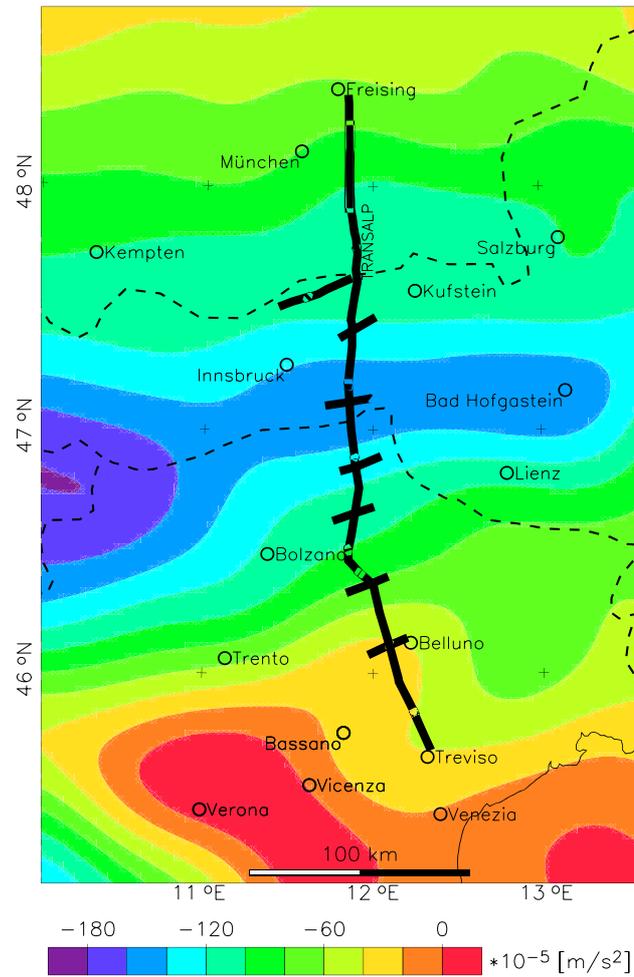


Abbildung 5.2: Tiefpassfilterte Bougueranomale der Ostalpen. Das hier dargestellte Feld zeigt den regionalen Anteil der Bougueranomale. Die Schwerewirkung lokaler Inhomogenitäten in der Oberkruste wurde herausgefiltert. Die Filterparameter sind 90 km Grenzwellenlänge und 70 km effektive Grenzwellenlänge.

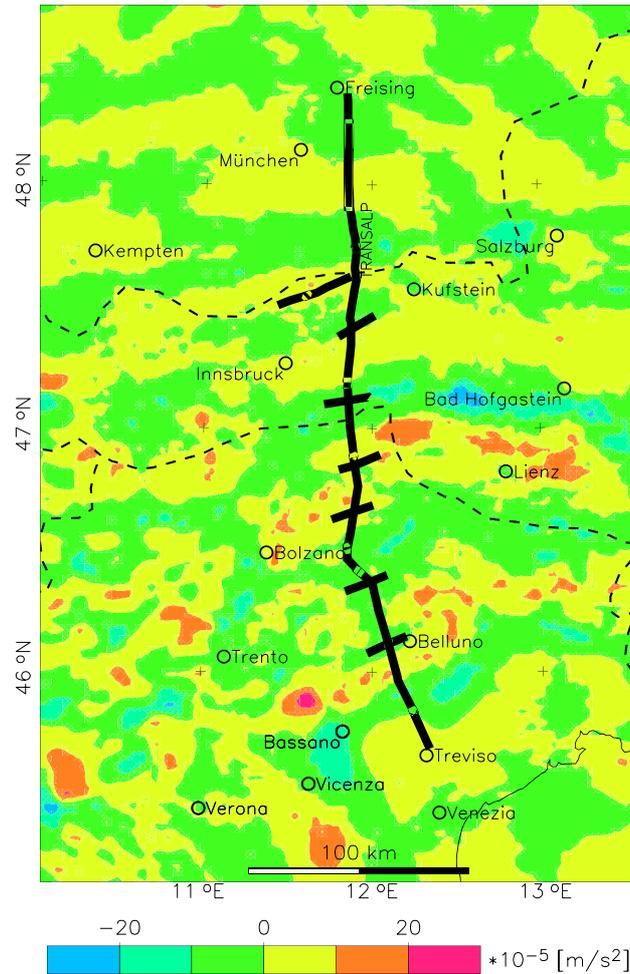


Abbildung 5.3: Hochpassgefilterte Bougueranomale der Ostalpen. Das hier dargestellte Feld zeigt den lokalen Anteil der Bougueranomale. Die Filterparameter sind 90 km Grenzwellenlänge und 120 km effektive Grenzwellenlänge.

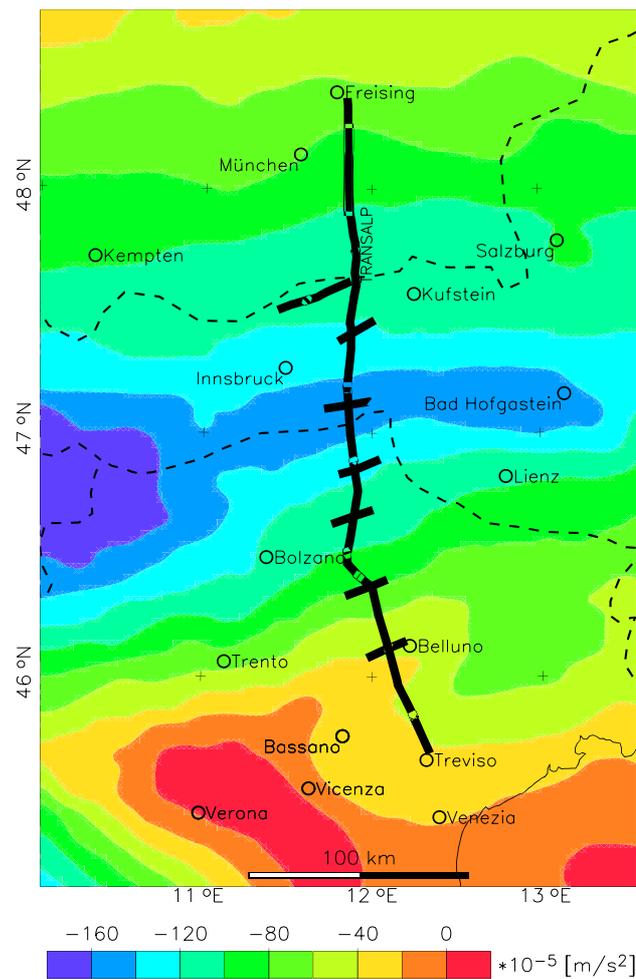


Abbildung 5.4: Auf 4000m feldfortgesetzte Bougueranomale der Ostalpen. Das so feldfortgesetzte Feld könnte zum Vergleich mit Ergebnissen der Aero-Gravimtrie verwandt werden.

Feldfortsetzung nach unten genutzt, wobei hier durch die Annahme der Quellfreiheit ein Fehler in die Analyse eingeht. Die so erhaltene Bougueranomale auf NN (Abb. 5.5) ist fast identisch mit der ursprünglichen Bougueranomale (Abb. 4.2). Die Abweichungen liegen im Bereich von weniger als $2 \cdot 10^{-5} m/s^2$, was an der flachen Topographie in den nördlichen und südlichen Bereichen liegt. Nur im Zentralbereich der Alpen treten größere Differenzen auf.

Die Feldfortsetzung dient weniger dazu, weitere Aussagen zum tektonischen Regime der Alpen zu treffen, als zur weiteren Verwendung in Analysen wie beispielsweise der Euler-Dekonvolution.

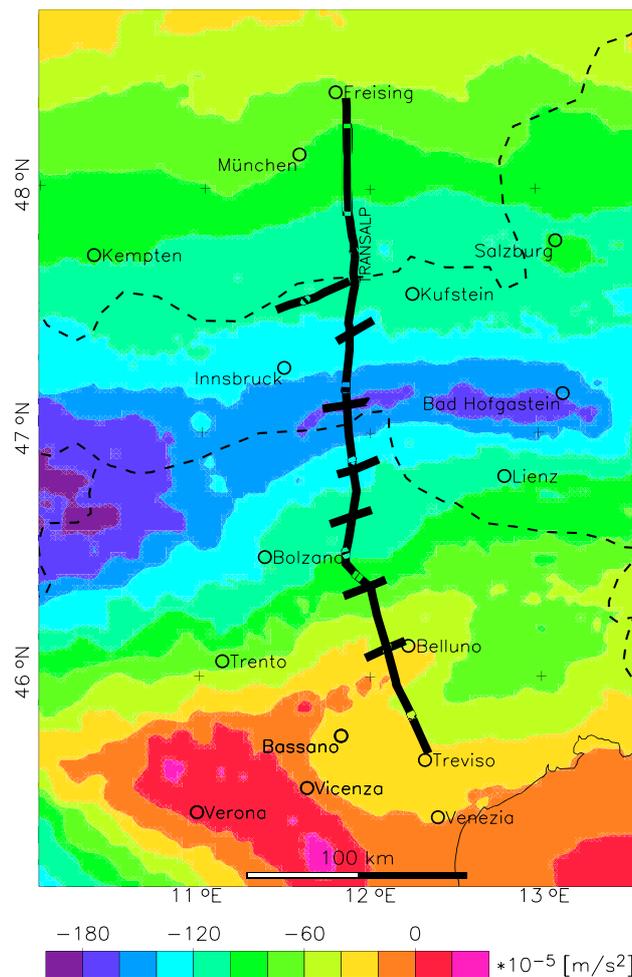


Abbildung 5.5: Auf NN feldfortgesetzte Bougueranomale der Ostalpen. Die Feldfortsetzung nach unten wurde unter der Annahme der Quellfreiheit zwischen NN und der topographischen Oberfläche durchgeführt.

5.4 Krusten-Mantel-Grenze durch Inversion

In einem weiteren Schritt wurde mittels der Inversion nach Parker (Braitenberg *et al.*, 1997b), die Tiefe der Krusten-Mantel-Grenze bestimmt. Zunächst wurde das Feld der Bougueranomale mit einem Tiefpass einer Grenzwellenlänge von 75 km gefiltert, um die lokalen Anteile im Schwerefeld zu eliminieren. Die Inversion wurde mit normalen Krustenmächtigkeiten von 30, 35 und 40 km, und Dichtekontrasten von 300, 350, 400 und 450 kg/m^3 durchgeführt (Ebbing *et al.*, 2001). Als beste Lösung ergab sich eine normale Krustenmächtigkeit von 30 km und ein Dichtekontrast von 350 kg/m^3 (Abb. 5.6).

Die Inversion des Schwerefeldes ergibt eine mächtige Krustenwurzel im mittleren Westen des Untersuchungsgebietes mit einer Tiefe von bis zu 52 km. Diese Krustenwurzel erstreckt sich nach

Osten, wo sie jedoch auf 40 km Tiefe ansteigt. Nach Norden nimmt die Krustenmächtigkeit kontinuierlich bis zu einem Wert von 32 km ab. Südlich der Krustenwurzel nimmt die Krustenmächtigkeit ebenfalls ab, jedoch stärker als im Norden und es zeigt sich eine Anomalie im Bereich des Schwerehochs von Vicenza, wo sie lokal auf weniger als 28 km absinkt. Die Ergebnisse zeigen, dass der Übergang von den zentralen Ostalpen zum Bereich der adriatischen Platte abrupter und komplizierter ist als zum Bereich der europäischen Platte.

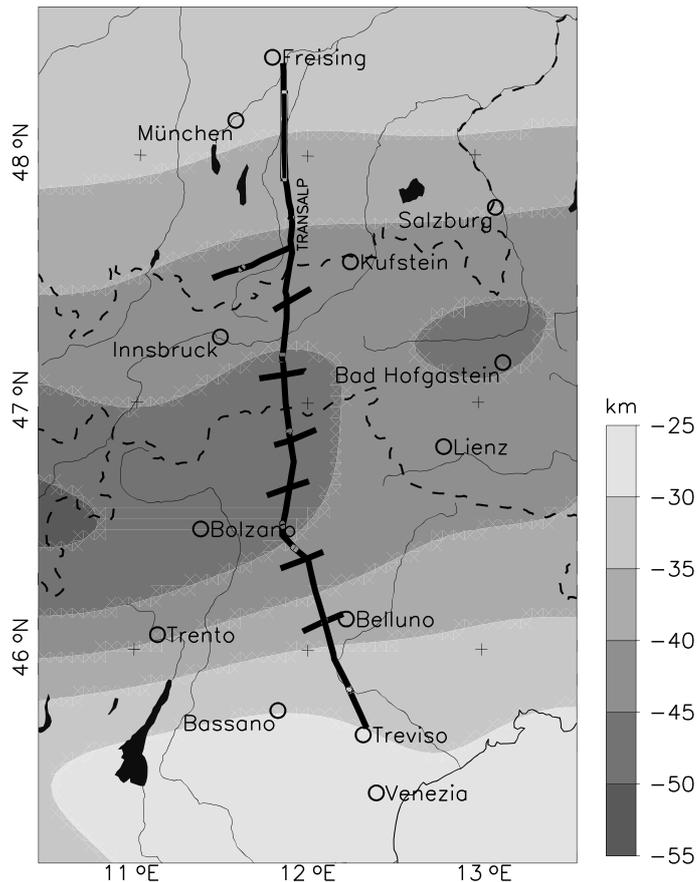


Abbildung 5.6: Krusten-Mantel-Grenze durch Inversion. Zur Berechnung wurden als Parameter eine Referenztiefe von 35 km und $-$ dichte von $= 350 \text{ kg/m}^3$ verwendet.

Des weiteren zeigt sich der Nutzen einer 3D-Modellierung, da nicht nur die oberflächennahen Strukturen (wie aus den geologisch/tektonischen Karten ersichtlich), sondern auch die Krusten-Mantel-Grenze größere Änderungen in West-Ost und nicht nur in Nord-Süd-Richtung besitzt.

Während das Inversionsverfahren zur Ermittlung der Krusten-Mantel-Grenze zur Anwendung kommt, kann mit ihm wenig über die Struktur kleinräumiger Körper wie sie insbesondere in der Oberkruste auftreten ausgesagt werden. Zu einer Erkundung dieses Bereichs der Kruste kommt nun die Euler-Dekonvolution zur Anwendung.

5.5 Euler-Dekonvolution

Mittels der Euler-Dekonvolution soll die Struktur oberflächennaher Schichten untersucht und die Möglichkeiten für die Anwendung der Methode in Gebieten mit ausgeprägter Topographie getestet werden. Für die Analyse müssen die Daten, wie bereits erwähnt, auf einem einheitlichen Niveau vorliegen. Es wurde die unter Annahme der Quellfreiheit auf NN nach unten feldfortgesetzte Bougueranomalie (Abb. 5.5) verwendet. Die angeführten SI beziehen sich auf Abb. 2.3 und entsprechen der Verwendung des Vertikalgradienten.

Abbildung 5.7 zeigt die vollständigen Lösungen der Euler-Dekonvolution für zwei Gitter mit verschiedenen Knotenpunktabständen (2,5 km x 2,5 km in Abb. 5.7, links, und 5 km x 5 km in Abb. 5.7, rechts). Die Parameter zur Berechnung sind in beiden Fällen gleich gewählt (SI=-3, Analysefenstergröße 25 km x 25 km und 15 % Fehlertoleranz). Der Vergleich der räumlichen Lage und der Anzahl der Lösungen verdeutlicht die Abhängigkeit der Euler-Dekonvolution von der Gitterauflösung.

Das 2,5x2,5-Gitter wird im weiteren nicht für die Analyse verwendet, da die zu analysierenden Strukturen (wie z. B. das Tauern-Fenster) Ausdehnungen von einigen 10er km besitzen und die Analysefenstergröße in der Größe der zu untersuchenden Struktur liegen muss. Bei der Analyse des 2,5x2,5-Gitters wird eine Genauigkeit der räumlichen Auflösung der Lösungen vorgegeben, die nicht realistisch ist und lokale Effekte verstärkt. Die Wahl des größeren Gitters verringert den Detailreichtum der Lösungen, jedoch können die Strukturen von Interesse besser abgebildet werden.

Betrachtet man die Histogramme der Lösungen (Abb. 5.8) der beiden Gitter wird erkennbar, dass ein für die Aufgabenstellung zu genaues Gitter falsche Ergebnisse vortäuscht. Eine Durchschnittstiefe von 3 km ist mit den aus den anderen Analysetechniken (s. Abschnitt 5.1) bekannten Ergebnissen nicht in Übereinstimmung zu bringen. Eine Durchschnittstiefe von 6-7 km spiegelt sich jedoch auch in den Ergebnissen der anderen Untersuchungsmethoden wider.

Die Lösungen der Euler-Dekonvolution zeigen für die Hauptbereiche das verwendete 5x5km-Gitter Tiefen zwischen 3 und 10 km. Einige Bereiche zeichnen sich jedoch durch größere Tiefen aus, was insbesondere in Abb. 5.9 gut sichtbar wird. Die Abbildung zeigt nur die besten 10 % der vorhandenen Lösungen, d. h. diejenigen mit dem geringsten statistischen Fehler. So zeichnet sich der Bereich des Tauern-Fensters mit Lösungstiefen um 10 km aus. Eine weitere auffällige Struktur ist der Übergang der Voralpenmolasse, -sedimente zu den Kalkalpen hin, der sich durch Quelltiefen zwischen 7 und 9 km auszeichnet. Weiter gut erkennbar ist der Übergang vom Po-Becken zu den Dolomiten im östlichen Teil. Im Westen jedoch treten im Bereich des Schwerehochs von Vicenza sehr große Quelltiefen auf, die nicht dem Übergang Po-Becken - Alpen entsprechen, sondern auf den Ursprung eben dieses Schwerehochs schließen lassen. Die Verteilung der besten 10 % der Lösungen zeigt deutlich, dass im Bereich der Ostalpen und des nördlichen Vorlands eine bessere strukturelle Gliederung vorgenommen werden kann. Zu den Südalpen hin lassen sich die einzelnen tektonischen Einheiten nur schlecht unterscheiden, was in der Methode begründet liegt, die einen starken Dichtekontrast benötigt, um hinreichend gute Ergebnisse zu liefern. Wie aus dem Dichtemodell der Oberfläche (Abschnitt 4.3.2) bekannt, ist ein starker Dichtekontrast im Bereich des Tauern-Fenster (Gneiss: $2600\text{kg}/\text{m}^3$ zu Schiefernhülle/Deckensedimente um die $2700\text{kg}/\text{m}^3$) oder im Übergang Voralpen-Kalkalpen ($2500 - 2700\text{kg}/\text{m}^3$) gegeben. Aus den Dolomiten ist

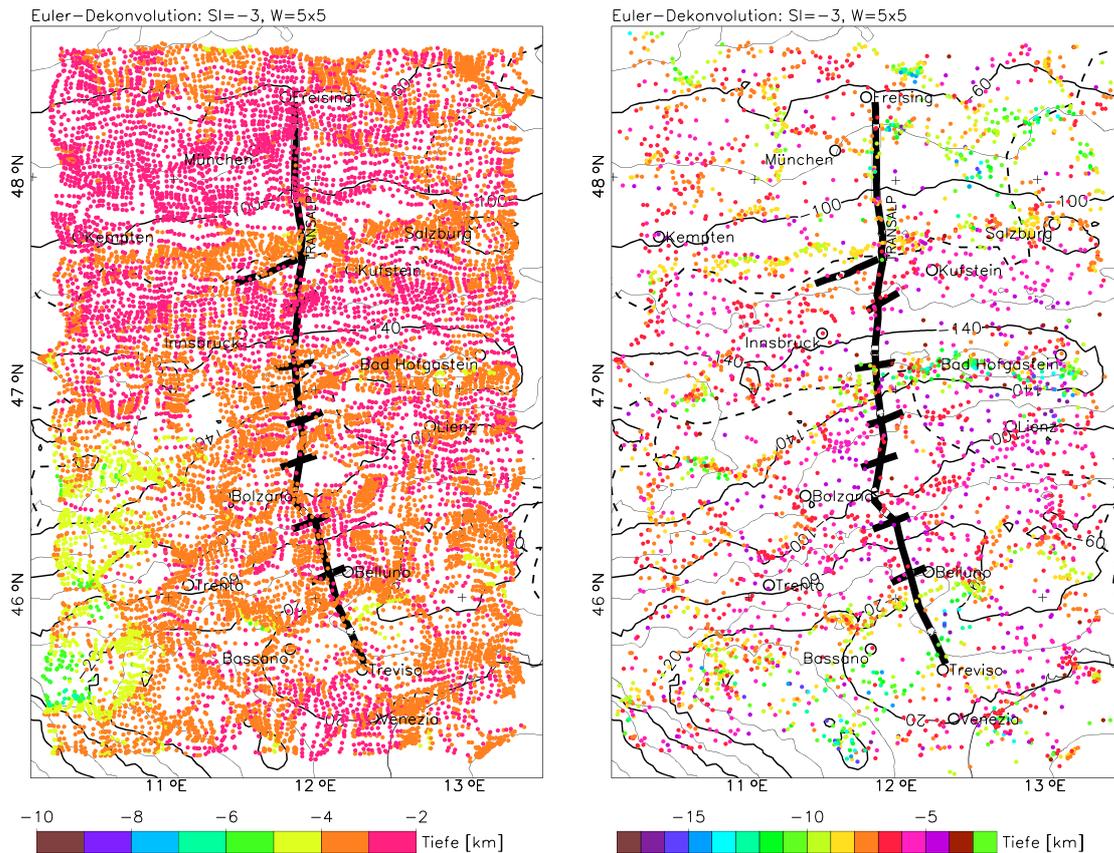


Abbildung 5.7: Lösungen der Euler-Dekonvolution. (links) 2,5x2,5km-Gitter, (rechts) 5x5km-Gitter. Parameter: $SI=-3$, Analysefenstergröße 25 x 25 km und 15 % Fehler. Die Isolinien zeigen die auf NN feldfortgesetzte Bougueranomalie aus Abb. 5.5

bekannt, dass die Oberflächendichte nur wenig variiert. Hier spiegelt sich der Übergang von den Deckenstrukturen zur oberen internen Kruste wider, so dass eine ungefähre Abschätzung der Mächtigkeit der Sedimentbedeckung gegeben werden kann (um die 6 km).

Die Euler-Dekonvolution liefert einige Hinweise zur Struktur der oberflächennahen Schichten, die aber nicht weit über das hinaus gehen, was bereits aus tektonischen Karten ableitbar gewesen ist, da sich insbesondere die tektonischen Grenzen in den Lösungen der Euler-Dekonvolution bemerkbar machen.

Für eine bessere Analyse der Ostalpen würde es sich empfehlen, kleinräumigere Gebiete zu betrachten. Insbesondere in weniger regionalen, sondern mehr lokalen Untersuchungen ist das eine Alternative zur Verbesserung der Analyse. Da hier eine regionale Analyse der Ostalpen zusammen mit den TRANSALP-Untersuchungen angestrebt wird, wurde auf solch eine Detailuntersuchung verzichtet.

Beispiele die gute Ergebnisse für die Anwendbarkeit der Euler-Dekonvolution zeigen, wurden zumeist in kleinräumigeren Gebieten (Thompson, 1982), in fast ebenen Gebieten (Zhang *et al.*, 2000) oder auch für Strukturen mit höheren Dichtekontrasten (z. B. an Erzkörpern) erzielt.

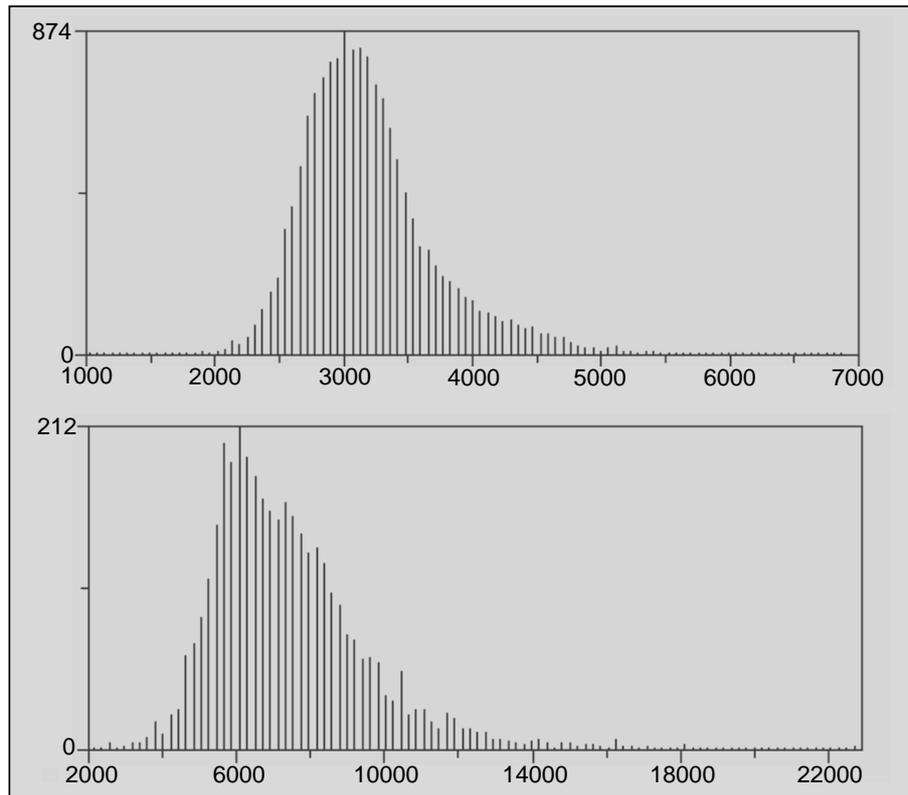


Abbildung 5.8: Histogramme zu den Lösungen der Euler-Dekonvolution aus Abb. 5.7. **(Oben)** Für das 2,5 x 2,5 km Gitter, **(unten)** 5 x 5 km Gitter.

Wie in Anhang A gezeigt wird, indem die Schwerewirkung eines 3D-Modells analysiert und damit die Reproduzierbarkeit bekannter Strukturen mittels der Euler-Dekonvolution getestet wird, kann die Methode dazu dienen strukturelle Einheiten aus den Schwerfeldern herauszuarbeiten. Hierzu muss der Bearbeiter jedoch eine gute Kenntnis der geologischen und tektonischen Strukturen des Untersuchungsgebietes besitzen.

5.6 Diskussion und Beurteilung der Lösungen der direkten Auswerteverfahren

Insgesamt können die Ergebnisse der Inversionsverfahren gute Ergebnisse über Struktur und Aufbau der alpinen Lithosphäre liefern, die hilfreich für die anschließende Modellierung sind. Die Krusten-Mantel-Grenze und die Ausdehnung der bzw. grobe Tiefenlage der oberflächennahen Strukturen können bestimmt werden. Deutlich wird auch, dass die Krustenwurzel das Schwerfeld prägt und von lokalen, oberflächlichen Dichtekontrasten wie dem Tauern-Fenster oder dem Übergang Voralpen zu Kalkalpen überlagert wird.

Über den Übergangsbereich europäischer zu adriatischer Kruste liefern die Methoden jedoch keine Aussagen. Desweiteren liefern die seismischen Ergebnisse Hinweise auf eine Strukturierung

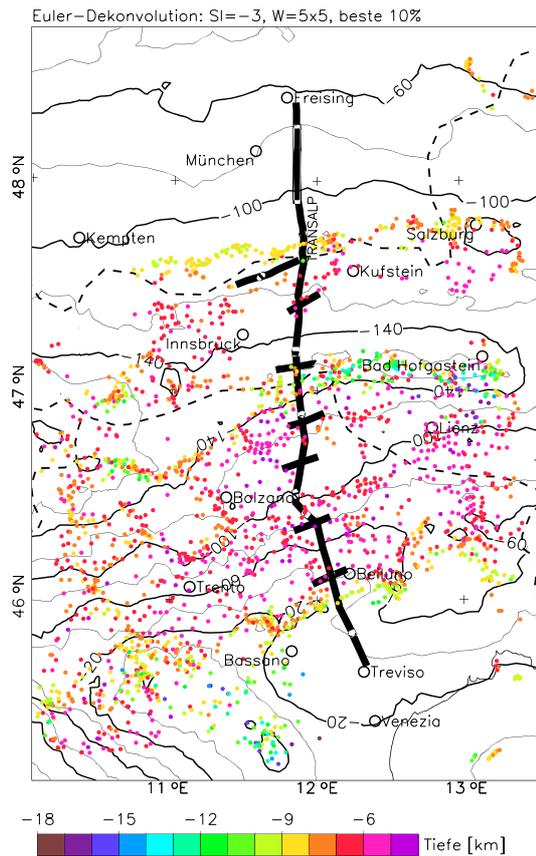


Abbildung 5.9: Beste 10 % der Lösungen für das 5x5km-Gitter (Abb. 5.7, rechts). Durch die Beschränkung auf diesen Lösungssatz sind einzelne Strukturelemente besser aufzulösen. Parameter: $SI=-3$, Analysefenstergröße 25 x 25 km und 15 % Fehler. Die Isolinien zeigen die auf NN feldfortgesetzte Bougueranomalie aus Abb. 5.5.

innerhalb der Kruste, die von diesen Methoden nicht berücksichtigt wird.

Sind jedoch wenig Zusatzinformationen (aus der Seismik und Geologie) vorhanden, können mittels der direkten Auswerteverfahren erste Erkenntnisse über die Struktur der Lithosphäre gewonnen werden. Die 3D-Modellierung ermöglicht die Berücksichtigung der Randbedingungen und Ergebnisse der Inversionsverfahren, um so ein detailliertes Bild der Lithosphärenstruktur zu erhalten.