

# 6 Die 3D-Dichtestruktur der Ostalpen

Um ein möglichst vollständiges Bild der Dichtestruktur der alpinen Lithosphäre zu liefern, ist eine Vorwärtsmodellierung der Dichtestrukturen notwendig, wie bereits aus den vorhergehenden Abschnitten ersichtlich.

Die Dichtemodellierung unterteilt sich in drei Abschnitte. Zunächst werden die oberflächennahen Schichten der Kruste bis in eine Tiefe von etwa 10 km modelliert. Für diesen Bereich liegen die sichersten Erkenntnisse vor, da an der Oberfläche beobachtbare geologische Strukturen und Dichten mit seismischen Ergebnissen und Bohrlochdaten kombiniert werden können. Im weiteren wird ein auf dieser Modellierung aufbauendes Gesamtmodell der Kruste vorgestellt. Hierbei werden die wichtigsten Randbedingungen von den seismischen Experimenten geliefert. Diese sind nicht eindeutig interpretierbar und führen somit zu zwei Alternativ-Modellen der Krustenstruktur, insbesondere der Krusten-Mantel-Grenze. Im Kontext tektonischer Ideen erfolgt eine Interpretation und Bewertung der alternativen Modelle. Als letzter Schritt wird eine Diskussion der subkrustalen Strukturen anhand von 3D-Dichtemodellierungen durchgeführt. Aufgrund der Qualität der vorliegenden Randbedingungen führte dies jedoch zu keiner deutlichen Verbesserung der Lithosphärenmodelle.

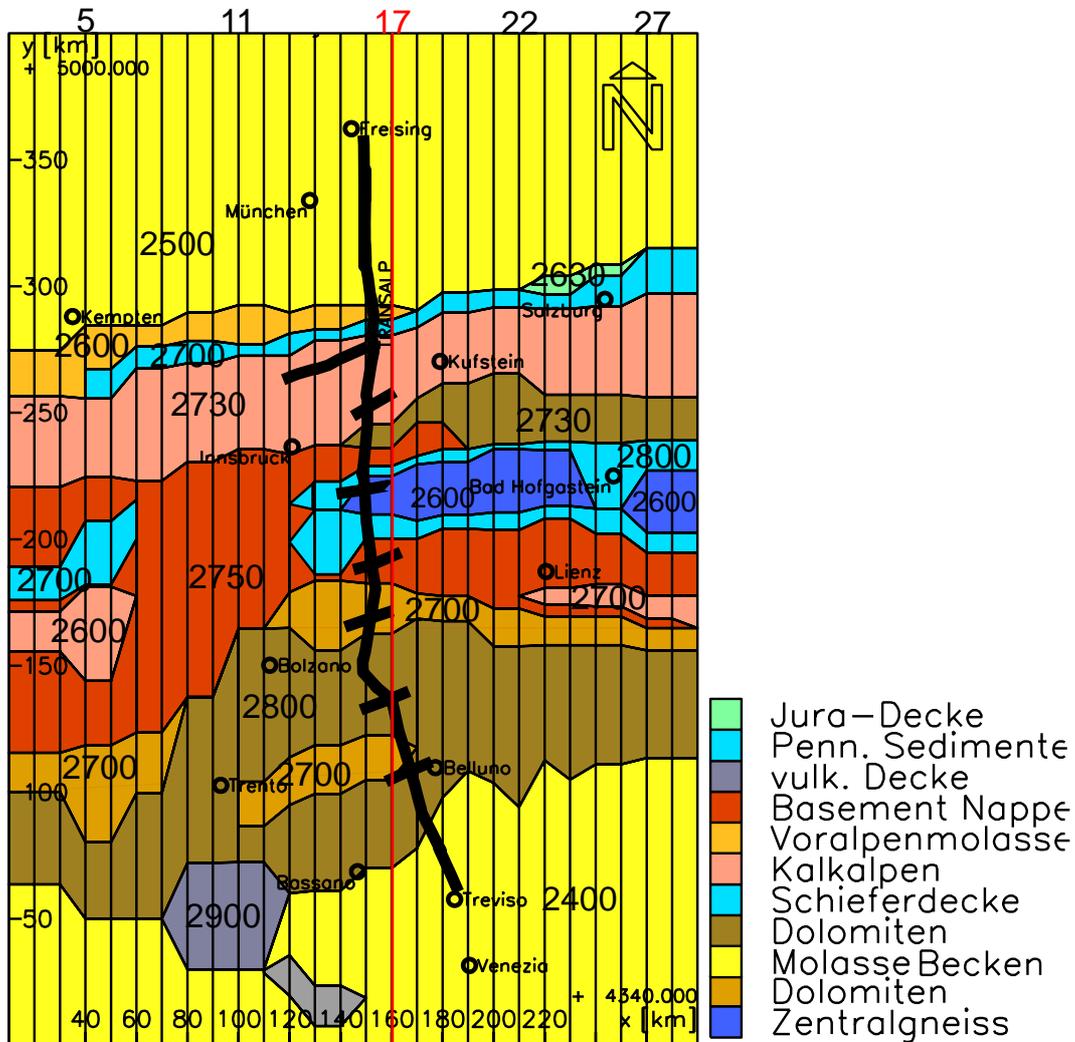
Gemeinsam ist den im folgenden dargestellten 3D-Modellen, dass sie ein Gebiet von etwa 270 km x 400 km abdecken und damit je 120 km östlich und westlich der TRANSALP-Trasse ausgedehnt sind. In diesem Bereich spannen 28 Nord-Süd orientierte Ebenen mit einem Abstand von 10 km das Modell auf (Abb. 6.1).

Die Nord-Süd-Ausrichtung der Ebenen wurde senkrecht zur geologischen Hauptstreichrichtung der Ostalpen gewählt und ihr Abstand ist so, dass eine gute Darstellung der an der Oberfläche auftretenden geologischen Einheiten möglich ist. Für die regionale Interpretation und Beschreibung der Lithosphärenstruktur ist der Abstand der Ebenen hinreichend groß gewählt. Über das Untersuchungsgebiet hinaus, besitzen die Dichtemodelle in alle Richtungen eine Ausdehnung von 5000 km, um das Auftreten von Randeffekten zu vermeiden.

## 6.1 Oberflächennahe Dichteverteilung

Zu Beginn der Erstellung eines Dichtemodells der Lithosphäre der Ostalpen wurden die obersten Krustenlagen modelliert. Hierzu wurden zunächst die geologischen Einheiten, welche die Struktur der obersten Kruste widerspiegeln, in das Modell eingefügt. Diese Einheiten und ihr Tiefenverlauf (Streichen, Fallen) sind bereits gut aus älteren Arbeiten der Geologie, Gravimetrie, Seismik und

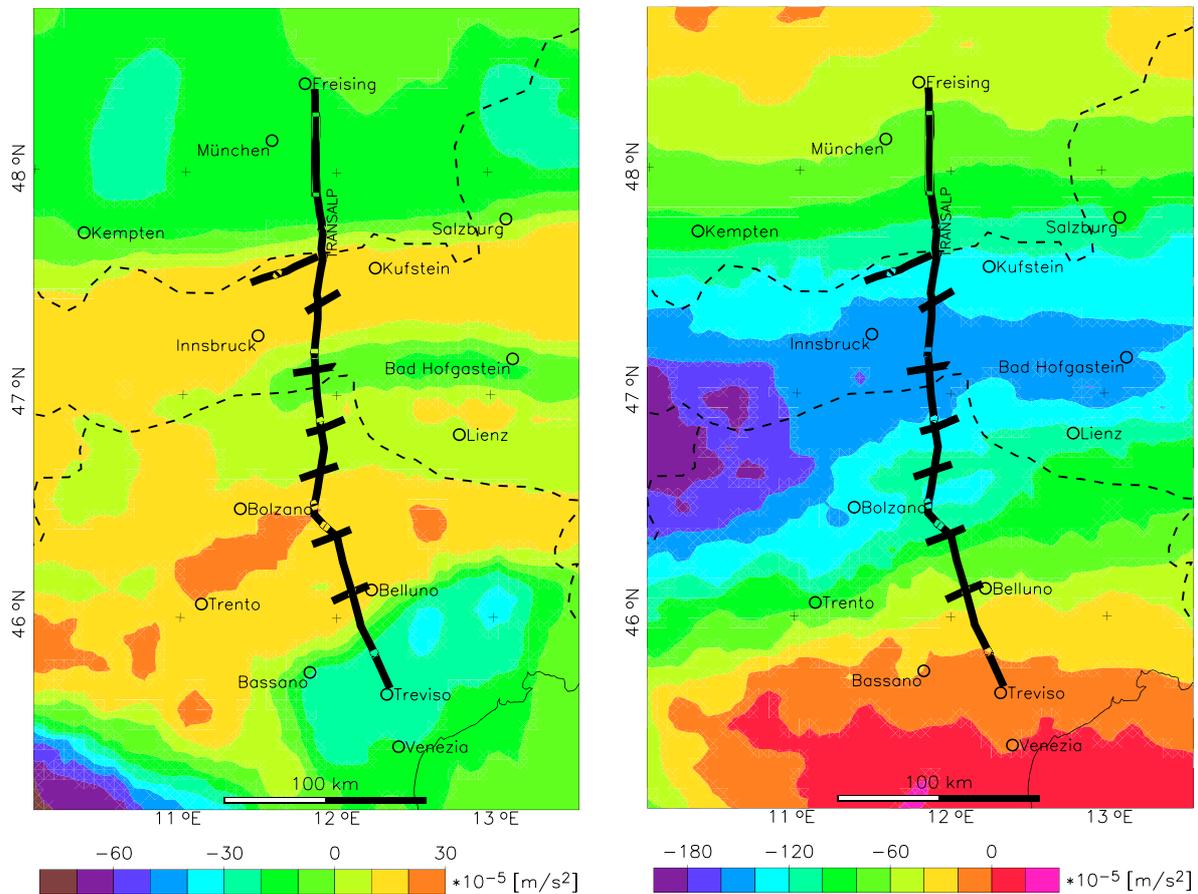
aus Bohrungen (z. B. Müller, 1987; Schöler, 1976; Bachmann und Müller, 1981) bekannt. Für die Molasse-Becken sind Daten der Erdölindustrie vorhanden, die eine gute Stütze bilden. Daneben dienen Karten der Sedimentbedeckung (Berthelsen *et al.*, 1992) und andere geologische Informationen (Lammerer und Weger, 1998) zur Modellierung der Geometrie der oberflächennahen Strukturen (siehe a. Abschnitt. 3).



**Abbildung 6.1: Horizontale Aufsicht auf das 3D-Dichtemodell und zugeordnete Dichte.** Die Farben der geologischen Einheiten entsprechen denen aus Abb. 3.1. Die dünnen Nord-Süd ausgerichteten Linien zeigen die Lage der Modellebenen an. Die rote Linie entspricht der Ebene entlang des 12. Längengrades (GK 4500). Die Zahlen zeigen die Dichteverteilung in  $kg/m^3$  an

Der Abstand der Ebenen des Modells lässt keine vollständige Modellierung sämtlicher oberflächlichen Strukturen der Ostalpen zu. Die hier erreichte Auflösung ist für eine Darstellung der im regionalen Sinne wichtigen Geologie ausreichend (vergleiche Abb. 3.2 und 6.1). Die Dichtewerte der Einheiten der Oberkruste wurden dem österreichischen Modell der Dichteverteilung (s. Kap.

4.3.2) und für den italienischen und deutschen Bereich Arbeiten von Schöler (1976) und Granser *et al.* (1988) entnommen.



**Abbildung 6.2: Schwerewirkung Oberkruste und gestrippte Bougueranomalie.** (Links) Schwerewirkung der oberen 10 Krustenkilometer. (Rechts) Das Restfeld der Bougueranomalie („gestrippte“ Bougueranomalie), welches durch Subtraktion der Schwerewirkung der oberen 10 km der Kruste von der gemessenen Bougueranomalie (Abb. 4.2) berechnet wurde.

Die Abbildungen 6.2 und 6.3 verdeutlichen den Einfluss der Schwerewirkung der oberflächennahen Strukturen auf das Schwerefeld. Die Anomalie korreliert deutlich mit den geologischen Einheiten (Abb. 3.2), die vor allem in den kurzen Wellenlängen der Bougueranomalie identifiziert werden können.

So tragen die Molassebecken bis zu  $-10 \cdot 10^{-5} m/s^2$ , die Kalkalpen bis zu  $25 \cdot 10^{-5} m/s^2$ , das Tauern-Fenster und die ostalpinen Deckenstrukturen zwischen 0 und  $20 \cdot 10^{-5} m/s^2$ , und die Dolomiten nahe der Periadriatischen Linie um die  $10 \cdot 10^{-5} m/s^2$  zum Schwerefeld bei.

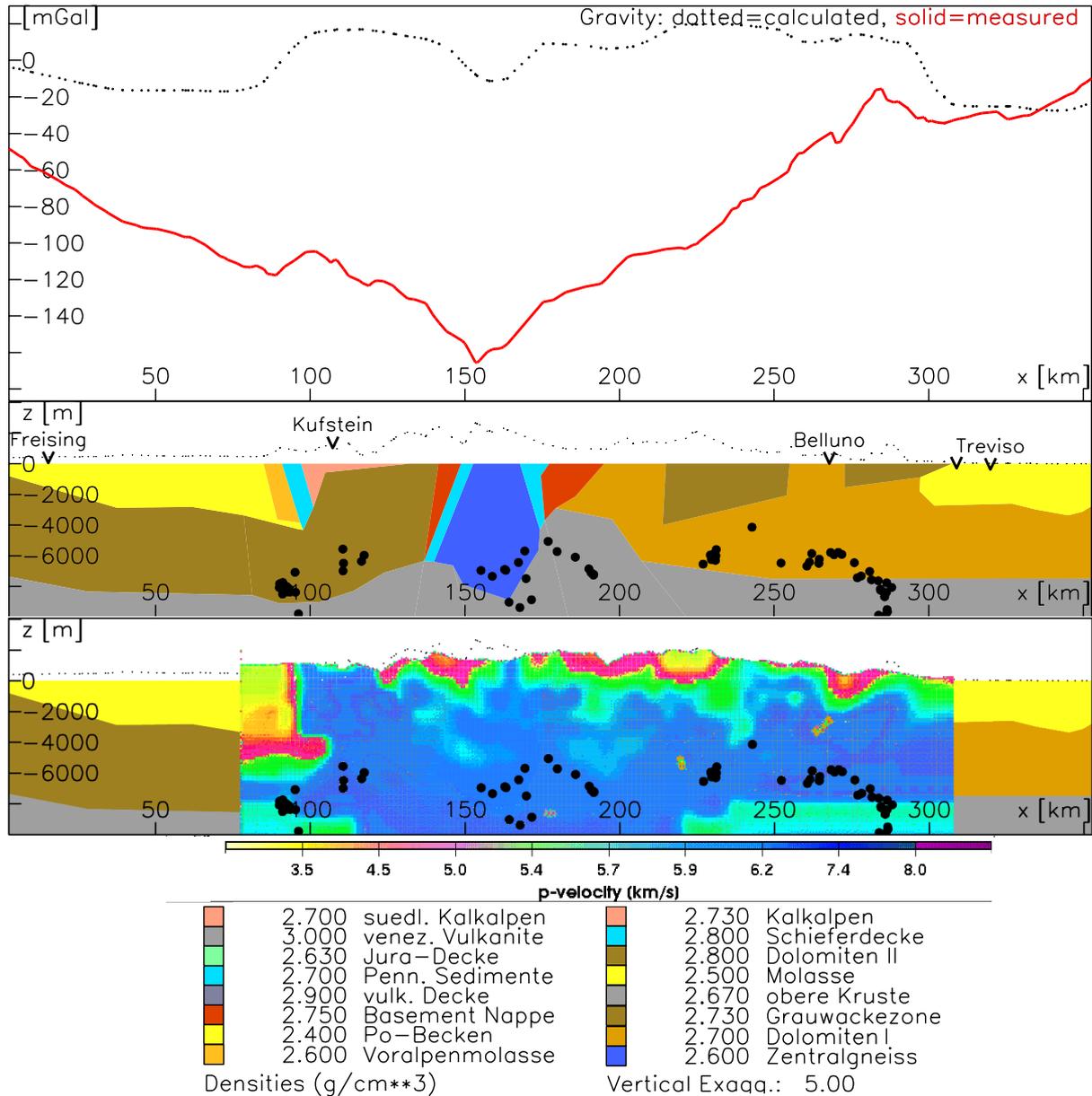
Die lokale Schwerewirkung wurde von der gemessenen Bougueranomalie abgezogen (stripping), und so das Restfeld aus Abb. 6.2(rechts) berechnet. Es ähnelt der tiefpassgefilterten Bougueranomalie aus Abb. 5.2, mit einigen signifikanten Unterschieden: Das Tief im Zentralbereich erstreckt

sich weiter in Nord-Süd-Richtung und das Schwerehoch von Vicenza ist deutlich schwächer. Dieser Effekt beruht auf der horizontalen Ausdehnung der Strukturen im Modell, die sich teilweise in Nord-Süd-Richtung bis zu 50 km und in west-östlicher Richtung über das gesamte Untersuchungsgebiet erstrecken. Die entsprechende Schwerewirkung ist mittels eines Tiefpasses nur schwer zu eliminieren.

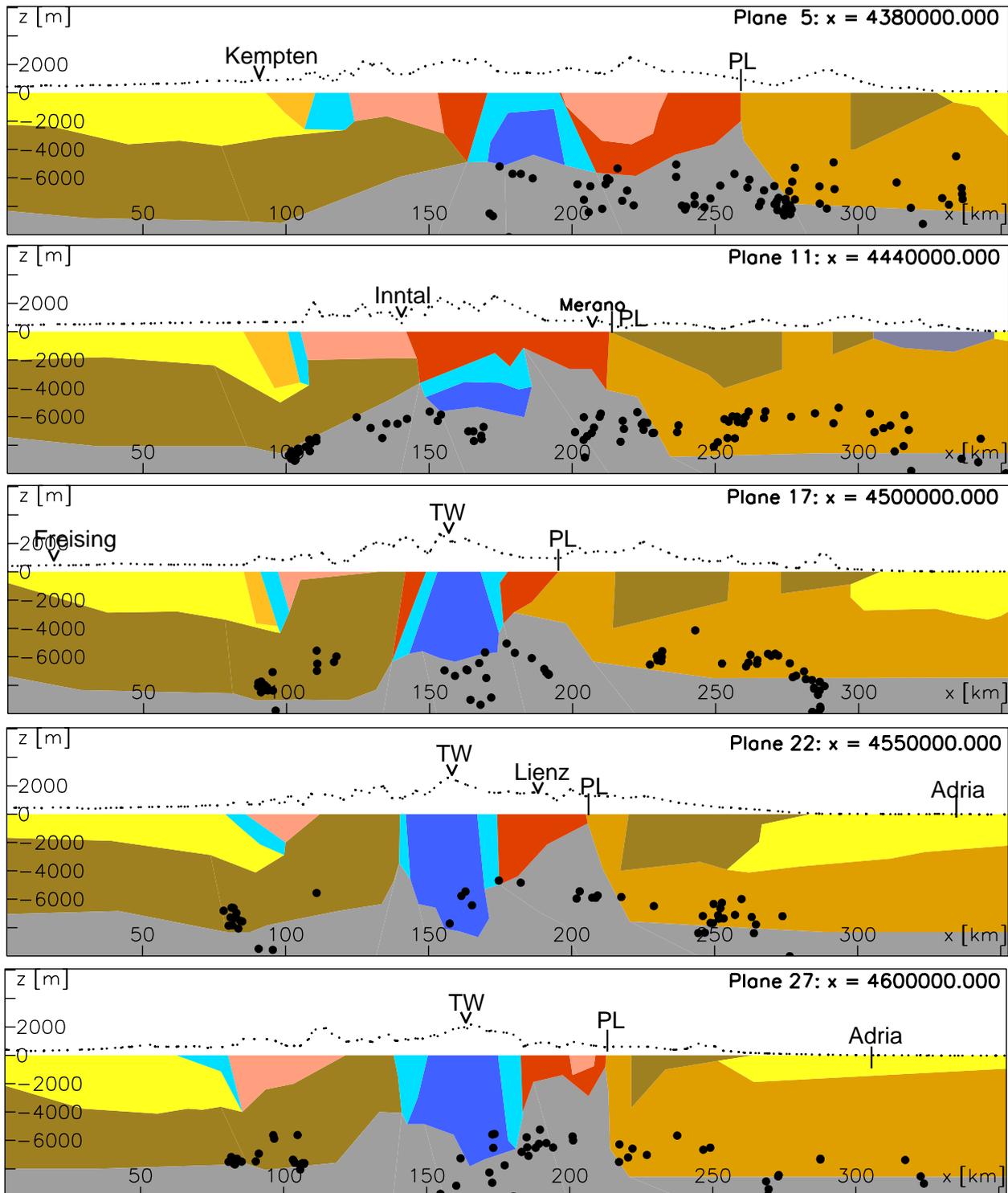
Vergleicht man das Dichtemodell mit den Ergebnissen der Euler-Dekonvolution (Abb. 6.3, Mitte und Unten, und 6.4), dann erkennt man, dass die Lösungen nur annähernd die Geometrie des Dichtemodells widerspiegeln. Im Bereich des Tauern-Fensters und der Grauwacken-Zone entsprechen sich die Ergebnisse, während im Bereich der Dolomiten die Lösungen der Euler-Dekonvolution nur unzureichend mit der Modellgeometrie korrelieren. Die schlechte Korrelation ist auf die sehr komplexe tektonische Struktur der Ostalpen und die Überlagerung der Schwerewirkung verschiedener Masseninhomogenitäten zurückführbar.

Der Vergleich des Vp-Geschwindigkeitsmodell von Bleibinhaus et al. (2001) der oberen Kruste mit dem Dichtemodell zeigt eine befriedigende Übereinstimmung (Abb. 6.3, unten). Die Geometrie der Molassebecken lässt sich gut aus dem Geschwindigkeitsprofil ableiten. Für den zentralen Teil ist diese Übereinstimmung weniger deutlich. Hier sind die Geschwindigkeitsdifferenzen und damit die Auflösung verschiedener Strukturen im Vp-Modell geringer. Zudem ist nicht geklärt, ob es sich bei den Geschwindigkeiten der oberen 1-2 km um Artefakte handelt (Bleibinhaus et al., 2001).

Insgesamt unterstützt das seismische Geschwindigkeitsmodell die Geometrie der Dichtemodellierung. Da die Modellierung ohne die seismischen Ergebnisse durchgeführt wurde, die zum damaligen Zeitpunkt noch nicht zur Verfügung standen, spricht das auch für die Qualität des Oberkrustenmodells.



**Abbildung 6.3: Profil durch das Dichtemodell der Oberkruste.** Das N-S-gerichtete Profil der oberen 10 km der Kruste verläuft entlang des 12. Längengrades. Im oberen Teil ist die modellierte Schwerewirkung (schwarz) und die gemessene Bougueranomalie (rot) dargestellt. Der mittlere und untere Teil zeigt die Geometrie des Dichtemodells (5-fach überhöht). Die Farben und Dichten entsprechen denen in Abb. 6.1. Die schwarzen Punkte zeigen die Lösungen der Euler-Dekonvolution aus Abb. 5.9. Im unteren Teil ist der Dichtestruktur das Vp-Modell der Oberkruste von Bleibinhaus und TRANSALP Working Group (2001) aus Kap. 4.5.1 überlegt.



**Abbildung 6.4: Modellebenen des Oberkrustenmodells.** N-S-Vertikalschnitte durch das Dichtemodell der oberen 10 Krustenkilometer (5-fach überhöht) von West (oben) nach Ost (unten). Die schwarzen Punkte zeigen die Lösungen der Euler-Dekompaction aus Abb. 5.9. TW=Tauern-Fenster, PL=Periadriatische Linie, für die Lage der Ebenen, Dichten und weitere Legende siehe Abb. 6.1.

## 6.2 Dichtemodelle der Kruste

Im nächsten Schritt wird die Dichtestruktur der gesamten Kruste modelliert. Hierbei werden, aufbauend auf das Oberflächenmodell, die Ergebnisse der Seismik als wichtigste Randbedingung benutzt.

Hieraus ergeben sich zwei alternative Dichtemodelle: Das Modell Eschen-38 und das Modell TRANSALP. Die Modelle basieren, wie im Anschluss gezeigt wird, auf den gleichen seismischen Informationen, die während der Modellierung unterschiedlich stark gewichtet wurden. Daraus ergeben sich signifikante Unterschiede, insbesondere hinsichtlich der Mächtigkeit und Dichteverteilungen in der adriatischen Kruste.

### 6.2.1 Das 3D-Modell Eschen-38

Das Modell Eschen-38 basiert in erster Linie auf den Interpretationen und Modellvorstellungen, welche im Rahmen des seismischen Profils Eschenlohe-Trieste gewonnen wurden (z. B. Miller *et al.*, 1977).

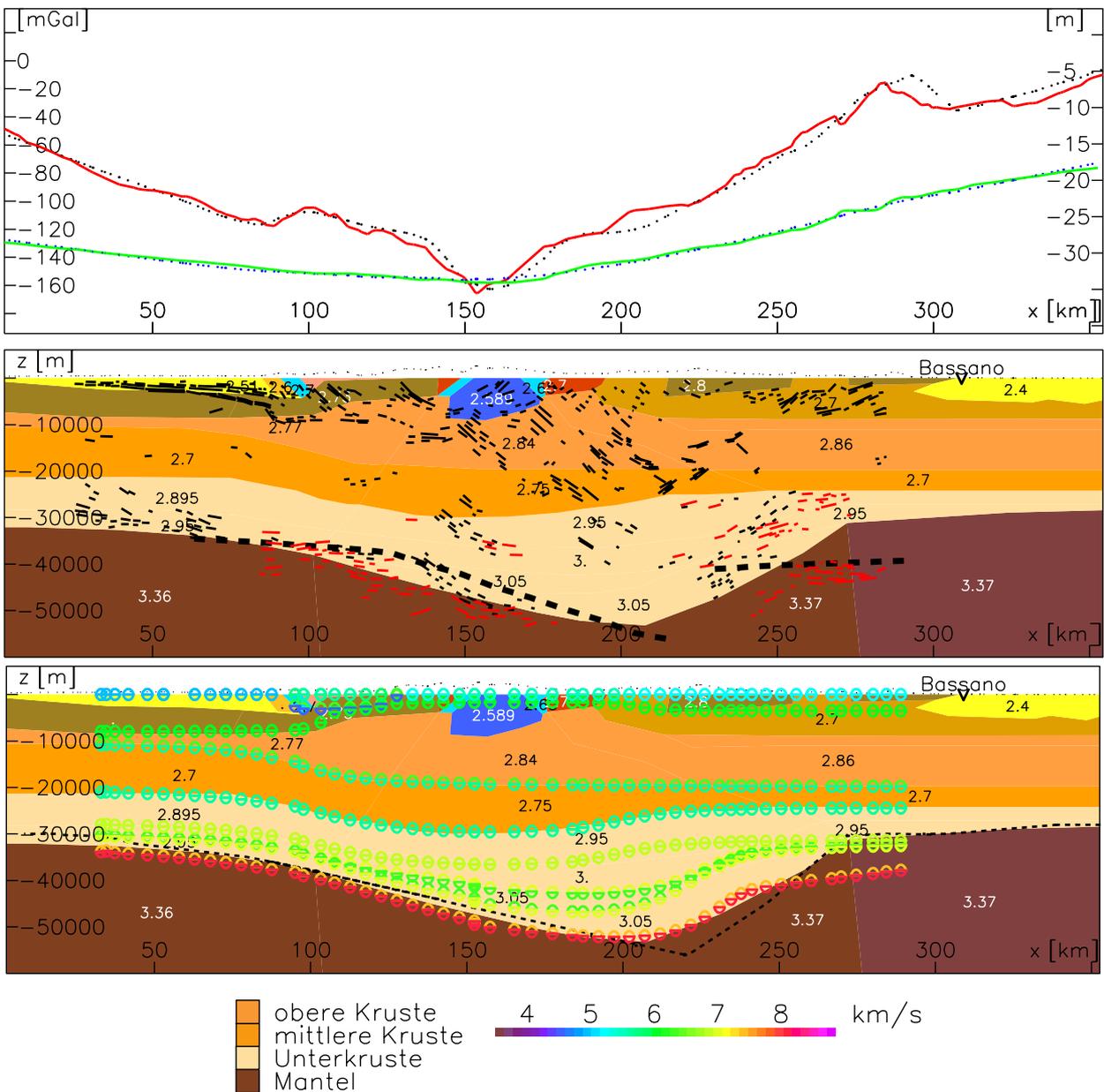
Zunächst wurde das in Abschnitt 4.5.1 vorgestellte Geschwindigkeitsmodell mittels der Sobolev-Babeyko-Relationen (s. Abschnitt 2.3.1) in ein Dichtemodell umgerechnet (Tab. 6.1). Dafür wurde eine von der TRANSALP Working Group überarbeitete Version des Vp-Modells Eschen-38 verwendet.

	Dichte ( $kg/m^3$ )	Vp in ( $km/s$ )
Obere Kruste	2750-2850	6000-6200
Mittlere Kruste	2700-2750	5600-6200
Untere Kruste	2950-3150	6800-7300
Inversionszone	3000	6300
Oberer Mantel	3360-3375	>8000

**Tabelle 6.1:** Einheiten der Kruste, zugeordnete Dichten und Vp-Geschwindigkeiten. Die Dichtewerte wurden mittels der Sobolev-Babeyko-Relation aus dem seismischen Modell Eschen-38 berechnet.

Die daraus abgeleitete zweidimensionale Geschwindigkeitsverteilung und ihre räumliche Verteilung wurde zur Erstellung eines 3D-Modells, in östlicher und westlicher Richtung interpoliert und um das Oberflächendichtemodell erweitert. Das hieraus resultierende Modell ist noch kein realistisches Abbild der dreidimensionalen Krustenstruktur. Hierzu muss der interpolierte Teil des Modells durch Anpassen an weitere Randbedingungen modifiziert werden. Zunächst wurde die Krusten-Mantel-Grenze des Modells unter Berücksichtigung der Tiefenkarte der Krusten-Mantel-Grenze von Giese und Bunes (1992) bearbeitet. Die Tiefenkarte stimmt, insbesondere im europäischen Teil, gut mit der im Geschwindigkeitsmodell propagierten Tiefenlage überein, so dass ihre Verwendung in Verbindung mit dem Geschwindigkeitsmodell Eschen-38 gerechtfertigt ist.

Die Modifikation der Krusten-Mantel-Grenze des Modells impliziert auch Modifizierungen der internen Krustenstrukturen. Diese wurden in Relation zur Modellierung der Moho verändert, sowie



**Abbildung 6.5: Dichteprofil, Randbedingungen und Schwerwirkung Eschen-38.**

N-S-Profil durch das Dichtemodell Eschen-38 entlang des 12. Längengrades. Im oberen Teil ist die modellierte Schwerwirkung (schwarz) und die gemessene Bougueranomale (rot), sowie das beobachtete (grün) und modellierte (blau) TRGeoid aufgetragen. Im mittleren Teil der Abbildung sind der Geometrie des Modells die Ergebnisse von TRANSALP überlagert (schwarze/rote Striche: Line-Drawings der Vibroseis/Schussexperimente. Schwarze, gestrichelte Linie: Moho aus Receiver Function Analysis.) Der unter Teil zeigt die Geometrie des Dichtemodells im Vergleich zum Geschwindigkeitsmodell Eschen-38 (farbige Kreise) und dem Moho-Modell nach Giese und Bunes (1992) (gestrichelte Linie). Die Farben und Dichten der oberen Körper entsprechen denen aus Abb. 6.1,6.3.

mit den Ergebnissen älterer seismischer Profillinien abgeglichen.

Deutliche Inkonsistenz in den Ergebnissen der verschiedenen seismischen Profile mussten dabei beseitigt werden. Die Tiefenlagen einzelner Horizonte an den Profilschnittpunkten waren oftmals nicht identisch, so dass die Ergebnisse nicht als feste Randbedingung, sondern als Anhaltspunkte für die Modellierung Verwendung fanden. Prinzipiell wurde in der vorliegenden Arbeit den Ergebnissen, die im Rahmen von TRANSALP erstellt und überprüft wurden, Vorrang vor älteren Arbeiten eingeräumt.

Der nächste Modellerschritt bestand in der Dreiteilung der Krustenelemente in einen nördlichen, zentralen und südlichen Bereich. Diese Einteilung spiegelt die Bereiche der europäischen und adriatischen Kruste, sowie den Bereich der Krustenollision wider und diente der Flexibilität des Modells.

Dies zusammen ergab das 3D-Dichtemodell, das mit kleineren Modifikationen der Geometrie und Dichteverteilung simultan an die Bougueranomalie und das TRGeoid angepasst wurde.

Wie in Abb. 6.5 und 6.6 zu erkennen, ist die Anpassung des Modells an die gemessene Bougueranomalie bereits gut gelungen. Abweichungen treten nur an lokalen Strukturen auf, die aufgrund der Auflösung und Regionalität des Modells nicht modelliert werden konnten. Besonders deutlich wird dies in den Differenzen zwischen gemessener und beobachteter Bougueranomalie (Abb. 6.6).

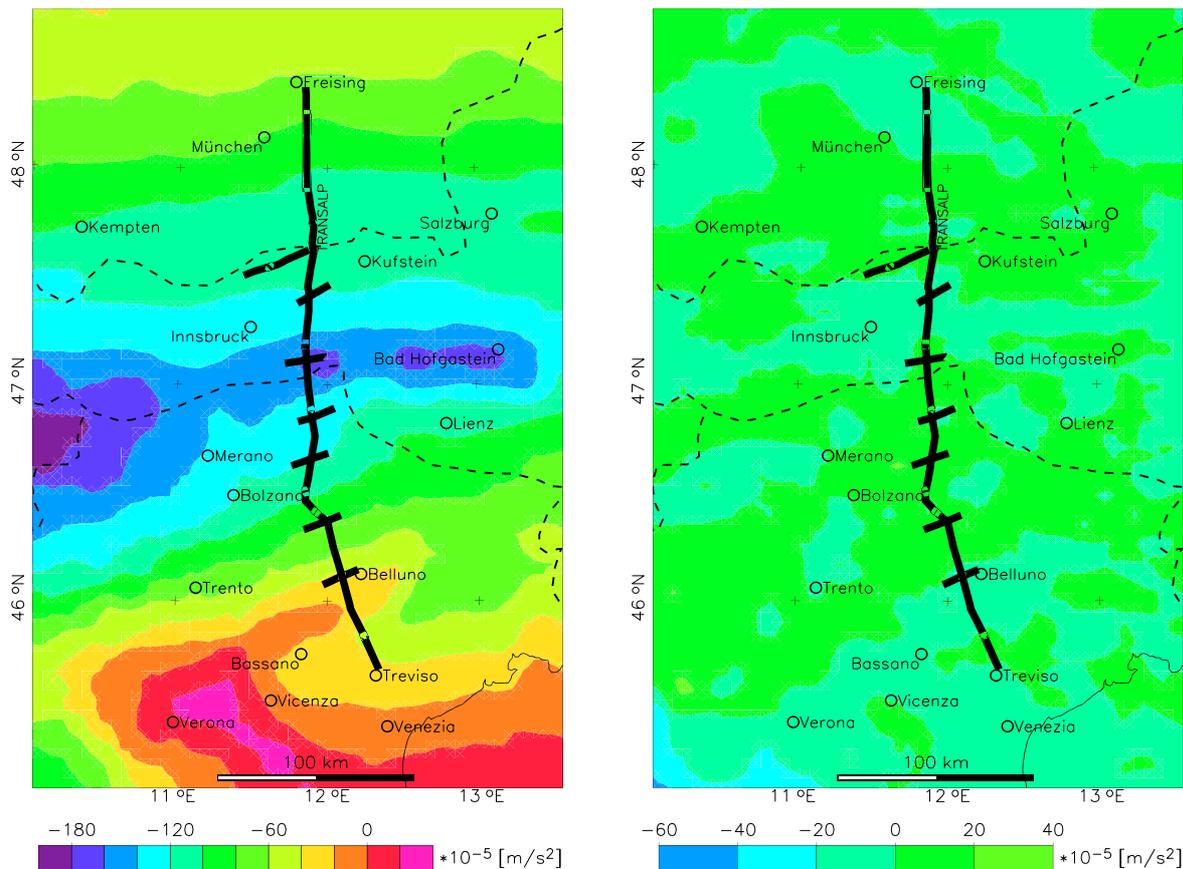
Die Übereinstimmung zwischen modelliertem und beobachtetem TRGeoid ist entlang der Modellebene entlang des 12. Längengrades ebenfalls sehr gut (Abb. 6.5). Der Vergleich im gesamten Gebiet der Ostalpen zeigt, dass das Minimum im Westen, im modellierten TRGeoid gegenüber dem beobachteten TRGeoid nach Süden versetzt ist. Auch der Anstieg nach Süden wird in den beiden Feldern unterschiedlich dargestellt. Die Differenzen zwischen dem beobachteten und modellierten TRGeoid (6.7) sind jedoch sehr gering und zeigen einen in west-östlicher Richtung abfallenden Trend. Die Abweichungen im TRGeoid sind (man beachte die unterschiedliche Wellenlängenabhängigkeit gegenüber der Bougueranomalie) wahrscheinlich Masseninhomogenitäten zuzuordnen, die unterhalb der Kruste oder sogar der Lithosphäre liegen und im vorgestellten Modell nicht berücksichtigt wurden.

Das 3D-Dichtemodell zeigt über die bereits im Geschwindigkeitsmodell vorgegeben „Auffälligkeiten“, wie die Inversionszonen, hinaus, dass der zentrale Bereich deutlich höhere Dichten besitzt als der nördliche und südliche. Dieser Bereich, der den Übergang von europäischer und adriatischer Kruste darstellt, ist ein Bereich, in dem hohe Kompressionskräfte wirken, die durch den Kollisionsprozess verursacht werden. Die Kompression des Krustenmaterials und die damit einhergehende Volumenreduzierung kann zur Ausbildung erhöhter Dichtewerte führen, wie sie hier anzutreffen sind. Auch kann es im Bereich der Krusten-Mantel-Grenze schon zur Bildung von Eklogit kommen. Eklogit besitzt ebenfalls erhöhte Dichtewerte gegenüber einer Normalkruste.

Auf diesem Bereich erhöhter Dichten und der Krustenwurzel lagert mit dem Granit des Tauern-Fensters der Bereich der geringsten Dichten im Modell ( $2500 - 2600 \text{ kg/m}^3$ ).

Im Vergleich von europäischer und adriatischer Kruste zeigt sich, dass die Dichtewerte im adriatischen, südlichen Teil niedriger sind als im europäischen, nördlichen Teil.

Von den beiden im seismischen Geschwindigkeitsmodell vorhandenen Inversionszonen wurde im Modell nur die Inversionszone im Bereich von 10-20 km berücksichtigt. Die Inversionszone im Bereich der Krustenwurzel, die in früheren Arbeiten postuliert wurde (z. B. Makris, 1971; Schöler, 1976), findet in dem Modell dieser Arbeit keine Entsprechung. Ursächlich hierfür ist, dass sich aus der Umrechnung von Geschwindigkeiten zu Dichten nur ein Dichteunterschied von ca. 50

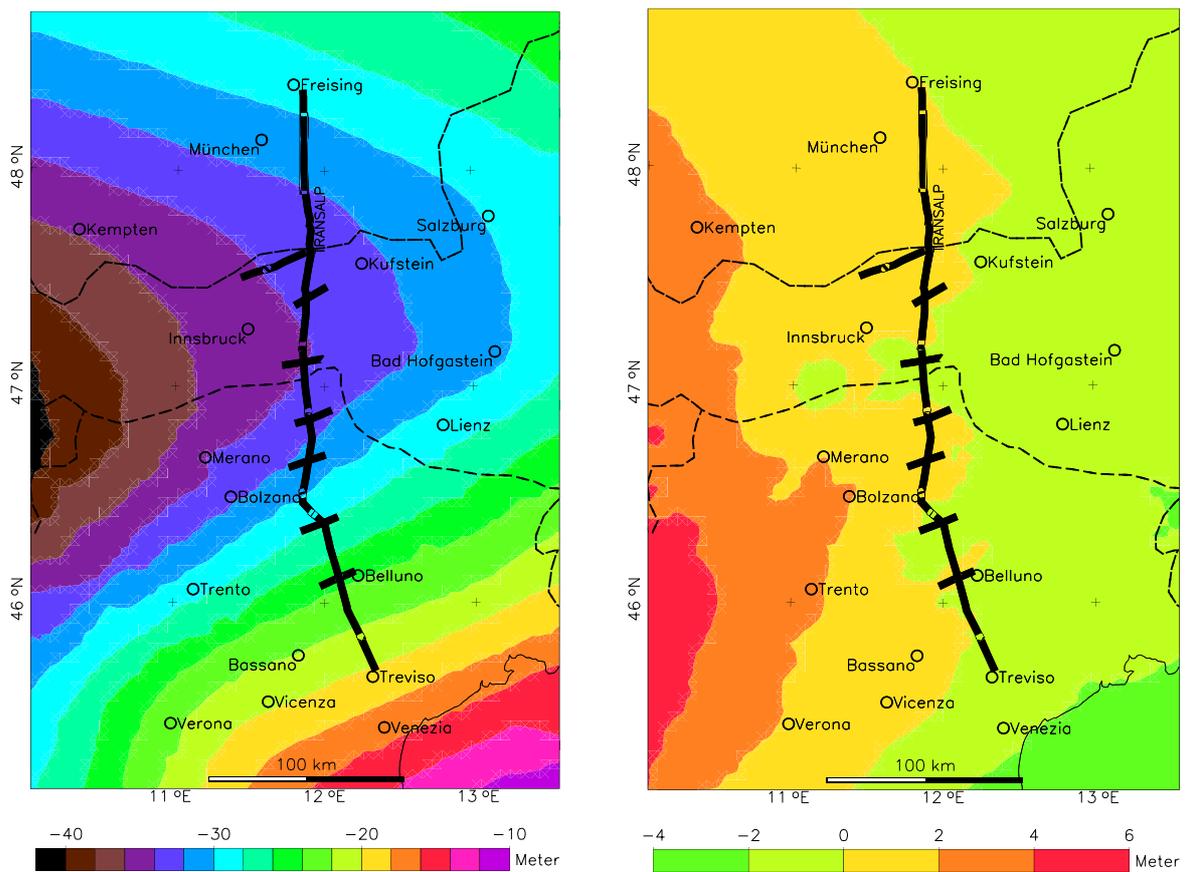


**Abbildung 6.6: Modell- und Differenzschwere Eschen-38.** (Links) Die modellierte Schwerewirkung des Modells Eschen-38. (Rechts) Die Differenz zwischen der gemessenen Bougueranomalie (aus Abb. 4.2) und der modellierten Schwerewirkung.

$kg/m^3$  gegenüber den umgebenden Schichten ergibt, der aufgrund seiner lokalen Ausdehnung nicht aufgelöst werden kann. Zudem zeigen die neuen seismischen Resultate keine Hinweise auf eine solche Struktur (Abb. 6.5, Lueschen, pers. com.).

Ein Vergleich der Modellgeometrie mit der Tiefenlage des Modells von Giese und Bunes (1992) entlang der Profilschnitte (Abb. 6.5 und 6.8) zeigt, dass die Geometrie der Krusten-Mantel-Grenze gut der von ihnen propagierten Tiefenlage entspricht. Im Verlauf der gravimetrischen Modellierung ergab sich, dass die Moho im Bereich der Krustenwurzel im Dichtemodell keine ausgeprägten Tiefen wie in dem Giese-Bunes-Modell besitzt. Im Bereich des Übergangs zwischen den beiden unterschiedlichen Platten konnten die älteren seismischen Profile die Krusten-Mantel-Grenze nicht auflösen (z. B. Yan und Mechie, 1989), so dass der gravimterische Befund nicht im Widerspruch zu den älteren Arbeiten steht.

Auch die neuen Ergebnissen des TRANSALP-Experiments (Abb. 6.5, Mitte) können in diesem Bereich keine Hinweise für die Auflösung der Krusten-Mantel-Grenze geben. Für den adriatischen Teil entlang des TRANSALP-Profiles sind jedoch deutliche Reflexionen zu beobachten, die für eine tiefere Moho als im Modell von Giese und Bunes (1992) sprechen (Lüschen *et al.*, 2001). Die tie-

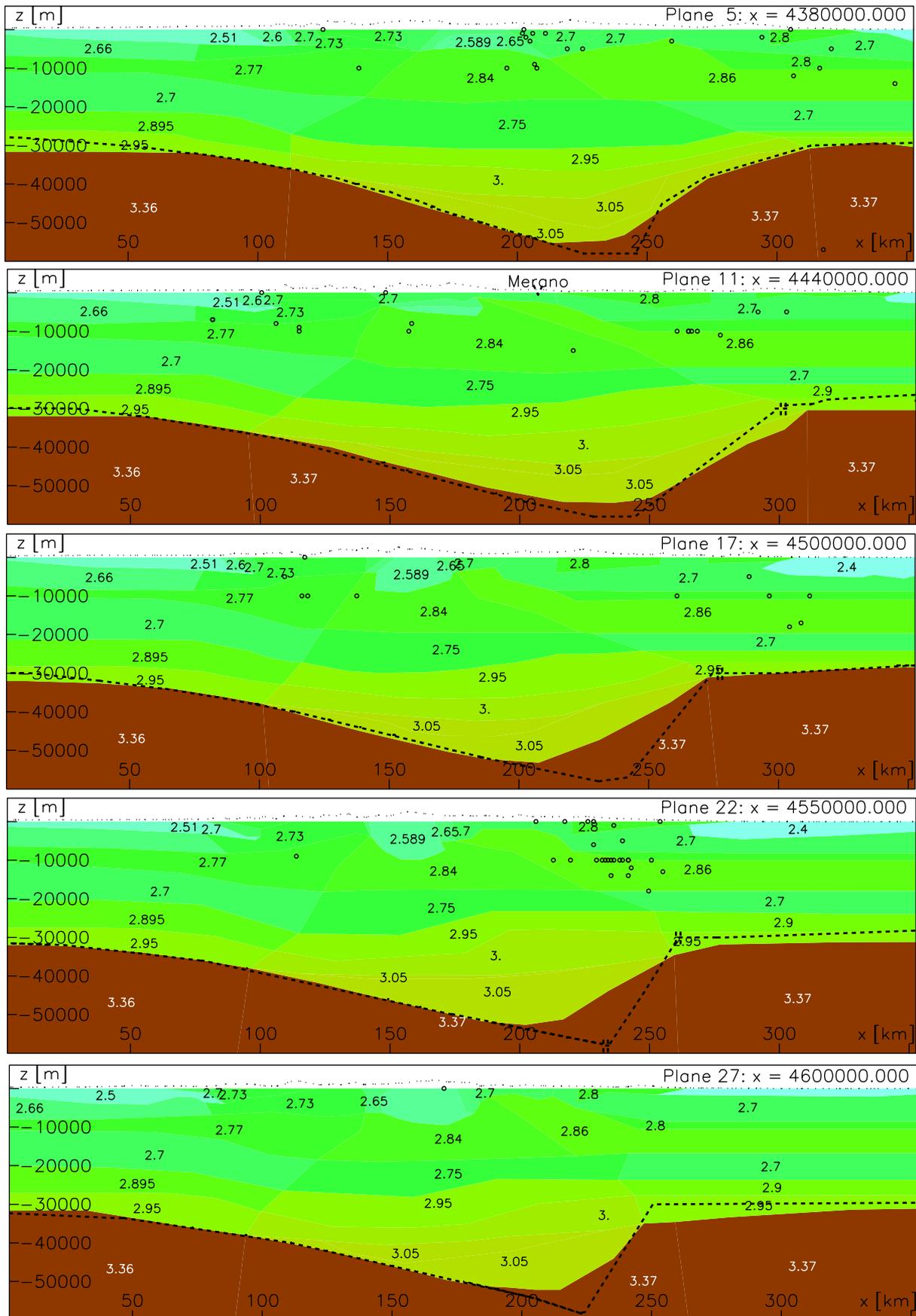


**Abbildung 6.7: Modell- und Differenzgeoid Eschen-38.** (Links) Das modellierte Geoid des Modells Eschen-38. (Rechts) Die Differenz zwischen dem beobachteten TRGeoid (Abb. 4.5) und dem modellierten TRGeoid.

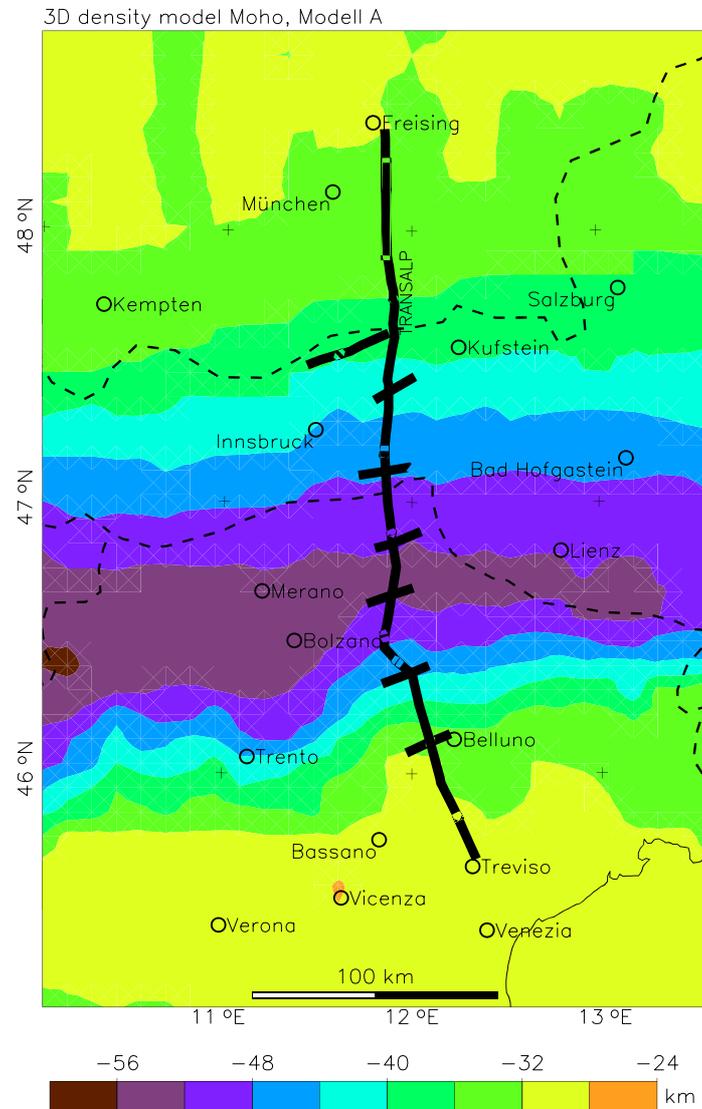
fen Reflexionen repräsentieren nicht notwendigerweise die Krusten-Mantel-Grenze. Delamination der Kruste oder Krustenverdopplung sind andere Erklärungen für das Auftreten der Reflexionen. Darüber hinaus sind im Line-Drawing Strukturen innerhalb der Kruste eingezeichnet, welche keine Entsprechung im Dichtemodell besitzen.

Der Vergleich der Krusten-Mantel-Grenze des Modells 6.9 mit der Krusten-Mantel-Grenze, die direkt aus der Inversion der Schweredaten abgeleitet wurde (Abb. 5.6) zeigt eine gute Korrelation. Allein im Bereich von Bad Hofgastein treten größere Differenzen auf. Die Übereinstimmung der Ergebnisse der verschiedenen Analysetechniken verstärkt die Plausibilität des 3D-Modells.

Die vorgestellten Ergebnisse zeigen, dass das Dichtemodell konsistent mit den Randbedingungen ist. Hierbei wurde vor allem Wert auf eine Koinzidenz mit dem Geschwindigkeitsmodell Eschen-38 und dem Moho-Modell nach Giese und Bunes (1992) gelegt. Eine stärkere Berücksichtigung der im Line-Drawing dargestellten Ergebnisse der Reflexionsseismik und der Receiver-Function-Analysis (Abb. 4.10) führt im Folgenden zur Erstellung eines alternativen Modells.



**Abbildung 6.8: Eschen-38 Modellebenen.** N-S-Vertikalebene durch das 3D-Dichtemodell Eschen-38 (vertikal 1,5-fach überhöht). Die Lage entspricht denen der Schnitte durch das Obeflächendichtemodell (Abb. 6.4, s. a. Abb. 6.1). Die gestrichelte Linie zeigt die Tiefenlage der Krusten-Mantel-Grenze nach Giese und Bunes (1992), die schwarzen Kreise symbolisieren Erdbebenherde.



**Abbildung 6.9: Krusten-Mantel-Grenze Eschen-38.** Die Abbildung zeigt die Krusten-Mantel-Grenze wie sie sich aus dem Dichtemodell Eschen-38 ergibt. Hierbei wurde das Moho-Modell nach Giese und Bunes (1992) (Abb. 4.8) als wichtigste Randbedingung genutzt. Die Diskontinuitäten der Moho-Grenze des Giese und Bunes (1992)-Modells sind nicht eingetragen.

## 6.2.2 Das 3D-Modell TRANSALP

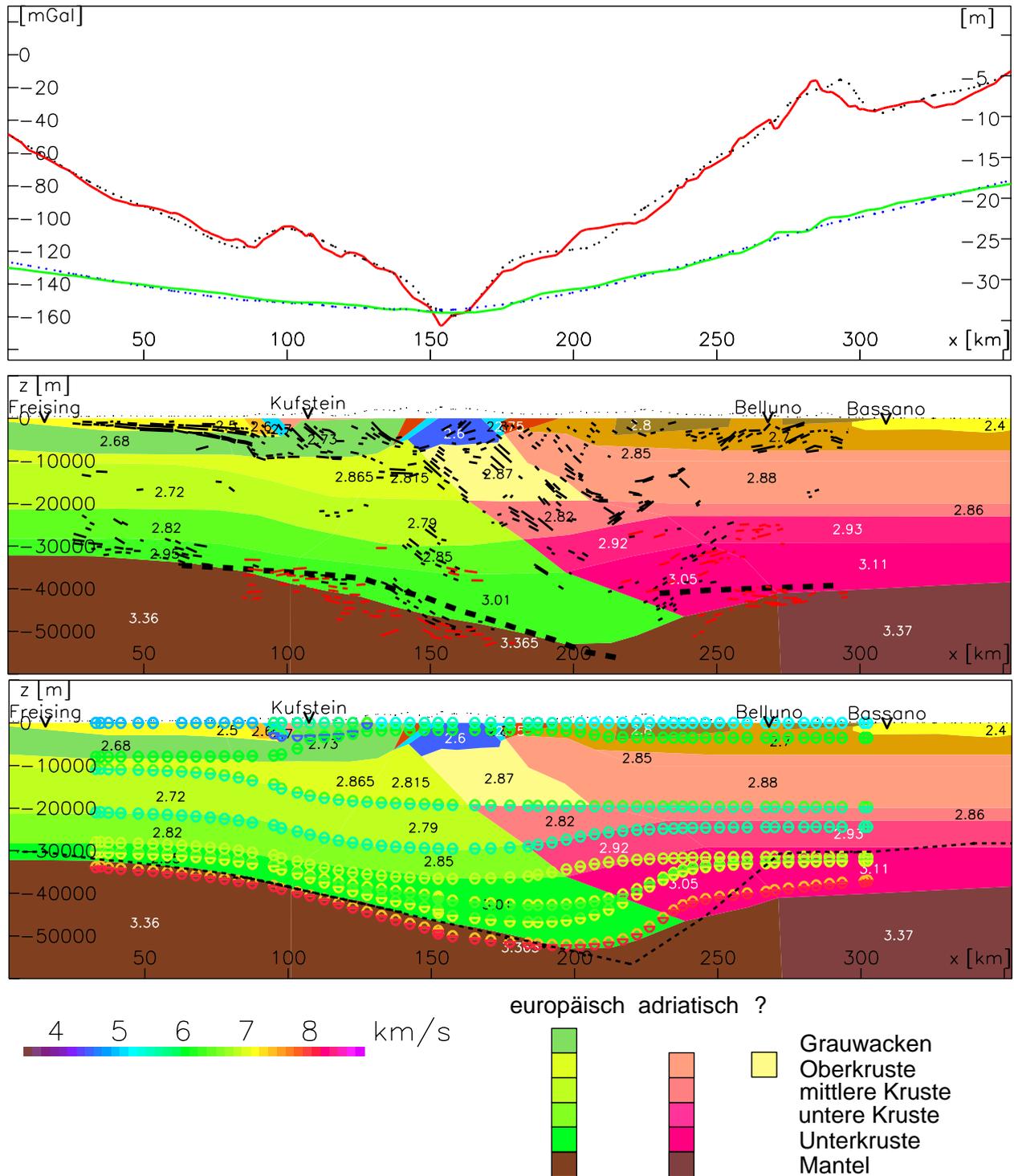
Bei der Erstellung des Modells TRANSALP wurde prinzipiell das gleiche Vorgehen wie im zuvor beschriebenen Modell Eschen-38 gewählt. Bei der Anpassung ist jedoch stärker Wert auf die neuen Ergebnisse der Reflexionsseismik und der Receiver-Function-Analysis und nicht auf das Moho-Modell nach Giese und Bunes (1992) und die Geometrie des Geschwindigkeitsmodells Eschen-38, gelegt worden. Zwar wurde das Geschwindigkeitsmodell Eschen-38 auch weiterhin für die seismische Bearbeitung benutzt (pers. com. Lüschen, 2001), aus den neuen Ergebnissen ergeben sich jedoch Indizien für veränderte Geometrien in der Kruste und an der Krusten-Mantel-Grenze. Im Folgenden sind die neuesten Ergebnisse des TRANSALP-Projekts die wichtigsten Randbedingungen.

Im Unterschied zum Modell „Eschen-38“ und der Moho-Karte nach Giese und Bunes (1992) liefert die Analyse der Receiver-Functions im adriatischen Teil eine tiefere Krusten-Mantel-Grenze. Auch die Sprengexperimente der Reflexionsseismik (rote Striche im Line-Drawing, Abb. 4.10) zeigen sehr tiefe Reflexionen (in etwa 40 km Tiefe), die als Krusten-Mantel-Grenze interpretiert werden. Die Veränderung der Geometrie im Bereich der Moho-Grenzfläche erfordert auch eine Modifikation der Dichtewerte, um eine Anpassung der Schwerwirkung des Modells an die Bougueranomalie und das TRGeoid vornehmen zu können.

Eine weitere Änderung gegenüber dem Modell Eschen-38 besteht in der Aufteilung der einzelnen Blöcke innerhalb der Kruste (Abb. 6.10). Während im ersten Modell eine Aufteilung in europäische und adriatische Kruste, sowie in den Kollisionsbereich durchgeführt werden konnte, orientiert sich die Einteilung der Krustendomeinen in diesem Modell stärker am seismischen Line-Drawing. Besonders der Übergangsbereich zwischen europäischer und adriatischer Kruste gewinnt dabei an Bedeutung hinsichtlich einer Beurteilung der in Abschnitt 3.3 vorgestellten geologischen Modellvorstellungen. Je nach geologischer Modellvorstellung („Crocodile“- oder „Ductile-Extrusion“-Modell) verläuft dieser Übergang in der Oberkruste unterschiedlich. So erfordert das „Crocodile“-Modell eine weiter nach Süden reichende europäische Oberkruste und damit eine Z-förmige Kollisionsfront.

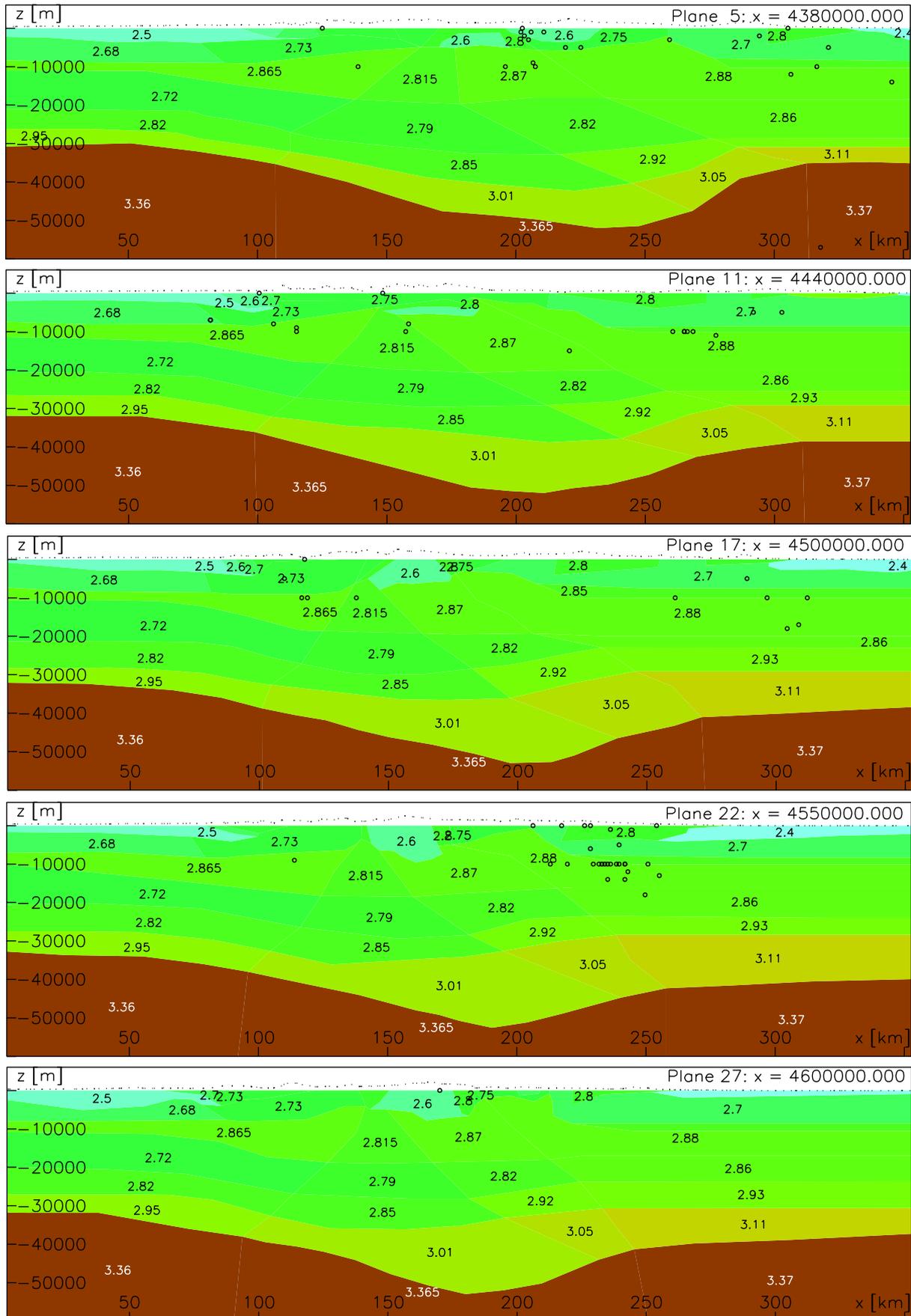
Das Dichtemodell (Abb. 6.10 und 6.11) zeigt eine Reihe von Auffälligkeiten. Allgemein steigen die Dichten in den einzelnen Horizonten von Nord nach Süd an, wobei in der adriatischen Kruste die größten Dichtewerte anzutreffen sind. Der Übergangsbereich von europäischer zu adriatischer Kruste zeigt dagegen nur sehr kleine Dichtedifferenzen (Abb. 6.10).

Die Mächtigkeit der adriatischen Kruste beträgt fast 40 km und ihre Unterkruste ist allein über 10 km mächtig. Im europäischen Teil dagegen besitzt die Kruste nur eine Mächtigkeit von gut 30 km (Abb. 6.12), mit einer 5 km mächtigen Unterkruste. Auffällig ist auch die hohe Dichte der adriatischen Unterkruste. Mit  $3100 \text{ kg/m}^3$  besitzt sie für Krustenmaterial eine sehr hohe Dichte. Der Übergang von Kruste zu Mantel ist nur mit einem Dichtesprung von  $270 \text{ kg/m}^3$  verbunden, was ein sehr geringer Wert ist und am unteren Ende der aus globalen Untersuchungen bekannten Werte liegt (z. B. Dziewonski und Anderson, 1981; Martinec, 1994). Ob es sich bei der modellierten Grenzschicht im adriatischen Teil um die Krusten-Mantel-Grenze handelt, oder ob durch Prozesse, die mit Delamination oder „Verunreinigung“ der Unterkruste durch Mantelmaterial (Schmelzen?) zusammenhängen, keine scharfer Übergang von Kruste zu Mantel mehr vorliegt, ist eine sich hieraus ergebende Fragestellung. Das Signal, das man aus der Analyse



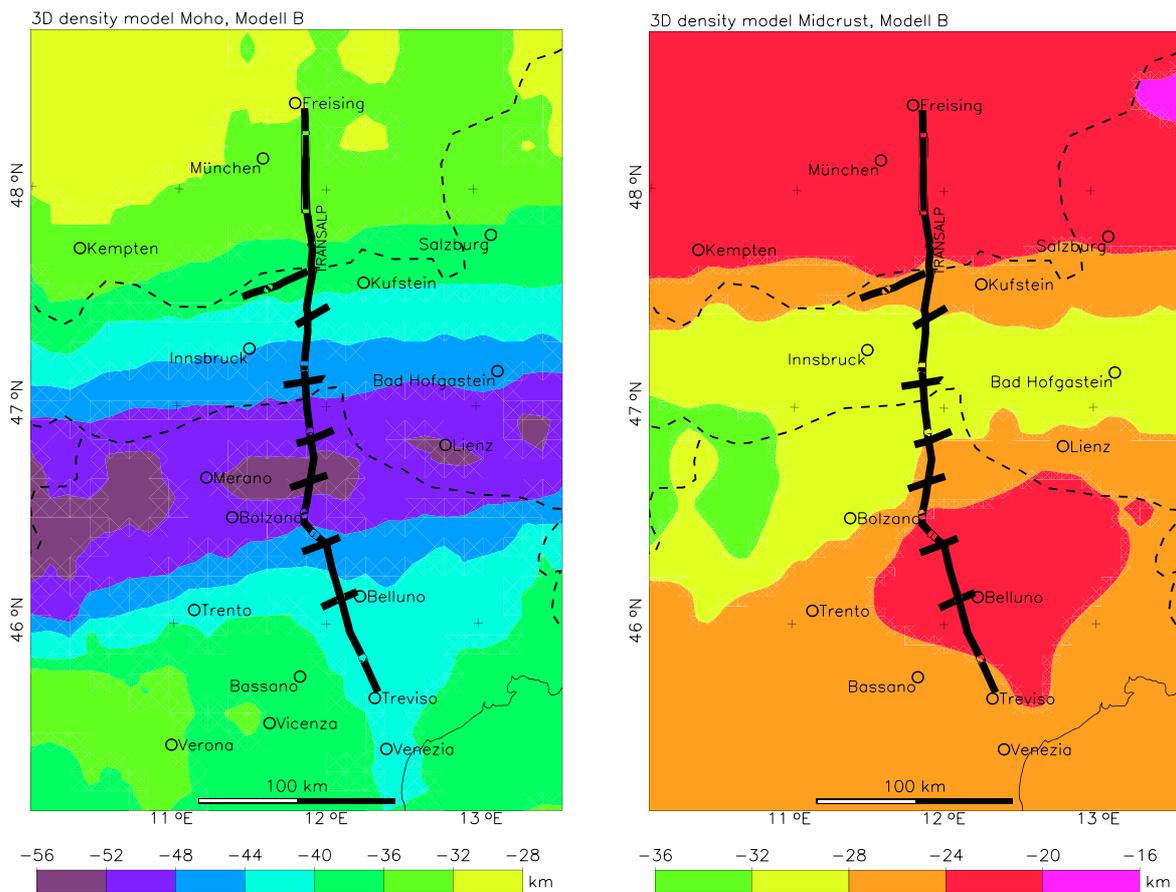
**Abbildung 6.10: Dichteprofil, Randbedingungen und Schwerwirkung TRANSALP.**

N-S-Profil durch das Dichtemodell TRANSALP entlang des 12. Längengrades. Im oberen Teil ist die modellierte Schwerewirkung (schwarz) und die gemessene Bougueranomalie (rot), sowie das beobachtete (grün) und modellierte (schwarz) TRGeoid aufgetragen. Im mittleren Teil der Abbildung sind der Geometrie des Modells die Ergebnisse von TRANSALP überlagert (schwarze/rote Striche: Line-Drawings der Vibroseis/Schussexperimente. Schwarze, gestrichelte Linie: Moho aus Receiver Function Analysis.) Der untere Teil zeigt die Geometrie des Dichtemodells im Vergleich zum Geschwindigkeitsmodell Eschen-38 und dem Moho-Modell nach Giese und Bunes (1992) (gestrichelte Linie). Die Farben und Dichten der oberen Körper entsprechen denen aus Abb. 6.1 und 6.3.



**Abbildung 6.11: TRANSALP Modellebenen.** N-S-Vertikalebene durch das 3D-Dichtemodell TRANSALP (vertikal 1,5-fach überhöht). Die Lage entspricht denen der Schnitte durch das Obeflächendichtemodell (Abb. 6.4). Die schwarzen Kreise symbolisieren Erdbebenherde.

der Receiver-Functions erhält, ist im adriatischen Teil deutlich schwächer als im europäischen (Kummerow, pers. com.), was ein Indiz dafür ist, dass kein scharfer Kontrast in der Dichte und der seismischen Geschwindigkeit zwischen Kruste und Mantel vorliegt. So könnte es sich bei den in der Explosionsseismik beobachteten tiefen Reflexionen um Reflexionen aus dem oberen Mantel handeln. Im Dichtemodell wurden die Ergebnisse der seismischen Experimente als Reflexionen der Krusten-Mantel-Grenze interpretiert. Ein Vergleich von der Geometrie des Dichtemodells mit den seismischen Randbedingungen zeigt eine gute Anpassung. Hierbei wurden die als Line-Drawing dargestellten Ergebnisse der Reflexionsseismik als wichtigste Informationsquelle genutzt. Die Receiver-Function-Ergebnisse entsprechen aufgrund des starken Einflusses von großen Wellenlängen eher einem Übergangsbereich als einer festen Grenze.

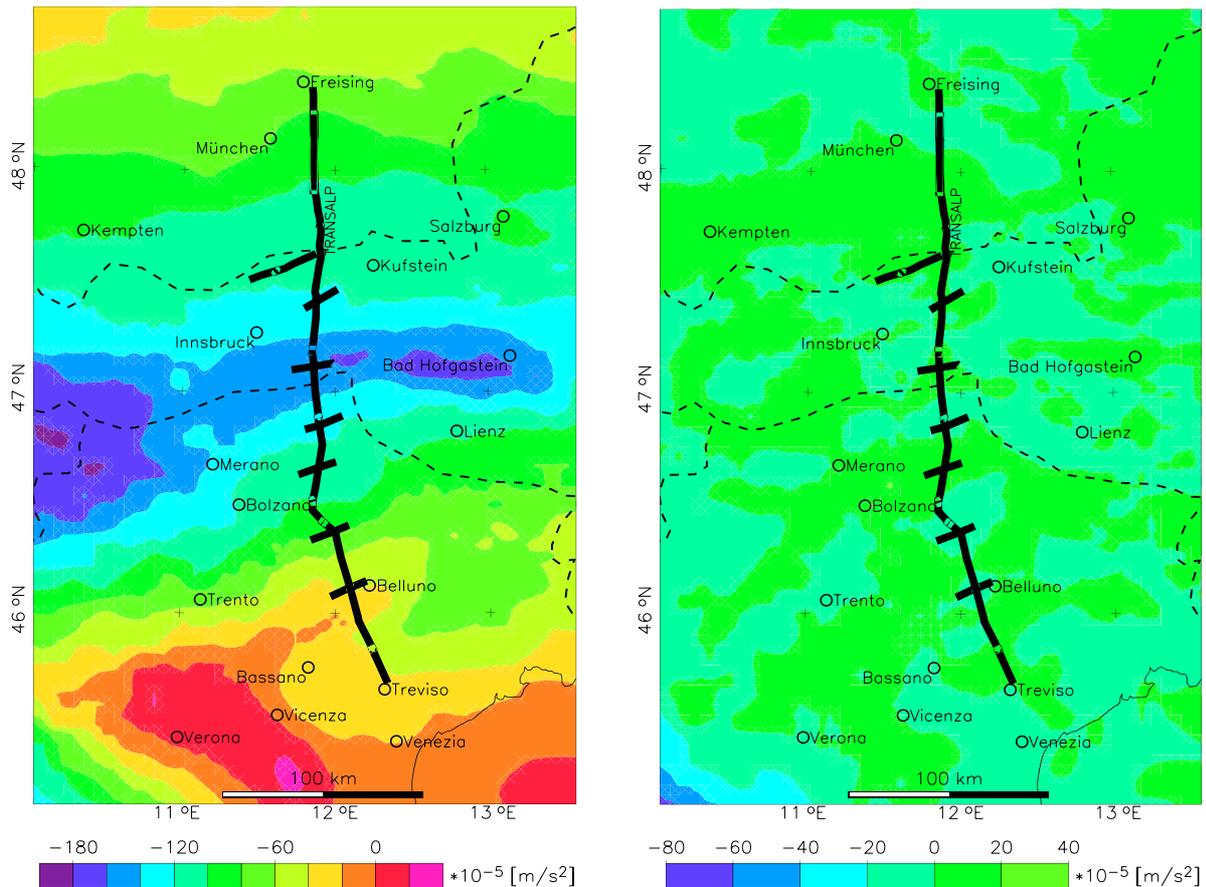


**Abbildung 6.12: Krusten-Mantel-Grenze und innerkrustale Grenzfläche TRANSALP.** (Links) Tiefenkarte der Krusten-Mantel-Grenze und (rechts) der Grenze mittlere-obere Kruste der Ostalpen des 3D-Modells TRANSALP.

Die Anpassung der Modellschwere an die gemessene Bougueranomalie und das beobachtete TRGeoid gelingt ebenso gut wie im Modell Eschen-38. Zwischen der Schwerewirkung des Modells (Abb. 6.13) und der Bougueranomalie (Abb. 4.2) treten bis auf Gebiete im Süd-West nur sehr geringe Differenzen auf (Abb. 6.13). Die großen Abweichungen im Randbereich lassen sich durch fehlende Randbedingungen bzw. den Einfluss von nicht mit der Ostalpen-Tektonik verknüpften

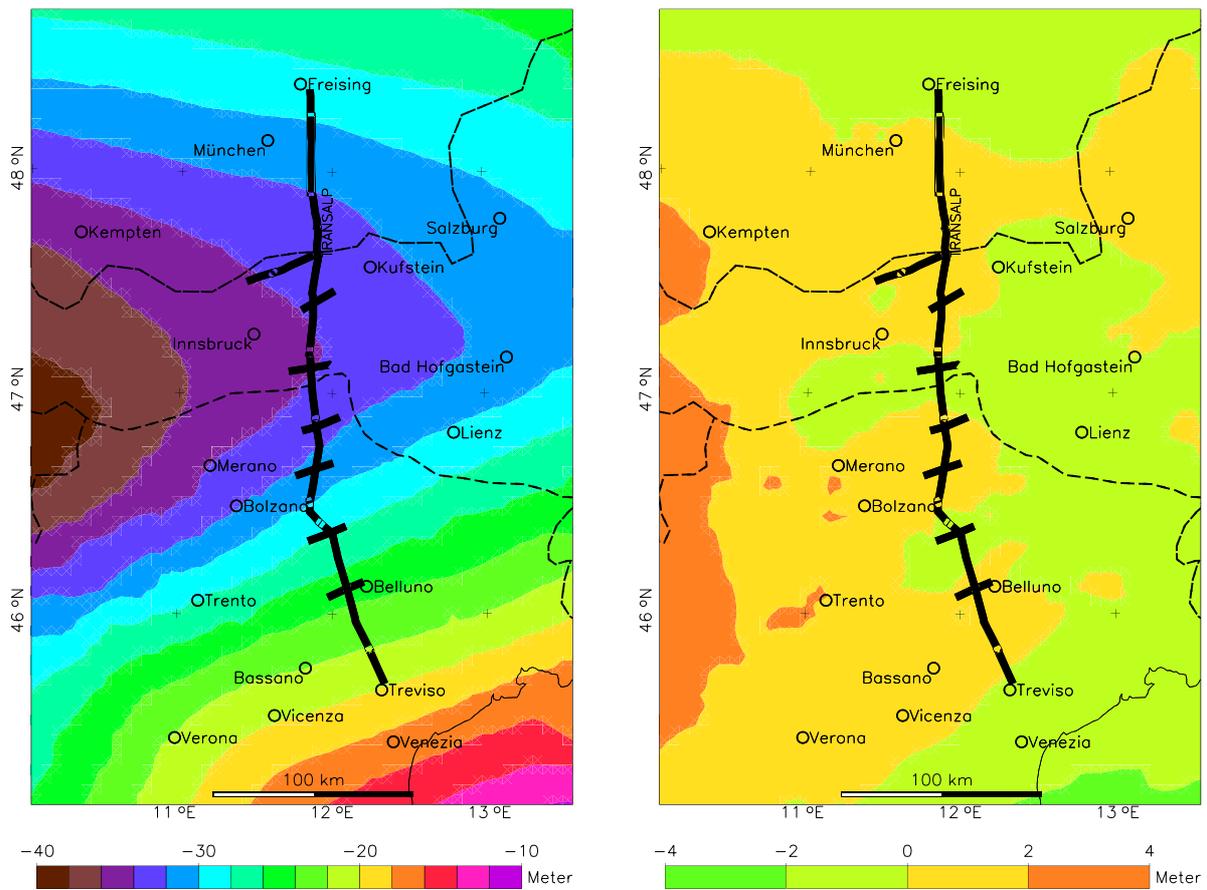
Strukturen erklären. So spielt im Süd-Westen der Übergang zu den Appenninen und der damit einhergehenden veränderten tektonischen Situation eine wichtige Rolle.

Für das TRGeoid zeigt der Vergleich von Modell und Beobachtung entlang des Profils kaum Abweichungen (Abb. 6.10). Über das gesamte Untersuchungsgebiet betrachtet, zeigt das Modellgeoid (Abb. 6.14, links), wie im Falle des Modells Eschen-38, nur Abweichungen vom beobachteten TRGeoid (Abb. 4.3) regionalen Charakters (Abb. 6.14, rechts), die sich durch Masseninhomogenitäten unterhalb der Kruste/Lithosphäre, die von dem Krustenmodell nicht berücksichtigt werden, erklären lassen.



**Abbildung 6.13: Modell- und Differenzschwere TRANSALP.** (Links) Die modellierte Schwerewirkung des Modells TRANSALP. (Rechts) Die Differenz zwischen der gemessenen Bougueranomalie (Abb. 4.2) und der modellierten Schwerewirkung.

Eine Beurteilung der geologischen, dynamischen Modellvorstellungen auf der Grundlage des Dichtemodells, ist nur bedingt möglich. Wie der Schnitt durch das 3D-Modell zeigt (Abb. 6.10), erfordert die gravimetrische Modellierung im Bereich der zentralen mittleren Kruste einen Körper mit der Dichte  $2870 \text{ kg/m}^3$ . Dieser Körper ist aus Sicht der gravimetrischen Untersuchung der einzige Bereich, der für eine deutliche Unterscheidung der Modellvorstellungen herangezogen werden kann. Die Dichte dieses Körpers liefert jedoch keinen direkten Hinweis auf seine Zugehörigkeit



**Abbildung 6.14: Modell- und Differenzgeoid TRANSALP.** (Links) Das modellierte Geoid des Modells TRANSALP. (Rechts) Die Differenz zwischen dem beobachteten TRGeoid (Abb. 4.5) und dem modellierten Geoid.

zur adriatischen oder europäischen Kruste. Allgemein besitzt die europäische Kruste (etwas) geringere Dichtewerte, was für eine Zuordnung des Körpers zur adriatischen Kruste sprechen. Sollte durch die Kollision jedoch eine „Krokodil“-struktur entstanden sein, somit der Körper zu europäischen Kruste gehören, müsste ein adriatischer Krustenkeil in die europäische Kruste gefahren sein und zu einer Aufspaltung der europäischen Kruste geführt haben. Durch die Einengung zwischen Deckenstrukturen an der Oberfläche und adriatischer Kruste können starke Kompressionskräfte mit einer einhergehenden Volumenverminderung dieses Krustenblocks auftreten, die zu einer erhöhten Dichte führen. Eine sichere Zuordnung zu einer der beiden Krusten ist aus den angeführten Gründen nicht möglich.

### 6.3 Dichtemodelle der Lithosphäre

Die bisher vorgestellten 3D-Dichtemodelle berücksichtigten vor allem Masseninhomogenitäten in der Kruste. Die Masseninhomogenitäten unterhalb der Kruste wurden im Modell nur durch eine Dreiteilung des oberen Mantels berücksichtigt und die drei Bereiche zeichnen sich durch geringe Dichteunterschiede aus.

Wie in Arbeiten für benachbarte Gebiete gezeigt wurde (z. B. für die Karpathen: Lillie *et al.*, 1994) besitzen jedoch auch Dichteinhomogenitäten unterhalb der Kruste einen signifikanten Einfluss auf die zu modellierenden Felder, insbesondere auf das TRGeoid. Wie die bisherigen Modellierungen gezeigt haben, besitzt das Restfeld des TRGeoids regionalen Charakter, während die Anpassung der Modellschwerewirkung an die Bougueranomalie auch ohne die subkrustalen Massen durchführbar ist. Um die allgemeine Anpassung weiter zu verbessern und um ein möglichst vollständiges Bild der Lithosphärenstruktur der Ostalpen zu gewinnen, müssen weitere tiefe Strukturen berücksichtigt werden. Zu nennen ist hierbei der Dichtekontrast an der Lithosphären-Asthenosphäre-Grenze, der einen signifikanten Einfluss auf das TRGeoid besitzt. In der Arbeit von Lillie *et al.* (1994) wird ihr ein Dichtekontrast von  $-20 \text{ kg/m}^3$  zugeordnet. Für den Einbau der subkrustalen Strukturen liegen für die Alpen nur wenige, verlässliche Informationen vor (Kissling, 1993). Am Beispiel der Lithosphären-Asthenosphäre-Grenze werden im folgenden die Probleme bei der Modellierung der Gesamtlithosphärenstruktur gezeigt.

Die Lithosphären-Asthenosphären-Grenze (LAG) wird in die 3D-Dichtemodelle entsprechend dem Modell von Suhadolc *et al.* (1990) eingefügt. Ihr wird ein Dichtekontrast  $-20 \text{ kg/m}^3$  zugeordnet, woraus sich ein Dichtewert der oberen Asthenosphäre von  $3350 \text{ kg/m}^3$  ergibt. Die Wahl des Modells von Suhadolc *et al.* (1990) erfolgte durch die im Abschnitt 4.4.4 angesprochene qualitative Bewertung von Kissling (1993).

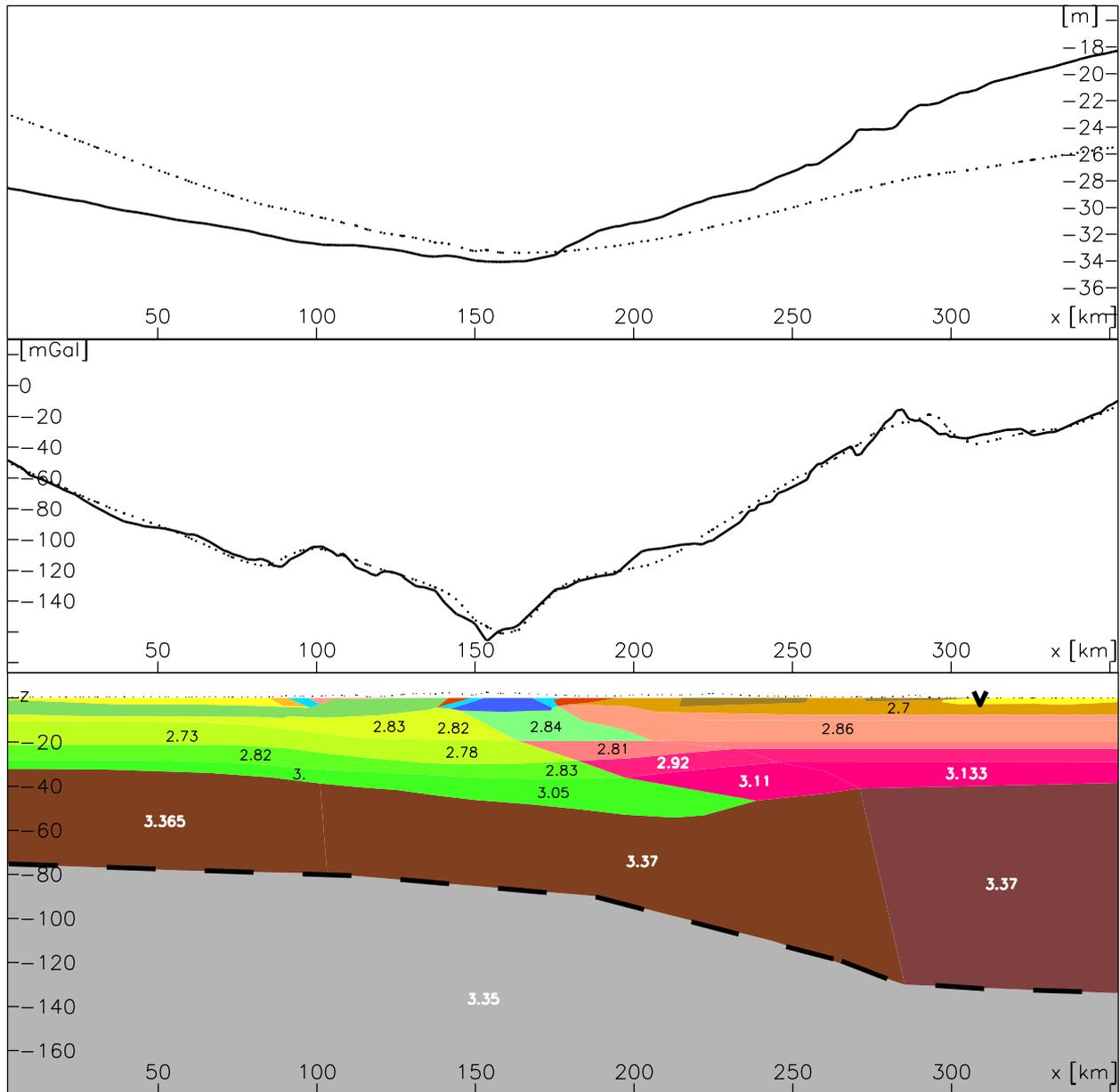
Nach der Berücksichtigung der LAG in den Dichtemodellen ergeben sich 3D-Dichtemodelle, die sich bis in eine Tiefe von 220 km erstrecken. Am Beispiel des Dichtemodells TRANSALP wird eine erste Diskussion durchgeführt:

Die Anpassung der Modellparameter unter Berücksichtigung der LAG an die zugehörigen Schwerfelder ergab, dass das Modell (Abb. 6.15) nicht geeignet ist die Bougueranomalie und das TRGeoid gleichzeitig zu reproduzieren. Die Berücksichtigung der LAG erlaubt die Anpassung des Modells an die Bougueranomalie mit Modifikationen der internen Dichteverteilung, die innerhalb der Fehlertoleranzen der Relationen nach Sobolev und Babeyko (1994) liegen. Für das TRGeoid wird dagegen eine Verkippung festgestellt (Abb. 6.15). Diese Verkippung des TRGeoids lässt sich nur durch den Einbau sehr tief liegender Masseninhomogenitäten ausgleichen (400 km oder 660 km Diskontinuität).

Aus tomographischen Untersuchungen gibt es erste Hinweise, die auf die Existenz einer Inhomogenität in der Asthenosphäre hindeuten (z. B. Spakman, 1990; Spakman *et al.*, 1993; Grunewald *et al.*, 2001; Lippitsch *et al.*, 2001), ohne dass dies eindeutig belegt ist bzw. eindeutige Informationen vorliegen, die als Randbedingung verwendet werden können. Das Fehlen gesicherter Erkenntnisse und die Unsicherheit der LAG-Modelle macht so eine sinnvolle Modellierung schwierig. Abhilfe könnte eine Neubestimmung der Tiefenlage der LAG schaffen, wie sie im Rahmen des TRANSALP-Projekts an der ETH Zürich durchgeführt wird (siehe auch Abschnitt 4.5.3). Erste Ergebnisse deuten auf Masseninhomogenitäten im oberen Mantel hin und stehen im Widerspruch



3-D Gravity and Magnetic Modeling  
Ostalpen



**Abbildung 6.15: N-S-Profil des Modells TRANSALP bis 180 km Tiefe.** Die Profilebene erstreckt sich entlang des 12. Längengrades. (*Oben*) Beobachtete (fest) und modellierte (gestrichelt) Topographisch reduzierte Geoidundulationen. (*Mitte*) Beobachtete (fest) und modellierte (gestrichelt) Bougueranomalie. (*Unten*) Dichteprofil. Der obere Teil der Dichtestruktur entspricht dem TRANSALP-Modell aus Abb. 6.10. Neu ist die LAG (dick gestrichelt), die nach dem Modell von Suhadolc *et al.* (1990) eingefügt wurde.

zu älteren Modellen. Da die Auswertung der seismologischen Daten noch nicht abgeschlossen ist, standen für diese Arbeit keine verwendbaren Ergebnisse zur Verfügung.

Die Unsicherheiten in den Erkenntnissen über die LAG und die sich ergebende notwendige Konsequenzen führten dazu, dass die 3D-Dichtemodelle von einer Reihe von Unsicherheiten geprägt werden. Da sich ohne Berücksichtigung der LAG eine Anpassung an die Bougueranomalie und das TRGeoid erzielen lässt, die ausschliesslich auf gesicherten Erkenntnissen anderer geophysikalischer Verfahren beruht und nur für das TRGeoid Abweichungen regionalen Charakters zeigt, wurde darauf verzichtet. Auch besitzen die Abweichungen im TRGeoid (Abb. 6.7 und 6.14) eine Wellenlänge, die deutlich über die Dimensionen des Untersuchungsgebietes hinausgeht. Das deutet darauf hin, dass für eine vollständige Modellierung des TRGeoids das Gebiet in vertikale, aber auch in horizontale Richtung erweitert werden müsste. So würde es sich nicht mehr um eine Modellierung der Dichtestruktur der Lithosphäre der Ostalpen, sondern von Kruste und Mantel der nördlichen Hemisphäre handeln. Dies geht aber weit über die Fragestellungen dieser Arbeit hinaus.

Am Beispiel des Modells TRANSALP wurden exemplarisch Studien für die Berücksichtigung der LAG durchgeführt. Die hierbei gefundenen Hinweise treffen in gleicher Weise auch auf das Modell Eschen-38 zu, so dass auf eine separate Beschreibung verzichtet wird.

Für die weitere Diskussion und Analyse wurden die in Abschnitt 6.2 beschriebenen 3D-Dichtemodelle verwendet.

## 6.4 Allgemeine Einordnung der Modelle

Bisher wurden zwei alternative 3D-Dichtemodell der Lithosphäre in den Ostalpen vorgestellt. Sowohl das Modell Eschen-38 als auch das Modell TRANSALP halten sich an die Vorgaben der Randbedingungen und sind gut an die gemessene Bougueranomalie und das berechnete TRGeoid angepasst. Hierbei bleibt in der Anpassung des TRGeoids ein Restfeld regionalen Charakters übrig, dessen Wellenlänge über die Ausdehnung des Untersuchungsgebietes hinausgeht. Die Berücksichtigung weiterer Erkenntnisse aus tomographischen Untersuchungen könnte die vorliegenden Dichtemodelle weiter verbessern. Bis jetzt stehen solche Informationen aber nicht zur Verfügung.

Gemeinsam ist den beiden Dichtemodelle das Oberkrustenmodell, das die geologisch an der Oberfläche beobachtbaren Strukturen widerspiegelt. Diese Strukturen besitzen einen signifikanten Einfluss auf die Bougueranomalie. So ist die unterschiedliche Breite des Schwereminimums im alpinen Bereich auf die unterschiedliche Ausbreitung der Deckenstrukturen und von dem im Tauern-Fenster anstehenden Einheiten (Granite mit Schiefernhülle) abhängig.

Der Verlauf der Krusten-Mantel-Grenze und damit verbunden die interne Struktur der alpinen Kruste, ist in den beiden Dichtemodellen signifikant unterschiedlich, was sich durch die unterschiedliche Gewichtung der aus den seismischen Experimenten zur Verfügung stehenden Informationen erklärt.

Das Dichtemodell Modell Eschen-38 beruht vor allem auf dem Geschwindigkeitsmodell Eschen-38 und dem Moho-Modell nach Giese und Bunes (1992), das im adriatischen Teil eine Krusten-Mantel-Grenze mit einer durchschnittlichen Tiefenlage von etwa 30 km zeigt. Der Befund entspricht den Ergebnissen, die sich aus einer direkten Analyse der Schwerewerte ergeben (siehe Abschnitt 5.4).

Dagegen berücksichtigt das Modell TRANSALP stärker die neuen Ergebnisse des TRANSALP-Projekts. Die Ergebnisse der Receiver-Function-Analysis und der Reflexionsseismik deuten auf eine tiefere Krusten-Mantel-Grenze im adriatischen Teil hin, was in den Dichtemodellen hohe Dichtewerte für die adriatische Unterkruste zur Folge hat. Die Ergebnisse stehen im klaren Gegensatz zu den aus früheren Untersuchungen bekannten Tiefenlagen. Der mit der sehr dichten Unterkruste verbundene geringe Dichtekontrast an der adriatischen Moho spricht dafür, dass kein scharf abgegrenzter Übergang von Kruste zu Mantel vorhanden ist. Eine gute Korrelation besteht mit den Ergebnissen der Receiver-Function-Analysis, die ein schwächeres Mohosignal im Bereich der adriatischen Platte als im Bereich der europäischen Platte zeigt.

Zusammenfassend ergeben sich folgende Schlussfolgerungen und neue Fragestellungen:

Im Bereich der adriatischen Platte ist die Krusten-Mantel-Grenze kein eindeutig detektierbarer Übergang wie in der europäischen Platte. Dies kann dadurch erklärt werden, dass durch den Kollisionsprozess eine Delamination der adriatischen Unterkruste oder eine Verdoppelung der Krusten-Mantel-Grenze erfolgte. Die genaue Ursache ist aus den bisher vorliegenden Ergebnissen nicht eindeutig ermittelbar. So schliesst sich die Frage an, ob eine für Gravimetrie und Seismik identische Krusten-Mantel-Grenze vorliegt?

Für die Oberkruste des zentralalpiner Bereich zeigt sich ein ähnliches Phänomen. Hier kann die Gravimetrie ein genaueres Modell liefern, da die seismischen Analysen stark von der Anisotropie in der Oberkruste gestört werden.

Auch der Vergleich mit den Erdbebenherdtiefen im Bereich der Ostalpen liefert keine weiteren Aussagen zu diesen Fragestellungen. Wie in Abb. 6.8 und 6.11 dargestellt, finden die meisten Erdbeben in Tiefen oberhalb 20 km und innerhalb der adriatischen Platte statt und sind dem Übergang von mittlerer zur oberen Kruste und Strukturierungen der Oberkruste zuzuordnen.

Eine mögliche Einordnung und qualitative Beurteilung der 3D-Dichtemodelle soll im Folgenden durch weitere Untersuchungen erfolgen. Hierbei dienen isostatische Untersuchungen im lokalen und regionalen Sinne zur Gewinnung weiterer Erkenntnisse und Parameter, welche die ostalpine Lithosphäre charakterisieren. In die Untersuchungen des isostatischen Verhalten der Lithosphäre gehen hierbei die Massenverteilungen der Dichtemodelle explizit ein, da Abweichungen von einer reinen Airy-Isostasie nur unter Berücksichtigung der innerkrustalen Dichteverteilungen und der damit verbundenen Auflastverteilung in der Lithosphärenplatte erklärt werden können. Darüber hinaus liefern die aus den Dichtemodellen gewonnenen Geometrien und Dichtewerte die Basis für eine Analyse der Spannungsverteilungen innerhalb der Lithosphäre.