

9 Interpretation und Ausblick

Abschliessend sollen nun die Ergebnisse der verschiedenen Untersuchungsmethoden gemeinsam bewertet werden. Wie bereits in der Einleitung beschrieben, wurden die Untersuchungen im Rahmen des TRANSALP-Projekts von den Ergebnissen und Modellvorstellungen der großen Forschungsprojekte in den Westalpen angeregt, so dass auch die strukturellen Unterschiede und Gemeinsamkeiten mit den Westalpen diskutiert werden.

In dieser Arbeit wurde das Schweresignal der Ostalpen zunächst mittels der direkten Auswerteverfahren analysiert. Die verschiedenen Verfahren zeigen, dass sich das Schweresignal der Ostalpen in zwei Hauptkomponenten unterteilen läßt. Zum einen handelt es sich hierbei um das Signal, das an der Oberfläche sichtbaren tektonischen Strukturen der Oberkruste und zum anderen um das der Krusten-Mantel-Grenze. Es lässt sich deutlich feststellen, dass die sich auf den lokalen Anteil des Schwerefeldes konzentrierenden Methoden eine starke Korrelation mit den tektonischen Strukturen an der Oberfläche ergeben. Die Euler-Dekonvolution bietet die Möglichkeit eine Strukturierung der Einheiten der Oberkruste durchzuführen. Über die Tiefenausdehnung der an der topographischen Oberfläche beobachtbaren Strukturelemente liefert die Methode in tektonisch komplizierten Gebieten wie den Ostalpen nur Abschätzungen.

Die 3D-Modellierung der gesamten ostalpinen Lithosphäre ergibt zwei Alternativmodelle für ihre Struktur. Gemeinsam ist diesen Modellen der Aufbau der Oberkruste, der durch Randbedingungen aus der Geologie oder durch Bohrungen gut belegt ist und bemerkenswert gut mit dem Geschwindigkeitsmodell der Oberkruste von Bleibinhaus *et al.* (2001) korreliert. Die Modelle Eschen-38 und TRANSALP unterscheiden sich jedoch deutlich im Verlauf der Krusten-Mantel-Grenze und damit verbunden in ihrer internen Struktur, was sich aus der unterschiedlichen Gewichtung seismischer Ergebnisse ergibt.

Das 3D-Modell Eschen-38 beruht hauptsächlich auf dem modifizierten Geschwindigkeitsmodell Eschen-38 und dem Moho-Modell von Giese und Bunes (1992). Dagegen wurde bei der Erstellung des Modells TRANSALP die Ergebnisse der Reflexionsseismik und Receiver-Functions-Analyse stärker gewichtet. Das führt dazu, dass im Modell TRANSALP die adriatische Moho mit einer Tiefenlage von ca. 40 km fast 10 km tiefer als im Modell Eschen-38 liegt. Weiter ergibt sich auch eine etwa 10 km mächtige adriatische Unterkruste im Modell TRANSALP. Die Randbedingungen erlauben eine Modellierung beider Strukturen, da insbesondere im Bereich der zentralen Krustenwurzel und des Übergangs von europäischer zu adriatischer Kruste keine deutlichen Hinweise aus der Seismik zu erhalten sind. Fraglich ist, ob es sich bei den von der Reflexionsseismik detektierten Diskontinuitäten rein um Reflexionen in der Kruste und der Krusten-Mantel-Grenze handelt oder ob bereits Strukturen im oberen Mantel detektiert wurden, sodass sich hieraus die große Mächtigkeit der adriatischen Kruste mißinterpretiert wird.

Die Receiver-Function-Analysis liefert Hinweise auf eine tiefe Krusten-Mantel-Grenze wie sie im Modell TRANSALP modelliert wurde. Ihre Abhängigkeit von großen Wellenlängen lässt aber keine exakte Bestimmung zu, sondern spricht nur für einen tieferen Übergangsbereich. Das schwächere Signal der Receiver-Functions im adriatischen Teil im Gegensatz zum europäischen Bereich deutet darauf, dass der Übergang kontinuierlicher stattfindet und kein gut definierter Kontrast in Dichte und Geschwindigkeit vorliegt. Dies bestätigen die gravimetrischen Modellierungen, die einen geringeren Dichtekontrast an der adriatischen Moho aufweisen. Mögliche Prozesse, die für eine Erhöhung der Dichte der adriatischen Unterkruste und zu dieser großen Mächtigkeit führten, könnte eine Delamination der adriatischen Unterkruste oder eine Krustenverdopplung sein.

Um genauere Hinweise zur Beantwortung der mit der Orogenbildung verknüpften Prozesse zu geben, wurde im Anschluss eine Untersuchung des isostatischen Zustands der ostalpinen Lithosphäre durchgeführt. Hierbei zeigte sich, dass das Airy-isostatische Residualfeld eine starke Korrelation mit der tektonischen Karte bzw. der Dichteverteilung in der Oberkruste besitzt. Das zeigt, dass die krusteninterne Massenverteilung einen starken Einfluss auf den heutigen Stand des isostatischen Ausgleichs besitzt. Durch den Kollisionsprozess bildeten sich nicht nur die Alpen als topographische Auflast und die Krustenwurzel aus, sondern es kam auch zu horizontalen krusteninternen Massenverlagerungen.

Eine genauere Analyse des isostatischen Zustands erfolgt mittels einer Untersuchung des regionalen isostatischen Zustand unter Berücksichtigung der aus den Dichtemodellen folgenden Massenverteilung. Auch hierbei zeigen sich signifikante Unterschiede zwischen den beiden Modellen, die erneut mit der Geometrie und Tiefenlage der Krusten-Mantel-Grenze im adriatischen Teil verknüpft sind. Die Lastenverteilung des Modells Eschen-38 zeigt, dass die krusteninternen Lasten stark mit der von Giese und Bunes (1992) propagierten Tiefenlage der beiden Krusten-Mantel-Grenzen korrelieren. Im Vergleich zur Topographie zeigt sich ein Versatz nach Süden, ähnlich wie er auch im TRGeoid und in der Bougueranomalie zu beobachten ist. Der Versatz stimmt mit dem Bereich des Übergangs zwischen der adriatischen und europäischen Kruste überein, in dem sich der Massenüberschuss durch Kompressionskräfte begründet. Die Lage der adriatischen Krusten-Mantel-Grenze in etwa 40 km Tiefe und damit verbunden die mit 10 km Ausdehnung sehr mächtige Unterkruste im Modell TRANSALP führt dagegen in der adriatischen Kruste zu einem starken Massenüberschuß gegenüber einer homogenen Normalkruste. Die innerkrustalen Lasten sind in diesem Fall gegenüber der Topographie noch weiter nach Süden verschoben. Berechnet man die Pseudotopographie, die die topographischen Lasten und krusteninternen Lasten umfasst, bildet sich in diesem Falle eine Hochplateau im Bereich der Po-Ebene heraus, was einen starken Einfluss auf die Berechnung der flexurellen Rigidität besitzt.

Zur Berechnung der flexurellen Rigidität wird die Konvolutionsmethode von Braitenberg *et al.* (2002) verwendet. Gegenüber den „klassischen“ Methoden (Admittanz und Kohärenz) bietet das neue Verfahren die Möglichkeit die flexurellen Rigidität mit einer hohen räumliche Auflösung zu berechnen (90x90 km). Somit können regional Einheiten unterschiedlicher Biegesteifigkeit eingeteilt werden, um strukturelle Unterschiede zu detektieren.

Die Ergebnisse zeigen, dass die Ostalpen eine geringe flexurelle Rigidität besitzen. Die Abweichungen von der reinen Airy-Isostasie lassen sich hauptsächlich durch die innerkrustale Lastenverteilung erklären, die für isostatische Untersuchung auch berücksichtigt werden müssen.

Der Vergleich der Werte der flexurellen Rigidität für die beiden unterschiedlichen Modelle ergibt,

dass im Modell Eschen-38 die durch den Kollisionsprozess verursachten Massenverlagerungen starken Einfluss auf die isostatischen Ausgleichsbewegungen haben, während im Modell TRANSALP durch die Biegesteifigkeit der Platten (insbesondere der der adriatischen) ein zusätzliches Moment berücksichtigt werden muss, dass die isostatischen Ausgleichsbewegungen beeinflusst.

Im Vergleich zu älteren Arbeiten sind die hier berechneten Werte der flexuellen Rigidität klein. Das lässt sich dadurch erklären, dass in dieser Arbeit Ergebnisse einer vollständigen Dichtemodellierung der Lithosphäre verwendet werden und so sämtliche anormale Massenverteilungen berücksichtigt, was in den Vorgängerarbeiten nicht gegeben war. Da die Alpen ein Orogen mit rezent aktiver Tektonik darstellen, ist die Berücksichtigung der gesamten innerkrustalen Lasten notwendig, um ihr isostatisches Verhalten zu betrachten. Der Kollisionsprozess führte zu Massenverlagerungen innerhalb der Kruste, die über eine reine Krustenverdickung hinausgehen und dementsprechend eine große Bedeutung auf die isostatischen Bewegungen besitzen.

Die sich anschließende Bestimmung der Spannungsverteilung kann diese Erkenntnisse nicht direkt bestätigen. Die Spannungsberechnung mittels der Analyse der Krümmung zeigt größere Werte an der Krusten-Mantel-Grenze des Modells Eschen-38 als an der des Modells TRANSALP. Da im Modell TRANSALP der Übergang von der europäischen zur adriatischen Krusten-Mantel-Grenze weniger steil und abrupt ist, ist dies ein erwartetes Ergebnis. Jedoch muss beachtet werden, dass zum einen die Methode noch kalibriert werden muß und zum anderen, dass in der Krümmungsberechnung die Grenzschichten als kontinuierlich angesehen werden, obwohl sie zu zwei verschiedenen Platten gehören.

Die Spannungsberechnung mit Hilfe der FE-Methoden kann der Kalibrierung der Methode und auch der Unterscheidung zwischen den beiden Modellen dienen bzw. zur Entwicklung eines neuen Modells führen. Die bisherigen Ergebnisse zeigen, dass die Hauptspannungen an der Oberkruste und an der Krusten-Mantel-Grenze anzutreffen sind, wohingegen sich der Übergangsbereich von adriatischer zu europäischer Kruste weniger stark bemerkbar macht.

Eine Beurteilung der verschiedenen Modellvorstellungen hinsichtlich der in Abschnitt 3.3 vorgestellten geologischen Szenarien ist aus den Ergebnissen dieser Studie nicht möglich. Für und gegen beide Szenarien lassen sich Argumente aus den präsentierten Ergebnissen ableiten, so dass eine Tendenz zu einer der beiden Seiten rein subjektiv wäre.

Aus dem Vergleich mit den Westalpen lassen sich jedoch schon einige, wichtige Erkenntnisse gewinnen.

Vergleich mit den Westalpen

Wie das Strukturmodell der Westalpen (Abb.9.1) zeigt, ist die Periadriatische (Insubrische) Linie in den Westalpen die Trennlinie der an der Oberfläche sichtbaren Einheiten der West- und Südalpen und besitzt auch entscheidende Bedeutung für die mit dem Kollisionsprozess in Verbindung stehenden tektonischen Prozesse.

Die Ergebnisse dieser Arbeit geben keine Hinweise darauf, dass der Periadriatische Linie in den Ostalpen eine ähnliche Bedeutung beigemessen werden muss. Sie trennt die morphologischen Einheiten der Dolomiten von den Deckenstrukturen der Ostalpen, besitzt jedoch keine sich in seismischen oder gravimetrischen Ergebnissen beobachtbare Ausdehnung in die Tiefe. Eine größere Rolle in der tektonische Evolution der Ostalpen wird dagegen der Inntalstörung zugewiesen (Lüschen, pers. com.). Die 3D-Dichtemodellierungen können allerdings keine Indizien für eine

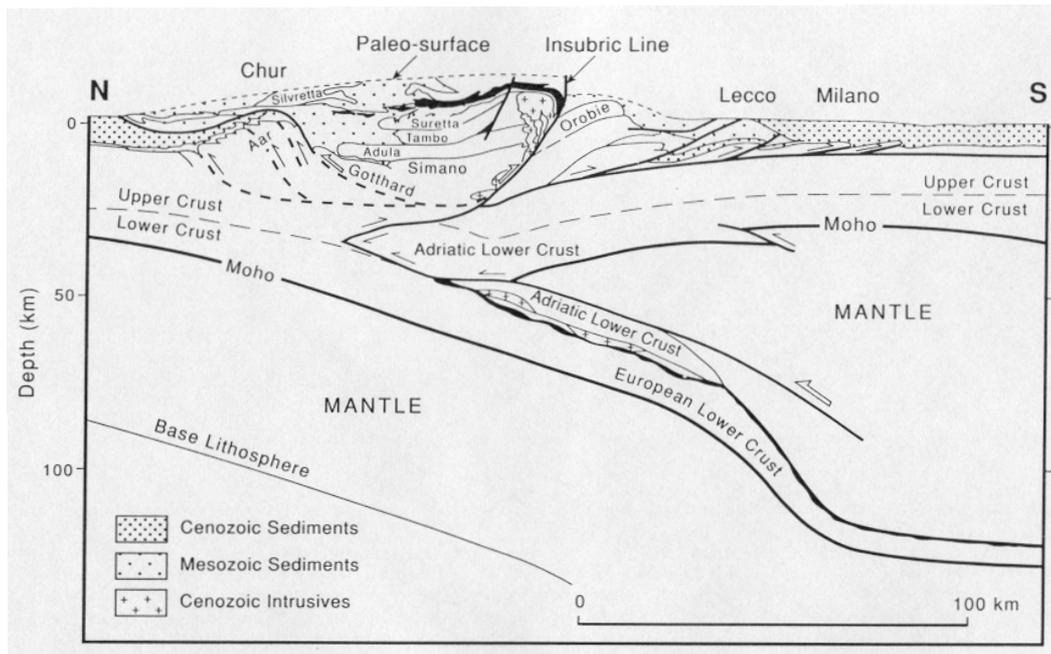


Abbildung 9.1: Strukturmodell der Westalpen (Pffner, 1992). Das Modell spiegelt die heutige Struktur entlang der EGT-Profillinie wider. Die letzte Kollisionsstufe ist geprägt durch das Eindringen eines Keils der adriatischen Platte in die europäische Platte, was zu ihrer Aufteilung führt. Der zentrale Teil (penninisches Basementnappes Adula, Tambo und Suretta) wurde durch die Zurückfaltung nahe der Insubrischen (Periadriatischen) Linie angehoben und erodiert. Im unteren Teil ist die Subduktion der europäischen Unterkruste unter Einschluss eines Teils der adriatischen Unterkruste erkennbar. Die untere Grenze der Lithosphäre zieht im Nordteil einen ähnlichen Einfall wie die europäische Moho.

Fortsetzung einer der beiden Störungen in die Tiefe liefern.

Weiter wurde in den Westalpen eine klare Trennung der penninischen und helvetischen Sedimente der Oberkruste von dem darunter liegenden Basement beobachtet. Auch in den Ostalpen ist die Kopplung zwischen Oberkruste und den unterliegenden Schichten nicht sehr stark. Dies zeigt sich zum einen an der Häufung von Erdbeben an der unteren Grenze der Oberkruste, aber auch an den Ergebnissen der Spannungsverteilung, die neben der Krusten-Mantel-Grenze auf den Übergang Oberkruste-Mittelkruste als zweiten Bereich großer Spannungen hindeuten.

Für die Krusten-Mantel-Grenze lassen sich in den Westalpen deutliche Anzeichen für die Subduktion der europäischen Unterkruste unter Einschluss eines Teils der adriatischen Unterkruste finden. In den Ostalpen ist die Subduktion der europäischen Unterkruste dagegen nicht so eindeutig detektierbar. Dafür kann die mächtige Unterkruste des Dichtemodells TRANSALP so interpretiert werden, dass sich die europäische Unterkruste unter (in) die adriatische Kruste geschoben hat. In den Westalpen zeigen sich deutliche Anzeichen für die Ausbildung eines adriatischen Krustenkeils, der sich in die europäische Kruste schiebt und diese aufspaltet. Das geologische Krokodil-Modell (s. Abschnitt 3.3 und Abb. 3.4) enthält einen solchen Krustenkeil auch für die Ostalpen, die Ergebnisse der 3D-Modellierung können dies jedoch nicht bestätigen. Somit sind klare Unterschiede

in der Struktur der West- und Ostalpen erkennbar und es schliesst sich die Frage an, wie die Kopplung zwischen Ost- und Westalpen ist und was die Strukturänderung zwischen den beiden Alpentteilen bewirkt.

Ausblick

Eine Verbesserung der vorgestellten Ergebnisse liesse sich erzielen, wenn ein vollständiges Lithosphärenmodell verwendet würde. Die langwelligen Differenzen zwischen den modellierten und berechneten topographisch, reduzierten Geoidundulationen deuten auf Masseninhomogenitäten im Mantel hin. Dabei kann es sich um Masseninhomogenitäten im lithosphärischen Mantel handeln, aber auch um Masseninhomogenitäten unterhalb der Lithosphäre, z. B. an der 660km-Diskontinuität. Zur Klärung dieser Frage werden aber verlässliche Informationen über die Lithosphären-Asthenosphären-Grenze und Inhomogenitäten im lithosphärischen Mantel benötigt, die bis jetzt nicht zur Verfügung stehen. Es ist jedoch in näherer Zukunft mit genaueren Ergebnissen der seismologischen Gruppen im Rahmen des TRANSALP-Projekts zu rechnen (pers. com. Lippitsch).

Für die Berechnung der flexurellen Rigidität ist es sinnvoll, statt der Annahme einer homogenen, elastischen Platte (single plate) mit zwei unterschiedlichen homogenen, elastischen Platten (broken plate) zu rechnen. Die Verwendung eines vollständigen Dichtemodells zur Berechnung der innerkrustalen Lasten stellt jedoch bereits einen großen Vorteil gegenüber älteren Studien dar. Gerade in einem tektonisch so komplexen Gebiet wie den Ostalpen ist dies von größter Wichtigkeit. Mit FE-Programmen können broken-plate-Modelle simuliert werden und hierbei auch eine größere Variabilität bei der Berücksichtigung elastischer Parameter gewonnen werden. Im Gegensatz zur Berechnung der flexurellen Rigidität mittels der Konvolutionsmethode ist die FE-Modellierung jedoch sehr viel zeitaufwendiger. Ein weiterer Vorteil der FE-Modellierung liegt in der Möglichkeit, eine zeitliche Rückrechnung der Orogendynamik in Abhängigkeit der verschiedenen Parameter durchzuführen, wodurch detailliertere Aussagen über die Prozesse bei der Plattenkollision gewonnen werden können.

Die Verbesserung und Absicherung der Ergebnisse muss durch die Anwendung neuer Methoden und im Vergleich mit anderen Disziplinen durchgeführt werden. Hierbei könnte gezeigt werden, dass sich unter Umständen eine Mischung der beiden vorgestellten 3D-Dichtemodelle als sinnvoll erweist. Eine Krusten-Mantel-Grenze, die in der adriatischen Platte etwa wie im Modell Eschen-38 verläuft, gemischt mit einer krustalen Kollisionsfront wie im Modell TRANSALP ist aus den seismischen Randbedingungen (insbesondere dem Line-Drawing) durchaus ableitbar.

Ein weiteres Ziel muß es sein, mit den Ergebnissen zu den elastischen Parametern (D , T_e) und Spannungen in die Richtung rheologischer Modelle zu arbeiten. Hierzu ist die Kombination der Ergebnisse der Gravimetrie mit anderen geophysikalischen Methoden und geologischen Ergebnissen unabdingbar. Die seismischen P- und S-Wellengeschwindigkeiten, wenn verfügbar, wären für eine solche Analyse wichtige Parameter.

Wünschenswert wäre im weiteren ein umfassendes Modell der gesamten Alpen zu erstellen. Die Ergebnisse von EGT, NFP20 und TRANSALP machen die Erstellung eines solchen Modells realisierbar. Anhand einer 3D-Modellierung könnten so der Übergang und die Strukturunterschiede zwischen West- und Ostalpen untersucht werden, um auf die ursächlichen Prozesse der Orogenbildung zu schliessen.