

8 Lithosphärenspannung und dynamische Betrachtungen

Die Untersuchung zur Dichtestruktur und zum isostatischen Zustand der Ostalpen lieferten bereits eine Reihe von wichtigen Erkenntnissen über die rezente Struktur der ostalpinen Lithosphäre. Eine gute Kenntnis der Lithosphärenstruktur ist eine wichtige Voraussetzung, um zu einer dynamischen Betrachtungen der zeitlichen Entwicklung eines Orogens übergehen zu können. Dabei besteht das Problem, dass aus den rezenten Prozessen zu früher wirkenden Prozessen keine Aussage getroffen werden können.

Als erster Schritt für eine Untersuchung der dynamischen Prozessen der alpinen Gebirgsbildung wird der Spannungszustand der Lithosphäre untersucht. Die Kenntnis des Spannungszustands ist unerlässlich, um eine zeitliche Rückrechnung der Orogendynamik durchzuführen (was jedoch nicht mehr Bestandteil dieser Arbeit sein kann, s. Ausblick). Zur Berechnung der Spannungsverteilung wird zunächst die Analyse der Krümmung von bekannten Grenzschichten verwendet. Im Anschluss wird ein erstes Finite-Elemente-Modell (FEM) vorgestellt, das jedoch keine wirkliche geologische Signifikanz besitzt, sondern nur zur Erläuterung des Konzepts der Spannungsberechnung dient und ein erster Ausblick über die Arbeit hinaus ist.

8.1 Spannungsberechnung mit Hilfe der Krümmung

Im folgenden wird mit Hilfe der Krümmung der aus den vorangehenden Kapiteln bekannten Horizonte (z. B. Krusten-Mantel-Grenze) auf die Spannungsverteilung der Ostalpen geschlossen.

Bei der Methode der Krümmung handelt es sich um ein Verfahren, mit dem die Krümmung einer Oberfläche mit bestimmten Attributen in Verbindung gesetzt wird, die in direktem oder indirektem Zusammenhang mit ihr stehen (Roberts, 2001).

Mit Krümmung K bezeichnet man die Biegung in einem bestimmten Punkt auf einer Oberfläche bzw. die Abweichung von der ungekrümmten Lage. In einem Punkt P auf einer Oberfläche (Abb. 8.1 und 8.2) ist die Krümmung definiert als die Änderung des Winkels $d\omega$ entlang der Bogenstrecke dS . Der Kreis, mit einer gemeinsamen Tangente T im Punkt P , der die größtmögliche Kontaktfläche mit der Oberfläche bildet, nennt sich Schmiegunskreis. Der Radius dieses Kreises wird als Krümmungsradius R definiert. Hiermit lässt sich die Krümmung darstellen als:

$$K = \frac{d\omega}{dS} = \frac{2\pi}{2\pi R} = 1/R \quad (8.1)$$

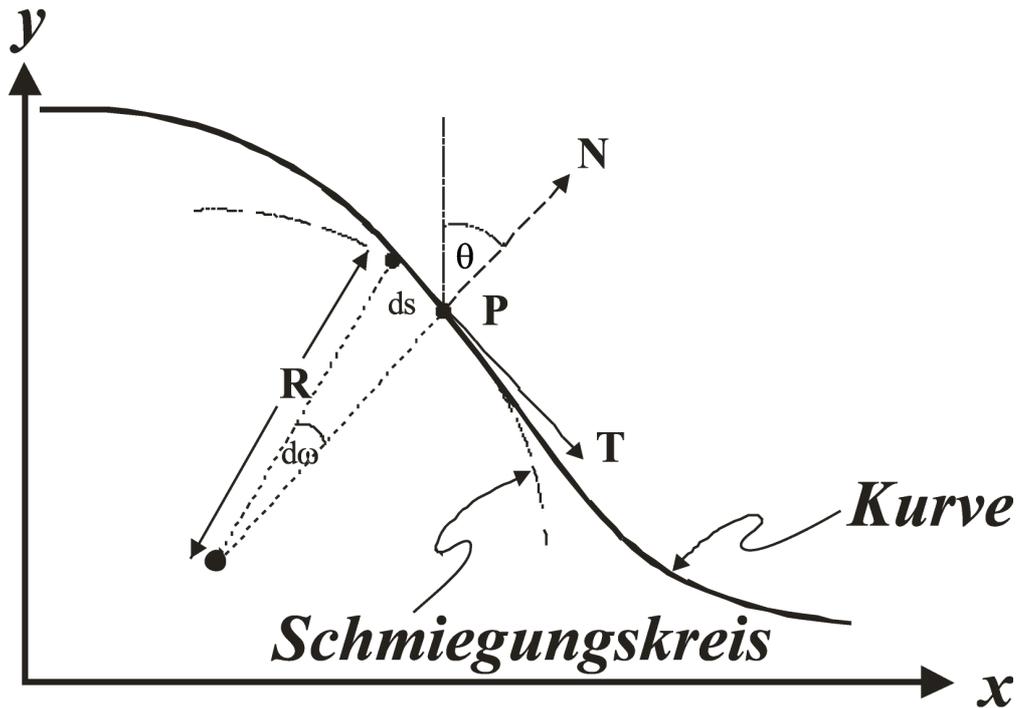


Abbildung 8.1: Mathematische Definition der Krümmung. Für einen Punkt **P** auf einer Kurve, kann die Krümmung definiert werden als der Krümmungsradius **R** des Schmiegunskreises. Der Kreis besitzt eine gemeinsame Tangente **T** mit der Kurve. **N** ist der Normalvektor auf der Kurve im Punkt **P**, der den lokalen Neigungswinkel θ bestimmt. Die Krümmung im Punkt **P** ist definiert als der reziproke Radius der Krümmung: $K = 1/R$ (nach Roberts, 2001).

Die Krümmung lässt sich auch durch die Ableitungen der Ortskoordinaten darstellen:

$$K = \frac{d^2y/dx^2}{(1 + (dy/dx)^2)^{3/2}} \tag{8.2}$$

Die Berechnung der Krümmung erfolgt mittels eines neu entwickelten Software-Pakets von S. Schmidt (FU Berlin), das neben der Berechnung der eigentlichen Krümmung (Curvature) auch die Berechnung weiterer Krümmungsattribute wie Minimum Curvature, Azimuth Curvature oder Dip Curvature erlaubt. Diese Attribute können zur Identifikation von Strukturen in seismischen Horizonten (Roberts, 2001), topographischen Oberflächen (pers. com. A. Jordan) oder Schwereanomalien (pers. com. H.-J. Götze) verwendet werden.

Mit der Analysetechnik kann auch die Spannung in gebundenen Schichten bestimmt werden. Analog wie bei der Isostasie- und Rigiditätsberechnung wird auch bei der Spannungsberechnung eine homogene, elastische Platte vorausgesetzt. Hierbei wird die Normalspannung in x-Richtung

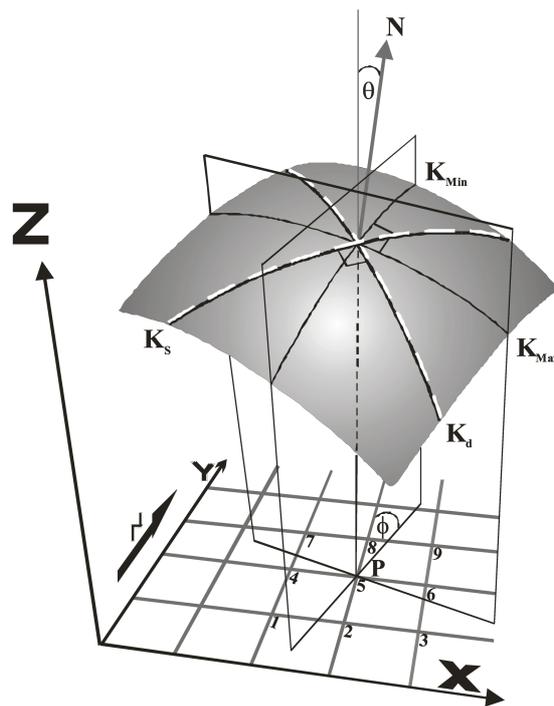


Abbildung 8.2: Krümmung im 3D-Raum. x und y repräsentieren die geographische Länge und Breite, während z für die Tiefe steht. Die Schnittflächen der beiden orthogonalen Ebenen mit der Oberfläche definieren die maximale Krümmung K_{\max} und die minimale Krümmung K_{\min} . Weiter sind zwei orthogonale Krümmungen, Neigungskrümmung und K_d (dip curvature) und Krümmung des Streichens K_s (strike curvature) aufgetragen. Für weitere Details s. a. Abb. 8.1 (nach Roberts, 2001).

proportional zur Krümmung auf folgende Weise berechnet (s. auch Abb. 8.3 und 8.4):

$$\sigma = \sigma_x = \frac{E y_f}{R(1 - \nu^2)} \quad (8.3)$$

mit y_f = Abstand von der neutralen Oberfläche, E = Elastizitätsmodul, ν = Poisson-Zahl, R = Radius der korrespondierenden Krümmung K (Turcotte und Schubert, 1982).

Mit h der Schichtdicke der elastischen Platte und der Vereinfachung $(1 - \nu^2) \approx 1$, da ν für Gesteine meist um 0.25 liegt (Allgemein kann ν nur Werte zwischen 0 und 0.5 (in Flüssigkeiten) annehmen, und liegt in Gesteinen fast nie unter 0.2; Stacey, 1992), kann die Spannung an der Ober- oder Unterkante der Platte mit:

$$\sigma = EK h/2 = hE/2R \quad (8.4)$$

berechnet werden (Roberts, 2001). Die Formel aus Gl. 8.4 wird im Anschluss für die Berechnung verwendet. Der Fehler, der durch die Vereinfachung entsteht, ist vernachlässigbar, da die so bestimmten Spannungen an Grenzflächen nur qualitativ interpretierbar sind.

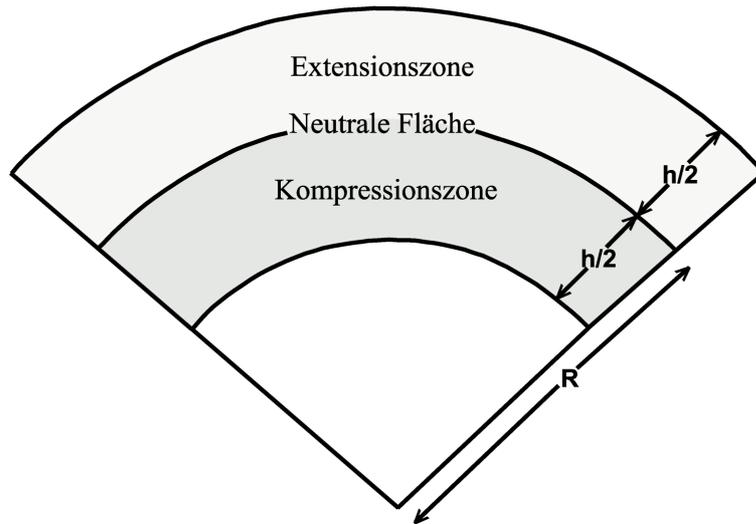


Abbildung 8.3: Krümmung und Spannung. Bei der Faltung einer geologischen Schicht der Mächtigkeit h , erfährt der Bereich oberhalb der neutralen Fläche eine Dehnung, während der Bereich unterhalb gestaucht wird. Die neutrale Fläche ist die Fläche, auf die keine Spannung ausgeübt wird (nach Roberts, 2001).

Effekte wie Erosion, Störungen oder Dichteinhomogenitäten besitzen ebenfalls einen Einfluss auf die Ergebnisse, die von der Methode der Spannungsberechnung mittels der Krümmung nicht berücksichtigt werden können. Für geologische Einheiten sind die Ergebnisse der Spannungsberechnung, aufgrund der Approximation der Realität durch eine homogene, elastische Platte, nur bedingt aussagekräftig. Wichtig ist es, eine Kalibrierung der Ergebnisse durchzuführen. Da die Spannungen entlang von geologischen Horizonten nicht direkt bestimmt werden können, sollten z. B. Methoden wie die Finite Elemente-Modellierung zum Einsatz kommen. Doch auch ohne diese Kalibrierung bietet die Methode die Möglichkeit, relative Aussagen über das vorhandene Spannungsregime zu treffen.

Da für die Berechnung der Normalspannung wie bei der Berechnung der flexurellen Rigidität das Modell der dünnen, elastischen Platte verwendet wird, lässt sich aus der Krümmung auch wieder die flexurelle Rigidität D bestimmen kann (Abb. 8.4; Watts, 2001).

Mit Gl. 8.3 und über die bekannten Zusammenhänge

$$\begin{aligned} \text{Kraft} &= \text{Spannung} \times \text{Fläche, und} \\ \text{Angreifendes Moment} &= \text{Kraft} \times \text{Abstand} \end{aligned}$$

ergibt sich:

$$dM = \frac{E y_f^2}{R(1 - \nu^2)} dy \tag{8.5}$$

Das gesamte Biegemoment ergibt sich über die Integration über die Momente aller Elemente:

$$M = \frac{E}{R(1 - \nu^2)} \int_{-T_e/2}^{+T_e/2} y_f^2 dy \tag{8.6}$$

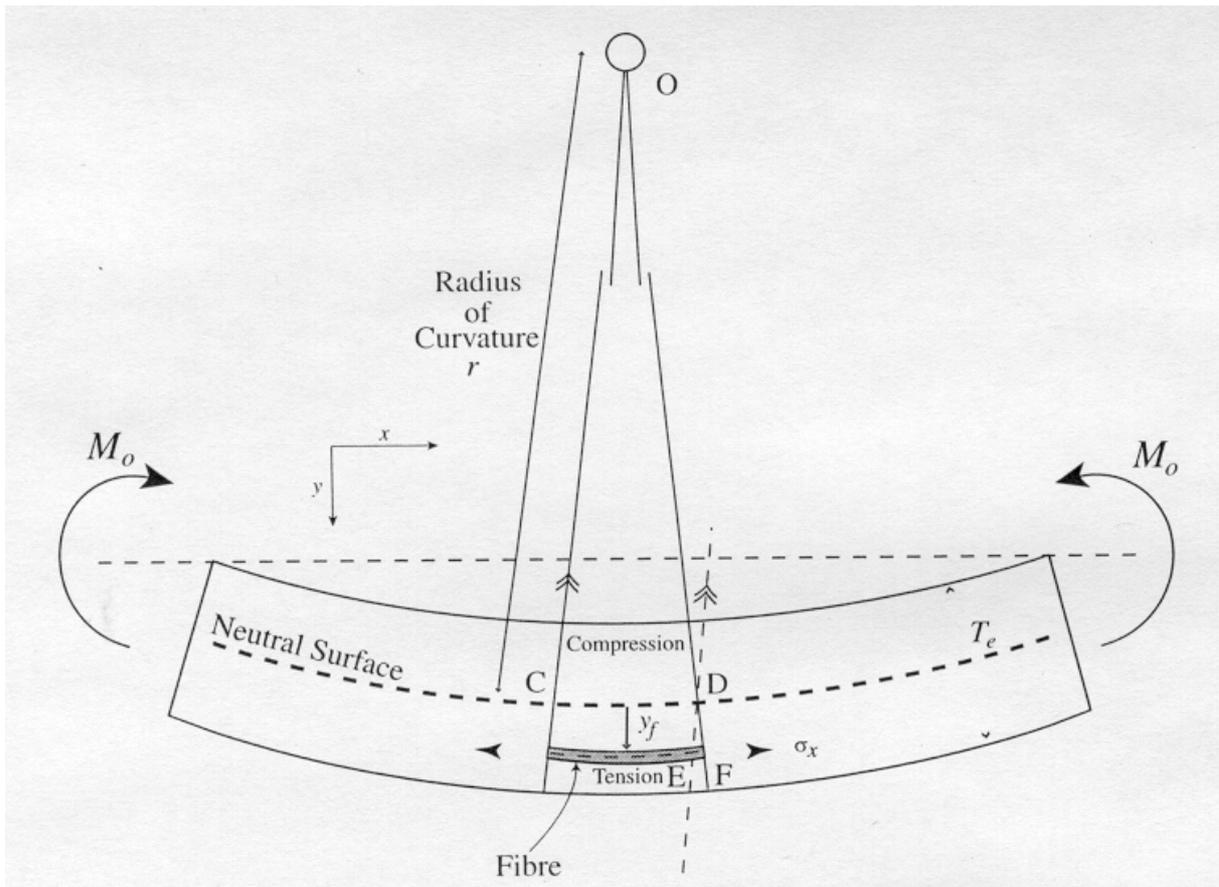


Abbildung 8.4: Die Biegung eines Stabes bei einem Biegemoment M_o . Die schattierte Zone zeigt an wie ein die Länge eines Bereich (Fibre) im unteren Teil des Stabes durch die longitudinale Dehnungsspannung σ_x verändert wird. Im oberen Teil des Stabes gibt es eine äquivalente Kompressionsspannung (nach Watts, 2001).

T_e ist die effektive elastische Dicke der Platte. Nach der Integration ergibt sich:

$$M = \frac{-ET_e^3}{12R(1-\nu^2)} \quad (8.7)$$

und mit dem Zusammenhang zwischen T_e und D aus Gl. 7.10 folgt nach Umformung:

$$D = -M \cdot R \quad (8.8)$$

Unter Verwendung von Gl. 8.4 wird nun die Normalspannung entlang bestimmter Oberflächen der Kruste der Ostalpen berechnet. Die Geometrie der Oberflächen kann aus 3D-Modellen oder mittels Inversionstechniken bestimmt werden. Da die 3D-Modelle stärker von den Ergebnissen der Seismik und Geologie gestützt werden, werden die Oberflächen aus diesen Modellen verwendet.

Die Bestimmung der Spannungen mittels der Krümmung erfolgt an der Krusten-Mantel-Grenze der Modelle Eschen-38 (Abb. 6.12) und TRANSALP (Abb. 6.12, links), welche die am besten

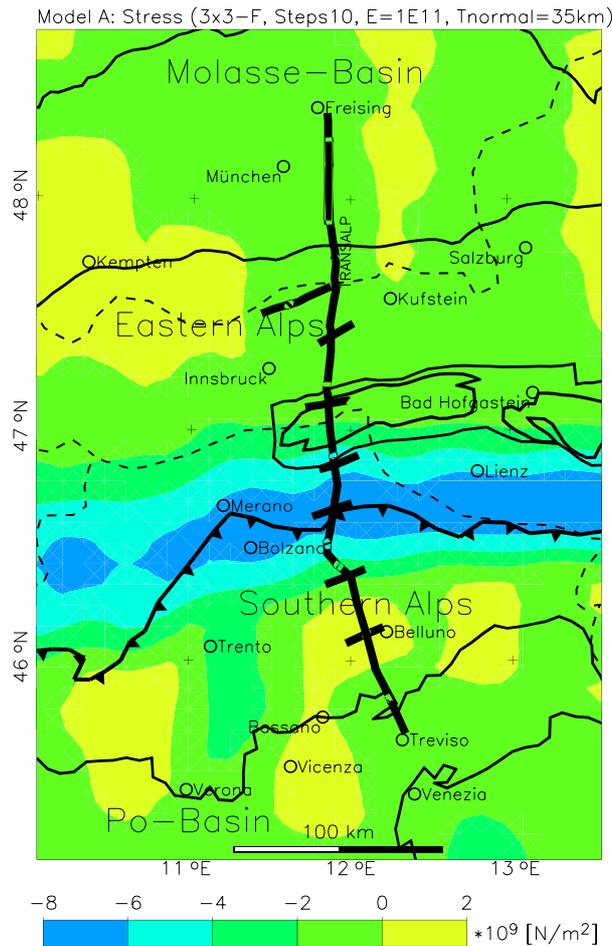


Abbildung 8.5: Spannungsverteilung ESCHEN-38. Die Spannungsverteilung an der Krusten-Mantel-Grenze (Abb. 6.9) im Modell Eschen-38. Als Parameter wurde ein E-Modul von $1 \cdot 10^{11}$ Pa und eine Normalmächtigkeit der Kruste von 35 km gewählt. Zusätzlich sind die Grenzen einiger tektonischer Einheiten eingezeichnet (s. Abb. 3.2).

definierte Grenzfläche ist und von größter Wichtigkeit zum Verständnis des alpinen Kollisionsprozess. Für das Modell TRANSALP wird zudem an einer Grenzfläche der mittleren Kruste die Spannungsrechnung (Abb. 6.12, rechts) durchgeführt.

8.1.1 Eschen-38

Zunächst soll die Spannungsverteilung an der Krusten-Mantel-Grenze im Modell Eschen-38 untersucht werden (Abb. 6.9). Die Analyse beschränkt sich auf diese Oberfläche, unter der Annahme, dass es sich um eine gut definierte Diskontinuität handelt.

Es wurde ein E-Modul von $1 \cdot 10^{11}$ Pa und eine Krustenmächtigkeit von 35 km gewählt, was Normalwerten globaler Untersuchungen entspricht (Mooney *et al.*, 1998). Es zeigt sich, dass im

Bereich des nördlichen Molassebeckens bis zur Höhe des Tauernfensters keine signifikanten Spannungswerte auftreten. Weiter im Süden zeigen sich erhebliche Spannungswerte, die dem Bereich der Krustenwurzel entsprechen und sich in etwa entlang der Penninischen Linie erstrecken. Die Spannungen fallen weiter im Süden wieder auf kleine Werte ab, wobei sich im Bereich des Schwerehochs von Vicenza eine Spannungsspitze befindet. Wie erwartet treten die größten Spannungen im Bereich der Krustenwurzel auf. Überraschend ist die fast exakt Ost-West gerichtete Orientierung des Spannungsmaximums, das kaum eine Korrelation mit dem Bogen der Topographie erkennen lässt.

8.1.2 TRANSALP

Für die Analyse im Modell TRANSALP wurde zum einen die Krusten-Mantel-Grenze aus Abb. 6.12, links, und zum anderen die Grenzfläche zwischen mittlerer und oberer Kruste aus Abb. 6.12, rechts, gewählt. Als Parameter für die Analyse der Krusten-Mantel-Grenze wurde wie im Fall Eschen-38 ein E-Modul von $1 \cdot 10^{11}$ Pa und eine Mächtigkeit von 35 km gewählt. Für die Grenzfläche Ober-Mittelkruste wurde das E-Modul $1 \cdot 10^{11}$ Pa und eine Mächtigkeit von 20 km verwendet.

Die Analyse der Krusten-Mantel-Grenze (Abb. 8.6 links) zeigt ähnliche Ergebnisse wie für das Modell Eschen-38. Die größten Spannungen treten im Bereich der Krustenwurzel auf, wobei die Amplitude geringer und das Maximum stärker WWS-OON als W-O gerichtet. Weiter auffällig ist im Vergleich, dass sich das Schwerehoch von Vicenza nur durch geringfügig erhöhte Spannungswerte auszeichnet. Dafür tritt entlang des südlichen Teil des TRANSALP-Profiles ein Ausläufer aus dem Spannungsmaximumbereich auf.

Während die Spannungsverteilung der Krusten-Mantel-Grenze wenig mit der Topographie korreliert, ähnelt die Verteilung an der Ober-Mittelkrusten-Grenze stärker der Topographie. Die Werte korrelieren ebenfalls stark mit der morphologischen Einteilung an der Oberfläche in Alpenvorland, Ostalpin und Südalpin.

Die Beträge der Spannungen sind allerdings nur sehr klein verglichen mit den Werten an der Krusten-Mantel-Grenze, was in der geringeren Krümmung dieser Grenzschicht und der geringeren Gesamtmächtigkeit (vergleiche Formel 8.4) begründet liegt. Auch wurde das gleiche E-Modul wie für die Gesamtkruste gewählt, damit handelt es sich daher um eine maximale Abschätzung.

8.1.3 Bewertung der Krümmungsanalyse

Vergleicht man die Ergebnisse der Spannungsberechnung an der Krusten-Mantel-Grenze für die beiden Modelle, so zeigt sich, dass im Modell Eschen-38 erheblich höhere Spannungen auftreten, was im steileren Anstieg der Moho von der europäischen zur adriatischen Platte seine Ursache besitzt.

Die Ergebnisse der Spannungsanalyse sind insbesondere im Sinne einer vertikalen Belastung zu bewerten, da die Hauptkrümmung der Krusten-Mantel-Grenze durch topographische und innerkrustale Lasten entsteht. Wenn man die Ergebnisse zur Rigidität der Lithosphäre aus Abschnitt 7 mit berücksichtigt, führt dies zu der Erkenntnis, dass im Modell Eschen-38 größere vertikale

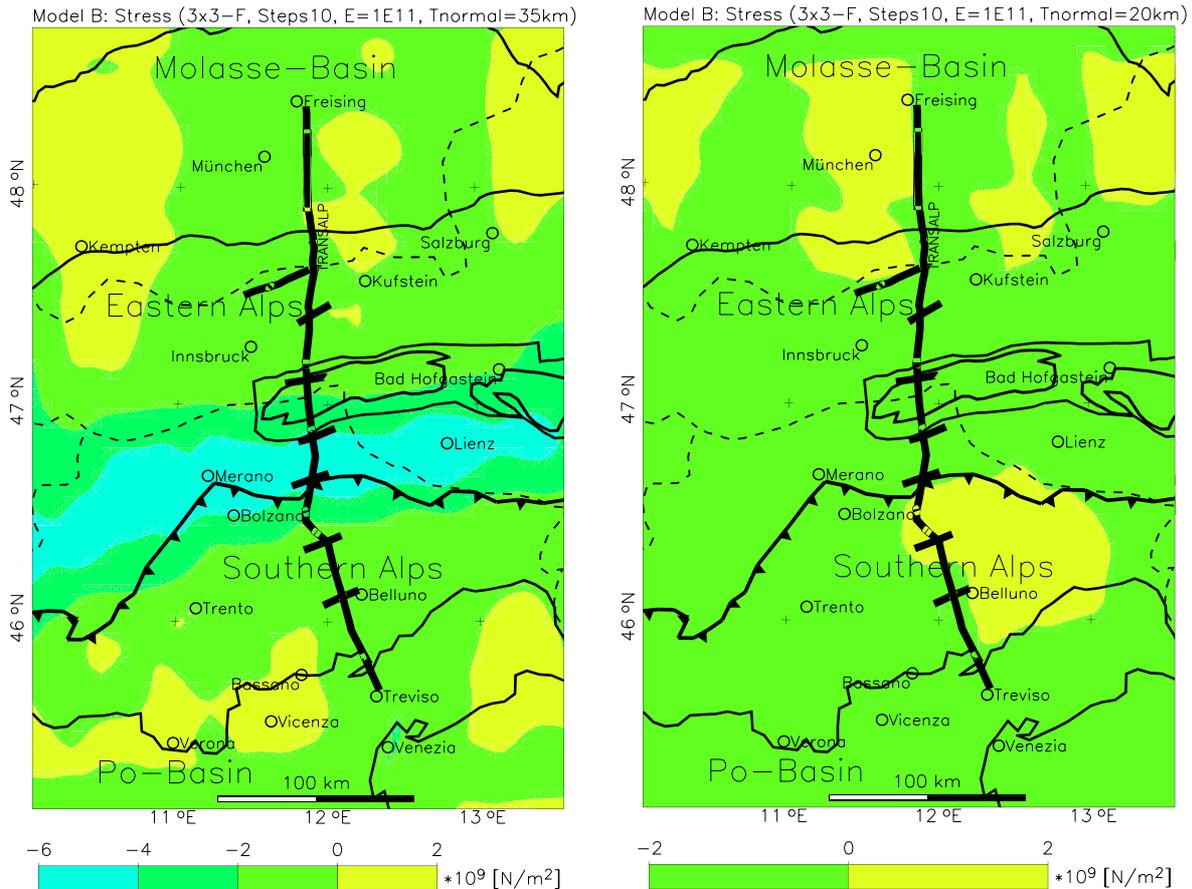


Abbildung 8.6: Spannungsverteilung TRANSALP. (links) Die Spannungsverteilung an der Krusten-Mantel-Grenze (Abb. 6.12, links) im Modell TRANSALP. Als Parameter wurde ein E-Modul von $1 \cdot 10^{11} Pa$ und eine Normalmächtigkeit der Kruste von 35 km gewählt. **(rechts)** Die Spannungsverteilung in der mittleren Krusten auf der Grenze aus Abb. 6.12, rechts. Als Parameter wurde ein E-Modul von $1 \cdot 10^{11} Pa$ und eine Normalschichtdicke von 20 gewählt.

le Auflasten herrschen, während im Modell TRANSALP größere horizontale Lastenunterschiede auftreten.

Im Modell Eschen-38 sind die durch die Kollision der beiden Platten auftretenden Kräfte nicht so bedeutsam wie die dadurch entstehende Topographie, während das Modell TRANSALP stärker einer dynamischen Entwicklung und einer Kopplung der beiden Lithosphärenplatten Rechnung trägt.

Ein Vergleich für innerkrustale Schichten ist aufgrund der unterschiedlichen internen Geometrien der Modelle nicht sinnvoll. Man erhält hierdurch zwar Erkenntnisse über die vertikale Spannungsverteilung in den einzelnen Modellen, die Aussagekraft für einen Vergleich ist aber nur bedingt gegeben, da die Schichtmächtigkeiten und Geometrien zwischen den Modellen stark differieren. Ein weiteres Problem ergibt sich dadurch, dass Horizonte betrachtet werden, die sowohl von

der internen Struktur der adriatischen als auch der europäischen Kruste abhängig sind. So treten starke horizontale Unterschiede in der Struktur zusätzlich zu vertikalen Änderungen auf. An der Krusten-Mantel-Grenze überwiegt dagegen der vertikale Unterschied in der Komposition der Schichten.

Die Krümmungsanalyse bietet nur die Möglichkeit einer qualitativen Bestimmung der Spannungen. Für eine Kalibrierung und Quantifizierung der Ergebnisse müssen daher andere Methoden benutzt werden. Hierzu bietet sich die Finite-Elemente-Modellierung an. Für die Kalibrierung sind dann auch die krusteninterne Horizonte von Interesse.

Vorteil und Nutzen der Krümmungsanalyse liegen darin, dass zum einen sehr schnell eine Spannungsverteilung für eine gegebene Geometrie berechnet werden kann, und ihre Ergebnisse zusammen mit isostatischen Untersuchungen Hinweise auf Prozesse der Gebirgsbildung geben, die hinsichtlich der Entwicklung eines dynamischen Modell nicht unwesentlich sind.

8.2 Finite Elemente

Die Untersuchungen zur Spannungsverteilung und Isostasie liefern Hinweise, die hinsichtlich einer geodynamischen Interpretation und Modellierung der ostalpinen Lithosphäre von Bedeutung sind. Die Ergebnisse der Voruntersuchungen liefern Randbedingungen für eine dynamische Modellierung und Erkenntnisse über elastische Parameter können direkt in eine solche Untersuchungen eingehen.

Eine erstes geostatisches FE-Modell, das den Schritt zu einer dynamischeren Betrachtungsweise ebnet, wurde mit dem kommerziellen Finite-Elemente Programm ABAQUS in Zusammenarbeit mit dem Institut für Geophysik an der Friedrich-Schiller-Universität Jena erstellt. Ältere Arbeiten zeigten bereits die Vorteile und Schwierigkeiten der Übertragung der aus 3D-Modellierungen bekannten Geometrien und Erkenntnisse in ein FE-Modell (z. B. Gabriel, 1997; Gabriel *et al.*, 1997). Die Vorteile liegen unter anderem in der Möglichkeit der Berücksichtigung unterschiedlichster Prozesse der Gebirgsbildung wie Erosion und isostatische Ausgleichsbewegungen (Fischer, 2001).

Das 2.5D-FE-Modelle (Abb. 8.7 oben), das auf Geometrie und Parameter entlang des TRANSALP-Profiles des Dichtemodells aus Abschnitt 6.2.2 in vereinfachter Form beruht, zeigt welche Möglichkeiten die Modellierung mit Finiten Elementen bietet. Es können quantitative Ergebnisse über die Verteilung von Spannungen (Abb. 8.7 unten), Verschiebungen oder der Temperatur erzielt werden. Dies geschieht in Abhängigkeit der aus den Dichtemodellen und seismischen Experimenten erzielten Resultate (s. Tabelle 8.1).

Zur Durchführung der Spannungsberechnung müssen über die bisherigen Erkenntnisse hinaus weitere Randbedingungen vorgegeben werden. Im 2.5D-Modell aus Abb. 8.7 wird der linke (nördliche) Rand und der untere Rand des Modells festgehalten, während von rechts eine Kraft auf das Modell angelegt wird. Das Festhalten der Ränder ist notwendig, um ein Entweichen der Gitterstrukturen zu verhindern und entspricht der starren europäischen Platte im Hinterfeld des alpinen Orogens sowie dem lithosphärischen/asthenosphärischen Mantel, der von der Plattenkollision nicht signifikant beeinflusst wird bzw. über dessen Beeinflussung durch die Kollision wenig gesicherte Erkenntnisse vorliegen. Die Vereinfachung des Modells ist notwendig, um eine sinn-

Element- gruppe	Struktur	Geschw. v_p [m/s]	ρ [kg/m ³]	Poisson-Zahl	E-Modul [10 ¹⁰ Pa]
1	Oberfläche	5600	2.670	0.25	6.9776
2	Eur. Oberkruste	6100	2.830	0.25	8.775
3	Adr. Oberkruste	6100	2.860	0.25	8.868
4	Eur. Mittelkruste	5600	2.750	0.25	7.187
5	Adr. Mittelkruste	5600	2.840	0.25	7.422
6	Eur. Unterkruste	6200	2.840	0.25	9.097
7	Adr. Unterkruste	6200	2.930	0.25	9.386
8	Eur. unt. Kruste	6800	2.950	0.25	11.367
9	Adr. unt. Kruste	6800	3.025	0.25	11.656
10	Mantel	8300	3.365	0.25	19.317

Tabelle 8.1: Elementgruppen, Strukturen und physikalische Parameter des 2-1/2D Finite-Elemente Modells. Die Nummern der Elementgruppe beziehen sich auf Abb. 8.7. Das E-Modul wurde berechnet aus v_p , der Dichte ρ und der Poisson-Zahl ν nach $E = \frac{v_p^2 \rho (1-2\nu)(1+\nu)}{(1-\nu)}$

volle Modellierung durchführen zu können. Die von Rechts/Süden angelegte Kraft entspricht der Bewegung der adriatischen Platte in Richtung der europäischen Platte. Die Berechnung erfolgt rein elastisch und statisch, da das Ziel der Modellierung nur ein erster Test der Möglichkeiten der FE-Methode sein soll, ohne dass signifikante, neue Ergebnisse zu erwarten sind.

Bereits das erste FE-Modell zeigt, dass sich die Hauptspannungen an der Krusten-Mantel-Grenze und am Übergang zu den an der Oberfläche sichtbaren Einheiten ergeben. Die Spannungen in der Kruste sind weniger groß. Das Ergebnis deckt sich mit den Erkenntnissen aus der Verteilung von Erdbeben (Abschnitt 4.4.3), die insbesondere in den oberen Krustenkilometern auftreten, darf jedoch unter Berücksichtigung der Vereinfachungen des Modells nicht überbewertet werden.

Eine detaillierte FE-Modellierung der ostalpinen Lithosphäre würde es ermöglichen, die rein qualitativen Untersuchungen zur Spannungsverteilung mit Hilfe der Krümmungsgröße zu kalibrieren und zu überprüfen. Aufgrund des sehr komplexen Vorgehens, das eine FE-Modellierung erfordert, ist dies eine Aufgabenstellung für weitere Arbeiten. Insbesondere die Berücksichtigung sämtlicher in dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse in einem solchen Modell ist sehr zeitaufwendig und war im Rahmen dieser Arbeit nicht mehr möglich.

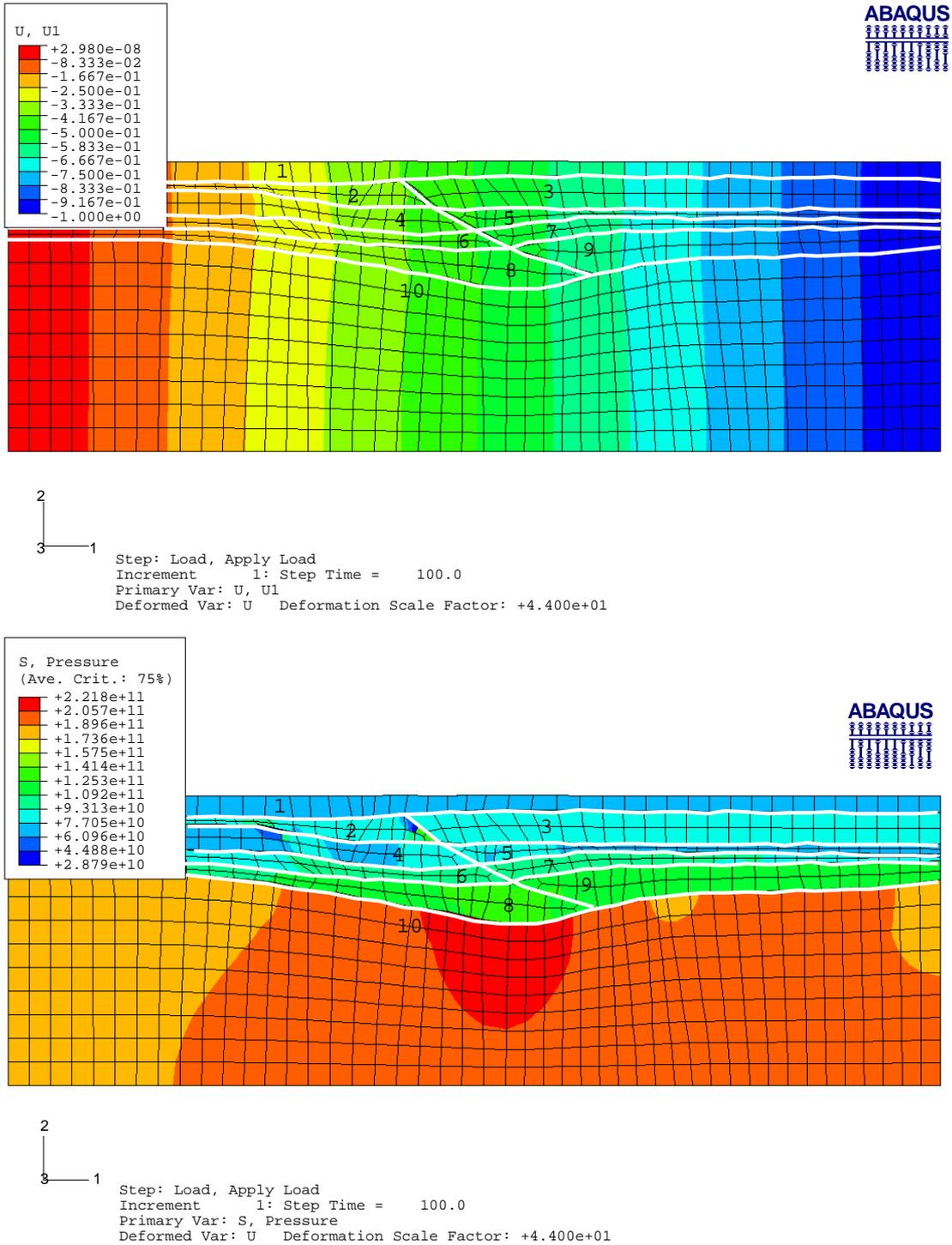


Abbildung 8.7: Horizontale Verschiebung und Druck in einem 2.5 FE-Modell entlang TRANSALP. Im oberen Bild ist die horizontale Verschiebung in Nord-Süd-Richtung dargestellt. Von rechts (Süden) wird eine Kraft auf das Modell angelegt, die der Bewegung der adriatischen Platte in Richtung der europäischen Platte entsprechen soll. Im unteren Bild ist der Druck dargestellt, der mit einer rein elastisch, statischen Modellrechnung erzeugt wird. Die Nummern der einzelnen Elementkörper beziehen sich auf Tabelle 8.1.