

Kapitel 2

Die Alpen

2.1 Die Entstehung der Alpen: ein Überblick

Die heutigen Vorstellungen über die Entstehung der Alpen sind geprägt von den Konzepten der Plattentektonik (z.B. Roeder [1977], Frisch [1979], Coward & Dietrich [1989], Pfiffner [1992], Moores & Twiss [1995], Schmid et al. [1996], Schmid & Kissling [2000]). Die Modelle sind im Detail nicht widerspruchsfrei und regional verschieden. Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, daß der geologische Aufbau der Alpen sehr komplex ist und entlang des Streichens beträchtliche Variationen aufweist. Die Entwicklung eines umfassenden Modells, das gleichermaßen für West-, Zentral- und Ostalpen Gültigkeit besitzt, war deshalb bisher nicht möglich. Wesentliche geologische Beobachtungen jedoch wie Stratigraphie, Auftreten von Ophiolithen und hochmetamorphen Gesteinen oder Deckenentwicklung mit horizontalen Bewegungen von einigen hundert Kilometern können nun im Zusammenhang erklärt werden (Truempy [2001]).

Die alpinen Haupteinheiten lassen sich wie folgt entsprechend der Paläogeographie in der Trias von Nord nach Süd charakterisieren (z.B. Mueller [1989] und Faupl [1997], s. Abb. 2.1 und 3.1):

1. *Helvetikum-Dauphine*. Es besteht aus metamorphem Grundgebirge mit während der Herzynischen Gebirgsbildung intrudierten Graniten. Helvetische und ultrahelvetische Decken vorwiegend aus dem Mesozoikum überlagern das Basement. Sie sind in der Schweiz besonders verbreitet und streichen nach Osten hin aus. Das *Helvetikum* bildet heute den nördlichsten Sedimentationsraum innerhalb der Alpen.
2. *Penninikum*. Das *Penninikum* ist heterogen und wird aus Grundgebirge und zum Teil metamorph überprägten mesozoischen Deckschichten gebildet. Es wird unterteilt in *Nord-Penninikum (Valais)*, *Mittel-Penninikum (Briançonnais)* und *Süd-Penninikum (Piemont)*.

tais) und grenzt südlich an das Helvetikum an. In den Ostalpen ist es meist von *austroalpinen* Decken überlagert und tritt als tektonische Fenster (z.B. Tauernfenster) zutage.

3. *Austro-Alpin/Ostalpin*. Es tritt vorwiegend in den Ostalpen auf und wird eingeteilt in *Unter-, Mittel- und Oberostalpin*. Das *Mittelostalpin* besteht aus Altkristallin (z.B. *Silvretta, Ötztaler Alpen*), das *Oberostalpin* aus paläozoischen Grauwacken und den mächtigen mesozoischen Kalkalpen, das *Unterostalpin* aus triassischen, schwach metamorphen Schichten wie *Semmering* und *Radstädter Tauern*.

4. *Südalpin*. Es besteht aus metamorphem kristallinen Basement und diskordant aufliegenden Sedimenten aus Karbon bis Tertiär (z.B. Dolomiten, Südkarawanken). Seine nördliche Grenze wird heute durch die *Periadriatische Linie* definiert (auch als *Insubrische Linie* bezeichnet, wobei dieser Begriff in der Regel nur auf den westlichen und zentralen Teil der Störung bezogen wird). Genaugenommen handelt es sich dabei um ein *System* von Störungen, von West nach Ost u.a. mit den Segmenten *Canavese, Tonale, Judicaria, Pustertal, Deferegggen-Anteselva-Vals (DAV)* und *Gailtal-Linie*. Frühe Modelle, die die *Periadriatische Linie* als Suture zwischen Europa und Adriatischem Mikrokontinent interpretierten (z.B. Dewey & Bird [1970]), sind aus heutiger Sicht vereinfachend und werden ihrem komplexen Charakter nicht gerecht (Schmid et al. [1989]).

Die Alpenorogenese begann mit einer ausgedehnten Extensionsphase während des Mesozoikums. Die Dehnungsprozesse führten zur Öffnung des *Piemont Ozeans* (oder *Südpenninischer Ozean*, Abb. 2.1), zeitgleich mit der Öffnung des zentralen Atlantiks. Beide Ozeane waren durch eine sinistrale Transformstörung verbunden, an der Europa und Afrika aneinander vorbeigeschoben wurden (z.B. Dewey et al. [1989]). Europa befand sich auf der nordwestlichen Seite des sich entwickelnden Ozeans, die Adriatische Mikroplatte im Südosten. Das *Austroalpin* wird dem südlichen Rand des *Piemont Ozeans* zugeordnet und als *Exotic terrane* gedeutet (Stampfli et al. [1998]). Für den östlichen Teil der Alpen geht Neubauer [1994] davon aus, daß durch Schließen des sogenannten *Meliata/Hallstatt-Ozeans* und darauffolgende Kollision *Austroalpin* und *Südalpin* spätestens ab der Mittelkreide (ca. 120 Ma) verbunden waren. Der Adriatische Mikrokontinent bildete einen Sporn der Afrikanischen Platte. Ob er fix an die Afrikanische Platte gekoppelt war und sich erst im Tertiär eigenständig bewegte oder sich bereits vor ca. 130 Ma von ihr abtrennte und den *Apulischen Mikrokontinent* definierte, ist noch nicht geklärt (Lowrie [1986], Dercourt et al. [1986]). Der *Piemont Ozean* erreichte nur eine maximale Breite von 100 – 500 km (Pfiffner [1992]). Die passiven Kontinentalränder (Europa im Nordwesten, Adria im Südosten) zeigten eine komplizierte Topographie mit zahlreichen Schwellen und Senken. Ménard & Molnar [1991] schätzen, daß das *Basement* im späteren Alpengebiet auf 10 – 20 km Dicke ausgedünnt war. Diese deutliche Verringerung der Krustenmächtigkeit gegenüber *normalen* Werten um bis zu 50 % ist von großer Bedeutung im

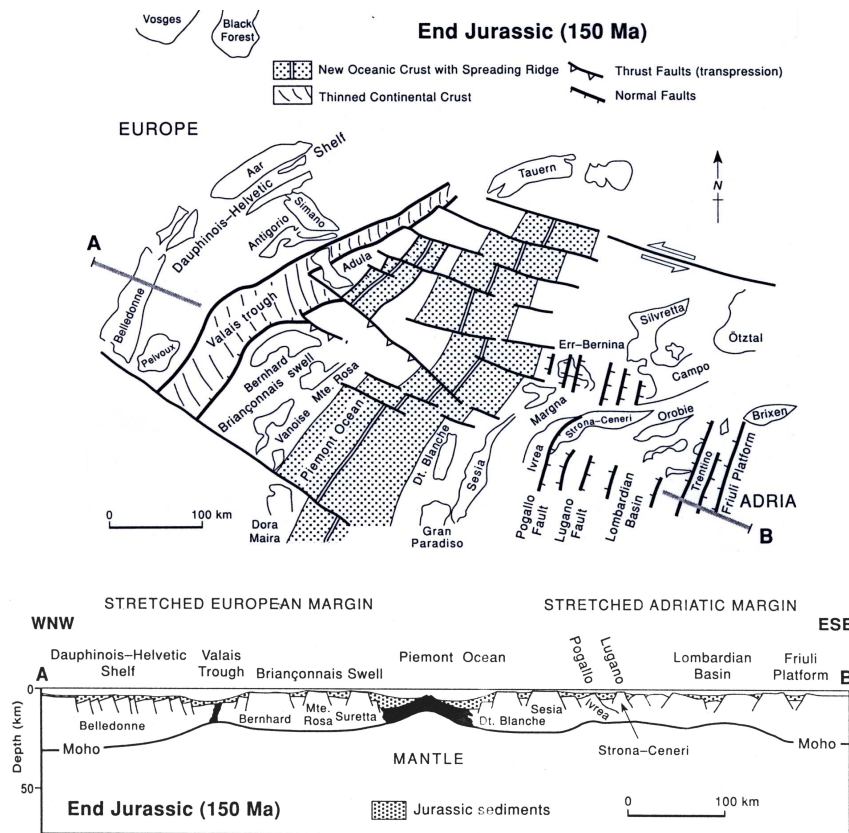


Abbildung 2.1: Paleogeographische Rekonstruktion der Alpen vor 150 Ma am Ende des Extensionsstadiums (oben) und Schnitt entlang des eingezeichneten Profils AB (unten; nach Pfiffner [1992]).

Hinblick auf die Massenbilanz und z.B. die Frage, wieviel kontinentale Kruste bei der folgenden Kollision subduziert wurde. Strittig ist, ob der *Valaistrog* im NW zur Ausbildung ozeanischer Kruste führte, wie u.a. von Frisch [1979] und Schmid et al. [1996] angenommen und von ihnen als *Nordpenninischer Ozean* bezeichnet (Abb. 2.2). Möglich ist auch ein Übergang von ausgedünnter kontinentaler Kruste im Westen zur Bildung ozeanischer Kruste im Osten.

Die Subduktion des *Piemonte Ozeans* und die damit verbundene Konvergenz von Europa und Adriatischem Block leiteten in der Kreide die erste von 2 Kompressionsphasen ein (Schmid et al. [1996]). Die Bewegungsrichtung der Adriatischen Mikroplatte war dabei nicht linear, sondern mit einer ca. 30° Rotation gegen den Uhrzeigersinn verbunden. Dies führte zu regionalen Unterschieden bei der Kollision und möglicherweise auch zu einem Fortschreiten der Kollision von Ost nach West (Coward & Dietrich [1989]). Hinweise darauf finden sich z.B. in penninischen Schichten wie dem *Briançonnais* im NW, wo die Sedimentation bis ins Eozän andauerte (Stampfli et al. [1998]). Die Konvergenz verlief in

weiten Teilen schräg (*dextrale Transpression*, Pfiffner [1992]).

Die Kreidekollision findet ihren Ausdruck in zahlreichen Ereignissen von Hochdruckmetamorphosen (datiert auf $\sim 110-75\text{Ma}$ (Hunziker et al. [1989])), der Obduktion von Ophiolithen (z.B. Knipper et al. [1986]) und in W-NW gerichteter Abscherung und Transport der *austroalpinen Decken* (Ratschbacher et al. [1989]). Anzeichen für subduktionsbezogenen Vulkanismus fehlen, vermutlich weil infolge der geringen Breite des *Piemont Ozeans* die subduzierte ozeanische Kruste zu kurz war, um entsprechende Tiefe zu erreichen bzw. ausreichende Mengen von Schmelze zu generieren (z.B. Pfiffner [1992]).

Abweichend von der Mehrheit der Autoren argumentiert Neubauer [1994] für die Ostalpen, daß der *Südpenninische Ozean* erst später geschlossen wurde. Dabei stützt er sich u.a. auf das Vorhandensein eozäner ozeanischer Sedimente auf Penninischen Schichten. Speziell in den Ostalpen gab es nach der ersten Kompressionsphase eine Periode mit Extensionserscheinungen, belegt durch die Bildung der Gosaubecken vor $90-60\text{Ma}$ (Ratschbacher et al. [1989]).

Die zweite Konvergenzphase im Tertiär war im Unterschied zur Kreidekollision (NW-SE bis W-E) annähernd N-S gerichtet (in den Westalpen NW-SE). Sie führte zu einem vollständigen Verschwinden des Ozeanbodens, der teilweise obduziert, teilweise subduziert wurde. Die Konvergenzrate war in der ersten Phase hoch ($\geq 1.3\text{cm/a}$ in den östl. Zentralen Alpen, Schmid et al. [1996]) und nahm dann in der Postkollisionsphase ab. Die Oberkruste der Penninischen Einheiten wurde abgeschert und zu einem mächtigen nordvergenten Deckenstapel aufgeschoben. Imbrikationsstrukturen bildeten sich ab dem Miozän auch südlich der *Insubrischen Linie*. Grad und räumliche Erstreckung der Deformation sind regional verschieden, in den östlichen Südalpen bildeten sich intensive, südvergente Rücküberschiebungen aus (Castellarin & Cantelli [2000]).

Der Bereich aktiver Tektonik schritt während der Orogenese überall von innen nach außen, d.h. in Richtung des nördlichen und südlichen Randes der Alpen, voran (*Tectonic Progradation*, Frisch [1979]).

Im Spätstadium der Kollision führte das Vordringen Adriatischer (Unter-) Kruste zu weiterer Krustenverkürzung und im Kern der West- und Zentralalpen zur Ausbildung von Rücküberschiebungen und Rückverfaltungen (Pfiffner et al. [2000]). In den Ostalpen dagegen dominierten Blattverschiebungen und Abschiebungen in der zentralen Region (Tauernfenster), die von Ratschbacher et al. [1991] durch laterale Extrusion erklärt werden. Die durch die Einengung verdickte und instabile Kruste wich dabei als Folge von *Gravitational Collapse* und *Tectonic Escape* seitlich, insbesondere zum rheologisch schwächeren Osten (*unconstrained*), aus. Frisch et al. [1998] führen auf diese Unterschiede in der jüngeren Tektonik auch die Abnahme der mittleren topographischen Erhebung von den Zentralen Alpen zu den Ostalpen hin zurück.

Die jüngste Phase ist durch die Bildung von Molassevortiefen im Norden geprägt, die die Sedimente des aufsteigenden Gebirges aufnahmen. Sie wurden z.T. gefaltet und unter Schichten des Helvetikums und der Nördlichen Kalkalpen geschoben.

Für die Ostalpen zeigt Abb. 2.2 in verschiedenen Zeitschnitten die Entwicklung von Jura bis heute (nach Frisch [1979]).

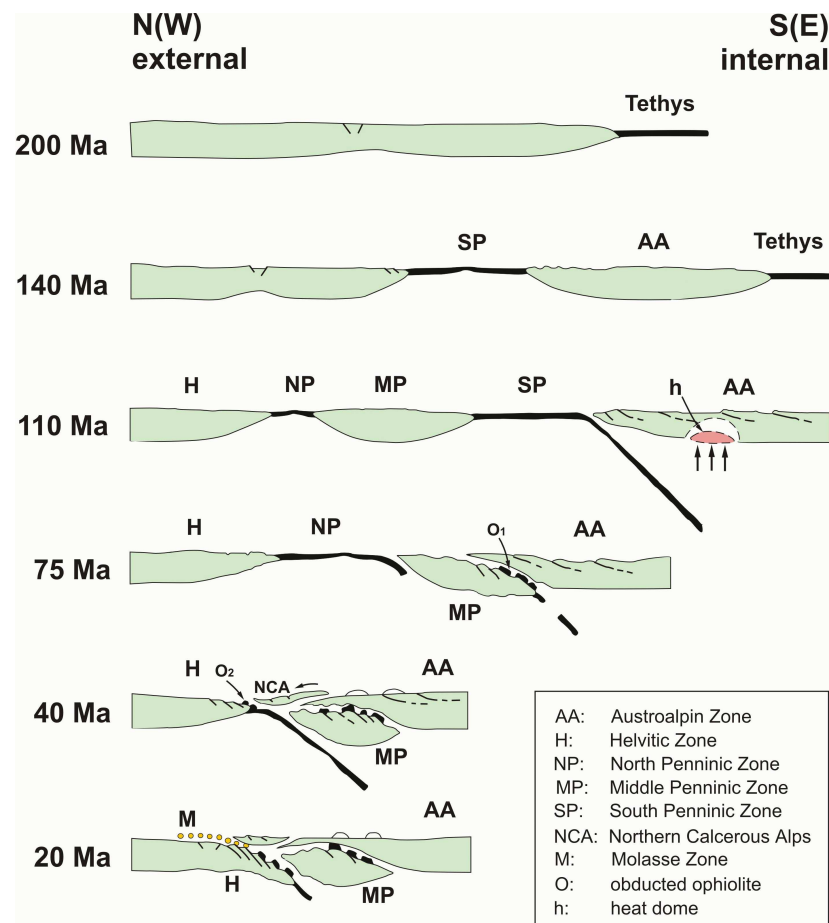


Abbildung 2.2: Vereinfachtes Modell zur Entstehung der Ostalpen nach Frisch [1979].

Zusammenfassung

Die Alpen sind das Resultat von Konvergenz und Kollision zwischen Europa und Adriatischer Mikroplatte während der Kreide und des Tertiärs nach vorangegangenen Extensionsstadium im Mesozoikum. Europa wurde dabei nach E/SE (Westalpen) bzw. S/SE (zentrale Alpen und Ostalpen) unter die Adriatische Platte geschoben, vermutlich verbunden mit der Subduktion von Europäischer Unterkruste. Die (noch unzureichend bekannte) Paläogeographie, d.h. die Lage, Geometrie und Anzahl von Ozeanbecken und Mikroplatten zu Beginn der Orogenese, ist entscheidend dafür, wie komplex die Alpenentwicklung

letztendlich abließ. Trotz der vorhandenen Unterschiede zwischen Westalpen, Zentralen Alpen und Ostalpen gibt es übergreifende Übereinstimmungen wie (1) die Asymmetrie der Krustenstruktur im Übergangsbereich zwischen Europäischer und rigiderer Adriatischer Platte und (2) die überall beobachtete Verlagerung der tektonischen Prozesse von innen nach außen (*Tectonic Progradation*) mit abschließender Vortiefenbildung und noch anhaltender Sedimentation in den externen Gebieten.

2.2 Die Alpen aus geophysikalischer Sicht

2.2.1 Krustenstruktur

Die im vorangegangenen Kapitel zusammengefaßten Vorstellungen zur Entwicklung der Alpen basieren auf den Erkenntnissen über den heutigen Aufbau der Alpen. Diese stammen nicht allein aus geologischen Studien, sondern auch aus geophysikalischen Feldexperimenten, speziell was die tiefen Strukturen in der Kruste betrifft. Von herausragender Bedeutung sind dabei die seismischen Messungen mit den Steilwinkelseismischen Profilen in den West- und Zentralen Alpen, *ECORPS* und *NFP-20*, als bisherigen Höhepunkten (Roure et al. [1996] und Pfiffner et al. [1997]). Abbildung 2.3 zeigt exemplarisch eine Sektion entlang des *NFP-20 OST*- Profils parallel zur **Europäischen Geotraverse (EGT)** in den Zentralen Alpen.

Seit den Anfängen Mitte der 50er Jahre wurden zahlreiche **Deep Seismic Sounding** Mes-

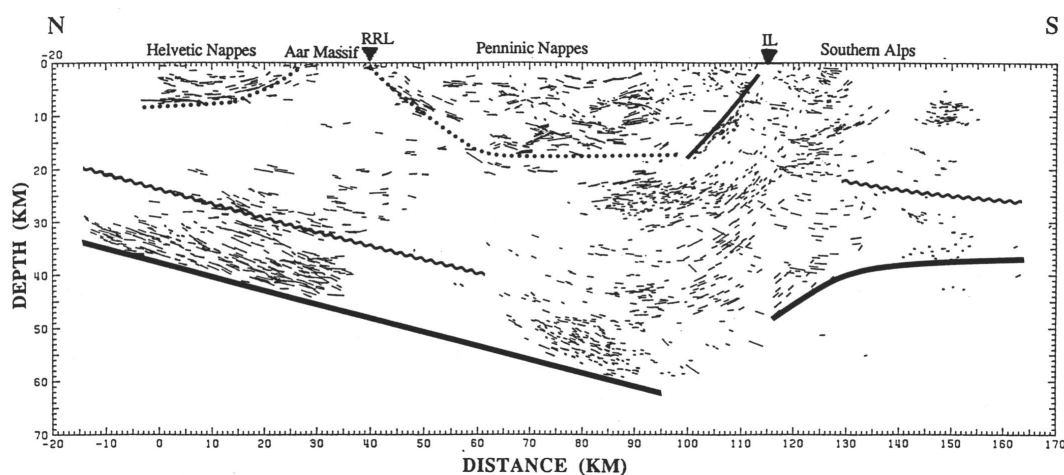


Abbildung 2.3: Seismische Krustenstruktur entlang des EGT Profils, abgeleitet aus Steilwinkel- und Weitwinkelreflexionseismik und Refraktionsseismik (aus Holliger & Kissling [1992]). Durchgezogene Linien: Moho, vorrangig aus der Weitwinkelseismik bestimmt. Wellige Linien: Obere Grenze der Unterkruste, abgeleitet aus der Refraktionsseismik. Zur Lage siehe Abbildung 2.5.

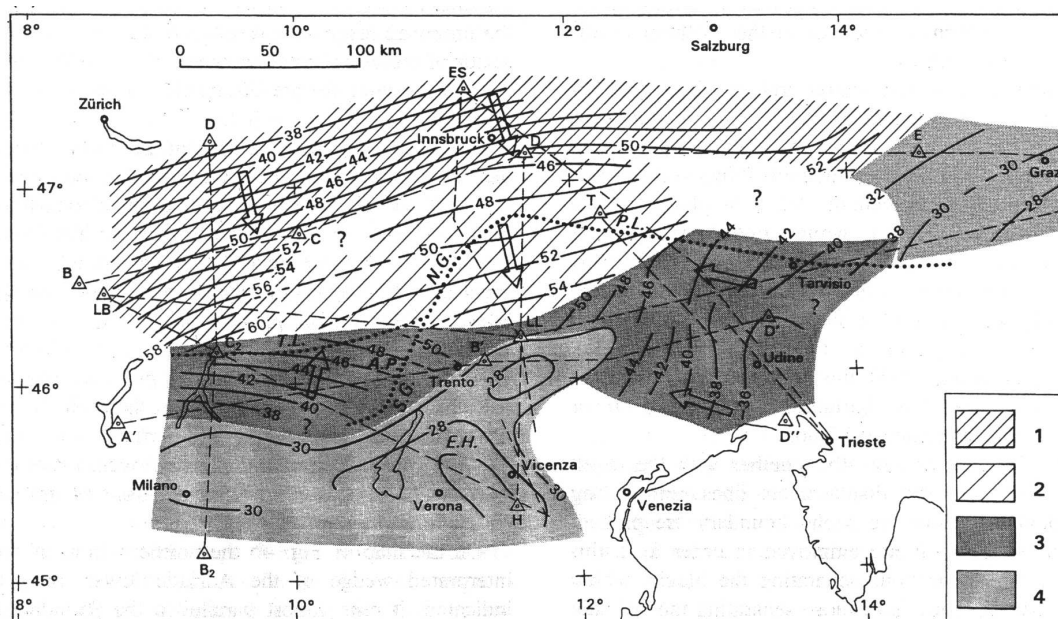


Abbildung 2.4: Mohokarte im Alpenraum (aus Scarascia & Cassinis [1997]).

1: Europäische Moho, 2: Europäische Moho (obere Grenze), 3: Adriatische Moho (dicker Block), 4: Adriatische Moho (dünner Block).

sungen (*DSS*) durchgeführt, um die seismischen Eigenschaften der alpinen Kruste zu untersuchen. Profile von bis zu einigen hundert Kilometern Länge parallel und senkrecht zum Streichen der geologischen Haupteinheiten trugen vor allem Informationen über die großräumige krustale Geschwindigkeitsverteilung und die Tiefe der Moho zusammen (u.a. Giese & Prodehl [1976], Miller et al. [1982], Giese et al. [1982], Bunes [1992], Ye et al. [1995], Scarascia & Cassinis [1997]). Ye et al. [1995] und Scarascia & Cassinis [1997] erhalten für Profile in den Zentralen Alpen und den Ostalpen im Mittel relativ niedrige v_p - Geschwindigkeiten ($\leq 6.6 \frac{km}{s}$) in der Unterkruste. Während sie ohne signifikante Geschwindigkeitsinversion auskommen, postulieren Giese & Prodehl [1976] und Miller et al. [1982] eine zum Teil beträchtliche Reduktion der Geschwindigkeit in Tiefen zwischen ca. 10 und 30 km, d.h. in der mittleren Kruste, unter den gesamten Alpen. Übereinstimmung unter allen Autoren gibt es hinsichtlich der asymmetrischen Geometrie der Kruste-Mantelgrenze. Sie taucht mit $6^\circ - 12^\circ$ relativ flach vom äußeren Bogen im Westen und Norden in Richtung der zentralen Bereiche, wo die Krustenmächtigkeit ihr Maximum von 50 – 60 km erreicht, ab und steigt zum inneren Bogen hin, d.h. nach Osten und Süden, steil auf normale Tiefenwerte von 30 – 40 km an (Ausnahme: *Ivreazone* in den Westalpen). Die Mohokarte von Scarascia & Cassinis [1997] in Abbildung 2.4 verdeutlicht diese wesentliche Erkenntnis. Vergleichbare Kompilationen der verfügbaren seismischen Daten im Alpenraum in Hinblick auf die Mohotiefe wurden auch von anderen Autoren publiziert (u.a. Giese et al. [1982], Kissling [1993], Waldhauser et al. [1998]). Uneinigkeit gibt es in den Ostalpen bei der Frage, ob die *Periadriatische Linie* analog zur *Insubrischen Li-*

nie weiter westlich mit dem südlichen Ende der Europäischen Moho zusammenfällt (z.B. Waldhauser et al. [1998]) oder ob diese sich weiter nach Süden vorschiebt (z.B. Scarascia & Cassinis [1997]).

Die laterale Auflösung der refraktions- und weitwinkelreflexionsseismischen Strahlen aus den *DSS*- Messungen wird durch den flachen Laufweg im Bereich der maximalen Eindringtiefe, die vergleichsweise große Wellenlänge der Signale und den weiten Empfängerabstand begrenzt. Diese Nachteile werden von der sehr viel kostspieligeren Steilwinkelseismik überwunden, die auch kleinräumige Heterogenitäten abzubilden vermag. In den Westlichen und Zentralen Alpen wurden während der 80er Jahre derartige hochauflösende reflexionsseismische Kampagnen realisiert (*ECORPS* und *NFP-20*, s. auch Karte in Abb. 2.5). Sie vermochten sowohl den komplexen Deckenbau in der Oberkruste zu erhellen, als auch tiefere Strukturen im Detail abzubilden. So ist die Europäische Unterkruste bis unter das Helvetikum reflektiv und durch deutliche Schichtung charakterisiert (*layered lower crust*), die aber unter dem Penninikum unterbrochen ist (Nicolas et al. [1990] und Holliger & Kissling [1992]; siehe auch Abbildung 2.3). TRANSALP Working Group [2002] finden in den Ostalpen ein dünneres Reflexionsband, auch im Vergleich zu den nördlich der Molasse anschließenden *DEKORP*- Daten (Meissner & Bortfeld [1990]).

Die hohe geophysikalische Datendichte entlang von *ECORPS* und *NFP-20*, dessen östliches Profil mit dem Alpenabschnitt der *EGT* zusammenfällt, hat in den letzten Jahren zur Entwicklung und Verfeinerung von geologischen/tektonischen Modellen geführt. Abbildung 2.5 zeigt die Interpretationen von Schmid et al. [1996] und Schmid & Kissling [2000]. Gemeinsam ist den drei Modellen (1) die Subduktion der Europäischen Lithosphäre nach ESE/S, (2) der diskontinuierliche Übergang von Europäischer zu Adriatischer (Apulischer) Moho und (3) ein im zentralen Bereich befindlicher und nach NW/N ausdünnender Unterkrustenkeil, der offenbar von den Stapelungs- und Faltungsprozessen in den Deckschichten der Oberkruste entkoppelt ist. Eine frühere Vorstellung von Nicolas et al. [1990] bevorzugt für das *ECORPS*- Profil eine Interpretation als Mantelkeil gegenüber verdoppelter Unterkruste und stützt sich dabei neben Reflexionshorizonten u.a. auf die hohe Dichte von $3.2 \frac{g}{cm^3}$, wie sie von Bayer et al. [1989] in 25 – 30 km Tiefe modelliert wird.

Es gibt aber auch offensichtliche Unterschiede, die vor allem zwischen den beiden westlichen Profilen *ECORPS* und *NFP-20 West* einerseits und dem östlichen Profil *NFP-20 Ost* andererseits auftreten: In ersteren sind Adriatischer Mantel und Unterkruste bis zur Oberfläche aufgestiegen. Zusammen definieren sie den *Ivreakörper*, der sich geophysikalisch durch hohe v_p - Geschwindigkeiten von $7.4 - 7.7 \frac{km}{s}$, bestimmt aus refraktionsseismischen und tomographischen Experimenten (Berckhemer [1968], Solarino et al. [1997], Paul et al. [2001]), hohe Dichte von mindestens $3.0 g/cm^3$ (Bayer et al. [1989], Vernant et al. [2002]) und hohe magnetische Suszeptibilität (Froidevaux & Guillaume [1979]) auszeichnet. Der *Ivreakörper* erstreckt sich nicht bis ins östliche Profil. Dort vertieft sich

die Adriatische Moho leicht nach N in Richtung des Kontaktes zur Europäischen Lithosphäre. Der rheologisch feste *Ivreakörper* fungierte in den Westalpen möglicherweise als *backstop* und führte zur Abscherung und Aufschiebung von Europäischer Unterkruste nordwärts (Schmid & Kissling [2000]). Im Ostprofil (*NFP-20 Ost*) besteht der tief im Alpenkern liegende Keil demgegenüber aus Adriatischer Unterkruste, die nordwärts in die Europäische Lithosphäre geschoben wurde. Die unterschiedliche Geometrie wirkte sich auch auf die Oberkrustentektonik aus mit südvergente *Fold and Thrust Belts* in den Südalpen, während die Krustenverkürzung sich weiter westlich auf die Region nördlich der Insubrischen Linie konzentriert.

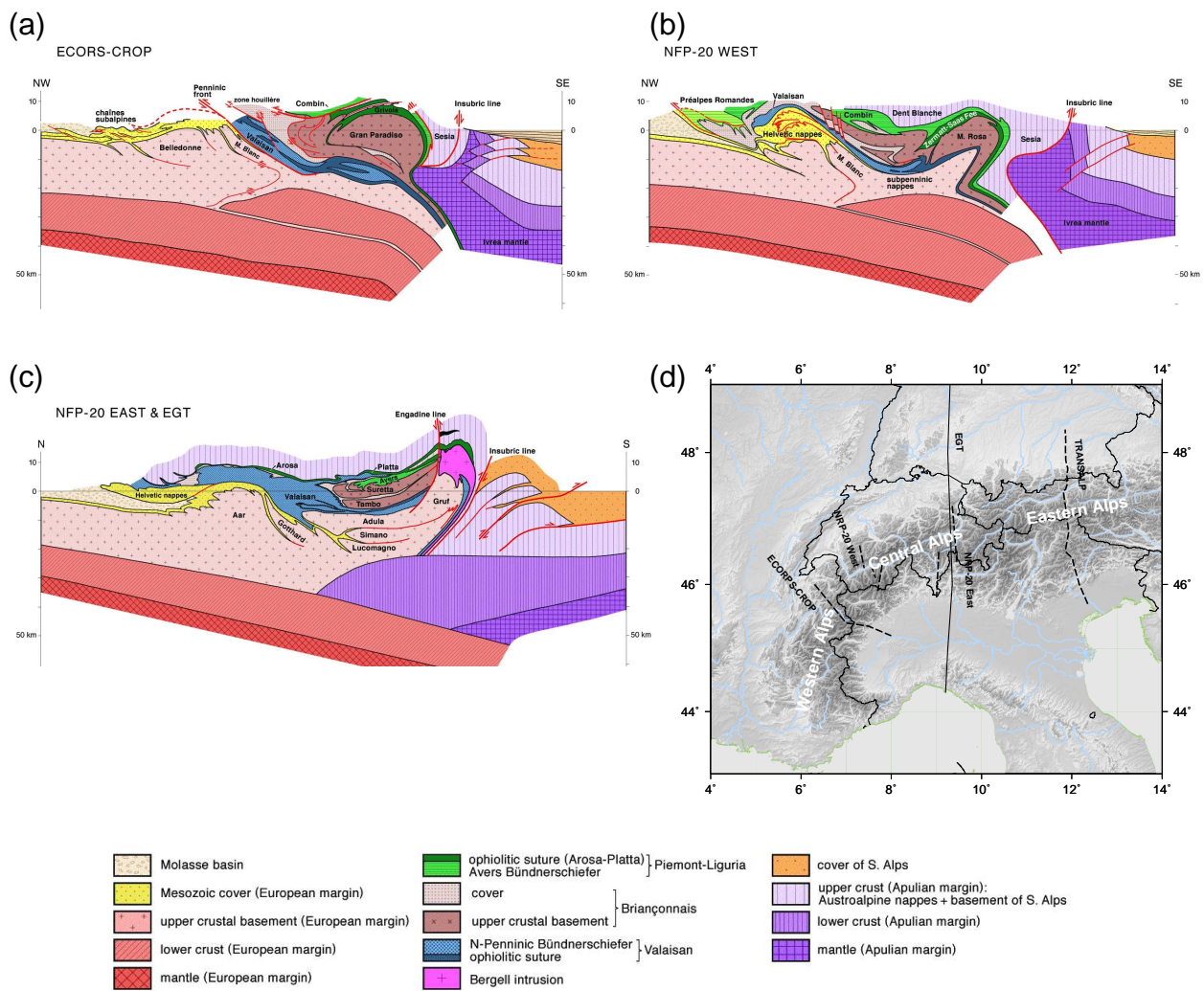


Abbildung 2.5: Geophysikalisch-geologische Schnitte entlang dreier Profile durch die westlichen und zentralen Alpen (a-c, nach Schmid & Kissling [2000]). Die Interpretationen von *ECORS-CROP* und *NFP-20 West* (a und b) unterscheiden sich in wesentlichen Punkten von der Sektion *NFP-20 EAST & EGT* (c, s. Text). Die Karte (d) zeigt die Lage der Profile und zum Vergleich die *TRANSALP* Linie in den Ostalpen.

Seismizität

Die aktiven tektonischen Prozesse in den Alpen finden auch in der Seismizität ihren Ausdruck. Abb. 2.6 zeigt die Verteilung der Beben der Magnitude 3.0 und größer, die seit 1970 instrumentell aufgezeichnet wurden. Im nördlichen Vorland der zentralen Alpen, unter Jura und Molasse, ist die gesamte Kruste bis ca. 30 km Tiefe seismisch aktiv, während unter den Alpen die verlässlich bestimmte Seismizität auf die Oberkruste beschränkt ist (max. 15 – 20 km, z.B. Deichmann & Baer [1990], Balling & Banda [1992], Sue et al. [1999]). Anomal tiefe Seismizität finden Cattaneo et al. [1999] im Bereich von Unterkruste und oberem Mantel (bis zu 114 km Tiefe) unter dem Westrand der Poebene. Hinweise auf tiefe krustale Beben im südlichen Teil der Alpen liefert die Analyse von Tiefenphasen (Zonno & Kind [1984]). Sie erhalten für ein Ereignis der Magnitude 4 bei ca. $46.0^{\circ}N/9.6^{\circ}E$ eine Herdtiefe von 27 km. Im südlichen Teil der Ostalpen ist die Seismizität auf die Region von Friaul konzentriert mit Herdtiefen < 12 km (Zonno & Kind [1984], Slejko et al. [1989], Gentile et al. [2000]). Die berechneten Herdflächenlösungen sind hier überwiegend charakteristisch für nach N einfallende Überschiebungen und Folge der noch anhaltenden Krustenverkürzung (Carulli et al. [1990]).

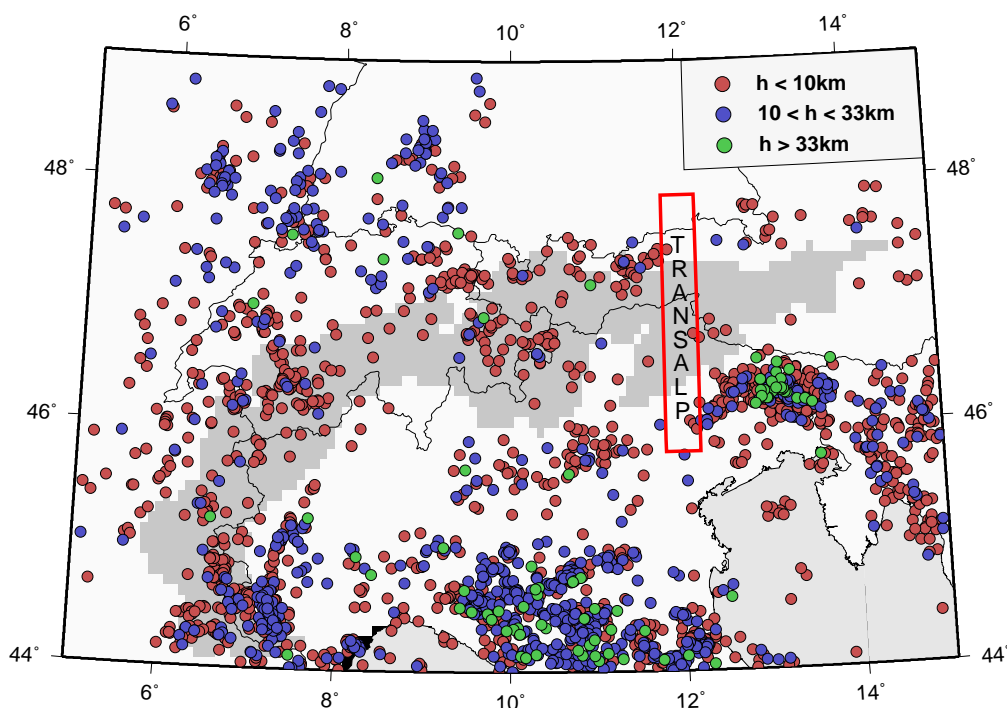


Abbildung 2.6: Seismizität in der Alpenregion im Zeitraum 1970-2000. Die Koordinaten sind dem Bulletin des ISC (International Seismological Centre) entnommen. Im *TRANSALP* Streifen ist die gemessene Erdbebenaktivität gering.

2.2.2 Mantelstruktur

Die Energie der in den seismischen Experimenten eingesetzten Anregungsquellen (Sprengungen und Vibroseis) reicht im allgemeinen nicht aus, tiefere Strukturen als die Kruste-Mantelgrenze aufzulösen. Die Untersuchung des Oberen Mantels unter den Alpen, im besonderen die Bestimmung der Lithosphärenmächtigkeit, basiert deshalb auf anderen Verfahren wie der Auswertung von Erdbebensignalen. Die wichtigste Rolle spielt dabei die Laufzeit- und Wellenforminversion von Oberflächenwellen und Raumwellen.

Die Ergebnisse verschiedener Dispersionsstudien von Oberflächenwellen sind von Suhadolc et al. [1990] zusammengefaßt worden. Aus der Inversion von Phasen- und Gruppengeschwindigkeiten und der daraus resultierenden Tiefenfunktion der S - Geschwindigkeit leiteten sie eine Karte der Lithosphärenmächtigkeiten ab. Der Übergang zur darunterliegenden Asthenosphäre wird durch eine Reduktion der S - Wellengeschwindigkeit von ca. $4.5 \frac{km}{s}$ auf $4.3 - 4.4 \frac{km}{s}$ bestimmt. Während die *normale* Lithosphären Dicke in Westeuropa $75 - 90 km$ beträgt (Mueller [1989]), nimmt sie in den Zentralen und Östlichen Alpen auf ca. $150 km$ zu. In den Westalpen wird eine entsprechende Abnahme der S - Geschwindigkeit nicht beobachtet. Das tiefe reichende Material hoher Geschwindigkeit bildet hier eine *Lithosphärenwurzel* und wird durch steil einfallende Subduktion erklärt. Das Auflösungsvermögen der Dispersionsmessungen wird durch die langperiodischen Wellen, die Heterogenität der Lithosphärenstruktur in den Alpen und die grobe Parametrisierung ($1^\circ \times 1^\circ$) begrenzt. Suhadolc et al. [1990] schätzen die vertikale Auflösung des Lithosphären- Asthenosphärenübergangs auf $30 km$. Kissling [1993] beurteilt die Aussagekraft der Ergebnisse jedoch erheblich kritischer.

Eine vergleichbare Karte der Lithosphärenmächtigkeit erstellten Babuška et al. [1990] aus der räumlichen Verteilung von P - Residuen. Sie fanden deutlich höhere Werte in den West- und Ostalpen ($\geq 200 km$) und eine relative Verdünnung der Lithosphäre in den Zentralen Alpen ($150 km$). Aufgrund der methodischen Vereinfachungen wie der Berechnung *repräsentativer Durchschnittsresiduen* und ihrer unmittelbaren Umrechnung in Variationen der Lithosphären Dicke sind diese Ergebnisse ebenfalls sehr spekulativ (Kissling [1993]).

Als gesichert gilt die Existenz positiver P - Geschwindigkeitsanomalien im Oberen Mantel unter den Alpen. Sie wird durch zahlreiche tomographische 3D- Studien belegt (z.B. Babuška et al. [1984], Babuška et al. [1990], Cattaneo & Eva [1990], Spakman et al. [1993], Plomerová [1997], Bijwaard & Spakman [2000]). Ein Vorteil der Methode ist die

Möglichkeit der Qualitätskontrolle der Lösungen mithilfe von Sensitivitätstests und der Berechnung synthetischer Modelle. Tiefenschnitte aus einer jüngeren Arbeit von Morelli & Piromallo [2000], basierend auf der gemeinsamen Inversion von regionalen und teleseismischen Daten, zeigt Abb. 2.7. Um bis zu 2% gegenüber dem Referenzmodell erhöhte

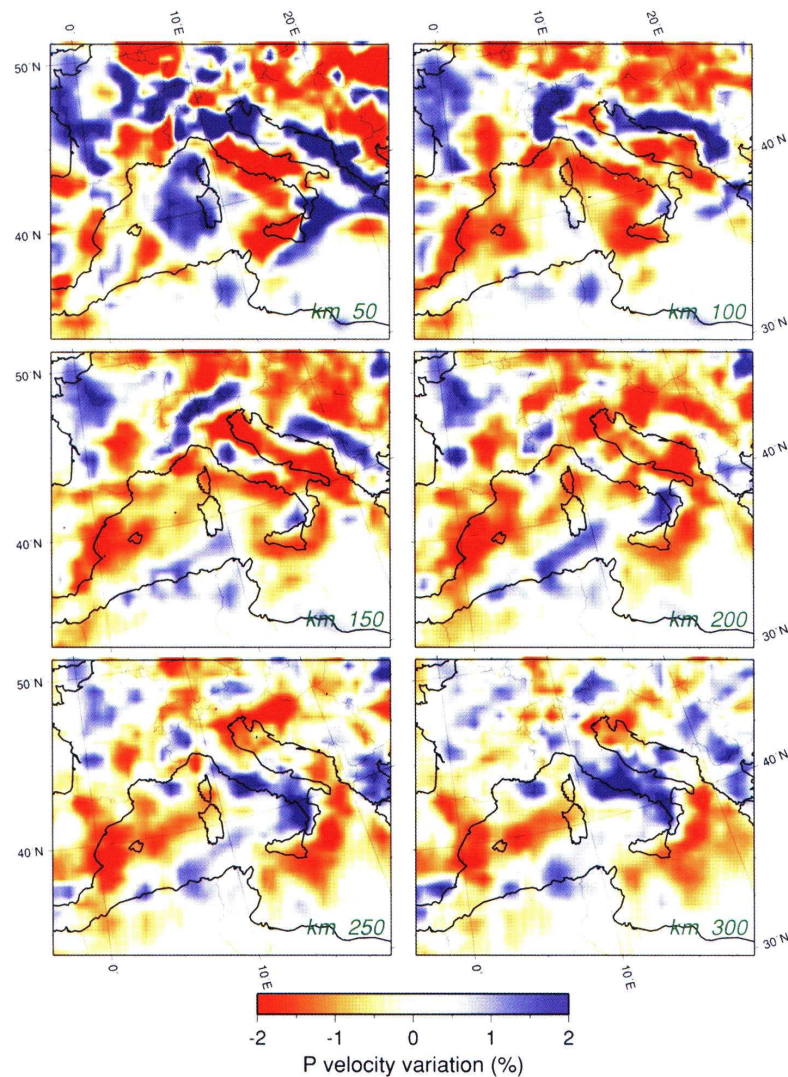


Abbildung 2.7: Horizontalschnitte in verschiedenen Tiefen durch das regionale 3D- Geschwindigkeitsmodell von Morelli & Piromallo [2000]. Es basiert auf der gemeinsamen Inversion von regionalen und teleseismischen P Phasen. Der Alpengürtel hebt sich besonders in Tiefen von 100 – 150 km als Anomalie erhöhter Geschwindigkeit hervor.

P - Geschwindigkeiten kennzeichnen den Alpenbogen in 100 – 150 km Tiefe, der sich vor allem nach Norden gegen den wärmeren und seismisch langsameren Oberen Mantel unter Zentraleuropa hervorhebt. In den Zentralen Alpen verschwindet die positive Anomalie in größeren Tiefen, in den Westalpen und den Ostalpen setzt sie sich mit verringerter Amplitude fort. Weniger deutlich sind diese Unterschiede entlang der Alpen bei Spakman

et al. [1993] und Plomerová [1997]. In der Mantelübergangszone verliert sich die seismische Eigenständigkeit der Alpen (Morelli & Piromallo [2000], hier ohne Abbildung). In $\sim 500 \text{ km}$ Tiefe ist sie großräumig in Zentral- und Südosteuropa durch schnelles Material charakterisiert.

Lippitsch [2002] hat u.a. durch Einbinden der TRANSALP- Daten ein weiter verfeinertes dreidimensionales P - Geschwindigkeitsmodell für den Oberen Mantel unter den Alpen erstellt. In Kapitel 5.2 wird darauf im Zusammenhang mit den Ergebnissen der *Receiver Functions* eingegangen.

Eine positive Schergeschwindigkeitsanomalie im inneren Bogen der westlichen Alpen (ca. 140 km Tiefe) und im Mantel unter der Poebene (bis $> 300 \text{ km}$) erhalten Marquering & Snieder [1996] aus der Wellenforminversion von S - und Oberflächenwellen. Arbeiten von Zielhuis & Nolet [1994] und Snieder [1988] finden hingegen keine Hinweise auf erhöhte Schergeschwindigkeiten in der Alpenregion. In qualitativer Übereinstimmung zu Marquering & Snieder [1996] steht das gravimetrische Modell von Werner [1985] entlang der *EGT* (siehe auch Mueller [1989]). Nach Berücksichtigung der krustalen Effekte verbleibt eine langwellige positive Schwereanomalie mit einem Maximum von 80 mGal in der Poebene, die er durch einen steil einfallenden Körper erhöhter Dichte ($\Delta\rho = 0.02 - 0.05 \text{ g/cm}^3$) modelliert und die als tiefreichende Lithosphärenwurzel ($\sim 200 \text{ km}$) interpretiert wird. Unterstützung erhalten die Resultate durch die Arbeit von Cattaneo & Eva [1990], die bei ihrer P - Tomographie in NW- Italien Daten eines regionalen Stationsnetzes verwenden und in $90 - 140 \text{ km}$ Tiefe unter der Poebene eine positive Anomalie um bis zu 10% finden. Magnetotellurische Messungen (Hjelt & Korja [1993] und Referenzen darin) liefern ebenfalls Hinweise auf eine mächtige Lithosphäre in den Alpen, da bis in ca. 200 km Tiefe keine Anzeichen für eine elektrisch gut leitende Asthenosphäre zu finden sind. Die Stationsdichte ist aber zu gering, um Variationen entlang der Alpen bestimmen zu können.

Die Zusammenfassung geophysikalischer Messungen in ein geodynamisches 2D- Modell entlang der *EGT* zeigt Abb. 2.8. Das in Kruste, Mantellithosphäre und Asthenosphäre gegliederte Modell (c) paßt vor allem die gravimetrischen Daten an. Zusammen mit der in (d) angenommenen Viskositätstiefenfunktion können Vertikalbewegungen und Horizontalspannung für die Oberkruste berechnet werden. Hebungsraten in den Zentralen Alpen (1 mm/a) und Subsidenzraten in Molasse und Poebene werden ebenso erklärt wie Extension (*positiver* horizontaler *Stress*) in den Alpen und Kompression in den nördlich und südlich angrenzenden Gebieten.

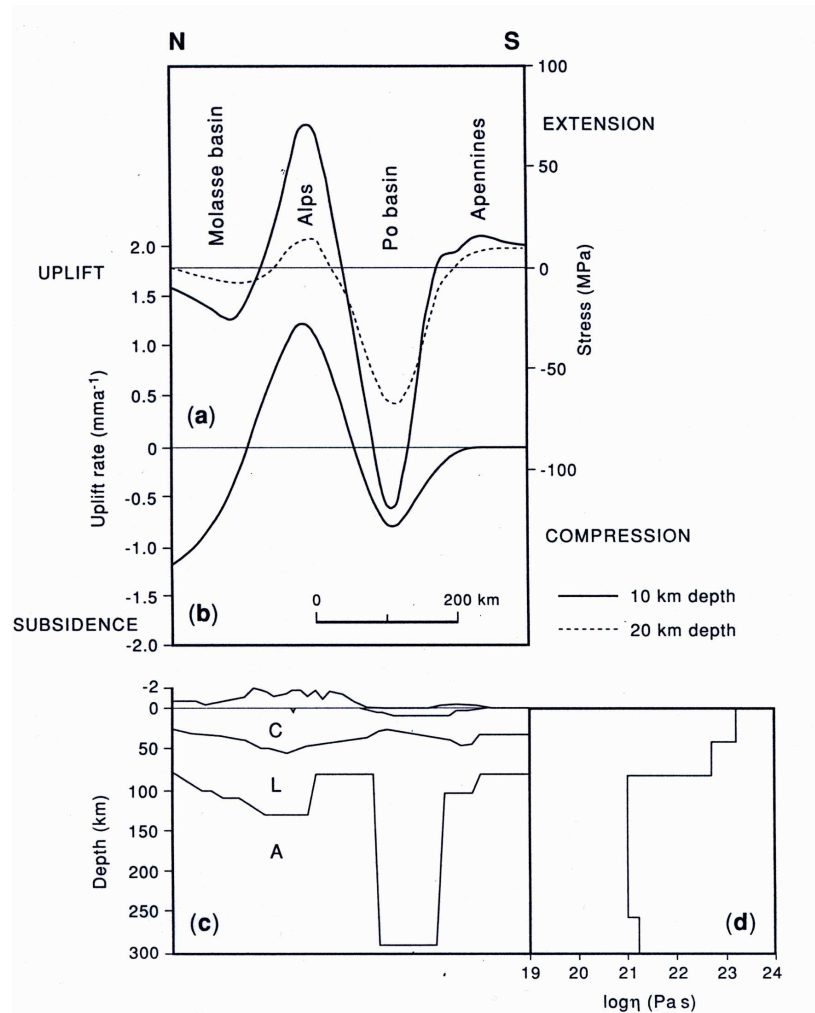


Abbildung 2.8: Geodynamisches Modell der Alpen entlang der *EGT* Linie (aus Blundell et al. [1992]). Spannungen in 10 *km* (durchgezogene Linie) und 20 *km* (gestrichelte Linie) Tiefe (a) und Hebungsrate (b) sind für das in (c) und (d) definierte Modell berechnet. (C= Kruste, L= Lithosphäre, A= Asthenosphäre)