

Lothar Steiner

Die globale Tektonik

Was die Erdschale wirklich antreibt

Wissen braucht Zeit, um Wurzeln zu schlagen

© 2022 Lothar Steiner

2., durchgesehene und erweiterte Auflage 2024

Autor: Lothar Steiner (lothar.steiner@gmx.net)

Illustration: Lothar Steiner

Umschlaggestaltung: Siegfried Steiner

Druck: epubli – ein Service der neopubli GmbH, Berlin

Das Werk, einschließlich seiner Teile, ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung ist ohne Zustimmung des Autors unzulässig. Dies gilt insbesondere für die elektronische oder sonstige Vervielfältigung, Übersetzung, Verbreitung und öffentliche Zugänglichmachung.

Inhalt

<i>Inhalt in Kürze</i>	5
<i>Synopsis (English)</i>	6
Vorwort	7
1. Einführung	8
2. Auf- und Überschiebung im Bereich kontinentaler Kruste	11
<i>Einfache Schubdecken</i>	11
<i>Schubdecken mit einfachem Schuppenbau</i>	15
<i>Die Clos-du-Doubs-Schubdecke (Jura)</i>	15
<i>Die Dottenberg-Schubdecke (Jura)</i>	16
<i>Schubdecken mit mehrfachem Schuppenbau</i>	19
<i>Die Taunus-Schubdecke (Rheinisches Schiefergebirge)</i>	19
<i>Die Wippraer Schubdecke (Harz)</i>	21
<i>Die Pikkikiruna-Schubdecke (Neuseeland)</i>	26
<i>Schubdecken mit manteltiefen Schubbahnen</i>	26
<i>Die Longmenschan-Schubdecke</i>	26
<i>Die Tonale-Schubdecke</i>	28
<i>Entstehung von Gleitdecken</i>	31
<i>Herkunft und Entstehung der helvetischen Gleitdecken</i>	31
<i>Herkunft und Entstehung der kalkalpinen Gleitdecken</i>	38
<i>Erörterung und Folgerungen</i>	40
3. Faltung und Überschiebung	52
<i>Erörterung und Folgerungen</i>	59
4. Tektonik im Faltengebirgs-Vorland	63
<i>Vorland-Decken</i>	63
<i>Überschiebung der Molasse-Decke im Ostalpen-Vorland</i>	63
<i>Die Unterschiebung der überfahrenen Molasse</i>	69
<i>Unterschiebung in Faltengebirgs-Vorländern</i>	71
<i>Erörterung und Folgerungen</i>	75
5. Überschiebung kontinentaler auf ozeanische Kruste	81
<i>Beispiel Neuseeland</i>	82
<i>Die Hikurangi-Zone</i>	82
<i>Die Puysegur-Zone</i>	86
<i>Der Paläobruch Ur-Neuseelands</i>	86
<i>Die Wadati-Benioff-Zonen Neuseelands als isostatische Ausgleichbahnen</i>	88
<i>Der Alpine-Bruch und seine Zweigbrüche</i>	89
<i>Beispiel Kamtschatka und West-Aläuten</i>	91
<i>Der wahre Charakter der Wadati-Benioff-Zonen</i>	94
<i>Die Inselketten</i>	97
<i>Aussetzen ozeanischer Überschiebung</i>	100

<i>Umkehr der Überschiebungsrichtung (Polaritäts-Umkehr).....</i>	<i>102</i>
<i>Erörterung und Folgerungen.....</i>	<i>102</i>
6. Wechselwirkung von Fliehkraft und Schwerkraft in Europa.....	109
<i>Spannungsfelder erster Ordnung im Grundgebirge.....</i>	<i>109</i>
<i>Spannungsfelder zweiter Ordnung im Deckgebirge.....</i>	<i>122</i>
<i>Zweischarige Scherbruchsysteme aus deviatorischer Pressung.....</i>	<i>128</i>
<i>Spannungsfelder anorogener Gebiete.....</i>	<i>135</i>
<i>Erörterung und Folgerungen.....</i>	<i>137</i>
7. Wechselwirkung von Fliehkraft und Schwerkraft in Asien.....	150
<i>Spannungsfelder erster Ordnung.....</i>	<i>150</i>
<i>Spannungsfelder zweiter Ordnung.....</i>	<i>153</i>
<i>Das Altin-Tagh-Überschiebungssystem.....</i>	<i>155</i>
<i>Das Longmen-Schan-Überschiebungssystem.....</i>	<i>156</i>
<i>Gravitativ beeinflusste Tektonik des östlichen Tibetischen Hochlandes.....</i>	<i>156</i>
<i>Indochina.....</i>	<i>160</i>
<i>Erörterung und Folgerungen.....</i>	<i>161</i>
8. Zur Tektonik in Afrika, Nord- und Südamerika, Australien.....	169
<i>Afrika.....</i>	<i>169</i>
<i>Nordafrika.....</i>	<i>169</i>
<i>Ostafrika.....</i>	<i>170</i>
<i>West- und Zentral-Afrika.....</i>	<i>171</i>
<i>Nordamerika.....</i>	<i>172</i>
<i>Südamerika.....</i>	<i>174</i>
<i>Das andine Südamerika.....</i>	<i>174</i>
<i>Das nichtandine Südamerika.....</i>	<i>175</i>
<i>Australien.....</i>	<i>176</i>
<i>Vorläufige Bewertung.....</i>	<i>176</i>
9. Ausblick.....	180
<i>Scherbrüche.....</i>	<i>182</i>
<i>Auf-/Überschiebung: Schubdecken.....</i>	<i>184</i>
<i>Überschiebung: Gleitdecken.....</i>	<i>186</i>
<i>Isoklinale Faltung.....</i>	<i>187</i>
<i>Vergenz.....</i>	<i>188</i>
<i>Unterschiebung durch Ausquetschung in Faltengebirgs-Vorländern.....</i>	<i>189</i>
<i>Wadati-Benioff-Zonen.....</i>	<i>189</i>
<i>Gleitungen kontinentaler Kruste.....</i>	<i>194</i>
<i>Asthenosphäre.....</i>	<i>195</i>
<i>Vulkanismus.....</i>	<i>195</i>
<i>Ozeanische Dehnungszonen.....</i>	<i>196</i>
Zum Verfasser.....	200
Anmerkungen.....	201

Inhalt in Kürze

Neuere Erkenntnisse zum Überschiebungsvorgang und kogenetische isoklinale Faltung erlauben ein bislang nicht angewandtes, realistisches Herangehen an die Behandlung der wesentlichen schwebenden Fragen in der Geotektonik. Die detaillierte Analyse zahlreicher Schubdecken ergibt, dass es nicht tangential einwirkende Kräfte sind, die zur Anlage von Schubdecken führen, wie zuvor angenommen. Entgegen bisherigen Erwartungen erweist sich, dass der Auslöser von Überschiebung ausnahmslos ein seigerer Scherbruch ist, dessen eine Flügelscholle aufgrund stärkeren Auftriebs gehoben wird. Infolge ihrer Schweredehnung kippt sie allmählich auf die tiefere Gegenscholle. Dieser Mechanismus wird beim isostatischen Aufstieg der Sedimentfüllung einer Geosynklinale, also der Bildung eines Faltengebirges/Orogens wirksam.

Die Aufdeckung des kontinentalen Überschiebungsmechanismus erweist sich als wegweisend auch für die Klärung der Ursache für die Anlage von Wadati-Benioff-Zonen. Wenn an einem Scherbruch kontinentale neben ozeanische Kruste gesetzt wird, wirkt sich der stärkere Auftrieb der spezifisch leichteren kontinentalen Scholle aus, indem diese infolge Schweredehnung auf die tiefere ozeanische Kruste geschoben wird. Am Beispiel der Hikurangi- und Puysegur-Zone Neuseelands wird aufgezeigt, dass es keine Konvektionsströme in der Asthenosphäre gibt, sie also als Ursache für einen hypothetischen Transport von Lithosphärenplatten ausscheiden. Denn Asthenosphäre und tieferer Mantel verhalten sich passiv und reagieren auch auf isostatische Bewegungen der Flügelschollen eines Scherbruches nur träge. Das zeigt sich daran, dass sich bei der Verlagerung kontinentaler Kruste durch Überschiebung über den Ozeanboden die Krümmung der seismisch aktiven Zone zur Tiefe allmählich fortschreitet. Der tiefste und älteste Abschnitt einer Wadati-Benioff-Zone zeigt somit die Spur des Überschiebung auslösenden Scherbruches an. Im Falle Neuseelands wird somit der auslösende Paläobruck erstmals nachgewiesen.

Als die bestimmenden Kräfte der Gestaltung der Erde erweisen sich die Fliehkraft und die Schwerkraft. Das legt schon die Kugelgestalt der Erde nahe, die nur durch global wirkende Kräfte zustande gekommen sein kann, nicht aber durch diffuse, in der Asthenosphäre lediglich vermutete aktive stoffliche Strömungen. Die Einwirkung der Fliehkraft zeigt sich in weiten Teilen der Erde an der Anlage von zwei Sätzen komplementärer Scherbrüche jeweils in Ober- und Unterkruste, aus deren Streichen und Schersinn meridional gerichtete Pressung folgt. Komplementäre Scherbrüche entstehen außerdem in Hanglage von Orogenen, wo sie durch die Schwerkraft erzeugt werden, denn sie entstanden durch eine größte Hauptschubspannung in Richtung des Gefälles, sind also ein rein morphotektonisches Phänomen. Im Faltengebirge erweist sich die Bedeutung des Einflusses von Morphotektonik außerdem bei der Entstehung von Überschiebung und Isoklinalfalten sowie deren Vergenz. Im Gegensatz zum derzeit anerkannten, aber völlig hypothetischen Modell der Geodynamik sind die hier abgeleiteten Ursachen der globalen Tektonik nachprüfbar und ergeben ein kohärentes und konsistentes Bild der Geodynamik. Sie sind daher richtungsweisend für die Lösung der Fragen der Geodynamik.

Synopsis (English)

New insights into the process of thrusting and cogenetic isoclinal folding allow a hitherto not applied realistic approach to discuss the essential pending problems of geotectonics. The detailed analysis of numerous thrust nappes reveals that thrusting is not caused by forces applied tangentially, as assumed previously. In contrast to the expectations it turns out that thrusting is unequivocally triggered by a vertical wrench fault along which one of its adjoining blocks is elevated due to its larger buoyancy. Owing to its resulting gravitational extension it is tilted by and by onto the deeper block. This mechanism takes effect during uplift of the sedimentary infill of a geosyncline, i. e. during the generation of a folded mountain range or orogenic belt.

The unraveling of the continental process of thrusting also turns out to elucidate the cause of the initiation of a Wadati-Benioff zone. If continental crust is juxtaposed with oceanic crust along a wrench fault, buoyancy of the specifically lighter continental block becomes effective and it is shifted onto the deeper oceanic block due to its gravitational extension. The example of the Hikurangi and Puysegur zones of New Zealand illustrates that convection currents within the asthenosphere are non-existent and must be excluded as a possible cause of a hypothetical transport of lithospheric plates. The asthenosphere and deeper mantle behave passively and react only inertly to isostatic movements of the blocks on either side of the wrench fault. This is shown by the fact that during the displacement of continental onto oceanic crust by thrusting the bend of the seismically active Wadati-Benioff zone proceeds by and by towards the depth. The deepest and oldest segment of a Wadati-Benioff zone thus indicates the trace of the original wrench fault which triggered thrusting. In the case of New Zealand the paleo-fault has been detected.

The forces controlling the shape of the Earth render to be the centrifugal and the gravitational forces. This is already suggestive by the shape of the Earth as a globe which can have been achieved only by these globally active forces, but not by diffuse material currents suspected to be active in the asthenosphere. The activity of the centrifugal force is apparent in wide parts of the Earth by the generation of two sets of conjugate wrench faults each in the upper and lower crust whose shear senses indicate meridionally directed compressive stress. Conjugate wrench faults generated in slope position of orogenic belts are produced by gravity since they are generated by a maximal principal stress parallel to the morphological gradient of the orogen. They are thus a morphotectonic phenomenon. Furthermore, the bearing of morphotectonics on the Earth's tectonics becomes apparent by the generation of thrusting and the vergence of the isoclinal shear folds in folded mountain belts. Contrary to the present and generally accepted, but entirely hypothetical model of geodynamics, the now inferred causes of the global tectonics are verifiable and yield a coherent and consistent picture of geodynamics. They are therefore guiding to the solution of the pending questions of geodynamics.

Vorwort

Die geotektonische Forschung wird seit einem guten halben Jahrhundert durch die Hypothese der Plattentektonik bestimmt. Sie wurde von zahlreichen Autoren überschwänglich als der finale Durchbruch zur Erkenntnis gefeiert. Trotz aller Beteuerungen und Erleuchtungen ist es jedoch immer noch nicht gelungen, die Ursachen des geotektonischen Triebwerks in der Erdschale zu entschlüsseln. Das gegenwärtige primitive tektonische Konzept hat sich immer mehr in zahlreichen Hilfhypothesen verheddert, die Unstimmigkeiten in diesem Bild schlüssiger machen sollen. Dadurch werden die Zusammenhänge immer unklarer und unverständlicher. Das plattentektonische Konzept ist offenbar in eine Sackgasse gelangt.

Die wesentliche Ursache für dieses offensichtliche Versagen liegt darin, dass ein Modell gewählt wurde, das der menschlichen Technik entlehnt wurde, ohne dass die physikalischen Gesetze Beachtung fanden, die das Bewegungsverhalten der Erdschale bestimmen. Hinzu kommt, dass bisherige, teilweise seit über hundert Jahren überlieferte skurrile Gedanken und Glaubenssätze von der Plattentektonik-Hypothese übernommen worden sind. Der Rückgriff auf die Ideen früher Auguren hat die Lage nicht verbessert. Stattdessen wurden klare Befunde der Tektonik über Bord geworfen. So werden offenkundige Tatsachen wie der isostatisch bedingte Aufstieg der sedimentären Füllung tiefer Meeresbecken, der Geosynklinalen, zu hohen Faltengebirgen weitgehend außer Acht gelassen. Dass jedoch dieser bedeutende vertikaltektonische Vorgang deutliche Spuren in den Gesteinsgefügen hinterlassen muss, ist nicht zu bezweifeln. Stattdessen werden Faltung und Überschiebung unentwegt auf horizontaltektonische Vorgänge zurückgeführt. Diese werden in der unsichtbaren Tiefe des Erdmantels in Gestalt von Unterströmungen, sogenannten Konvektionsströmen, gesucht, ohne dass deren Existenz bewiesen werden konnte.

Es bedarf erst der zusätzlichen Kenntnis gesicherter tektonischer Befunde, um das tektonische Geschehen abschließend beurteilen zu können. Geophysikalische Befunde können nicht ungeprüft hingenommen werden, wenn sie nicht mit den tektonischen Beobachtungen in Einklang stehen. Klare Hinweise auf die Entstehungsweise der tektonischen Strukturen sind bisher unbeachtet geblieben. Daher muss sich die Forschung solange im Kreise bewegen, wie sie auf unsichere Vermutungen angewiesen ist. Da klare Ergebnisse, die mit den tektonischen Beobachtungen in Einklang stehen, einer unvoreingenommenen, nüchternen Analyse bisher entgangen sind, hat es sich der Verfasser zur Aufgabe gemacht, nach Lösungen zu suchen, die geeignet sind, der Geotektonik eine realistische Grundlage zu verschaffen. Die Ergebnisse werden im Folgenden geschildert.

1. Einführung

Geophysikalische Befunde ergeben für die äußere Erde einen Schalenbau. Die äußere Schale hat eine hohe Festigkeit und wird als Lithosphäre bezeichnet. Sie umfasst die Erdkruste und den obersten Bereich des Erdmantels. Ihre Dicke beträgt 80 bis 100 Kilometer. Darunter folgt die Asthenosphäre, die in einem gewissen Zeitrahmen keine Festigkeit aufweist und mehrere hundert Kilometer hinabreicht, und sodann die feste Mesosphäre, die von den tektonischen Vorgängen der oberen Schalen unbeeinflusst zu sein scheint.

Aufbauend auf diesem Schalenbau erstellten Isacks u. a. (1968) ein geotektonisches Modell, das Zonen tektonischer „Divergenz“ mit Zonen der „Konvergenz“ miteinander verbinden soll. Dabei wird der Asthenosphäre eine aktive Rolle beigegeben, indem in ihr thermisch angetriebene „Konvektionsströme“ wirken sollen, auf denen die auflagernde und spezifisch leichtere Lithosphäre fortbewegt werde. In diesem Zusammenhang erhält die äußere Schale, die Lithosphäre, eine Schlüsselrolle. Sie wird geophysikalisch in Platten unterteilt. Deren Anzahl wurde im Laufe der Zeit immer mehr vergrößert. Für solche Platten hält man Bereiche mit der gleichen physikalischen Eigenschaft, nämlich gegenüber der Asthenosphäre herabgesetzter Dämpfung seismischer Wellen und damit erhöhter Festigkeit. Aufgrund dieses groben Befundes wird auch der für annähernd scheibenförmig gehaltene Bereich unterhalb der seismischen Zone von Wadati-Benioff-Zonen, die an Tiefseerinnen ansetzt, für eine abtauchende Lithosphärenplatte gehalten. Zu diesem Modell stand ein Gedanke von Holmes (1944) Pate, der wiederum auf einen Vorschlag von Hopkins (1839) zurückgriff. Isacks u. a. (1968) haben einen engen Zusammenhang zwischen dem Aufreißen der Lithosphäre an Ozeanrücken und ihrem vermuteten Absinken unter Inselketten und vergleichbare Zonen zu sehen geglaubt, indem sich die Lithosphäre nach Art eines Fließbandes bewege. Sie haben also der irdischen Lithosphäre statt eines stationären Verhaltens eine phantastische Mobilität zugesprochen. So soll die Lithosphäre an Dehnungszonen (Divergenz- oder Riftzonen), den mittelozeanischen Rücken, aufreißen und auseinander driften, an größeren Scherbrüchen zerlegt werden und dort, wo sich große Tiefseerinnen befinden, Inselketten und vergleichbare Zonen unterschieben und ins Erdinnere abtauchen oder „subduziert“ werden. Solche „konvergenten“ Zonen sind durch heftige Erdbeben und Vulkanismus gekennzeichnet und werden plattentektonisch als „Subduktionszonen“ bezeichnet, wo sich die eine Platte unter die andere schiebe und abtauche. Nach ihren Entdeckern werden diese Zonen neutral als Wadati-Benioff-Zonen (WBZs) bezeichnet. Sie zeigen im Querschnitt wechselndes Einfallen und wechselnden Krümmungsgrad. Tektonisch gleicht die an ihnen ablaufende Be-

wegung allerdings schlicht einer Überschiebung kontinentaler über ozeanische Kruste. Die mehr oder weniger geneigte Bebenzone, die bis zu 700 Kilometer hinab reichen kann, soll die abtauchende Platte oder Scheibe an ihrer Oberseite begrenzen.

Die Existenz einer Lithosphärenplatte unter einer WBZ wird damit begründet, dass dort eine 80-100 Kilometer dicke Zone verringerter Dämpfung der seismischen Wellen besteht, die durch einen hohen Q-Wert angezeigt wird, also den Kehrwert des spezifischen Dämpfungsfaktors. Das sei durch ihre geminderte Temperatur bedingt. Der Q-Wert wird auch als ein Maß der Festigkeit des Materials betrachtet. Als Asthenosphäre wird die tiefere Zone der angenommenen Lithosphärenplatte bezeichnet. Für die „Subduktion“ der Platte werden zwei Möglichkeiten in Betracht gezogen. Im einen Fall werde diese „kalte“ Platte durch ihre größere Dichte angetrieben. Im anderen Fall seien die thermisch bedingten Konvektionsströme in der Asthenosphäre ursächlich, deren Äste unter den mittelozeanischen Rücken aufsteigen und an „Subduktionszonen“ absteigen sollen. Unter Geophysikern besteht jedoch Uneinigkeit über Art und Ausmaß einer Konvektion wie auch über die Beteiligung anderer Einflüsse.

Bereits im Falle der „Kollision“ zweier mit kontinentaler Kruste bedeckter Platten ergeben sich erhebliche Zweifel am Konzept. Die Entstehung von Faltengebirgen wird im plattentektonischen Sinne als Vorgang erklärt, wodurch zwei Kontinente in einer „Subduktionszone“ zusammenprallen, da die Kontinente wegen ihres Auftriebs nicht „subduziert“ werden. Faltung und Überschiebung der kontinentalen Kruste werden daher als Ergebnis eines Zusammenschubs angesehen. So werden die Faltengebirge als „Kollisionsgebirge“ angesehen. Die Erdkruste der Faltengebirge wird also für eine Art Ziehharmonika gehalten. Eine solche Betrachtungsweise wird auch als horizontalistisch bezeichnet. Die Untersuchungen der Tektonik von Faltengebirgen, den Orogenen, haben zu keinem auch nur annähernd stichhaltigen Beweis dafür geführt, dass das horizontalistische Ziehharmonika-Modell zutrifft. Der offensichtliche Charakter der Falten in den Orogenen als Scherfalten wird allgemein geleugnet, da er nicht in die althergebrachte Vorstellung passt, dass die Falten Biegegleitfalten seien, die durch seitliche Pressung entstünden. Hervorragende Untersuchungsergebnisse zu Faltung und Überschiebung werden außer Acht gelassen, damit die Tektonik dem heute herrschenden Paradigma des tangentialen Zusammenschubs gehorcht. Diese Vorstellung hat in den Alpen Blüten getrieben, indem allein für dieses Faltengebirge Verkürzungsbeträge von mehreren hundert Kilometern geschätzt worden sind. Da in vielen Fällen das einfache Modell des Zusammenschubs von Schollen zu Erklärungsnot führt, behilft man sich immer

wieder mit neuen Hilfsmitteln, z. B. Druckkeilen und Druckplatten, um die beobachtete Tektonik mit dem Modell halbwegs in Einklang zu bringen.

Seit einem halben Jahrhundert wird nun diese Hypothese als erwiesen gehandelt. Sie ist als Plattentektonik bekannt geworden und wird seit den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts als der Weisheit letzter Schluss gefeiert, was die Lösung der Frage nach dem Mechanismus betrifft, der die Bewegungen in der Erdschale in Gang hält. Ein wesentlicher Mangel des plattentektonischen Konzeptes ist, dass es auch nicht im geringsten möglich ist, irgend eine räumliche Verbindung der Bewegung zwischen angeblich zerreißenden und angeblich absteigenden Platten nachzuweisen. Unverständlich ist auch der Umstand, dass die ozeanische Lithosphäre der Erdoberfläche mit der Zone geringer Dämpfung unterhalb der seismischen Zone im Erdmantel gleichgesetzt wird, obwohl zweifelhaft ist, dass beide Zonen wirklich das gleiche geologisch-petrologische Umfeld darstellen. Geophysikalisch gleiches Verhalten berechtigt keineswegs eo ipso zu einer solchen Beurteilung. Ein weiterer Einwand gegen dieses Konzept ist, dass an der Unterseite keiner der „subduzierten“ Platten eine weitere seismische Zone beobachtet wird, obwohl eine solche vorhanden sein müsste. Aus diesem und aus weiteren Gründen erwachsen grundsätzliche Zweifel an der Richtigkeit des plattentektonischen Konzeptes. Um dessen Lücken zu überbrücken, wurden für zahlreiche unerklärliche Fälle Hilfhypothesen aufgestellt, die physikalisch nicht untermauert worden sind.

Die bisherige tektonische Forschung bewegt sich offenbar in einer Trugwelt. Sie hat sich infolge von Missdeutungen hervorragender geophysikalischer Messergebnisse weit vom Boden der Tatsachen entfernt. Die geschilderten Unstimmigkeiten haben einen unübersichtlichen und unverständlichen Flickenteppich erzeugt. Sie beeinträchtigen die physikalische Logik und damit die Zuverlässigkeit des bisherigen Modells erheblich. Trotzdem werden berechnete Einwände überhört und planmäßig unterdrückt. In Anbetracht der zahlreichen Unzulänglichkeiten des bisherigen geodynamischen Konzeptes ergibt sich die zwingende Notwendigkeit, die tektonischen Beobachtungstatsachen von Grund auf und unvoreingenommen zu analysieren und nach physikalisch sinnvollen Ursachen zu suchen.

Schriften

Holmes, A.: Principles of physical geology – Th. Nelson and Sons. Ltd., The Ronald Press, 1944

Isacks, B., J. Oliver & L. R. Sykes : Seismology and the new global tectonics – J. Geophys. Res., 73, 18, 5855- 5899, 1968

2. Auf- und Überschiebung im Bereich kontinentaler Kruste

Auf- und Überschiebung spielen in der Tektonik der Erdschale eine wichtige Rolle. Bei diesem Vorgang wird eine Scholle der Erdkruste an einem Bruch auf eine Nachbarscholle geschoben. Fällt dieser Bruch flacher als 45° ein, liegt eine Überschiebung vor, bei mehr als 45° eine Aufschiebung. Eine Aufschiebung kann nach oben in eine Überschiebung übergehen. Auf-/Überschiebung ereignet sich in verschiedenen Maßstäben. Sie ist während der Gebirgsbildung in hohem Maße wirksam. Je nach Entstehungsweise werden zwei Erscheinungsformen unterschieden, zum einen die Schubdecken, zum andern die Gleitdecken. Bei den Schubdecken unterscheiden wir solche ohne und solche mit Schuppenbau. Die Größenordnung dieser kontinentalen Decken wird bei weitem übertroffen von denen im kontinentalen/ozeanischen Grenzbereich, deren Mechanismus bisher einer fatalen Missdeutung anheim gefallen ist. Diese Schubdecken werden in Kapitel 5 behandelt.

Einfache Schubdecken

In den Faltegebirgen wird vielfach beobachtet, dass Seigerbrüche oben über die Sinkcholle umbiegen und dadurch flacher einfallen. Die relativ gehobene oder Hubscholle bildet also einen Überhang. In den Nördlichen Kalkalpen stellen z. B. Kockel u. a. (1931) an einem linkssinnigen Scherbruch in der Lechtal-Decke, dem

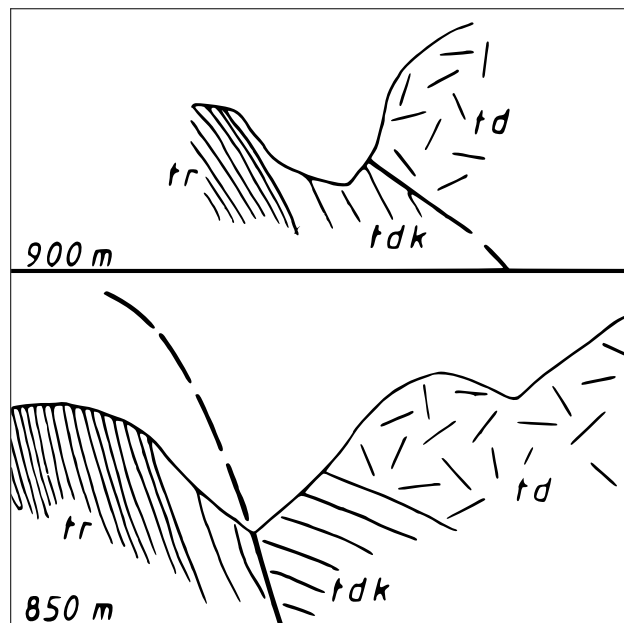


Abbildung 1: Der Neuweid-Bruch (nach Kockel u. a. 1931) ändert im Streichen sein Einfallen. Im tieferen Anschnitt noch seiger, verflacht er im höheren Anschnitt unter einem Überhang.

Figure 1: The Neuweid fault (after Kockel et al. 1931) changes its dip along strike. In the deeper outcrop it is nearly vertical. Further up it displays a smoother dip below an overhang.

Neuweid-Bruch, fest, dass er im Streichen abflacht und so zu einer geneigten Schubbahn wird (Abb. 1). Gleiches beobachtete Cornelius (1951) an der Gahns-
haus-Überschiebung am Südrand der Schneeberg-Decke. Am rechtssinnig ver-
schiebenden Windischgarsten-Scherbruch (WNW-OSO) ist in einzelnen Abschnit-
ten mal die nördliche, mal die südliche Flügelscholle gehoben worden. An seinem
WNW-Abschnitt biegt z. B. am **Steyrling-Flyschfenster** und am **Grünauer
Flysch-Halbfenster** die unten noch seigere Schubbahn nach oben in flache, SW-
vergente Lage um (Gattinger 1953, in Tollmann 1976; Abb. 2). Richter (1958)
stellt im Bärgünde- und Gaichtpass-Gebiet der Lechtal-Decke und im Nebelhorn-
Rauhorn-Gebiet eine stockwerksabhängige Ausbildung der Schubbahnen fest, in-
dem sie in tieferer Lage steil stehen, oben aber merklich abflachen.

Im **Arnspeitzstock** (Abb. 24) zwischen Wetterstein- und Karwendel-Gebirge stellt
Schneider (1953) fest, dass der in der Tiefe steile Brüche mit zunehmender topo-
graphischer Höhenlage in flache Schubbahnen übergehen. Überschiebung geht in
allen diesen Fällen von einem Seigerbruch aus, indem sich die ragende und damit
entblößte Stirn der Hubscholle infolge von Schweredehnung als Überhang auf die

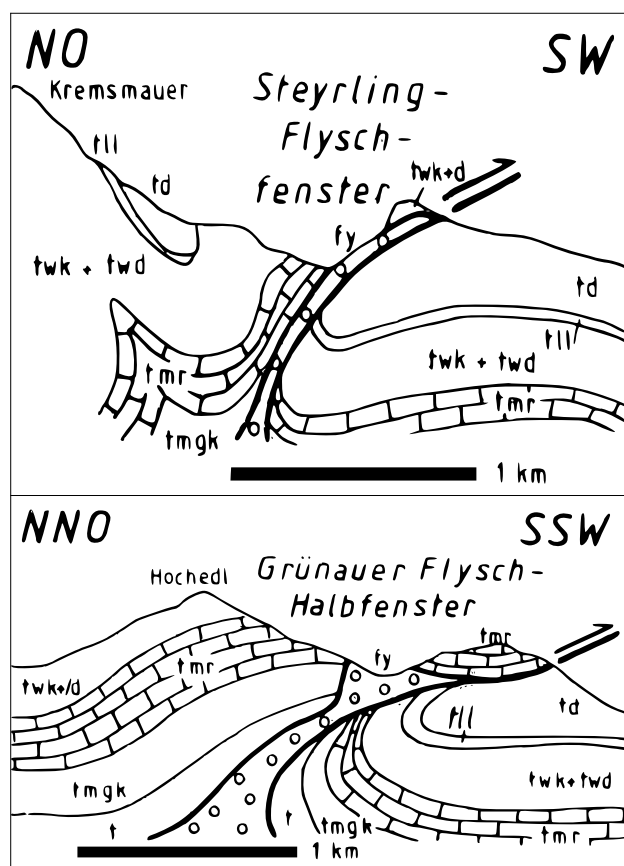


Abbildung 2: Nordwestliche Abschnitte des sonst seigeren Windischgarsten-Bruchsystems biegen im Grünauer Flysch-Halbfenster und im Steyrling-Flyschfenster aus steiler Stellung aufwärts unter einem Überhang in flache Lage um (Nach Gattinger 1953/Tollmann 1976). Flysch wurde aus dem Untergrund hochgepresst. – tmgk: Gutensteiner Kalk, tmr: Reiflinger Kalk, twk, twd: Wettersteinkalk, -dolomit, tll: Lunzer Schichten, td: Hauptdolomit, fy: Flysch.

Figure 2: Within the Grünau Flysch halfwindow and the Steyrling Flysch window, north-western segments of the mostly vertical Windischgarsten fault system bend upwards from a steep to a flat attitude below an overhang (after Gattinger 1953/Tollmann 1976). Flysch has been squeezed up from depth.

tieferer Gegenscholle legt, offenbar da ihr das Widerlager entzogen wurde. Die Entstehung eines Überhanges muss also die Frühform einer Überschiebung spiegeln. Gleichartige Verhältnisse sind auch aus Kalifornien bekannt (u. a. Sharp 1967, Aydin & Page 1984, Sylvester & Smith 1976, Lee & Schwarcz 1996).

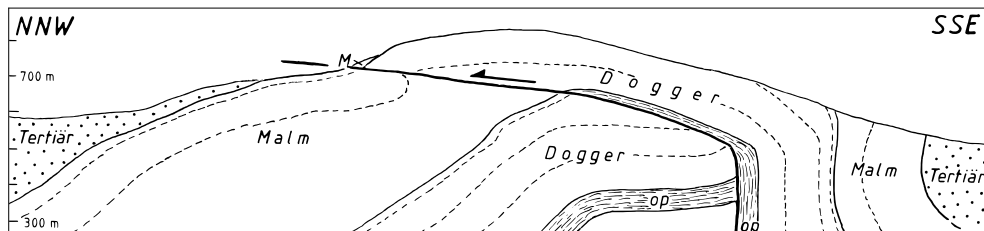


Abbildung 3: Die Ausserberg-Schubbahn im Ost-Jura (nach Wiedermayer 1923) ist aus einem tieferen Seigerbruch und seinem nach Norden umknickenden oberen Fortsatz zusammengesetzt. Im vorliegenden Querschnitt dienten die Opalinus-Tone (Dogger) offenbar als Gleitmittel während der Überschiebung der Süd- über die Nordscholle. – M Malm, op Opalinuss-Ton.

Figure 3: The Ausserberg thrust plane in the eastern Jura Range (after Wiedermayer 1923) is composed of a deeper vertical fault and its upper continuation bending to the north. In the actual cross-section the Opalinus shales (Dogger) apparently served as a sliding medium during overthrusting of the southern onto the northern block.

Einige Beispiele bietet auch das Juragebirge, etwa in der Weißenstein-Kette im östlichen Jura. Im Schnitt durch die **Ausserberg**-Überschiebung in der Weißenstein-Kette (nach Wiedermayer 1923; Abb. 3) wurde die Schubbahn, bei Seigerstellung in der Tiefe, oben gegen das nördliche Vorland gebogen, so dass sich ein Überhang bildete. Am Südostrand der Weißenstein-Kette (Abb. 4, nach Buxtorf 1907) bildete sich bei **Balmberg** ein Überhang, der sich auf das südöstliche Vorland legte. Am Ausserberg wie bei Balmberg war die Umbiegung gegen das morphologisch tiefere Vorland gerichtet.

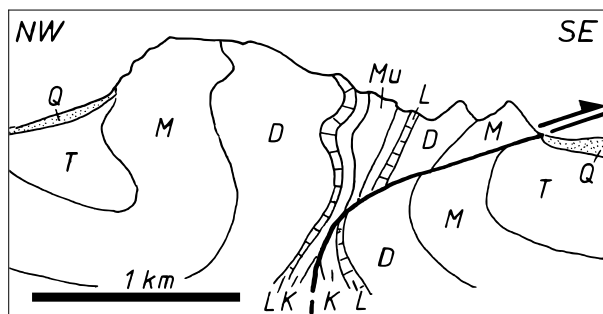


Abbildung 4: In diesem Schnitt durch die Weißenstein-Kette bei Balmberg (Ost-Jura) nach Buxtorf 1907) biegt der in der Tiefe steile Bruch nach oben in eine flach geneigte Schubbahn unter einem Überhang um. Ob bereits eine Schuppe abgespalten worden ist, kann nur vermutet werden. Mu bis Q: Ob. Muschelkalk bis Quartär.

Figure 4: In this section through the Weißenstein Range near Balmberg (eastern Jura Mts.; after Buxtorf 1907) the steep deeper segment bends upwards to a smoothly inclined thrust plane below an overhang. If an imbricate wedge has been truncated can be only presumed.

Im östlichen Jura erweist sich die ursächliche Bedeutung von Seigerbrüchen für das Auslösen von Überschiebung auch am **Grenchenberg**. Dem Profil von Buxtorf (1916) zufolge treffen wir im dortigen Eisenbahntunnel einen sehr steilen Bruch an, der oben nach Norden umbiegt und sogar dorthin einfällt, um weiter nördlich wieder anzusteigen und südfallend auszustreichen (Abb. 5). Es liegt also eine sigmoidale Schubbahn mit steiler Wurzel vor. Sie war ursprünglich unter dem Überhang der Hubscholle nordwärts und mit südlichem Einfallen umgeknickt wie jene am Dottenberg. Der heute geschwungene Querschnitt des Bruches ergab sich durch spätere Faltung, wie sie auch bei anderen Schubbahnen im Jura beobachtet worden ist (z. B. Buxtorf 1916, Laubscher 1977). Dabei muss es sich um aufwärts scherende Faltung gehandelt haben. Der primär gebildete Überhang ent-

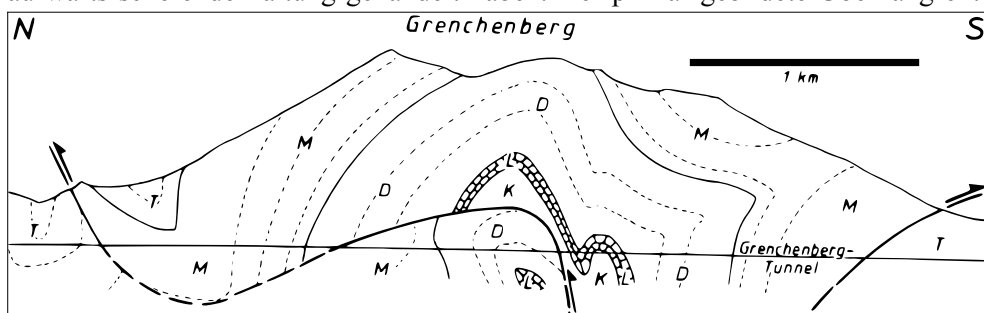


Abbildung 5: Das Grenchenberg-Tunnel-Profil (nach Buxtorf 1916) zeigt, dass ein nahezu seigerer Bruch oben nach Norden umbiegt und dorthin einfällt, weiter nördlich entgegengesetzt einfällt und dann südwärts einfallend austreicht. Der Bruch war ursprünglich unter einem Überhang mit südlichem Einfallen nordwärts umgebogen und hat durch spätere (Scher-)Faltung eine sigmoidale Form erhalten. Die sichtbare Schubweite beträgt rd. 2 km.

Figure 5: The Grenchenberg tunnel cross-section (after Buxtorf 1916) reveals a near-vertical fault at depth, which further up bends down and dips northward, farther north displays a contrary dip and then crops out with southern dip. The fault originally bent northward with southern dip below an overhang and obtained its sigmoidal shape by later (shear) folding. The visible transport distance is about 2 km.

stand in einer einmaligen Hubphase, ohne dass er noch als Schuppe abgespalten worden wäre. Die Schubweite betrug etwa 700 ± 150 m. Buxtorf (1916) nahm, wie auch noch Laubscher (2008) und Suppe (2011) auch hier an, der so gut wie seigere Aufschiebebruch zweige von einer flach liegenden Ablösefläche in der Tiefe rechtwinklig nach oben ab. Das Gebirge unterhalb dieser Fläche müsste also ungefaltet sein. Das kann es aber nicht sein, denn trotz Aufbietung verschiedener fragwürdiger horizontalistischer Instrumente (Abscherung, Kollision, Transpression) kommt Laubscher (2008) zu dem Schluss, dass das „Grenchenberg-Problem äußerst schwierig zu lösen“ sei. Mit anderen Worten: Die Fernschub-Theorie hat nicht zu einer Klärung geführt. In allen geschilderten Fällen der Bindung von Überschiebung an einen Seigerbruch im östlichen Faltenjura ist es ausgeschlossen, einen Zu-

sammenschub durch Fernschub schlüssig und ohne fragwürdige Hilfskonstruktionen wahrscheinlich zu machen.

Schubdecken mit einfachem Schuppenbau

Verschuppte Schubdecken entwickeln sich aus einfachen Schubdecken, wenn die Hebung der Hubscholle andauert und der Überhang durch aufwärtige Fortsetzung des tieferen, seigeren Bruchabschnittes gekappt wird. Durch Wiederholung des Vorganges können statt einer Schuppe auch mehrere Schuppen entstehen.

Die Clos-du-Doubs-Schubdecke (Jura)

Die Entstehung von Überschiebung mit Bildung einer keilförmigen Schuppe lässt sich am Beispiel der Clos-du-Doubs-Überschiebung (Abb. 6) leicht erklären. Dort wurde zunächst die SSO-Scholle an einem Seigerbruch gehoben. Die in der Tiefe noch seigere Schubbahn wurde in Oberflächennähe nach NNW gebogen, da der SSO-Scholle das Widerlager entzogen wurde, so dass in der Hubscholle Schwere-dehnung wirksam werden konnte. In der Südost-Scholle entstand ein Überhang. Durch Fortsetzung der Hebung im SSO brach der Seigerbruch durch die gedehnte Hubscholle. So wurde der Überhang gekappt, und es bildete sich eine keilförmige Schuppe. Laubscher (1962) und Suppe (2011) spekulierten noch, dass der seigere Aufschiebebruch von einer flach liegenden Ablösungsfläche in der Tiefe rechtwinklig nach oben abzweige. Hier liegt aber die fortgeschrittene Form einer Überschiebung vor, indem eine Schuppe gebildet wurde.

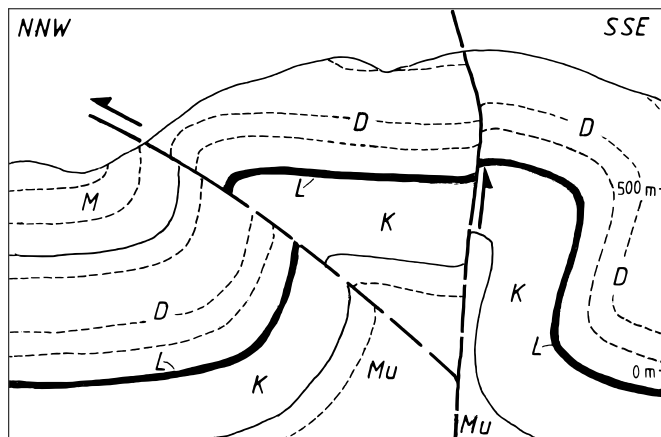


Abbildung 6: Der Clos-du-Doubs-Sattel (nach Laubscher 1962, zur Tiefe verändert) ist eher als Produkt von Überschiebung durch Seigertektonik denn von Zusammenschub anzusehen. Nach Bildung eines Überhanges über einer flach einfallenden, in der Tiefe seigeren Schubbahn wurde dieser am Seigerbruch gekappt, so dass eine keilförmige Schuppe entstand.

Figure 6: The Clos du Doubs anticline (after Laubscher 1962, modified at depth) can be considered rather as a product of vertical tectonics than of lateral compression. After an overhang being generated above a slightly inclined thrust plane steepening to depth it was truncated along the vertical fault breaking through it. Thereby an imbricate wedge was formed.

Die Dottenberg-Schubdecke (Jura)

Ein weiteres anschauliches Beispiel von Überschiebung mit Abspaltung einer keilförmigen Schuppe bietet der **Dottenberg** bei Hauenstein im östlichen Ketten- oder Faltenjura. Dort treten eine flach südfallende Schubbahn und ein steil südfallender Aufschiebebruch hervor, dessen Nebengesteine stark tektonisiert wurden (Abb. 7). Der steile Bruch zwischen Falten- und Tafeljura war offenbar bereits für die Anlage des Tertiärbeckens am Südrand des Tafeljuras verantwortlich, indem sich an ihm der Faltenjura hob und das Becken relativ absank. Zunächst ragte der Faltenjura nur wenige hundert Meter über den Beckenrand, wie Gerölle von Malm und Dogger (Hauptrogenstein) im tertiären Basiskonglomerat des Beckens (Buxtorf 1916) bezeugen.

Seit Anlage des Beckens entwickelte sich unter Schweredehnung der Hubscholle ein Überhang, der den südlichen Beckenrand niederdrückte. An der Paläooberfläche pflanzte sich der Aufschiebebruch zunächst an der Unterseite des Überhangs eine Zeit lang fort. Die duktilen Evaporite an der Basis des Muschalkalks boten hier ein Gleitmittel. Als der Überhang durch weitere Hebung und damit auch weiteren Vorschub der Dottenberg-Scholle immer größer wurde und schließlich ein kritischer Reibungswiderstand erreicht wurde, kam die Bewegung auf der flach einfallenden Schubbahn zum Erliegen.

Begünstigt durch die mittlerweile im aufsteigenden Faltenjura stattgefundene Abtragung suchte der tiefere, steile Bruchabschnitt nunmehr den Weg des geringsten Widerstandes, nämlich den kürzeren Weg in gerader Fortsetzung nach oben. Durch die aufwärtige Scherung bildete sich ein steil nordvergenter Sattel, dessen Kern annähernd planaxial vom Bruch durchschlagen wurde. Sein vor allem aus Lias- und Keupergesteinen bestehender Nordschenkel wurde weitgehend zertrümmert. Vom Lias blieben nur noch Scherlinge erhalten.

Auch die steil gestellten Muschelkalk-Evaporite des Südschenkels wurden kräftig ausgedünnt. Durch die Zerschierung des Sattels wurde der Überhang von der Dottenberg-Scholle abgetrennt. Die Dottenberg-Scholle wurde insgesamt mehr als 1 km gehoben. Die Kruste wurde dadurch nicht verkürzt, sondern der abgespaltene Überhang der Dottenberg-Scholle überlagerte lediglich die Gegenscholle. Interessanterweise zeichnete Laubscher (1965, Abb. 15) genau unter dem steilen Aufschiebebruch im prämesozoischen Sockel einen Bruch mit mehreren hundert Metern Hebung seiner südlichen Flügelscholle.

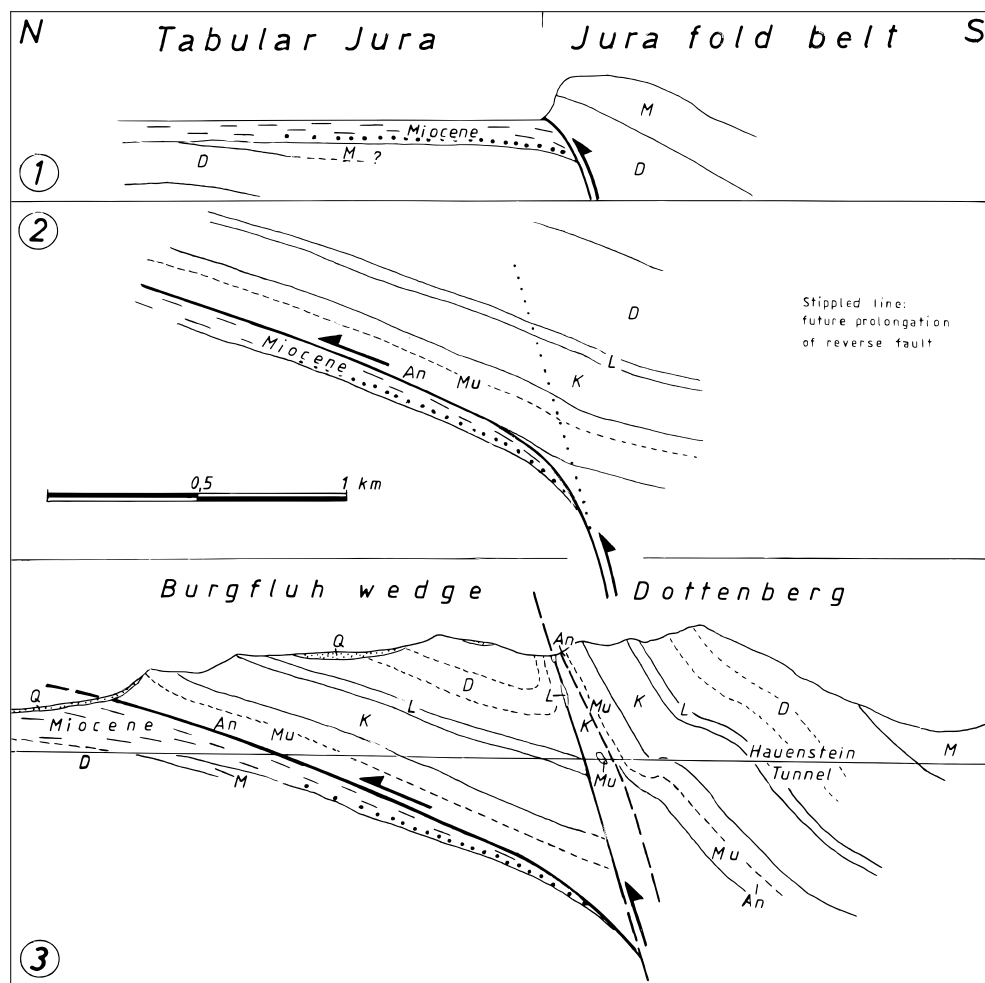


Abbildung 7: Skizze des Ablaufs der Dottenberg-Überschiebung (Ost-Jura)

1. Beginnende Hebung des Falten-Juras an einem Aufschiebebruch, dessen vorlandwärtige Krümmung seines obersten Abschnittes durch Schweredehnung, dadurch Entstehung eines Überhangs. Das Einsetzen der Hebung des Falten-Juras wird angezeigt durch Ablagerung eines Basis-Konglomerats aus Malm- und Dogger-Geröllen (Punkte) im Tafel-Jura-Becken, das unter dem Gewicht des Überhangs eingedrückt wird. Die Gerölle sind Erosionsprodukte des Falten-Juras. Sie werden von obermiozänen Sedimenten überlagert.
2. Weiteres Übergreifen des wachsenden Überhanges auf den Tafel-Jura (Burgfluh-Scholle); Bruchstücke von vermutlichen Lias-, Ober-Dogger-, Muschelkalk- und Keuper-Gesteinen auf der geneigten Schubbahn erklären sich durch Tektonisierung und Aufschürfung (Buxtorf 1916) vom tieferen, wahrscheinlich seigeren Abschnitt der Schubbahn.
3. Heutiger Zustand (oberhalb des Hauenstein-Eisenbahn-Stollens, nach Buxtorf 1916) nach Deaktivierung der geneigten Schubbahn, Kappung des Burgfluh-Überhanges durch aufwärtige Fortpflanzung des steilen Abschnitts des Aufschiebebruches, dadurch Entstehung der keilförmigen Burgfluh-Schuppe. Die Hebung der Dottenberg-Scholle

beträgt mehr als 1 km. Aufgrund der Oberflächen-Geologie stellt der Aufschiebebruch die Nordgrenze einer 50-100 m breiten Zone dar, wo festere Gesteinsbruchstücke (Hauptmuschelkalk, Trigonodus-Dolomit) in eine Keuper-Grundmasse gebettet sind. Die Keuper-Gesteine wurden vermutlich aus der Tiefe nach oben gepresst und waren wohl Bestandteil der heutigen Burgfluh-Schuppe. Gestrichelte, steile Linie: Südrand der Zerschierung parallel zum obersten Abschnitt des Aufschiebebruches.

Figure 7: Sketch of the development of thrusting at Dottenberg Mtn. (eastern Jura Mts.)

1. Initial uplift of the Jura fold belt at a reverse fault and bending of its uppermost segment by gravitational extension, thereby formation of an overhang. Initiation of uplift is indicated by the deposition of a basal conglomerate consisting of Malm and Dogger boulders (dots) within the basin of the tabular Jura which is pressed down under the weight of the overhang. The boulders are erosional products of the Jura fold belt. They are overlain by upper Miocene sediments.
2. Further encroachment of the growing overhang onto the tabular Jura (Burgfluh block). Fragments of possible Lias, Upper Dogger, Muschelkalk and Keuper rocks on the inclined thrust plane are explained by tectonization and dislocation from a deeper, probably vertical segment of the thrust plane.
3. Present state (above the Hauenstein railway tunnel, after Buxtorf 1916) after deactivation of the inclined thrust plane, truncation of the Burgfluh overhang by upward propagation of the steep segment of the reverse fault, thereby generation of the Burgfluh imbricate wedge. Uplift of the Dottenberg block amounts to more than 1 km. According to the surface geology the reverse fault represents the northern boundary of a 50 to 100m wide zone where stronger rock fragments (Hauptmuschelkalk, Trigonodus dolomite) are embedded in a Keuper matrix. The Keuper rocks were possibly pressed upwards from depth and were components of the present Burgfluh wedge. Interrupted, steep line: southern margin of tectonization parallel to the uppermost segment of the reverse fault.

Da die mesozoische Abfolge im Faltenjura mächtiger entwickelt ist als im Tafel-Jura, ist der Aufstieg des ersteren im Tertiär am sinnvollsten durch isostatischen Rückstoß zu erklären. Die von Buxtorf (1916) an der Burgfluh-Schubbahn im Eisenbahnstollen angetroffenen Gesteinsfetzen von vermutlichem Keuper, Muschelkalk, Lias und Unter-Dogger sind durch ihre Abschürfung und Verschleppung vom Bereich unterhalb des Abzweigs der flach einfallenden Schubbahn überaus schlüssig zu erklären. Bei Annahme der Fortsetzung des Anhydrithorizontes nach Süden (Buxtorf 1916) ist ihre Herkunft jedoch unerklärlich. Es erweist sich, dass der steile Aufschiebebruch Auslöser der Überschiebung war, denn auch die Evaporite liegen südlich des steilen Bruches nicht mehr in südlicher Verlängerung von jenen der Burgfluh-Scholle, sondern wurden beträchtlich aufwärts geschleppt. Sie können daher nicht nochmals in der Tiefe gesucht werden. Somit ergeben sich keine Anhaltspunkte, dass die Überschiebung durch Zusammenschub ausgelöst worden wäre.

Schubdecken mit mehrfachem Schuppenbau

Einen überzeugenden Beitrag zur Klärung der Entstehungsweise von Auf-/Überschiebung liefern zwei mehrfach verschuppte Schubdecken im Variszischen Gebirge Mitteleuropas. Das sind die Taunus-Decke und die Wippraer Decke im Harz. Beide Decken haben den dreieckigen Querschnitt gemeinsam und sind aus mehreren keilförmigen, fächerartig angeordneten Schuppen aufgebaut. Sie liegen beide, etwa 300 km voneinander entfernt, nahe an der Mitteldeutschen Kristallin-Schwelle, einer mehrere hundert Kilometer langen, WSW-ONO streichenden Aufragung von kristallinem Grundgebirge des Variszischen Gebirges. Sie gehört zu den kräftiger gehobenen Teilen dieses paläozoischen Gebirges. Jede der beiden Decken wird am Hinterrand von einem Seigerbruch begrenzt, der dem WSW-ONO-Streichen der Schwelle folgt und aller Wahrscheinlichkeit nach jeweils ein primär seitenverschiebender Bruch ist.

Die Taunus-Schubdecke (Rheinisches Schiefergebirge)

Die Taunus-Schubdecke (auch: Soonwald-/Taunus-Soonwald-/Taunus-Hunsrück-/Taunuskamm-Decke, Abb. 8) ist aus mehreren Schuppen aufgebaut. Sie liegt im Grenzgebiet des variszischen Deckgebirges (Rhenoherynikum, Rhein-Massiv, Rheinischer Schild) zur Mitteldeutschen Kristallinschwelle (MDKS). Tektonisch bildet sie eine Kulmination innerhalb des Deckgebirges. Ein übersichtliches Profil wurde von Meyer & Stets (1975) erstellt. Folgende Züge dieses Profils sind hervorzuheben:

- Die Taunus-Schubdecke hat einen dreieckigen Querschnitt;
- Die Schuppen der Decke haben keilförmige Querschnitte;
- Die Neigungswinkel der Schubbahnen zwischen den keilförmigen Schuppen nehmen von der Stirn der Decke nach hinten zu;
- Die Schubdecke wird im SSO von einem seigeren Aufschiebebruch begrenzt, der ursprünglich sicherlich ein seitenverschiebender Scherbruch war;
- In den einzelnen Keilen sind von vorne nach hinten immer tiefere stratigraphische Einheiten vertreten; es besteht also ein nach hinten absteigender Schrägzuschnitt der Stratigraphie;
- Die Schichten südlich des seigeren Hinterrandbruches zeigen senkrechtes Einfallen, womit sie ein tiefes Verformungsstockwerk anzeigen.

Aus dieser tektonischen Lage können wir einen tektonischen Vorgang in mehreren Phasen ableiten, denn die abgestufte Anordnung der Keile legt nahe, dass sie nach einander Platz nehmen. Die einzelnen Phasen müssen gesteuert gewesen sein durch zunehmende Hebung der Scholle im Rücken der verschuppten Decke. Die Keile müssen ihren Ursprung auf dieser Scholle gehabt haben. Die Keilform der Schuppen erklärt sich am sinnvollsten als das Ergebnis von Schweredehnung, der Hubscholle, wodurch die Teile der Hubscholle, denen bei ihrem Aufstieg das Widerlager entzogen wurde, allmählich gegen das ungehobene Vorland kippten, so dass sich in jeder Hubphase ein Überhang bildete. In einer weiteren Phase wurde der

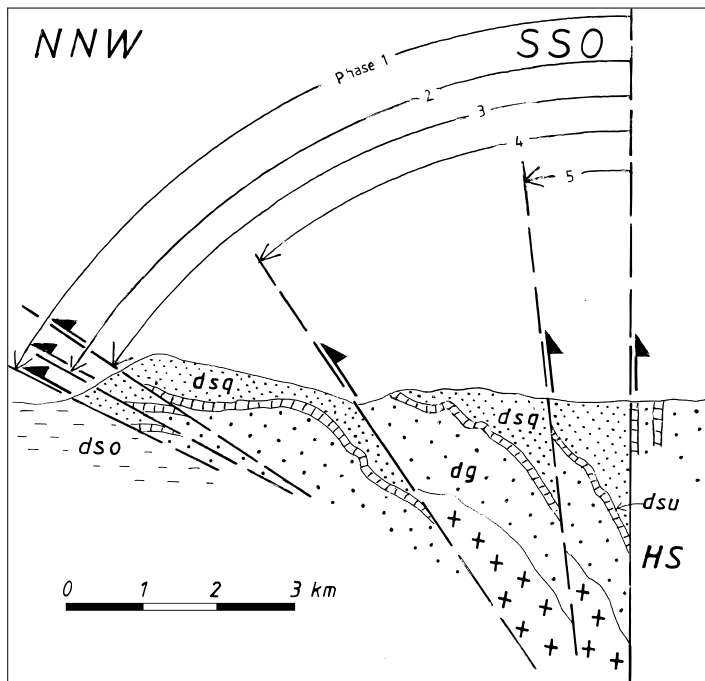


Abbildung 8: Profil nach Meyer & Stets (1975), an der Stirn etwas verändert. Die fächerartige Taunus-Struktur am rechten Rheinufer ist gekennzeichnet durch ihren dreieckigen Querschnitt, die Keilform ihrer Schuppen, die Verteilung der einzelnen Schubbahnen von vorn nach hinten und die seigere Aufschiebung am Hinterrand. Der Grundmechanismus, der diese Struktur erzeugte, erklärt sich schlüssig durch Hebung immer tieferer stratigraphischer Einheiten am Seigerbruch und gleichzeitige Schweredehnung der ungestützten, ragenden Teile der aufgeschobenen Hubscholle (HS) in jeder Hubphase. In jeder neuen Hubphase wurden die so geschaffenen Überhänge durch den aufwärts dringenden Seigerbruch gekappt. - dg: Gedinne, dsu: Unter-Siegen, dsq: Mittel-Siegen, dso: Ober-Siegen, Kreuze: kristallines Grundgebirge; HS: Hubscholle.

Figure 8: Section after Meyer & Stets (1975), with some modification at the front. The fan-like Taunus structure on the right bank of the Rhine river is characterized by its triangular cross-section, the wedge-shape of its individual components, steepening of the individual thrust planes from front to back, and the vertical reverse fault at the back. The basic mechanism producing this structure is explained conclusively by uplift of consecutively deeper stratigraphic units along the vertical fault together with gravity spreading of the unsupported upper parts of the upfaulted block (HS) during each phase of uplift. In every new phase of uplift the overhangs produced in this way were truncated by the upwards propagating vertical fault. - dg: Gedinnean, dsu: Lower Siegenian, dsq: Middle Siegenian, dso: Upper Siegenian, crosses: crystalline basement, HS: uplifted block.

Überhang von der Hubscholle getrennt, indem der Seigerbruch reaktiviert wurde und den Überhang nach oben durchschlug. Dieser Vorgang wiederholte sich mehrmals, so dass mehrere Keile übereinander zu liegen kamen. Die jeweils jüngeren Keile drückten die älteren nach unten, so dass die letzteren ihr Einfallen allmählich verringerten. Die Schubbahnen erlangten so die Form eines Fächers. Die sichtbare Schubweite beträgt etwa 8 km, doch ist die wahre Schubweite größer.

Im Stirnkeil ist die stratigraphisch höchste Einheit vertreten, denn sie wurde am wenigsten gehoben. In die südsüdostwärts folgenden Keile wurden zunehmend tiefere stratigraphische Einheiten einbezogen. Diese spiegeln die Hebungsphasen der Hubscholle, die am kräftigsten gehoben wurde. Die Stirnschuppe liegt höher als das Vorland, aber tiefer als die Hubscholle.

Weber (1978) ließ den an der Oberfläche steilen Hinterrandbruch der Schubdecke wie auch die Schubbahnen der einzelnen Schuppen südwärts zur Tiefe listrisch abflachen. Oncken (1988, 1989) versuchte, das seinerzeit beliebte Sohle-Rampe-Modell (s. Kap. 4) anzuwenden. Er leitete für die Entstehung der Schubdecke eine basale, söhlige Abscherung von wenigstens 30 km in NNW-Richtung ab, die sich jedoch an ihrer Stirn auf (wenigstens) 8 km verringere. Entgegen den von ihm vorausgesetzten Verhältnissen ist der Schubkörper jedoch gefaltet, und die Schuppen Grenzen, besonders deutlich die jüngeren und damit hinteren, durchschlagen den Gesteinsverband quer zur Schichtung. Die im Modell geforderte söhlige Gleitung und deren Überspringen in höherer stratigraphische Ebenen fehlen völlig. Ferner steigt die Stratigraphie der Schuppen in Richtung auf die Hub- oder Stammscholle stafflig an, nicht aber ab. Eine „Konvergenz“ ist nicht erkennbar, und ein teleskopartiger Zusammenschub des Schubkörpers ist gänzlich auszuschließen.

Die Wippraer Schubdecke (Harz)

Die paläozoischen Gesteine der verschuppten **Wippraer Schubdecke** (Abb. 9) sind Bestandteile des Deckgebirges des varizischen Orogens. Die Decke befindet sich in einer Kulmination des Deckgebirges, aber in Hanglage des Variszischen Gebirges und in enger Nachbarschaft der Mitteldeutschen Kristallin-Schwelle (MDKS). Die beteiligten Gesteine wurden von Fischer (1929) in Untereinheiten gegliedert. Sie unterlagen spätvariszisch einer niedergradigen Metamorphose. Gegenwärtig sind sie diskontinuierlich angeordnet und von einander durch mehrere geneigte Schubbahnen getrennt, die WSW-ONO streichen. Im Nordwesten ist die Struktur von einer Schubbahn mittleren Einfallens begrenzt (Jacob u. a. 1990, Jacob & Franzke 1992, Schwab & Jacob 1996). Nach diesen Autoren besteht die Schubmasse aus einer Anzahl keilförmiger Schuppen, deren Schubbahnen nach SSO verstreuen, wo die Schubmasse durch einen Seigerbruch begrenzt ist. Das ver-

leiht ihr einen dreieckigen Querschnitt. Südöstlich dieses Hinterrandbruches grenzt die Decke an die Nördliche Phyllitzone (NPZ), Bestandteil der MDKS.

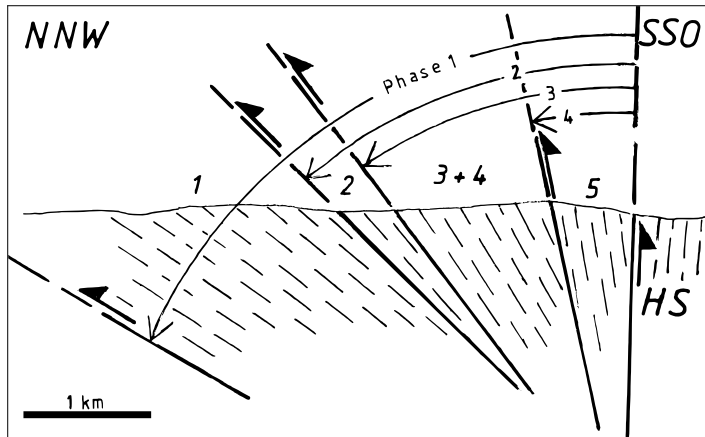


Abbildung 9: In der verschuppten Wippaer Schubdecke (nach Jacob & Franzke 1992) sind die Schubbahnen zwischen den Schuppen ebenso fächerartig angeordnet wie in der Taunus-Schubdecke. Sie fallen zur Deckenstirn hin immer flacher ein. Das erklärt sich wiederum durch die Kappung der einzelnen Überhänge

nacheinander, die jeweils durch Schweredehnung der Hubscholle entstanden, da dieser das Widerlager entzogen wurde. Die Orientierung der Schieferung in den Schuppen flacht von seiger in der hinteren Schuppe zu mittelsteil in der Stirnschuppe ab. Das erhärtet die morphotektonisch bedingte Platznahme der Schuppen. - 1: Unter-Karbon, 2: Silur, 3 + 4: Ordo-viz, 5: Orodviz; HS: Hubscholle.

Figure 9: The Wippa imbricate thrust unit (after Jacob & Franzke 1992) displays the same fan-like arrangement of the thrust planes as in the Taunus structure. The dip of the thrust planes between the imbricate wedges decreases towards the front of the thrust unit. This is explained also here by the consecutive truncation of the individual overhangs produced by the the gravitationale extension of the uplifted block (HS) due to the loss of its buttress during the various phases of uplift. The orientation of the cleavage within the imbricate wedges, too, changes from vertical in the hindmost wedge to a shallower dip in the frontal wedge. This corroborates the inferred morphotectonic process of emplacement of the wedges. - 1: Lower Carboniferous, 2: Silurian, 3 + 4: Ordovician, 5: Ordovician; HS: uplifted block.

Die Hauptmerkmale der Wippaer Schubdecke sind folgende:

- Die Schubdecke hat einen dreieckigen Querschnitt;
- Die Schuppen der Schubdecke haben keilförmige Querschnitte;
- Die Keile werden von Schubbahnen begrenzt, deren Einfallen zum Hinterrand der Decke steiler wird;
- Die Schubdecke wird im SSO durch einen seigeren Aufschiebebruch begrenzt;
- Das stratigraphische Alter der Gesteine der Schubdecke und deren Metamorphosealter nehmen im Aufschluss von vorne nach hinten zu; es besteht ein nach hinten absteigender Schrägzuschnitt der Stratigraphie;

- Die Schieferung der Gesteine der Hubscholle südöstlich der Schubdecke hat seigere Orientierung, was auf größere Bildungstiefe hinweist.

Einige Züge der Schubdecke sind besonders bemerkenswert. Zunächst ist dies das in den einzelnen Schuppen südostwärts zunehmende stratigraphische Alter vom unteren Karbon (Untereinheit 1) zum Silur und Ordoviz (Untereinheiten 2-5). Ferner beobachtete Theye (1995) einen deutlichen Metamorphosesprung zwischen Untereinheiten 1 und 2. Obwohl der vordere Keil (Untereinheit 1) aus dem gleichen Gesteinstyp besteht wie das nicht überschobene, anchizonal metamorphosierte Vorland (Harzgeröder Olisthostrom), zeigt er eine schwache metamorphe Überprägung im Übergang von der Anchi- zur Epizone (Siedel & Theye 1993). Schließlich zeigen die K/Ar-Daten von Marheine u. a. (1993) und Ahrendt u. a. (1996) zunehmende Metamorphosealter von Untereinheit 1 bis 5 (von 320 bis 351 Ma). Die Metamorphosealter der Scholle südsüdöstlich der Schubdecke wurden auf 330 bis 335 Ma datiert, was Ahrendt u. a. (1996) den Seigerbruch zwischen beiden Gebieten als größere strukturelle Grenze interpretieren ließ.

Aus den stratigraphischen und metamorphen Unstetigkeiten in der verschuppten Decke schließen Siedel & Theye (1993), dass die Gesteine keine gemeinsame autochthone Geschichte erlebten. Sie halten es für möglich, dass die späte Vergesellung der verschiedenen Gesteine das Ergebnis von Seitenverschiebungen sei. Zwar ist die Nachbarschaft der unterschiedlichen Einheiten sicherlich tektonisch bedingt, doch die Verschiebung der keilförmigen Schuppen weitaus besser durch schrittweise Hebung verschiedener stratigraphischer und metamorpher Ebenen. Das muss während des Aufstiegs des Orogens geschehen sein. Ein solcher Vorgang gleicht jenem im Taunus-Schubsystem, wo die Schuppenkeile eine schrittweise Hebung stratigraphischer Ebenen des Deckgebirges nahe an der MDKS anzeigen. Der Überschiebungsvorgang kann auch im Falle der Wippraer Schubdecke auf die gleiche Weise wie bei der Taunus-Decke schlüssig erklärt werden. Das wird gestützt durch die Orientierung der Schieferung in den Schuppen. Der hinterste, zuletzt von der Hubscholle abgespaltene Keil weist noch senkrechte Schieferung auf. In den vorgelegerten Schuppen flacht er bis zu 45° in der zuerst abgespaltenen Stirnschuppe ab. Diese deutliche Zunahme der Kippung erklärt sich schlüssig durch die schweregetriebene Abspaltung und Stapelung der Keile auf wenig verfestigten Vorlandsedimenten. Das steht in Einklang mit der ursprünglichen Schieferung der Gesteine in der Hubscholle, wo sie seiger gestanden haben muss. Die Schubdecke entstammt ganz offensichtlich einem tieferen Stockwerk der Kruste, wo sich seigere Strukturen entwickeln.

Beide Decken stimmen in ihrer Struktur überein, indem sie einen Fächerbau aufweisen. Ihr Hinterrand wird durch einen Seigerbruch bestimmt. Dieser Seigerbruch muss als Scherbruch angelegt worden sein, dann aber während der Oogenese sekundär für isostatisch bedingte Seigerbewegungen genutzt worden sein. Nun ist es ja seit langem eine gesicherte Erkenntnis, dass Faltengebirge aus Geosynklinalen entstehen, also großen Mulden, in denen sich die Sedimente von Meeren ablagern. In ihnen setzt schließlich isostatischer Rückstoß ein, der zur Entstehung eines Orogens oder Faltengebirges führt. Die isostatische Hebung der Sedimentfüllung geschieht aber nicht einheitlich, sondern ist abhängig von der jeweiligen Mächtigkeit der Sedimente. Je mächtiger die Sedimente, desto kräftiger ist die Hebung. Die am tiefsten abgelagerten Sedimente können einer Metamorphose ausgesetzt gewesen sein. Im Falle der Wippraer Schubdecke haben sie einer leichten Metamorphose unterlegen. In der unweit gelegenen Mitteldeutschen Kristallin-Schwelle steigerte sich die Metamorphose zur Bildung höhergradiger Metamorphite.

Wie kann nun der Überschiebungsvorgang vonstatten gegangen sein, um den Fächerbau der Schubdecken zu erzeugen? Diese Frage ist schlüssig nur zu beantworten, wenn wir einen morphotektonischen Vorgang in Betracht ziehen, der also an der Paläooberfläche ablief. Beide Schubdecken liegen zwar etwa 300 km von einander entfernt, befinden sich aber beide in einer Hochlage des Deckgebirges unweit der Mitteldeutschen Kristallin-Schwelle. Sie entstanden also am Nordwesthang des Variszischen Gebirges. Durch ihren Aufstieg wurde der Hubscholle am Seigerbruch das jeweils nordwestliche Widerlager entzogen, so dass sie einer Scherredung unterlag. Die Unterseite des entstehenden Überhangs diente weiterhin als Schubbahn. Dies geschah so lange, bis der Reibungswiderstand einen kritischen Wert erreichte, so dass die geneigte Schubbahn inaktiv wurde. Statt dessen suchte der Seigerbruch als Aufstiegsbahn den Weg des geringeren Reibungswiderstandes senkrecht nach oben und durchschlug somit den Überhang, der dadurch als keilförmige Schuppe von der Hubscholle gekappt wurde. Wegen des andauernden Hebungsvorgangs wiederholte sich die Abspaltung einer Schuppe mehrmals, so dass im Falle der Taunus-Schubdecke immer tiefere stratigraphische Einheiten von der Schuppenbildung erfasst wurden. Das Alter der in den Schuppen aufgeschlossenen Gesteine nimmt also von vorne nach hinten zu, während das Alter der Schuppenbildung von vorne nach hinten abnimmt. Eine weitere Bestätigung für die Richtigkeit des geschilderten Vorgangs liefert die Anordnung der Schieferung in den einzelnen Schuppen der Wippraer Decke. Insgesamt ergibt dort nicht nur die Anordnung der einzelnen Schubbahnen, sondern auch die Schieferung einen Fächerbau, der die nach vorne zunehmende Kippung der Schuppen aus der ursprünglich seigeren Anordnung in der Hubscholle spiegelt.

Im Falle der Taunus- und der Wippra-Schubdecke wird also offenkundig, dass ihre Überschiebung nicht durch seitliche Pressung, sondern durch die gemeinsame Wirkung von Auftrieb und Schweredehnung zustande kam. Da die Schubdecken an der Erdoberfläche nach seigerem Aufstieg der Hubscholle auf die morphologisch tiefere Vorscholle kippen, wird die Erdkruste lediglich verdickt. Eine Verkürzung der Kruste, wie bisher für Schubdecken stets gefordert, ist jedoch nicht eingetreten. Es sind isostatische Hebung und Schwerkraft, die zur Platznahme der Decke führen. Die Strukturen sind mit seitlicher Pressung unvereinbar.

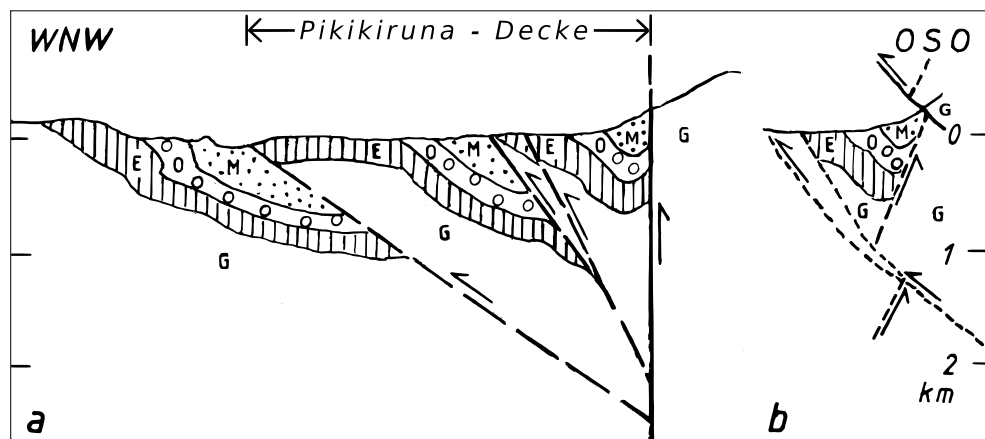


Abbildung 10: Die Pikikiruna-Schubdecke im Nordwesten der Südinsel Neuseelands fügt sich sinnvoll in die im Text dargelegte Entstehungsweise von Schubdecken, wenn wir einen Seigerbruch als Auslöser voraussetzen (a). Ghisetti & Sibson (2006) nehmen als Hinterrand der Decke einen WNW-fallenden Abschiebebruch an, der von mehreren OSO-fallenden Aufschiebebrüchen zerschnitten wird (b). Das erfordert eine komplizierte und kaum schlüssige Erklärung. Vermutlich deuten die Autoren den aufgeschlossenen, wohl bereits geneigten obersten Abschnitt des Seigerbruches als Bestandteil eines tiefer reichenden Bruches mit gleichem Einfallen. G: kristallines Grundgebirge, E: Eozän, O: Oligozän, M: Miozän

Figure 10: The Pikkikiruna thrust nappe in the Northwest of South Island of New Zealand matches conclusively with the mechanism of thrust nappes depicted in the text by introducing a vertical fault triggering the process (a). Ghisetti & Sibson (2006) suspect a WNW dipping normal fault at the rear edge of the nappe being truncated by several ESE dipping thrust faults (b). This requires a complicated and hardly conclusive explanation. The authors probably interpret the outcropping, perhaps already inclined uppermost segment of the vertical fault as the component of a deeper reaching fault with the same dip. G: crystalline basement., E: Eocene, O: Oligocene, M: Miocene,

Die beiden Beispiele aus dem Rhenoharzynikum stehen für mehrere Fälle, die bisher als Vergenzfächer bezeichnet worden sind. Es handelt sich hierbei allem Anschein nach um Schubdecken, die aus einer Anzahl keilförmiger Schuppen aufgebaut sind und deren Innengefüge vor ihrer Abspaltung von ihrem ursprünglichen Platz seiger gestanden haben.

Die Pikkikiruna-Schubdecke (Neuseeland)

Die Entstehung der verschuppten Pikkikiruna-Decke (Neuseeland, Abb. 10, nach Ghisetti & Sibson 2006) wird nur verständlich, wenn wir gemäß Abb. 10 a ihrem Hinterrand einen Seigerbruch zugrundelegen. Dieser ist wohl in seinem obersten Abschnitt gekippt. Diese Erklärung entspricht jener von Bishop & Buchanan (1995, Abb. 19, nach Judd unveröff.), die einen fast seigeren Hinterrandbruch angeben. In vorliegenden Fall wird nur von einem Bruchsystem gesprochen, nicht aber von einer Schubdecke.

Schubdecken mit manteltiefen Schubbahnen

Die Longmenshan-Schubdecke

Besonders große Überschiebungen ereignen sich, wenn an Seigerbrüchen besonders große Unterschiede des Auftriebs erzeugt werden. Ein gutes Beispiel dafür bietet das Überschiebungssystem des Longmen-Schan in Setschuan/China (Abb. 11). Dort wurde das Longmen-Gebirge von NW nach SO auf das Setschuan-Becken überschoben. Für den Hebungsmechanismus sind zwei Modelle vorgeschlagen worden. Das eine soll die Hebung durch Bruchtektonik und krustale Verkürzung erklären (Tapponnier u. a. 2001, Xu u. a. 2009). Im anderen Modell wird die Hebung als verursacht dargestellt durch das seitliche „Einströmen“ duktiler Kruste von der tibetischen Scholle her (Royden u. a. 1997, Burchfiel u. a. 2010). Wie jedoch Robert u. a. (2010) aufgrund geophysikalischer Sondierungen feststellten, durchdringt der nahezu seigere Hauptbruch des Überschiebungssystems, der Wenchuan-Bruch, die Moho (kurz für: Mohorovičić-Diskontinuität, also die geophysikalisch bestimmte Grenze zwischen Kruste und Mantel). In der tibetischen (oder Songpan-Ganzi-) Scholle liegt die Moho mit einer Tiefe von 65 km etwa 20 km tiefer als in der Jangtse-Scholle, diese verkörpert durch das Setschuan-Becken. Die große Krustendicke der tibetischen Scholle ist bedingt durch die Ablagerung mächtiger Trias-Sedimente, die Songpan-Ganzi-Abfolge.

Diese Verhältnisse lassen auf eine isostatische Ursache der Hebung der dickeren und spezifisch leichteren tibetischen Scholle schließen. Darin ist eine Bestätigung des oben aufgezeigten Mechanismus für Überschiebung zu sehen, der sich durch isostatische Hebung und Schweredehnung ergibt. Weitere Übereinstimmung damit wird im Einzelnen offenkundig, wenn wir die Anordnung der Schubbahnen betrachten. Der nach Robert u. a. (2010) in der Tiefe seigere Wenchuan-Bruch zeigt an der Oberfläche mit 70-80° NW (Dirks u. a. 1994) nur geringe Abweichung vom seigeren Einfallen, was sich durch einsetzende Schweredehnung in der Hubscholle erklärt.

Aus dem Einfallen der Beichuan-Schubbahn weiter im SO, die in nahezu 50 km Tiefe vom Wenchuan-Bruch abzweigt, mit $> 45^\circ\text{NW}$ (Xu u. a. 2002) und in einigen Abschnitten mit etwa 65°NW , sowie dasjenige der Stirnschubbahn, des Pengguan-Bruches, von nur noch 20°NW (Xu u. a. 2009) ergeben einen typischen Schuppenbau aus keilförmigen Schuppen, der entsteht, wenn Überschiebung in mehreren Phasen abläuft. Die einzelnen Schuppen legten sich nach einander allmählich aufeinander. Sie drückten die Vorland-Sedimente des Setschuan-Beckens allmählich nieder. Die Vorschubweite der Longmen-Schan-Überschiebung beträgt gewaltige rd. 50 km.

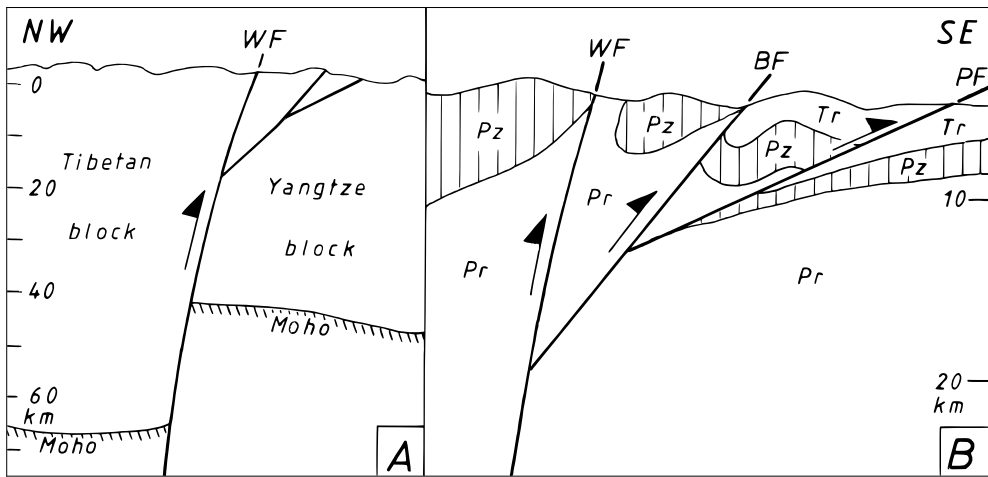


Abbildung 11: (A) Der Schnitt durch das Longmenschan-Schubsystem (nach Robert u. a. 2010) zeigt den Unterschied der Krustendicke zwischen der nordwestlichen tibetischen und der südöstlichen Jangtse-Scholle. Zu beachten ist, dass die geneigten Schubbahnen auf die obersten 50 km der Kruste beschränkt sind, was Schweredehnung als Ursache nahelegt. (B) Schnitt durch den Longmenschan-Schuppenbau (nach Hubbard & Shaw 2009, leicht geändert). Die aufgeschlossenen stratigraphischen Einheiten sind von der vorderen zur hinteren Schuppe immer älter. Das ist die Folge der Abspaltung keilförmiger Schuppen immer tieferer stratigraphischer Einheiten der Hubscholle und ist typisch für verschuppte Schubsysteme überhaupt. WF: Wenchuan-, BF: Beichuan-, PF: Pengguan-Bruch; Pr: Präkambrium, Pz: Paläozoikum, Tr: Trias.

Figure 11: (A) Cross-section of the Longmen Shan thrust system (after Robert et al. 2010) illustrating the different crustal thicknesses between the northwestern, Tibetan block and the southeastern, Yangtze block. Note that the inclined thrust planes are restricted to the uppermost 50 km of the crust which is inferred to be indicative of gravitational extension. (B) Cross section of the Longmen Shan imbricate thrust system (slightly modified after Hubbard & Shaw 2009). The exposed stratigraphic units become increasingly older back from the frontal imbricate wedge. This is the consequence of the separation of imbricate wedges of increasingly deeper stratigraphic levels of the rising block and is typical of imbricate thrust systems in general. – WF: Wenchuan, BF: Beichuan, PF: Pengguan faults; Pr: Pre-cambrian, Pz: Paleozoic, Tr: Triassic.

Die Befunde von Robert u. a. (2010) machen deutlich, dass die Überschiebung durch örtliche, seigertektonische Mechanismen ausgelöst wurde, nicht aber durch weiträumige Pressung. Aufgrund der klar sichtbaren tektonischen Verhältnisse kann eine Verkürzung der Kruste eindeutig ausgeschlossen werden, da eine seitliche Pressung nicht gewirkt haben kann. Folglich kommt auch der hypothetische Mechanismus einer „Transpression“ oder „schrägen Konvergenz“ nicht in Frage.

Die Tonale-Schubdecke

In den Orobischen Alpen entstand die Tonale-Schubdecke durch Hebung der nördlichen Flügelscholle am Tonale-Bruch, der in Manteltiefe wurzelt (Abb. 12). Das niedermetamorphe Kristallin in den Orobischen Alpen unmittelbar südlich des Tonale-Bruches wurde früher für autochthon gehalten. An seinem Südrand wird es aber durch die orobische und die Gallinera-Schubbahn begrenzt (z. B. Schönborn 1992), an denen es permischen und untertriadischen Sedimenten überschoben wurde. Die orobische Schubbahn fällt zuvorderst um 25° N ein. Die sichtbare Schubweite beträgt mehr als 15 km. Für diese Überschiebung haben Laubscher (1985, 1992) und Schönborn (1992) eine Erklärung im Sinne des Sohle-Rampe-Modells (s. Kap. 4) gesucht, das irrtümlich anhand der außergewöhnlichen tektonischen Verhältnisse allein in Faltengebirgs-Vorländern erstellt worden ist, aber keinesfalls

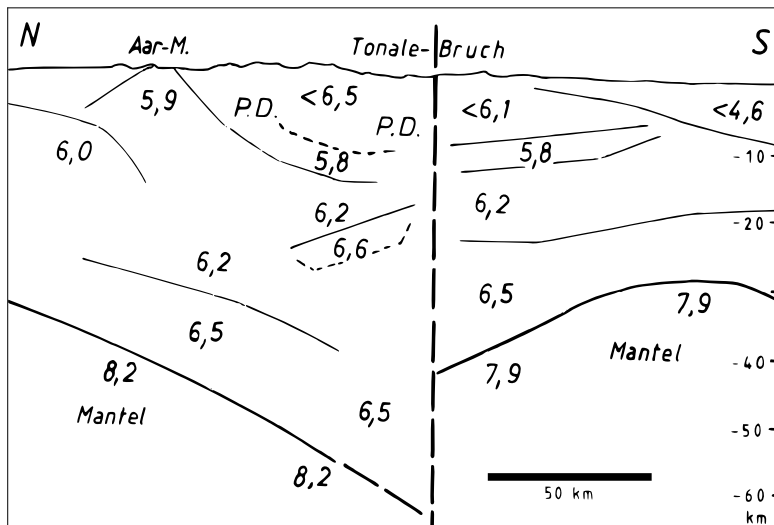


Abbildung 12: Die Anordnung der Zonen gleicher seismischer Geschwindigkeit (nach Ye & Ansorge 1990, Ansorge u. a. 1991) legt einen erheblichen Seigerversatz an der Tiefenfortsetzung des Tonale-Bruches infolge der Platznahme der penninischen Decken (P.D.) nahe. Denn

diese flachen Zonen werden in den tieferen Bereichen des Profils korrelierbar. Nach dieser Darstellung ist die Existenz eines „adriatischen Keils“ mehr als zweifelhaft.

Figure 12: The configuration of zones of equal seismic velocity (after Ye & Ansorge 1990, Ansorge et al. 1991) suggests a considerable vertical offset at the deep segment of the Tonale fault as a consequence of the emplacement of the Penninic nappes (P.D.). For these flat zones can be correlated quite well in the deeper parts of the profile. According to this representation the existence of an “Adriatic wedge” is more than doubtful.

auf die Strukturen und Entstehungsweise echter Schubdecken in den Orogenen anwendbar ist (vgl. Abb. 13). Die für Schubdecken erforderlichen Strukturen blieben dabei völlig unbeachtet.

Schönborn (1992) bezieht die kristalline Schubmasse aus Tiefen jenseits des Tonale-Bruches, den sie unterfahren habe. Das ist jedoch schon deshalb auszuschließen, weil die Schubdecke dann aus hochmetamorphen Gesteinen aufgebaut sein müsste.

Auf den wahren Platznahme-Mechanismus der Schubdecke weisen folgende Umstände hin:

- Die Gesteine der orobischen Schubdecke sind in der Ober-Kreide sehr niedriggradig metamorphosiert worden (Handy & Oberhänsli 2004).
- Diese schwachmetamorphen Gesteine fehlen der Hubscholle nördlich des Tonale-Lineamentes, wo höher-metamorphe Gneise anstehen. Sie können nur auf die in Orogenen übliche Weise gemäß Abbildung 13 über das Lineament hinweg geschoben worden sein. Die kristalline Schubmasse südlich des Tonale-Bruches kann nur von den ehemals oberen, niedermetamorphen Teilen der kristallinen Hubscholle im Norden des Bruches stammen, wo sie heute fehlen.

Die Schubbahn muss, wie bei anderen Schubdecken, in den für Überschiebung erforderlichen seigeren Hinterrandbruch, also in den Tonale-Bruch münden, wie das auch Carminati u. a. (1997, Abb. 8D) aufgrund von Tiefensondierungen darstellen. Sie kann den Bruch nicht durchschlagen haben. Denn die nördliche Flügelscholle des Bruches muss infolge ihrer Hebung einer Schweredehnung unterlegen und daher auf das südliche Vorland übergegriffen haben. Die von Schönborn (1992) geforderte erhebliche Verkürzung hat zweifellos nicht stattgefunden, da nichts darauf hinweist. Sie ist aufgrund des vielfach bestätigten Mechanismus von Schubdecken auszuschließen.

Das orobische Schubsystem entstand offenbar im Zuge der Hebung und „Rücküberschiebung“ des Lepontischen Gneisdomes mit seinen penninischen Decken. Es ist nach Schönborn (1992) deutlich prä-Adamello (Intrusionsalter 43-30 Ma), vermutlich spätkretazisch, nach Castellarin u. a. (2006) spätkretazisch/früheozän. Da die kristallinen Gesteine der Schubdecke oberkretazisch metamorphosiert worden sind, muss die Überschiebung spätoberkretazisch bis/oder frühtertiär stattgefunden haben. Wie sich nun an einer Anzahl von Überschiebungssystemen herausgestellt hat, erweist sich Überschiebung klar und eindeutig als ein morphotektonischer Vorgang, der sich in den obersten krustalen Bereichen eines Orogens abspielt. An der Erdoberfläche entwickeln sich keilförmige Schuppen aus den überhängenden Teilen einer Scholle, die an einem Seigerbruch aufgestiegen ist (Abb. 13).

Die einzelnen Schuppen nehmen Platz auf der relativ gesunkenen Scholle. Die Schubbahnen der Schuppen sind im Augenblick ihrer Entstehung natürlich mit dem Seigerbruch verbunden, ohne ihn aber zu queren. Sie setzen sich nie zur Tiefe hin fort, wie im plattentektonischen Konzept angenommen, doch nie bewiesen worden ist. Die Kruste wird durch Überschiebung nicht verkürzt, sondern lediglich verdickt. Überschiebung wird sogar von Dehnung begleitet. In einer verschuppten Schubmasse nimmt die Stirnschuppe als erste Platz. Sie ist daher die am wenigsten gehobene. Da die nachfolgenden Schuppen während weiterer Hebung der Hub-

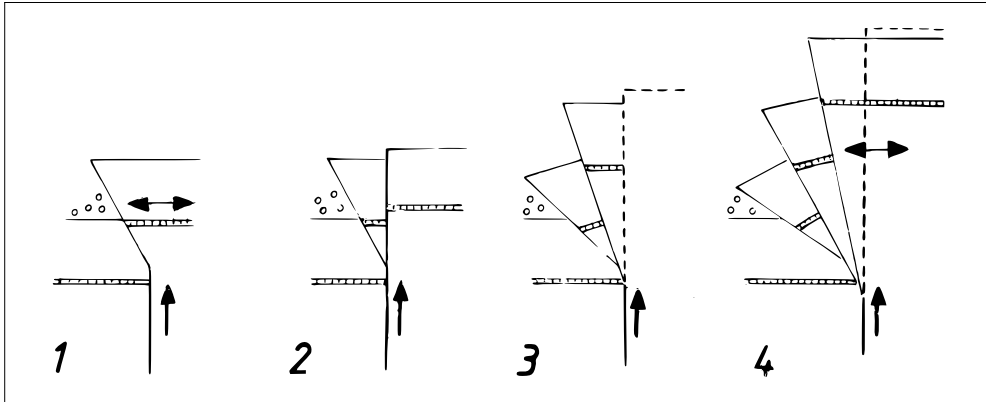


Abbildung 13: Der Überschiebungs-Mechanismus im Schema.

1. Hebung der auftriebiges Flügelscholle an einem Seigerbruch (senkrechter Pfeil). Durch Schwerkerehnung (waagerechter Doppelpfeil) entwickelt die aufsteigende Scholle einen Überhang, der die (meist) unverfestigten Sedimente der tieferen Gegenscholle beiseite und nach unten drückt.
2. Durch weitere Hebung der auftriebiges Scholle durchschlägt der Seigerbruch den Überhang und trennt eine erste Schuppe ab.
3. Bildung eines weiteren Überhangs.
4. Bildung einer dritten Schuppe durch weitere Hebung der Stammscholle. Faltung innerhalb der Schuppen und Erosion sind unberücksichtigt. Die Folge der Ereignisse wird bestätigt durch die Abspaltung von Schuppen in immer tieferen stratigraphischen Horizonten der Hubscholle.

Figure 13: Scheme of the thrusting mechanism.

1. Uplift of the buoyant block along a vertical fault (vertical arrow). By gravitational extension (horizontal double-arrow), the rising block develops an overhang thus pushing aside and pressing down the (mostly) unconsolidated sediments of the lower block.
2. Due to further uplift of the buoyant block the vertical fault cuts through the overhang thus truncating the first imbricate wedge.
3. Formation of another overhang.
4. Formation of a third imbricate wedge by continuing uplift and extension (horizontal arrows) of the buoyant block. Folding within the imbricate wedges and erosion are not considered. The sequence of events is confirmed by the truncation of wedges at increasingly deeper stratigraphic levels with time.

scholle abgespalten werden, sind in ihnen immer tiefere und ältere stratigraphische Einheiten vertreten (nach hinten absteigender Schrägzuschnitt). Die Stirnschubbahn fällt am flachsten ein, weil sie unter der Last der nachfolgenden Schuppen immer tiefer gedrückt wird. Ihr Einfallen nimmt dagegen immer mehr zu. Die verschuppte Decke liegt tiefer als die Hub- oder Stammscholle, aber höher als das Vorland.

Entstehung von Gleitdecken

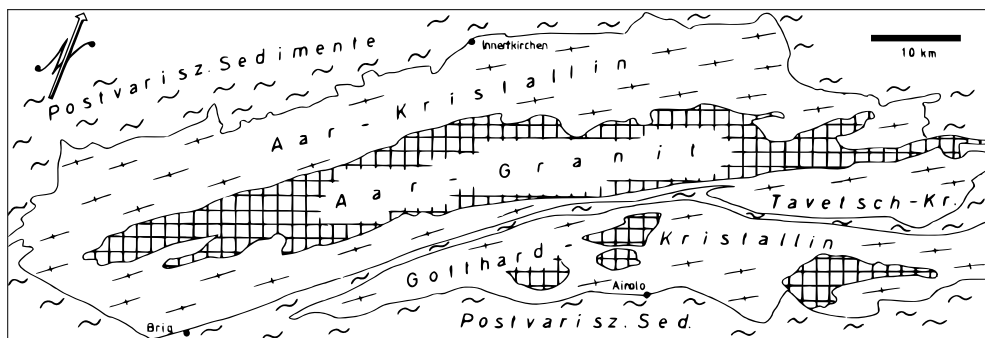
Über die Entstehung von Gleitdecken war früher noch weniger bekannt als über die Schubdecken. Das liegt sicher daran, dass solche Decken ihren Ursprung in der Kammregion der Orogene oder Faltengebirge haben, die schon früh abgetragen worden ist. Sicher ist, dass die Gleitdecken aus höheren Lagen in tiefere Lagen abgleiten, offenbar auf den Abhängen eines aufsteigenden Orogens. Vor allem die tieferen Lagen sind gewöhnlich von Meerwasser bedeckt. Am Boden der Gleitdecken befinden sich brekziöse Gesteine, die Olisthostrome, die von der Stirn der rutschenden Decke abbrechen und sodann von der Decke überfahren werden. Die Entstehungsweise dieser Bildungen war ursprünglich rätselhaft. Gleitdecken wurden zuerst in den Alpen erkannt. Der Verdacht ist naheliegend, dass die Entstehung von Gleitdecken durch die gleiche oder eine ähnliche Ursache ausgelöst wird wie jene der Schubdecken. Im Folgenden soll nach Hinweisen auf einen möglichen solchen Vorgang gesucht werden. Dafür scheint die Entstehung der helvetischen Decken die besten Hinweise zu geben.

Herkunft und Entstehung der helvetischen Gleitdecken

In den Ostalpen sind die Bereiche, von denen die kalkalpinen Gleitdecken abgeschert worden sind, wegen ihrer Hochlage offenbar allesamt abgetragen, so dass dort der genaue Vorgang der Abscherung nicht mehr abgeleitet werden kann. Ein alpines Gebiet, wo wir noch Zeugnisse der Entstehung von Gleitdecken vorfinden, ist das zentralalpine **Aar-Grundgebirge** (Abb. 14) das Herkunftsgebiet der helvetischen Decken. Wie z. B. aus den Arbeiten von Milnes & Pfiffner (1977), Pfiffner u. a. (1990) oder Pfiffner u. a. (1997) hervorgeht, wurzeln die Schubbahnen der helvetischen Decken steil im Aar-Grundgebirge. Sie folgen der Gneisschieferung und sind aufwärts immer mehr in Richtung Vorland gekrümmt.

Über dem nördlichen Aar-Kristallin kehrt sich das Einfallen der helvetischen Decken um. Die Hebung der einzelnen Streifenschollen steigert sich im Ostteil (Aar-, Punteglias, Trun-, Tavetsch-, Gotthard-Scholle; Abb. 16) wie auch im Westteil des Massivs (Abb. 15) stafflig von Norden nach Süden.

Offenbar wurzeln die Schubbahnen seiger in der Tiefe. An ihnen haben sich die differentiellen, ursprünglich sehr wahrscheinlich seitenverschiebenden Bewegungen an duktilen Bahnen in der Paläo-Unterkruste nach deren Erstarrung in Oberkrustennähe weitständig fortgesetzt und wurden zu Seigerbewegungen genutzt. Hinweise auf Seitenverschiebung geben die von Burkhard (1988) angenommenen NO-Scherbrüche im westlichen Randbereich des Aar-Massivs. Deren rechter Schersinn entspricht jenem der Brüche weiter südwestlich, die das Aiguilles-Rouges-Mont-Blanc-Grundgebirge längs in SW-NO-Streifenschollen zerlegen. Die Annahme liegt nahe, dass die Entstehung von Überschiebung auch in den Zentralalpen nach



Abbil 14: Geologische Übersicht des kristallinen Aar-Gothard-Grundgebirges.

Figure 14: Geological overview of the crystalline Aar-Gothard basement.

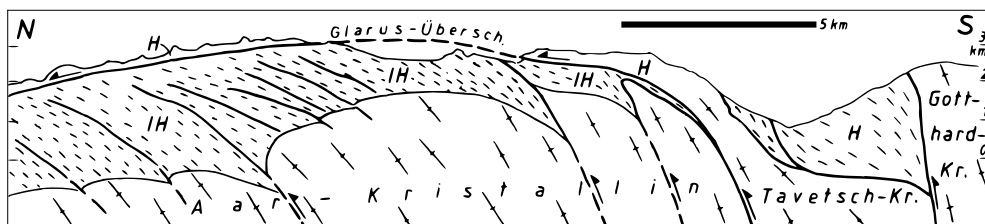


Abbildung 15: Schnitt durch das westliche Aar-Grundgebirge (nach Milnes & Pfiffner 1977). Die Aufschiebebrüche folgen den Gneisschieferflächen auf weitständigen Bahnen. Die Sprunghöhe der Streifenschollen steigert sich nach Süden. Unter Einwirkung der Schwerkraft krümmen sie sich zum Vorland hin. Die Glarus-Überschiebungsbahn entwickelt sich in der Tiefe parallel zu den Gneisschieferflächen, geht nach oben in eine flache Bahn über und fällt dann flach nordwärts ein. Die beiden helvetischen Keile können als Schuppen von der Gotthard-Scholle abgeschert worden sein. – IH: Infrahelvetikum, H: helvetischer Deckenverband.

Figure 15: Cross-section through the western Aar massif (after Milnes & Pfiffner 1977). The upthrust faults follow the gneiss foliation planes on wide-spaced planes. The amount of upthrusting of the slab-like blocks increases towards south. Under the influence of gravity they were bent towards the foreland. At depth, the Glarus thrust plane developed parallel to the gneiss foliation planes, changes upwards to a flat lying plane and then assumes a slight northerly dip. The two Helvetic wedges can be imbricate wedges having been sheared off from the cover of the Gotthard crystalline block. – IH: Infrahelvetikum, H: Helvetic thrust masses.

dem gleichen Muster abließ wie oben allgemein für Schubdecken dargelegt, indem Hebung einer Flügelscholle an einem Seigerbruch der Auslöser war.

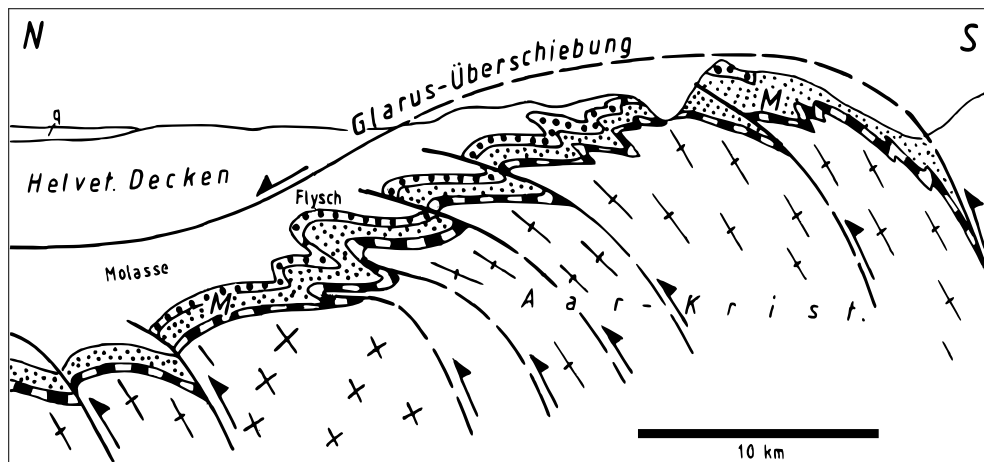


Abbildung 16: Schnitt durch das östliche Aar-Grundgebirge (nach Pfiffner u. a. 1990, 1997). Die Aufschiebebrüche erzeugen in den autochthonen Deckschichten (Infrahelvetikum) eine ausgeprägte Scherfaltung, wodurch die Schichten deutlich verlängert wurden. – M: Mesozoische Deckschichten (Infrahelvetikum).

Figure 16: Cross-section through the eastern Aar massif (after Pfiffner et al. 1990, 1997). The upthrust faults generate marked shear folding in the autochthonous sediment cover (Infrahelvetikum) whereby the layers apparently are lengthened. – M: Mesozoic cover sediments (Infrahelvetikum).

Die autochthonen mesozoischen Deckschichten (Infrahelvetikum) auf dem Aar-Massiv unterlagen sekundär ganz offensichtlich einer Scherfaltung, die durch die differenzielle bis stafflige Hebung an den kristallinen Schieferflächen darunter ausgelöst wurde. Sie wurden durch die Scherungen erheblich verlängert und ausgedünnt (Abb. 16). Infolge der südwärts stafflig zunehmenden, schwerebedingten Kippung nahmen hangende Teile des Kristallins und seiner Deckschichten eine ausgeprägte NNW-Vergenz an. Am Nordrand des Kristallins steigerte sich die Kippung zur Überkipfung. Dort sind Kristallin-Vorsprünge oder „Lappen“ mit autochthonen Deckschichten verzahnt, wie die Schnitte von Müller (1938) und Kammer (1989) an den Wetterhörnern (Abb. 17) im Mittelabschnitt des Massiv-Nordrandes zeigen. Im Aufschluss finden sich die Sedimente als überkippte Keile in das Kristallin eingefaltet. Auch diese Falten sind offenbar Scherfalten. Da die helvetischen Decken im Hangenden der überkippten Kristallinvorsprünge mit gefalteten Keilen autochthoner Sedimente nicht von der Scherfaltung erfasst worden sind, müssen die Falten vor den helvetischen Überschiebungen geformt worden sein und ursprünglich steil gestanden haben. Die Überkipfung des Kristallins und seiner Bedeckung am Nordrand des Massivs ist auf späte Hebungsphasen zurückzuführen, indem der

Kristallin-Nordrand wie auch seine autochthone und allochthone Bedeckung immer mehr dem Einfluss der Schwere unterlagen. Während im Hinterland stafflige Hebung ablief, konnte in den nördlichen Bereichen die Schwerkraft verstärkt ansetzen, wie denn auch Milnes & Pfiffner (1977) für die dortige Fortbewegung der helvetischen Decken Schweregleitung annehmen.

Von kräftiger Kippung war auch der variszische Aar-Granit betroffen, der die Südhälfte des Aar-Kristallins zum großen Teil einnimmt. Im Granit streicht die alpidische Schieferung durchgehend ONO und fällt um 70° nach SSO ein. Ihr zugeordnet ist eine Streckungslineation in der Linie größten Gefälles der Schieferflächen. Im Granit wird die nordvergente Schieferung von mylonitischen Scherzonen alpidischen Alters und verschiedenen Maßstabs spitzwinklig gequert (Steck 1968, Choukroune & Gapais 1983). Sie bilden zwei komplementäre Scharen, deren WNW streichende rechts- und deren NO streichende linkssinnig verschiebt. Beide Scharen fallen steil in südliche Richtungen. Diese Verhältnisse lassen darauf schließen, dass infolge der schwerebedingten Kippung des Kristallins reine Scherung einsetzte, die ebenfalls durch die Schwere bewirkt worden ist. Die sich dadurch ergebende Verkürzung erreichte nur geringes Ausmaß und war sicher nur auf die oberen, nach NNW gekippten Bereiche des Kristallins beschränkt, so dass nicht auf eine Verengung des ganzen Kristallinblockes geschlossen werden kann. Es sticht geradezu ins Auge, dass paarige Schersysteme lediglich in der kräftig gekippten, stärker gehobe-

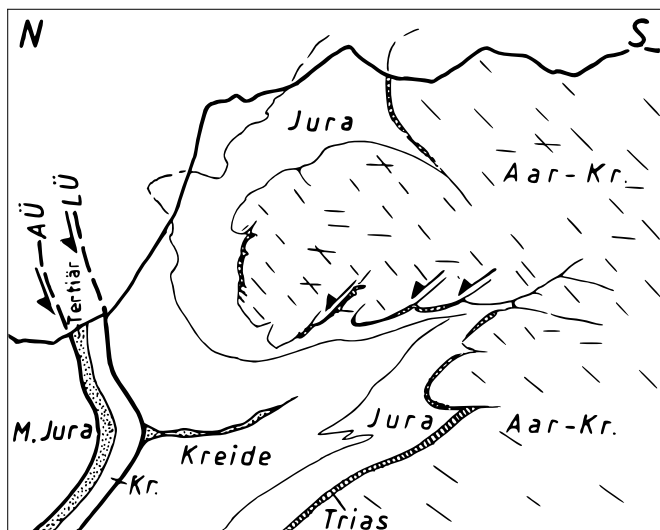


Abbildung 17: An der Nordkante des Aar-Grundgebirges (nach Kammer 1985) ist das Kristallin unter Einwirkung der Schwere überkippt, so dass es Vorsprünge bildet, wie hier an den Wetterhörnern. Auch die enge, durch Scherfaltung gebildete Mulde in den autochthonen Deckschichten ist überkippt. Zur Überkipfung kam es erst nach Platznahme der helvetischen Decken durch weitere Hebung. - AÜ: Axen-Überschiebungsbahn, LÜ: Läsistock-Überschiebungsbahn.

Figure 17: At the northern rim of the Aar massif (after Kammer 1985) the crystalline basement is overtilted under the influence of gravity thereby forming protrusions, like here in the Wetterhörner area. The narrow syncline formed by shear folding within the autochthonous sediment cover is overtilted, too. Overtilting ensued only after emplacement of the Helvetic nappes by continued uplift. - AÜ: Axen overthrust, LÜ: Läsistock overthrust.

nen südlichen Streifenscholle des Aar-Grundgebirges entwickelt sind, nicht aber im seiger stehenden Gotthard-Grundgebirge (vgl. Marquer 1990). Da in den seiger stehenden Bereichen dieses Massivs keine zweisecharige Scherung stattgefunden hat, kann dort auch keine Verkürzung durch seitliche Pressung abgeleitet werden.

Die von Marquer & Gapais (1985) festgestellte steile Südvergenz am Südrand der Aar- und der Gotthard-Streifenscholle und die steile Nordvergenz am Nordrand der Gotthard-Scholle bezeichnen die Ränder gravitativ gedehnter und über das jeweilige Vorland ragender Teile von Hubschollen. Die schmale Urseren-Zone zwischen der Aar- und Gotthard-Grundgebirgsscholle muss also eine relativ gesunkene Streifenscholle sein. Die durch die Kippung angezeigte Dehnung der Hubschollenränder findet ihre eindrucksvolle Bestätigung in nordfallenden Dehnungsbrüchen am Südrand des Aar-Blockes, wo sich die Gneisschieferflächen nach Süden, zum Urseren-Tal hin, mehr oder weniger kräftig krümmen (vgl. Ustaszewski u. a. 2008, Abb. 3 a, c). Die von den Autoren abgeleitete Entstehung solcher Abschiebebrüche erst durch postglaziale Entlastung von der Eisbedeckung ist wegen eines solchen sehr schwachen Effektes ganz unwahrscheinlich. Weitere, ursprünglich wohl vorhandene Dehnungsbrüche in hohen Teilen gekippter Kristallinränder dürften der Abtragung anheim gefallen sein.

Im Aar-Gotthard-Massiv ist der Schuppenbau vieler anderer Schubdecken weitgehend zu vermissen, indem sich vorwiegend nur Überhänge bildeten. Nur auf dem schmalen Tavetsch-Zwischenmassiv liegen nach Milnes & Pfiffner (1977) zwei Helvetikum-Keile (Abb. 14, 15), die als ehemalige Auflage der Gotthard-Scholle von dieser in zwei Hubphasen an ihrem seigeren nördlichen Grenzbruch abgespalten worden und auf das tiefere Tavetsch-Massiv gekippt sein könnten. Während einer späten tektonischen Phase (Ruchi-Phase) entwickelte sich vorwiegend in mehr tonigen Gesteinsteilen des Infrahelvetikums eine steil stehende, nordvergente Runzelschieferung und nach Süden fortschreitend stafflig aufwärts scherende Kleinfaltung, deren Entstehung Schmid (1975), Milnes & Pfiffner (1977) oder Pfiffner u. a. (1997) in genetische Beziehung zur Glarus-Überschiebung setzen, wohl in der Annahme, dass diese Falten durch Pressung entstanden seien. Es muss sich aber wiederum um Scherfalten handeln, die infolge isostatischer Bewegungen entstanden. Diese Kleintektonik ist jedoch kaum anders als durch das Aufleben der nach Süden gesteigerten Hebung des Grundgebirges an engständigen Bahnen zu erklären, wie sie weitständiger mit gleichem aufwärtigen Schersinn bereits bei Entstehung der steilen Schubbahnen gewirkt hatte. Wegen der erneuten Zunahme des hydrostatischen Druckes im Grundgebirge infolge seiner Belastung durch die aufgefahrene helvetischen Decken stellten sich also wieder mehr engständige Scherbewegungen ein. Da die Runzelschieferung in den obersten 2 Metern des Liegenden der flachen

Glarner Überschiebungsbahn fehlt (Milnes & Pfiffner 1977), liegt es nahe, dass sie erst in einer späten Phase des Übergleitens der helvetischen Decken entstanden ist, so dass sie an der Überschiebungsbahn ausgelöscht wurde. Das würde bedeuten, dass im Aar-Massiv engere aufwärtige Scherung erneut einsetzte, während fortgesetzte Hebung im Stammgebiet der Decken den flachen Vorschub der Decken über das Aar-Massiv gegen das Vorland weiterhin unterhielt. Beide gleichzeitig ablaufenden Bewegungsstile schließen einander nicht aus.

Ramsay u. a. (1983) erkannten zwar die überragende Bedeutung einfacher Scherung bei Anlage und Transport der helvetischen Decken, meinten aber, nicht ohne Anwendung des wenig früher aufgestellten Sohle-Rampe-Modells (Boyer & Elliot 1982, s. Kap. 4) auskommen zu können und ein gelegentliches Aufspringen der Vorschubbahnen der Decken durch kompetente Lagen hindurch annehmen zu können, auch wenn derartige Strukturen durch einfache Scherung wieder überprägt worden seien. Sie schlossen so auf eine Verkürzung der helvetischen Decken wie auch des Grundgebirges. Dies ist eines der vielen Beispiele für die Unsicherheiten, die das Sohle-Rampe-Modell weithin verursacht hat. Pfiffner (1985, 1986) und Pfiffner u. a. (1988, 1990) sehen in der Aufdomung des Aar-Massivs ebenfalls die Bestätigung für dessen wesentliche Verkürzung, da es durch eine Rampenfalte (fault bend fold, Suppe 1983) erzeugt worden sein könnte, wiederum in der fälschlichen Annahme der Anwendbarkeit des Sohle-Rampe-Modells im Faltengebirge. Dagegen ist der Bereich bis in große Tiefe sehr arm an Reflektoren, was einen entsprechenden Tiefgang der Seigerstrukturen nahelegt (Valasek u. a. 1991) und eine isostatische Hebung stützt.

Die Annahme, das Aar-Massiv werde von einem adriatischen Keil unterteuft, ist rein spekulativ. Ein solcher Keil kann nur sehr vage definiert werden, denn er ist nicht anhand von Reflektoren erkennbar, und es fehlen jegliche Anzeichen von Bewegungsspuren, die ihn als Druckkeil ausweisen würden. Dagegen ist der Bereich senkrecht unter dem Tonale-Bruch (Insubrische Linie; Abb. 12) in mehrfacher Hinsicht weitaus auffälliger und eindeutiger: Er ist so gut wie frei von Reflektoren (z. B. Frei u. a. 1990), was durch die seigere Natur der Struktur bedingt ist, und er trennt Bereiche mit unterschiedlicher Anordnung seismischer Reflektoren. An ihm sind einige flache Zonen gleicher seismischer Geschwindigkeit wie auch die Moho erheblich versetzt. Der Darstellung von Ye & Ansorge (1990) oder Ansorge u. a. (1991) zufolge werden die tieferen Zonen gleicher seismischer Geschwindigkeit bei Annahme eines Seigerversatzes sogar deutlich korrelierbar (Abb. 12). Die Seigerbewegung am Bruch muss sich dem zufolge bis in Tiefen von mehr als 60 km in zwei Phasen ausgewirkt haben. Demnach wurde die Nordscholle zunächst durch Platznahme der mächtigen penninischen Decken erheblich niedergedrückt und ver-

dickt, bis isostatischer Rückstoß einsetzte und die Nordscholle in Gestalt des Lepontischen Gneisdoms wieder um wenigstens 15 km aufsteigen ließ. Die Verdickung der Kruste durch Platznahme der penninischen Decken ist offensichtlich, wogegen die geforderte Verdickung durch Eindringen eines unterkrustalen Keiles (Pfiffner u. a. 2002) nicht sinnvoll erklärt werden kann.

Auch eine weitere tektonische Erscheinung schließt das Bestehen eines „adriatischen Keils“ aus. So war es nach Pfiffner u. a. (2002) „schräge Konvergenz“ mit rechtem Schersinn am Tonale-Bruch, die diesen imaginären „Keil“ nach Westen verschoben habe und zugleich durch Überschiebung am Bruch die Kruste verkürzt habe. Eine solche Rekonstruktion genügt nicht der Tatsache, dass Überschiebung keine Verkürzung bewirkt, da sie durch seigere Bewegung ausgelöst wird. Das wird auch durch die Korrelierbarkeit der Zonen gleicher seismischer Geschwindigkeit in den tieferen Flügelschollen des Tonale-Bruches gestützt. Die orobische Überschiebung muss durch Hebung des Lepontischen Gneisdomes (infolge der Krustenverdickung) am Tonale-Bruch ausgelöst worden sein, so dass die aus niedermetamorphen, keilförmigen Schuppen bestehende orobische Schubdecke nur von ehemals höheren Teilen der Nordscholle stammen kann, wo heute nur mehr höhermetamorphe Gesteine anstehen, deren ehemals auflagernden niedermetamorphen Teile durch die Überschiebung und zusätzliche Abtragung verschwunden sind (vgl. Steiner 2013). Aus diesen Gründen ist anzunehmen, dass sich der obertägig so gut wie seiger (80-90°, Heitzmann 1987) einfallende Tonale-Bruch zur Tiefe seiger fortsetzt und er eine ungleich größere Bedeutung als tektonische Grenze hat als von Horizontalisten zugestanden. Die Möglichkeit von Seigerbewegungen ist unter dem gegenwärtig herrschenden Zwang, eine horizontalistische Erklärung für die seismologischen Befunde suchen zu müssen, bisher vernachlässigt worden. Die Platznahme der orobischen Schubdecke ist in Kap. 2 behandelt worden.

Versuche, die Tektonik des Aar-Massivs in das plattentektonische Konzept zu pressen, sind wenig aussichtsreich, da sie zu der an der heutigen Oberfläche sichtbaren und in der Tiefe geophysikalisch ableitbaren Tektonik in krassem Widerspruch stehen. Es ist daher spekulativ, die Überschiebungen in den Massiven auf eine „Kontinent-Kontinent-Kollision“ zurückzuführen und dem entsprechend den Aufstieg des Grundgebirges in Verbindung mit einem beträchtlichen Ausmaß krustaler Verkürzung bringen zu wollen. Pfiffner u. a. (1997) sehen auch in der jüngsten Hebungsphase des Aar-Kristallins (die Grindelwald-Phase, durch die auch noch die helvetischen Decken über dem Aar-Massiv verformt wurden) einen Ausdruck krustaler Verkürzung und setzen diese sogar in genetische Beziehung zu einer hypothetischen Verkürzung in der subalpinen Molasse und im Jura-Gebirge, die aber zweifellos auszuschließen ist. Sie machen die von ihnen angenommene Verkürzung des

Grundgebirges verantwortlich für die Zunahme der Krustendicke von 25 km im Vorland auf 45 km im südlichen Aar-Massiv, obgleich dies eher als Erbe aus der Geosynklinalzeit zu werten ist und sichtbare tektonische Zeichen für eine Verkürzung des seiger stehenden Kristallins völlig fehlen.

Herkunft und Entstehung der kalkalpinen Gleitdecken

Die Südgrenze der **Nördlichen Kalkalpen** wird weitgehend bezeichnet durch eine Anzahl von ONO-Lineamenten, die, von Osten nach Westen fortschreitend, stafflig immer weiter nordwärts verlagert angeordnet sind (Abb. 18). Im Osten liegt Kalkalpin noch auf einer Streifenscholle, die im Süden durch die Mur-Mürz-Bruchzone begrenzt wird. Es überspringt dann etwa westlich von Admont weitgehend die Ennstal-Linie, ein Teilstück des großen Nordalpinen Lineamentes (NAL), um dann weiter westlich seine Südgrenze auf das Innsbrucker (Ost)- und das Landecker (West)-Inntal-Lineament und damit jeweils weiter nordwärts zu verlagern. Diese parallel verschobene Abgrenzung des Kalkalpins gegen prämesozoische Einheiten (Grauwacken-, Phyllitzone u. a.) an ONO-Brüchen oder unweit von ihnen ist wohl durch den erosiven Anschnitt bedingt.

Wegen der „flachdiagonalen“ Ausrichtung der einzelnen Lineamente im Gradnetz der Erde ist es wahrscheinlich, dass sie in der alpidischen Unterkruste gewurzelt haben. Einen Hinweis auf die tiefen Wurzeln dieser Lineamente gibt auch die Tatsache, dass einige von ihnen im Streichen enden oder in streichender Fortsetzung nur noch undeutlich durchscheinen, wie das Ost-Inntal-Lineament oder die Mariazell-Puchberg-Linie (NAL) im Osten. Die beiden Bruchscharen innerhalb des kalkalpinen Deckenstapels gehören einem völlig anderen, zweischarigen System an, das durch gefällebedingte SSO-NNW-Pressung in orogener Hanglage verursacht ist.

Aufgrund dieser Verhältnisse liegt es nahe, dass die kalkalpinen Gleitdecken ihre Stammgebiete südlich der ONO-Lineamente am Südrand der Kalkalpen haben (vgl. auch Lein 1987). Diese Brüche stellen allem Anschein nach die am nördlichsten gelegenen seigeren Wurzeln der Schubbahnen dar, an denen die Überschiebung der Gleitdecken ausgelöst wurde, und machen es mehr als wahrscheinlich, dass die Platznahme der kalkalpinen Gleitdecken durch den gleichen seigertektonischen Vorgang ausgelöst worden ist wie jenen der Schubdecken, nur dass die Dimension merklich größer war, indem die Schubmassen so kräftig gehoben wurden, dass sie, wie die helvetischen Decken der Zentralalpen, kippten und auf der abschüssigen Oberfläche des Orogens ins Gleiten gerieten.

Die Decken wären dann vom aufsteigenden Hinterland südlich des jeweiligen Seigerbruches über diesen hinweg auf das tiefere Vorland befördert worden. Damit steht z. B. in Einklang, dass Flysch-Fenster bis wenige Kilometer nördlich des Nordalpinen Lineamentes vorkommen, wie das Wanzenboden- und Hollinger Fenster (Plöching 1994) am Windischgarsten-Bruch. Rhenodanubischer Flysch wurde also bereits in einem Abstand von fast 30 km südlich des Nordrandes der Kalkalpen von den Gleitdecken überfahren. In vielen kalkalpinen Gleitdecken ist der stratigraphische Verband erhalten geblieben.

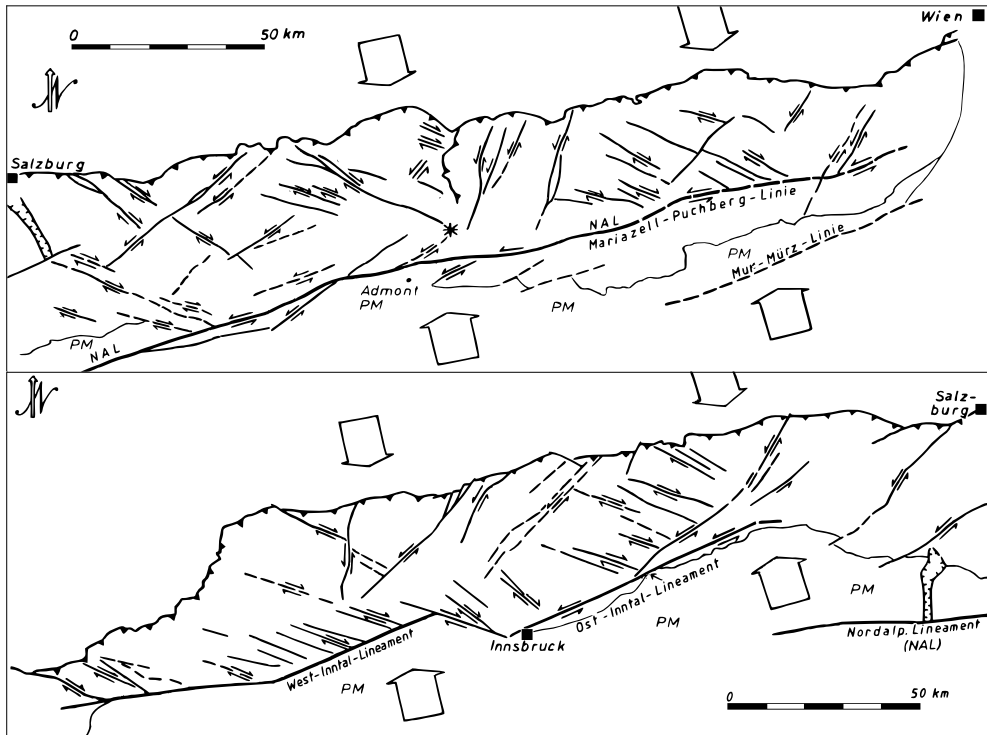


Abbildung 18: Die Nördlichen Kalkalpen sind im Süden von ONO-Lineamenten begrenzt, die im Grundgebirge wurzeln. Die prämesozoischen Gesteinseinheiten (PM: Grauwackenzone, Phyllitzone u. a.) stellen den ursprünglichen Sockelbereich der kalkalpinen Gleitdecken dar, also deren Stammgebiete. Wie Flyschfenster anzeigen (Stern: südlichstes Flyschfenster), sind die Gleitdecken über die Vorlandsedimente gerutscht. Die Pfeile zeigen die gefällebedingte Pressung in den kalkalpinen Gleitdecken nach ihrer Platznahme an.

Figure 18: The Northern Calcareous Alps are bounded to the south by ENE striking lineaments rooting in the basement. The pre-Mesozoic rock units (PM: Grauwackenzone, Phyllitzone etc.) represent the original fundament of the Calcareous Alpine gravity nappes, i. e. their source areas. As indicated by flysch windows (asterix: southernmost flysch window) the gravity nappes slid over the foreland sediments. The arrows indicate the compressive stress effective due to the slope gradient within the Calcareous-Alpine gravity nappes after their emplacement.

Es ist daher möglich, dass erst beim Übergang von der Schub- zur Gleitdecke duktilere Schichten zu söhligem Abscherhorizonten geworden sind. Die ONO-Lineamente als bedeutende, in der alpidischen Unterkruste wurzelnde Brüche bezeichnet allem Anschein nach zu Beginn des NNW-wärtigen Deckentransportes den Nordrand eines Hebungsgebietes als wahrscheinlichstem Stammgebiet der Gleitdecken. Eine früher vermutete Herkunft der kalkalpinen Gleitdecken aus Bereichen südlich des Alpenkammes ist ganz und gar auszuschließen. Ihre Förderweiten können nur etwa 30-40 km betragen. In Kammlage der Ostalpen ist der Kontakt zwischen Sockel und Deckschichten weitgehend erodiert, so dass die Entstehung der Gleitdecken nicht mehr, wie im Aar-Gotthard-Massiv, im Aufschluss untersucht werden kann. In den Ostalpen hat die Orogenese offenbar in den zentraleren Teilen, wo die Kruste am dicksten war, zuerst eingesetzt und erfasste erst allmählich auch äußere Bereiche, worauf die tektonischen Verhältnisse in den Nördlichen Kalkalpen hinweisen, deren Gleitdecken erst nach ihrer Platznahme noch einer Aufschiebung- und Faltungstektonik unterlagen. Damit besteht Übereinstimmung mit den nördlichen Zentralalpen, wo sich die Orogenese von zentraleren zu randlichen Bereichen des Orogens verlagerte (z. B. Pfiffner u. a. 1997). Wie in den Zentralalpen besteht auch in den Nördlichen Kalkalpen eine enge genetische Beziehung zwischen den frühen isoklinalen Falten und den Aufschiebebrüchen, indem die Achsenflächen der Falten parallel zu den steilen Schubbahnen orientiert sind, was auch ihre Scherfaltennatur bestätigt. Da die ONO-Lineamente am Südrand der Nördlichen Kalkalpen sicherlich im heutigen Grundgebirge wurzeln, liegt es nahe, dass die Azimute der weitgehend parallel zu ihnen orientierten Achsenflächen der Isoklinalfalten im Kalkalpin ebenfalls durch die Orientierung der Gneisgefüge im Untergrund bestimmt worden sind, parallel zu denen, wie im Aar-Kristallin, stafflige Hebung ablief.

Erörterung und Folgerungen

Die heutige Lehrmeinung zur Entstehung von Auf-/Überschiebung wird beherrscht von der Vorstellung, dass sie durch seitlichen Zusammenschub bewirkt werde. Dazu haben plattentektonische Vorstellungen wesentlich beigetragen (vgl. Kap. 1). Diesem Konzept entspricht das Sohle-Rampe-Modell von Boyer & Elliot (1982). Es besagt, dass Überschiebung auf einer flach geneigten Sohl Schubbahn oder Ablösungsfläche ablaufe, wo dieser Vorgang durch gleitfähige, duktile Schichten, etwa tonige Gesteine oder Evaporite, erleichtert werde. An manchen Stellen sollen Schichtpakete auf etwas steileren Schubbahnen, den Rampen, in höhere stratigraphische Ebenen springen. Dieses Bild stimmt jedoch ganz und gar nicht mit der Geometrie von Schubdecken im Orogen überein. Der Grund dafür ist, dass das Mo-

dell allein auf den tektonischen Strukturformen in den Vorländern von Orogenen aufbaut, die sich von denen im Orogen aber grundlegend unterscheiden.

Im Banne des Sohle-Rampe-Modells, das auf dem Erscheinungsbild eines völlig ungeeigneten tektonischen Umfeldes aufbaut (vgl. auch Kap. 4), werden seit Jahrzehnten alle Überschiebungen in Faltengebirgen zwanghaft nach diesem Modell erklärt. Die Theoretiker, die dieses Modell zu stützen versuchen (z. B. Mitra & Nanson 1989, Laubscher 2003, 2008, Suppe 2011) berufen sich auch heute noch auf Buxtorfs (1916) unbelegte Annahme der Existenz eines Ablösungshorizontes im Jura, der in den Muschelkalk-Evaporiten vermutet wird.

Die durch das Sohle-Rampe-Modell bestärkte Vorstellung, dass Überschiebung durch seitlichen Zusammenschub entstehe, gab Anlass zu wiederholten Laborversuchen, die das Modell bestätigen sollen (z. B. Davis u. a. 1983, Mulugueta & Koyi 1987, Mulugueta 1988, Liu u. a. 1992, Teixell & Koyi 2003). Dabei werden Sandschichten durch den Vorschub einer festen, senkrechten Rückwand auf einer basalen Ablösungsfläche bei wechselndem Reibungswiderstand zusammengeschoben („Bulldozer“-System). Obwohl diese Versuchsanordnung die vermuteten Bewegungsbilder unter Schubdecken in Faltengebirgsvorländern zum Vorbild hat, fehlt z. B. die notwendige Decklast, wie sie im Vorland vorhanden ist. Ferner wird dabei verkannt, dass auch im Faltengebirgsvorland keine einheitliche senkrechte Rückwand besteht, die als Pressbacke dienen könnte. Die Experimente führen ferner zu Ergebnissen, die sich von den in der Natur angetroffenen Verhältnissen erheblich unterscheiden:

- Mit zunehmender Verformung schreitet im Experiment die Anlage von Schubbahnen von hinten nach vorne fort. Die natürlichen Schubbahnen der Schuppen von Schubdecken entstanden jedoch von vorne nach hinten.
- Außer vorlandvergenten Schubbahnen entstehen im Experiment untergeordnet auch hinterlandvergente. Das ist bei natürlichen Schubdecken nicht der Fall.
- In den Experimenten wird die Schubmasse verkürzt. In der Natur legt sich aber nur der ragende Teil einer Hubscholle als gedehnter Überhang oder in Gestalt einer oder mehrerer abgespaltener Schuppen über das Vorland, ohne dass die Schubmasse oder gar die ganze Kruste verkürzt würde.

Die Versuchsanordnung entspricht also weder den Voraussetzungen zur Entstehung von Schubdecken noch von verdeckten (blinden) „Überschiebungen“. Daher führen diese häufig wiederholten Versuche (und numerischen Modellierungen) nicht zu Ergebnissen, die zur Erklärung der natürlichen Verhältnisse taugen würden.

Ein weiteres Modell, dasjenige einer „Transpression“ (Sanderson & Marchini 1984), sieht für Überschiebung rechtwinklig zu Scherbrüchen eine Verformung durch einheitliche regionale Pressung vor, die in eine seitenverschiebende und eine überschiebende Komponente zerlegt werde, wobei rechtwinklig zum Scherbruch Verkürzung stattfindet. Dieses Modell versagt z. B. in den Nördlichen Kalkalpen, wo die jungalpidischen Schubdecken an zwei Scharen Mohrscher Scherbrüche entstanden sind, die durch ihren Schersinn deutlich SSO-NNW-Pressung anzeigen, während die Vorschubrichtungen an solchen Brüchen stets rechtwinklig zu den Seigerbrüchen orientiert sind. Ferner ist an den kalkalpinen Überschiebungen eine Verkürzung nicht nachweisbar. Das Transpressionsmodell hat den Mangel, dass es nur auf dem Papier besteht, nicht aber durch Experimente bewiesen worden ist. Zudem beobachten wir in der Natur unter seitlicher Pressung nur ein Mohrsches Scherbruchpaar, nicht aber Auf-/Überschiebung.

Im Jura-Gebirge bilden die Muschelkalk-Evaporite sicherlich nicht den zusammenhängenden Abscherhorizont, für den sie seit Buxtorf (1907, 1916) gehalten worden sind. Sie wurden gemeinsam mit ihrem Hangenden und Liegenden gefaltet und an Seigerbrüchen verstellt. Mit dem Evaporithorizont als Mittel der Überschiebung durch weiträumige seitliche Pressung ist zweifellos eine falsche Spur verfolgt worden. Die im östlichen Faltenjura ausgebildete Bivergenz von Faltung und Überschiebung zeugt nicht für Zusammenschub, sondern für die morphotektonische, ortsgebundene Entstehungsweise der Überschiebungen. Schubbahnen und kogene-tische Falten am Nordrand sind nordvergent, am Südrand aber südvergent, z. B. am Grenchenberg (Abb. 5) oder in der Weißenstein-Kette (vgl. Wiedenmayer 1923, Tafel 1). Auch sind die tertiären Beckenfüllungen beiderseits der Jura-Kette nicht Ursache, sondern Folge von Überschiebung des auftriebigen Gebirges (vgl. z. B. Abb. 3, 4). Es ist sicher nicht als mechanisch sinnvoll zu erachten, dass z. B. die weniger verfestigte Molasse einen Keil gebildet haben sollte, der sich nordwärts unter den festen Weißenstein-Sattel gezwängt hätte (Bitterli 1990). Eine solche Annahme gehört zu den wesentlichen Schwächen des Fernschubmodells. Im Falle des von der Dottenberg-Scholle überfahrenen Tertiär-Beckens belegt die dortige sedimentäre Abfolge, dass seine Anlage und Entwicklung erst durch die Überschiebung ausgelöst worden sind (vgl. Abb. 7). Die Beckenfüllung kann nicht als Keil gewirkt haben, da sie vor Einsetzen der Überschiebung noch gar nicht bestanden hat.

Die zuvor behandelten Beispiele für Überschiebung im Jura-Gebirge zeigen übereinstimmend den gleichen Ablauf. Isostatischer Rückstoß ereignete sich in diesem Bereich verdickter Kruste während des Tertiärs, teilweise noch bis ins Quartär, und führte zu Schweredehnung gehobener Schollen, deren Überhänge sich auf die nied-

rigeren Nachbarschollen legten, so dass diese einsanken und zu Becken wurden, die mit tertiären und quartären Sedimenten gefüllt wurden.

Anhand von Beispielen verschiedener Größenordnung und aus verschiedenen Erdzeitaltern (Abb. 1-12) sind wir nunmehr in der Lage, die Entstehung von Schubdecken durch Auf-/Überschiebung abzuleiten (vgl. Abb. 13). Allen Überschiebungen ist gemeinsam, dass sie durch Anlage eines Seigerbruches, gewöhnlich eines Scherbruches, ausgelöst werden. In seinem obersten Abschnitt wird dieser Bruch umgebogen, wenn an ihm eine Flügelscholle sekundär gehoben wird. Da diese Hubscholle an ihrer Stirn ihres Widerlagers beraubt wird, ist sie einer gravitativen Dehnung ausgesetzt und kippt auf das tiefere Vorland. Diese Dehnung ist eine Folge der Hebung, aus der gravitative potentielle Energie erwächst. Es entsteht also ein Überhang. Die Hebung setzt sich zunächst an der Unterseite dieses Überhanges fort, biegt also bei Erreichen der Erdoberfläche am morphologischen Fuß der Hubscholle gegen das Vorland um. Erst wenn der Reibungswiderstand bei zunehmender Hebung der Hubscholle einen kritischen Wert überschreitet, bricht der Seigerbruch nach oben durch und kappt den Überhang. Dadurch entsteht eine nach unten schmaler werdende, keilförmige Schuppe, die tiefer liegt als die Hub- oder Stammscholle. Wiederholt sich dieser Vorgang mehrmals, so entsteht ein Schuppenverband, die Schubdecke. Da sich ihr Gewicht durch die allmählich wachsende Belastung neu abgespaltener Schuppen immer mehr vergrößert, sinkt die entstehende Schubdecke immer tiefer in die primär unverfestigten Vorlandsedimente ein, so dass die erlahmten älteren Schubbahnen umso flacher einfallen, je älter sie sind. Es entsteht eine fächerförmige Schubdecke mit dreieckigem Querschnitt, die aus keilförmigen Schuppen besteht.

Da infolge des Aufstiegs der Hubscholle immer tiefere und damit stratigraphisch ältere Einheiten vom Überschiebungsvorgang erfasst werden, entsteht in Schubdecken das Grundmuster, dass an der Basis der hinteren Schuppen immer tiefere, zur Deckenstirn hin an der Oberfläche immer jüngere stratigraphische Einheiten erscheinen. Dieser zur Deckenstirn ansteigende basale Schrägzuschnitt ist in allen Schubdecken verwirklicht.

Die Schubkraft für die Entstehung von Schubdecken entstammt offenbar dem Auftrieb der Hubscholle infolge isostatischer Hebung während der Gebirgsbildung an einem Seigerbruch, der als Scherbruch angelegt wurde. Überschiebung ist also eine an die Erdoberfläche gebundene, morphotektonische Erscheinung, die nicht durch Fernkräfte erklärt werden kann. Im Gegensatz zu diesem geschilderten einfachen und schlüssigen Vorgang führt der Erklärungsversuch durch seitlichen Zusammenschub ins Leere, da er auf Voraussetzungen aufbaut, die im Faltengebirge nicht be-

stehen. Aus Überschiebungen können ferner keine „Platten“bewegungen abgeleitet werden, da es sich um morphotektonische Vorgänge handelt, die an die Erdoberfläche gebunden sind und nicht die gesamte Lithosphäre erfassen. Die geneigten Schubbahnen enden stets in wenig großer Tiefe an einem Seigerbruch.

Nach Klärung der Entstehungsweise von Schubdecken stellt sich die Frage nach der Entstehungsweise der **Gleitdecken**. Die besten Voraussetzungen für ihre Beantwortung bieten die Alpen, vor allem wegen der besonders guten Erforschung ihrer Strukturen durch die Alpengeologen. Als besonders geeignet erscheinen die tektonischen Verhältnisse in den Schweizer Zentralalpen.

Im kristallinen Aar-Grundgebirge beobachten wir eine nach Süden gesteigerte mehrphasige, stafflige Hebung von Streifenschollen an Schubbahnen, die in der Tiefe seiger stehen. Sie hat eine enge isoklinale Faltung und kräftige Längung der autochthonen Deckschichten bewirkt. Die engen, planaren Gneisstrukturen werden in Oberkrustenlage bei abnehmender Duktilität weitständiger und sind wegen ihrer aufrechten Orientierung vorzüglich dazu geeignet, für isostatische bedingte Seigerbewegungen genutzt zu werden. Da die Sättel über Kristallin-Streifenschollen und die Mulden über Scherzonen dazwischen offenkundig durch einfache seigere Scherung entstanden sind, gibt es keine Hinweise auf eine Verkürzung des Grundgebirges. Hypothetische Fernkräfte wie „Plattengrenzkräfte“ sind als Ursache jeglicher Überschiebung auszuschließen. Seitliche Pressung würde nach aller bisherigen gesicherten Kenntnis lediglich zu reiner Scherung führen, also zur Anlage zweier komplementärer Scherbruchscharen. Solche fehlen in den seiger stehenden tieferen Bereichen des Aar-Gotthard-Grundgebirges. Sie werden jedoch in den oberflächennahen, gekippten Bereichen beobachtet, wo sie schwerlich anders als durch Einwirkung der Schwere in Hanglage entstanden sein können.

Das vorlandwärtige Umbiegen der in der Tiefe des Aar-Massivs noch seigeren Schubbahnen und der Faltenachsenflächen in zunehmend gekippte Lage an der Paläooberfläche ist bedingt durch die Einwirkung der Schwere auf die ihres Widerlagers beraubten scheibenförmigen Hubschollen, so dass die aufwärts gerichtete Schubkraft nordwärts abgelenkt wurde. Da die Vergenz der Aufschiebebrüche und kogenetischen Faltenachsenflächen durch das Gefälle bestimmt wird, also morphotektonisch bedingt ist, ist sie auf die oberflächennahen Teile der Orogene beschränkt. Das erklärt schlüssig, warum auf den beiden Seiten von Orogenen wie des Juras oder der Alpen die Vergenzen auswärts gerichtet sind (Bivergenz).

Nach Neugebauer u. a. (1980) und Gubler u. a. (1981) reichen isostatische Ursachen zur Erklärung der rezenten Hebung der Zentralalpen aus. Warum sollte das nicht auch für frühere Phasen zutreffen? Nach Müller (1983, 1989) wurden die

Zentralalpen in den letzten 40 Ma relativ zu den Südalpen gehoben, doch glaubt dieser Autor, dass dies vor allem durch den Druck einer „afrikanischen Platte“ bewerkstelligt worden sei, während isostatischer Rückstoß ein sekundärer Effekt sei, der heute noch andauere. Sichtbare tektonische Spuren eines Zusammenschubes sind bisher jedoch nirgends gefunden worden und konnten auch seismologisch nicht gesichert werden. In den verschiedenen Hebungsphasen des Aar-Massivs bis hin zur Ruchi-Phase entwickelten sich nur Gefüge, die seigere Bewegungen bezeugen. Es ist daher davon auszugehen, dass alle Hebungsphasen im Aar-Massiv isostatische Ursachen hatten. Aus der in mehreren Phasen nach Süden gesteigerten Hebung ist zu schließen, dass sie zur südwärts zunehmenden Tiefenlage der Moho in Beziehung gestanden hat, dass also der isostatische Auftrieb mit zunehmender Krustendicke zunahm.

Die tektonischen Verhältnisse in den Zentralalpen liefern hinreichend Hinweise darauf, dass sich Gleitdecken aus Schubdecken entwickeln, wofür allein gravitative Ursachen in Betracht kommen. Die genaue Entstehungsweise der eoalpinen Gleitdecken in den Nördlichen Kalkalpen entzieht sich einer direkten Prüfung, da ihre Stammgebiete von ihrer einstigen Auflage, den heutigen Decken, entblößt und zusätzlich erodiert worden sind. Als typisch für den Bau der Schubdecken haben wir festgestellt, dass in den Schuppen der Schubdecken von der Deckenstirn nach hinten immer tiefere Schichtglieder einbezogen sind. Es besteht also ein nach hinten absteigender basaler Schrägzuschnitt der Stratigraphie. Dafür, dass auch für die Entstehung der Gleitdecken der gleiche Mechanismus zutrifft wie für die Schubdecken, spricht ihr von Tollmann (z. B. 1973, S. 65-66) erkannter, nach hinten absteigender basaler Schrägzuschnitt der Stratigraphie. Demnach trifft man im Allgemeinen im Vorderteil der Gleitdecke die jüngsten Schichtglieder an, während nach hinten immer ältere Schichtglieder an der Deckenbasis vertreten sind. Beide Deckenarten sind also **morphotektonisch** entstandene Erscheinungsformen. Nach der Platznahme der Gleitdecken entstanden auch in den Nördlichen Kalkalpen innerhalb des Deckengebäudes wiederum Schubdecken an komplementären Scherbrüchen, die durch das Gefälle, also schwerebedingt, verursacht worden sind. Ursache war auch hier die Entstehung neuer isostatischer Ungleichgewichte durch die Platznahme der Gleitdecken.

Die plattentektonisch beschworene „Konvergenz“ zwischen Europa und Afrika hat ihre Krönung gefunden in der Erfindung einer adriatischen bzw. afrikanischen Platte, die nordwärts in die Kruste der „europäischen Platte“ eingespießt sei. Ein solcher Keil ist jedoch nur sehr verschwommen definiert und dokumentiert, wie die Verhältnisse im Bereich des Tonale-Bruches zeigen. In diesem Konzept werden die Bedeutung der Krustenverdickung durch die Platznahme der penninischen Decken

für die Seigerbewegungen des Lepontischen Domes, die weitgehende Korrelierbarkeit der Flügelschollen des Tonale-Bruches (Kap. 2, Abb. 12) sowie dessen mögliche Tiefenerstreckung und Bedeutung für den Versatz der Moho außer Acht gelassen. Da die Moho ferner senkrecht unter der Tonale-Linie einen großen Versatz aufweist (vgl. Schmid & Kissling 2000), ist nichts wahrscheinlicher als dass der Tonale-Bruch Urheber dafür ist, da er bis in diese Tiefe reicht, zumal er auch an der Oberfläche die bedeutende orobische Überschiebung ausgelöst hat. Die größere Krustendicke der Nordscholle sorgte dabei für den notwendigen isostatischen Auftrieb.

Als Kernergebnis der Analyse der Entstehungsweise von Auf-/Überschiebung schält sich heraus, dass diese bisher unverständene tektonische Erscheinung nicht durch Zusammenschub, also Verengung oder Verkürzung der Kruste zustande kommt, sondern durch isostatisch bedingte Hebung und damit einhergehende schwerebedingte Dehnung. Dabei wird lediglich eine Scholle mehr oder weniger weit über eine andere geschoben, ohne dass eine Verkürzung der Kruste eintritt. In der überschiebenden Scholle wird die Kruste sogar gedehnt. Es handelt sich nicht um einen horizontaltektonischen, sondern um einen vertikaltektonischen Vorgang, was schon daraus ersichtlich ist, dass nicht eine flach geneigte Sohlshubbahn, sondern ein Seigerbruch Auslöser von Auf- und Überschiebung ist. Da Falten und Schubbahnen nachweislich nicht durch schraubstockartige Einzwängung entstehen, können die Faltengebirge nicht als „Kollisionsorogene“ betrachtet werden.

Ein wichtiges Argument dafür, dass Gleitdecken auf die gleiche Weise entstehen wie Schubdecken, ist schließlich die Tatsache, dass sie, wie die Schubdecken, den gleichen, absteigenden Schrägzuschnitt (Tollmann 1973) aufweisen wie die Schubdecken, indem an der Deckenbasis immer ältere stratigraphische Schichtglieder vertreten sind.

Schriften

Ahrendt, H.: Zum Alter der Metamorphose in der Wipptraer Zone/Harz. Ergebnisse von K/Ar-Altersdatierungen an schwachmetamorphen Sedimenten – Z. dt. geol. Ges., 147, 1, 39-56, 1996

Ansorge, J., K. Holliger, P. Valasek, S. Ye, P. Finkh, R. Freeman, W. Frei, E. Kissling, P. Lehner, H. Maurer, St. Mueller, S. B. Smithson & M. Stäuble: Integrated analysis of seismic normal incidence and wide-angle reflection measurements across the eastern Swiss Alps – Am. Geophys. Union, Geodynamics Ser., 22, 195-205, 1991

Artyushkov, E. V.: Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness homogenities – J. Geophys. Res., 78, 7675-7708, 1973

Aydin, a. & B. M. Page: Diverse pliocene-quaternary tectonics in a transform environment, San Francisco Bay region, California – Geol. Soc. Am. Bull., 95, 1303-1317, 1984

- Bishop, D. J. & P. G. Buchanan: Development of structurally inverted basins; a case study from the West Coast, South Island, New Zealand – In: J. G. & P. G. Buchanan (Hrsg.): Basin Inversion – Geol. Soc. Spec. Publ. No. 88, 549-585, 1995
- Boyer, S. E. & D. Elliot: Thrust systems – Am. Ass. Petr. Geol. Bull., 66, 9, 1196-1230, 1982
- Burkhard, M.: L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique) – Eclogae geol. Helv., 81, 1, 63-114, 1988
- Buxtorf, A.: Geologische Beschreibung des Weissenstein-Tunnels und seiner Umgebung – Beitr. Geol. Kte. Schweiz, NF, XXI. Lfrg., 1907
- Buxtorf, A.: Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges – Verh. Naturforsch. Ges. Basel, 27, 184-254, 1916
- Castellarin, A., G. B. Vai & L. Cantelli: The Alpine evolution of the Southern Alps around the Guidicarie faults: a late Cretaceous to early Eocene transfer zone – Tectonophys., 424, 203-223, 2006
- Cornelius, H. P.: Die Geologie des Schneeberggebietes – Jb. Geol. B.-A., Sdbd., 2, 3-111, 1951
- Choukroune, P. & D. Gapais: Strain pattern in the Aar granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening – J. Struct. Geol., 5, 3/4, 411-418, 1983
- Dahlgrün, F., G. Fischer & E. Schröder: Geologische Karte von Preußen: Blatt Wippra, Nr. 2528, 68 S., 1:25 000, 1934
- Fischer, G.: Die Gesteine der metamorphen Zone von Wippra mit besonderer Berücksichtigung der Grünschiefer – Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., 129, 64 S., 1929
- Frei, W., P. Heitzmann & P. Lehner: Swiss NFP-20 research program of the deep structure of the Alps – Mem. Soc. géol. France, N. S., 156, 29-46, 1990
- Ghisetti, F. C. & R. H. Sibson: Accomodation of compressional inversion in north-western South Island (New Zealand): Old faults versus new? – J. Struct. Geol., 28, 1994-2010, 2006
- Gubler, E., H.-G. Kahle, E. Klingelé, St. Mueller & R. Olivier: Recent crustal Movements in Switzerland and their geophysical interpretation – Tectonophys., 71, 125-152, 1981
- Handy, M. R. & R. Oberhänsli: Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps – tectonic interpretation and outstanding problems – Mitt. Österr. Miner. Ges., 149, 2012-226, 2004
- Heitzmann, P.: Evidence of late Oligocene/early Miocene backthrusting in the Central Alpine “root zone” – Geodin. Acta, 1, 183-192, 1987
- Hubbard, J. & J. H. Shaw: Uplift of the Longmen Shan and Tibetan plateau, and the Wenchuan (M=7.9) earthquake – Nature, 458, 194-196, 2009
- Jacob, G., H. Siedel, H. Rauche, H. J. Franzke & P. Hoth: Transverse section crossing the metamorphic zone of Wippra/Harz Mountains – Int. Conf. on Paleozoic orogens in central Europe, Int. Geol. Correlation Program 233, Göttingen-Giessen, 121-122, 1990

- Jacob, G. & H. J. Franzke: Die tektonische Entwicklung der Wippraer zone im Unterharz – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1/2, 51-61, 1992
- Kammer, A.: Bau und Strukturen des nördlichen Aarmassivs und seiner Sedimente – Diss. Univ. Neuenburg, 1985
- Kammer, A.: Alpidische Verformung des aarmassivischen Nordrandes – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 69, 37-53, 1989
- Kockel, C. W., M. Richter & H. G. Steinmann: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach – Wiss. Veröff. Dt. u. Östr. Alpenverein, 10, 231 S., 1931
- Laubscher, H.: Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung – Eclogae geol. Helv., 55, 1, 1-22, 1962
- Laubscher, H.: Ein kinematisches Modell der Jurafaltung – Eclogae geol. Helv., 58, 231-318, 1965
- Laubscher, H.: Fold development in the Jura – Tectonophys., 37, 337-362, 1977 a
- Laubscher, H.: An intriguing example of a folded thrust in the Jura – Eclogae geol. Helv., 70, 1, 97-104, 1977 b
- Laubscher, H.: Large-scale, thin-skinned thrusting in the southern Alps: kinematic models – Geol. Soc. Am. Bull., 96, 710-718, 1985
- Laubscher, H.: Jura kinematics and the Molasse basin – Eclogae geol. Helv., 85, 3, 653-675, 1992
- Laubscher, H.: Balanced sections and the propagation of decollement: a Jura perspective – Tectonics, 22, 6, 2/2-2/12, 2003
- Laubscher, H.: The Grenchenberg conundrum in the Swiss Jura: a case for the centenary of the thin-skin décollement nappe model (Buxtorf 1907) – Swiss. J. Geosc., 101, 41-60, 2008
- Laubscher, H. & L. Hauber: Querschnitt durch das Juragebirge zwischen Önsingen und Basel – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F., 64, 73-77, 1982
- Lee, H.-K. & H. P. Schwarcz: Electron spin resonance plateau dating of periodicity of activity on the San Gabriel fault zone, southern California – Geol. Soc. Am. Bull., 108, 735-746, 1996
- Lein, R.: Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times – In: H. W. Flügel & P. Faupl (Hrsg.) Geodynamics of the Eastern Alps, 85-102, Wien (Deuticke) 1987
- Liu, H., K. R. McClay & D. Powell: Physical models of thrust wedges – In: K. R. McClay: Thrust tectonics, London (Chapman & Hall), 71-81, 1992
- Marheine, D, H. Ahrendt, H.-J. Franzke, G. Jacob, M. Schwab & K. Wemmer: Zum Alter der Metamorphose in der Wippraer Zone/Harz, Ergebnisse von K/Ar-Altersdatierungen an schwachmetamorphen pelitischen Schieferne – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 9/10, 1569-1570, 1993
- Marquer, D.: Structure et déformation alpine dans les granites hercyniens du massif du Gotthard (Alpes centrals suisses) – Eclogae geol. Helv., 93, 1, 77-97, 1990

- Marquer, D. & D. Gapais: Les massifs cristallins externes sur une transversale Guttannen-Val Bedretto (Alpes centrales): structure et histoire cinématique – C. R. Acad. Sc. Paris, 301, II, 8, 1985
- Meyer, W. & J. Stets: Das Rheinprofil zwischen Bonn und Bingen – Z. Dt. Geol. Ges., 126, 15-29, 1975
- Milnes, A. G. & A. A. Pfiffner: Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland – *Eclogae geol. Helv.*, 70, 1, 83-95, 1977
- Mitra, S. & J. Namson: Equal-area balancing – *Am. J. Sci.* 289, 563-599, 1989
- Müller, F.: Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen (Berner Oberland) – *Beitr. Geol. Kte. der Schweiz*, NF, 104, 55 S., 1938
- Müller, St.: Deep structure and recent dynamics in the Alps – In: K. J. Hsü (Hrsg.): *Mountain building processes*, London (Acad. Press), 181-199, 1983
- Müller, St.: Deep-reaching geodynamic processes in the Alps – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, 303-328, 1989
- Mulugueta, G.: Squeeze box in a centrifuge – *Tectonophys.*, 148, 323-335, 1988
- Mulugueta, G. & H. Koyi: Three-dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting – *Geology*, 15, 1052-1056, 1987
- Neugebauer, H. J., R. Brötz & L. Rybach: : Recent crustal uplift and the present stress field of the Alps along the Swiss geotransverse Basel-Chiasso – *Eclogae geol. Helv.*, 73, 2, 489-500, 1980
- Noack, Th.: Thrust development in the eastern Jura Mountains related to pre-existing extensional structures – *Tectonophys.*, 252, 419-431, 1995
- Oncken, O.: Aspects of the reconstruction of the stress history of a fold and thrust belt (Rhenish Massif, FRG) – *Tectonophys.*, 152, 19-40, 1988
- Oncken, O.: Geometrie, Deformationsmechanismen und Paläospannungsgeschichte großer Bewegungszonen in der höheren Kruste (Rhein. Schiefergebirge) – *Geotekt. Forsch.*, 73, 1-215, 1989
- Pfiffner, O. A.: Displacements above thrust faults – *Eclogae geol. Helv.*, 78, 2, 313-333, 1985
- Pfiffner, O. A., W. Frei, P. Finckh & P. Valasek: Deep seismic reflection profiling in the Swiss Alps: Explosion seismology results for line NFP 20-EAST – *Geology*, 16, 987-990, 1988
- Pfiffner, O. A., W. Frei, P. Valasek, M. Stäuble, L. Levato, L. DuBois, S. M. Schmid & S. B. Smithson: Crustal shortening in the Alpine orogen: Results from deep seismic reflection profiling in the eastern Swiss Alps, line NFP 20-EAST – *Tectonics*, 9, 1327-1355, 1990
- Pfiffner, O. A., S. Sahli & M. Stäuble: Compression and uplift of the external massifs in the Helvetic zone – In: Pfiffner u. a. (Hrsg.): *Deep structure of the Swiss Alps*, 139-153, Boston (Birkhäuser) 1997
- Pfiffner, O. A., F. Schlunegger & S. J. H. Buiter: The Swiss Alps and their peripheral foreland basin: Stratigraphic response to deep crustal processes – *Tectonics*, 21, 2, 10, TC900039, 2002

- Plöschinger, B.: Die Störungszone südöstlich des Hengstpasses mit Fenstern des Flysches und Tiefbajuvarikums (Oberösterreich, Steiermark) – Jb. Geol. B.-A., 137, 331-344, 1994
- Ramsay, J. G., M. Casey & R. Kligfield: Role of shear in the development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland – *Geology*, 11, 439-442, 1983
- Richter, D.: Zum geologischen Bau der Berge östlich des oberen Osterachtales /Allgäu): Der synsedimentäre Ursprung einer tektonischen Decke – *Z. dt. geol. Ges.*, 109 (1957), 519-549, 1958
- Sanderson, D. J. & W. R. D. Marchini: Transpression – *J. Struct. Geol.*, 6, 5, 449-458, 1984
- Schmid, S. M.: The Glarus overthrust: field evidence and mechanical model – *Eclogae geol. Helv.*, 68/2, 247-280, 1975
- Schmid, S. M. & E. Kissling: The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure – *Tectonics*, 19, 1, 62-85, 2000
- Schneider, H.-J.: Der Bau des Arnspitzstockes und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge – *Geologica Bavarica*, 17, 17-55, 1953
- Schönborn, G.: Alpine tectonics and kinematic models of the central southern Alps – *Mem. Sci. Geol.*, 44, 229-393, 1992
- Schwab, M. & G. Jacob: Wippraer Zone – Taunus-Hunsrück. Ein struktureller Vergleich – *Z. geol. Wiss.*, 24, 3/4, 1996
- Siedel, H. & T. Theye: Very low grade metamorphism of pelites in the Wippra metamorphic zone, Harz Mountains, Germany – *N. Jb. Miner. Mh.*, 115-132, 1993
- Steck., A.: Junge Bruchsysteme in den Zentralalpen – *Eclogae geol. Helv.*, 61, 2, 387-393, 1968
- Steiner, L.: Scherflächenpaare in Oberbau und Unterbau – *Geotekton. Forsch.*, 33, 1-62, 1969
- Steiner, L.: Disharmonische Deckenfaltung in den Nördlichen Kalkalpen – *Z. geol. Wiss.*, 40, 2/3, 83-105, 2012
- Steiner, L.: Von der alpinen Schub- zur Gleitdecke – *Z. geol. Wiss.*, 41/42, 185-196, 2013/14
- Suppe, J.: Geometry and kinematics of fault-bend folding – *Am. J. Sci.*, 283, 684-721, 1, 1983
- Suppe, J.: Mass balance and thrusting in detachment folds – In: K. McClay, J. H. Shaw & J. Suppe (Hrsg.): Thrust fault-related folding, AAPG Mem., 94, 21-37, 2011
- Teixell, A. & H. A. Koyi: Experimental and field study of the effects of lithological contrasts on thrust-related deformation – *Tectonics*, 22, 5, 9/1 – 9/18, 2003
- Theye, T.: Metamorphosesprünge in der Wippraer Zone (Unterharz) – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I.* 9/10, 1187-1200, 1995
- Tollmann, A.: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik – 404 S., Wien (F. Deuticke) 1973
- Tollmann, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen – 449 S., Wien (F. Deuticke) 1976

- Ustaszewski, M. E., A. Hampel & O. A. Pfiffner: Composite faults in the Swiss Alps formed by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound: an integrated field and modelling study – *Swiss. J. Geosci.*, 101, 223-235, 2008
- Valasek, P., St. Mueller, W. Frei & K. Holliger: Results of NFP seismic reflection profiling along the Alpine section of the European Geotraverse (EGT) – *Geophys. J. Int.*, 105, 85-102, 1991
- Weber, K.: Das Bewegungsbild im Rhenohervynikum – Abbild einer variszischen Subfluenz – *Z. dt. geol. Ges.*, 129, 249-281, 1978
- Wiedenmayer, C.: Geologie der Juraketten zwischen Balsthal und Wangen a. A. – *Beitr. Geol. Kte. Schweiz*, NF, 48. Lfrg., 1923
- Xu, X., X. Wen, G. Yu, G. Chen, Y. Klinger, J. Hubbard & J. Dhaw: Coseismic reverse and oblique-slip surface faulting generated by the 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake, China – *Geology*, 37, 6, 515-518, 2009
- Ye, S. & J. Ansorge: A crustal section through the Alps derived from the EGT seismic refraction data – In: R. Freeman, P. Giese & S. Mueller (Hrsg.): *The European geotraverse: integrated studies*, European Science Foundation, 221-236, 1990
- Ye, S., J. Ansorge, E. Kissling, St. Mueller: Crustal structure beneath the eastern Swiss Alps derived from seismic refraction data – *Tectonophys.*, 242, 199-221, 1995

3. Faltung und Überschiebung

Infolge althergebrachter Vorstellungen wurden Faltung im Orogen ebenso wie Auf-/Überschiebung bisher als ein Ergebnis tangentialer Pressung angesehen, was auch den Erwartungen der Plattentektonik-Hypothese entspricht. Das haben wohl die oft engständigen Isoklinalfalten vermuten lassen. Die Geometrie der Falten weist diese jedoch klar und eindeutig als Scherfalten aus, indem gemäß ihrer Definition die Durchmesser der Schichten, gemessen parallel zu den Achsenflächen, überall gleich bleiben (vgl. z. B. Ramsey & Huber 1987), sei es in den Faltenschenkeln oder in den Firsten. Das zeigen z. B. alle publizierten Profile aus dem Variszischen Gebirge, den Alpen, dem Jura usw. Die Scherfalten stehen in enger genetischer Beziehung zu den Aufschiebebrüchen, indem diese parallel zu den Achsenflächen der Falten orientiert sind.

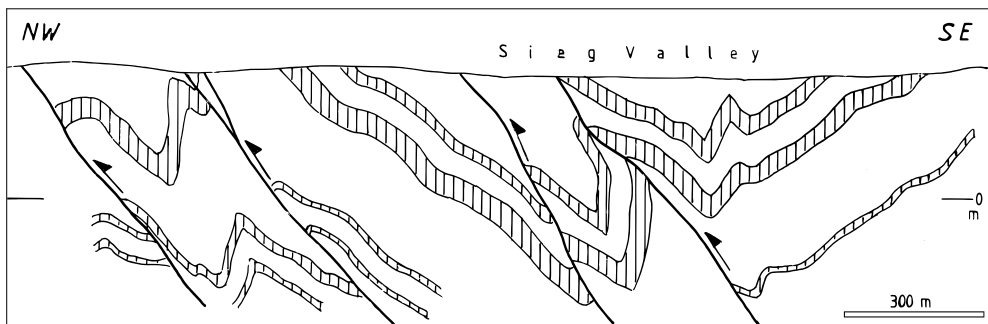


Abbildung 19: In diesem Schnitt aus dem Siegerland (Rhenohercynin; nach Denckmann & Quiring 1931) wird die kogenetische Entstehung von Scherfalten und Schubbahnen deutlich, indem die letzteren parallel zu den Achsenflächen orientiert sind.

Figure 19: In this cross-section from the Siegerland (Rhenohercynian; after Denckmann & Quiring 1931) the cogenetic origin of the shear folds and thrust planes is evidenced in that the latter are oriented parallel to the axial planes.

Es gibt nur sehr wenige Falten, die auf andere Weise entstanden sind (vgl. z. B. Steiner 2012). Die bisherige Trugvorstellung einer Zusammenpressung nach Art einer Ziehharmonika muss daher fallen gelassen werden. Offenbar setzen Aufschiebebrüche die duktile Scherfaltung bruchhaft fort. Das steht in Einklang mit isostatischen, in der Tiefe seigeren Auf- und Abbewegungen während der Gebirgsbildung. Diese Bewegungen werden an der Oberfläche des Orogens stets in Richtung des Gefälles gravitativ abgelenkt, so dass Vergenzen entstehen.

Der Charakter der Falten im Orogen wird in den Abbildungen 19 und 20 deutlich. Zugleich zeigt sich auch die enge Beziehung zwischen Faltung und Aufschiebung. Das wird im großen Maßstab im Ruhrkarbon ganz besonders deutlich sichtbar

9. Ausblick

Wie sich erwiesen hat, weisen bereits die Grundaussagen des heute unglücklicherweise anscheinend allgemein anerkannten geodynamischen Weltbildes, der platten-tektonischen Hypothese, zu viele handwerkliche Mängel und Schwachstellen auf. Es ist daher höchst verwunderlich, dass ein solches Konstrukt von der Fachwelt überhaupt für bare Münze genommen wird. Denn

- die Erdoberfläche wird wie selbstverständlich in eine Anzahl beweglicher Lithosphärenplatten unterteilt, indem große Bebenzonen wie die Wadati-Benioff-Zonen und Scherbrüche („kontinentale Transformbrüche“) willkürlich zu Plattengrenzen erklärt werden, obwohl sie ganz verschiedene Ursachen haben. So wird der Alpine-Bruch Neuseelands zum Verbindungsstück zwischen Hikurangi- und Puysegur-Wadati-Benioff-Zone gemacht, zum kontinentalen „Transformbruch“ erklärt und damit einer kryptischen Spezies zugeordnet. Die Einteilung der irdischen Lithosphäre in bewegliche Platten oder Scheiben hat nicht zur Bestimmung des konkreten Verlaufs vermuteter Konvektionsströme oder Bewegungsbahnen zwischen „divergenten“ und „konvergenten“ Zonen geführt. Schon dies sollte schwere Bedenken auslösen;
- das bisherige tektonische Modell fußt lediglich auf aktuellen seismographischen Beobachtungen an Wadati-Benioff-Zonen, ohne dass deren Ursachen und zeitliche Entwicklung in Betracht gezogen werden und die sich daraus ergebenden Konsequenzen berücksichtigt werden;
- ozeanischen Lithosphäre und die Mantelzone unterhalb einer Wadati-Benioff-Zone haben zwar ähnliche seismologische Eigenschaften, doch ist unklar, ob sie deshalb gleichgesetzt und gemeinsam zu einer abtauchenden Lithosphärenplatte erklärt werden können;
- „divergente“ und „konvergente“ Zonen werden auf fahrlässige Weise in einen genetischen Zusammenhang gebracht, ohne dass die möglichen Ursachen für die Entstehung dieser Zonen kritisch in Betracht gezogen werden;
- es ist rein spekulativ, wenn eine fließbandartige Verbindung zwischen Orten aufreißender Lithosphäre, also an ozeanischen Rücken, und Orten abtauchender Lithosphäre wie unter Inselketten oder Faltengebirgen angenommen wird. Ein solcher gedachter Vorgang beruht auf der ebenso spekulativen Annahme, dass sich die Asthenosphäre aktiv bewege, indem dort thermische Unterschiede auf- oder absteigende Konvektionsströme erzeugen würden und damit der Litho-

sphäre eine phantastische Mobilität verschafft würde; ein physikalisch sinnvoller Nachweis steht aus;

- es ist nicht ersichtlich, dass in den Wadati-Benioff-Zonen eine bewegliche Lithosphärenplatte in den Mantel abtaucht, da diese vermeintliche Platte weder eine seismisch aktive noch deutliche stoffliche Untergrenze hat;
- die möglichen Folgen des Abstiegs einer Lithosphärenplatte an WBZs in den Mantel werden nicht bedacht. Eine solche 80-100 km dicke, feste Platte würde, wäre sie real, einen enormen Druck quer zu ihrem Streichen ausüben und entsprechende Strukturen erzeugen. Derartiges ist nirgends zu bemerken, ganz zu schweigen vom Nachweis der Kräfte, die ausreichen würden, um die Platte in den Mantel zu zwängen. Konvektionsströme sind rein hypothetisch, und für das Einsinken der „kalten“ Platte wäre ihr relativ zum Mantel höheres spezifisches Gewicht als unerheblich einzuschätzen;
- für die zur Erklärung der Kombination von Seitenverschiebung und Überschiebung an Wadati-Benioff-Zonen seit Fitch (1972) ins Feld geführte „schräge Konvergenz“ bzw. „Transpression“ (Sanderson & Marchini 1984), also die Zerlegung der Verformung in zwei Komponenten durch eine einheitliche seitliche Pressung, gibt es keine experimentelle bzw. physikalisch begründbare Bestätigung;
- eine Verkürzung der Kruste in Faltengebirgen durch Faltung und Überschiebung wird als gottgegeben vorausgesetzt und seit Jahrzehnten gebetsmühlenhaft wiederholt; ein experimenteller oder physikalisch erklärlicher Nachweis für eine Verkürzung ist nicht erbracht worden.

Der Plattentektonik liegen also im Wesentlichen nur seismologische Befunde zugrunde, während die ins Feld geführten geotektonischen Beweismittel (Faltung, Überschiebung) auf fiktiven Annahmen beruhen, die den beobachteten Tatsachen (Kap. 2, 3) widersprechen. Das Konzept erweist sich als ein Trugbild, ist aber zum Gegenstand einer Art Glaubensbekenntnis geworden. Seine Hauptstützen erweisen sich als unausgegoren und nicht belastbar. An die bereits von vornherein offenkundigen Unzulänglichkeiten des Konzeptes reißen sich die ganz offensichtlichen Missdeutungen der Tektonik im kontinentalen Bereich. Das wird deutlich sichtbar in der gegenwärtigen Deutung der Strukturen wie Falten und Schubbahnen in den Orogenen, die allein horizontal wirkenden Antrieben zugeschrieben werden. Das hatte zur Folge, dass die Faltengebirge fälschlich als „Kollisionsorogene“ betrachtet werden.

Aufgrund der in früheren Arbeiten des Verfassers und in den obigen Kapiteln dargelegten Befunde sind wir nunmehr in der Lage, einige Feststellungen zu treffen, die geeignet sind, dem in den letzten fünfzig Jahren gepflegten spekulativen tektonischen Weltbild die Grundlage entziehen. Offenbar beruht die bisherige Lehrmeinung auf der groben Missachtung der Kräfte und Mechanismen, die das tektonische Geschehen in den verschiedenen Umfeldern tatsächlich bestimmen. Es sind aber gerade so wichtige Vorgänge wie Faltung und Überschiebung, die durch senkrecht gerichtete Kräfte ausgelöst werden (Kap. 2 und 3). Das steht in Einklang mit dem Prinzip der Isostasie, deren Wirkung bei der Gebirgsbildung schon seit langem erwiesen ist und die nicht weggeleugnet werden kann. Statt dessen wurden Mechanismen eingeführt, die der modernen menschlichen Technik entlehnt worden oder gar der Phantasie entsprungen sind. Da sich die irdischen tektonischen Verhältnisse auf diese Weise nicht wirklich klären lassen, wie ursprünglich erhofft, mussten der plattentektonischen Hypothese immer wieder Hilfsypothesen, z. B. „schräge Konvergenz“ oder „Transpression“, Eindrückung durch Keile und Platten („Indentation“) oder zahlreiche andere Aushilfen und Hilfsbegriffe hinzugefügt werden, was weitere schwere Mängel dieses Konzeptes offenlegt, da sie keine Lösung der geotektonischen Probleme erbracht haben. Das hat die geotektonische Forschung um wenigstens ein halbes Jahrhundert zurückgeworfen. Die aufgrund der Analyse der wesentlichen tektonischen Strukturen erlangten neuen Befunde des Verfassers widerlegen die bisher befolgten Glaubenssätze. Sie werden im Folgenden zusammengefasst.

Scherbrüche

Ein wichtiger und zuverlässiger Anzeiger zur Erkennung der in der Erdschale wirkenden Spannungsfelder sind die Scherbrüche, insbesondere paarige oder komplementäre (Scherbruchpaare) aus zweischariger Scherung. Die großen Scherbrüche Asiens entwickelten sich wenigstens seit dem Mesozoikum, in Europa seit dem Präkambrium, unter meridionaler Pressung. Solche Brüche erscheinen in Eurasien gewöhnlich als Scherbruchpaare, in der Unterkruste unter hohem allseitigem Druck als „flachdiagonale“ Scherbrüche, die sich mit stumpfem Spreizwinkel zur einwirkenden größten Hauptschubspannung hin öffnen. In der Oberkruste entstehen submeridionale Komplementärbrüche, an denen Gräben und Halbgräben einsinken. Ihre oberkrustale Entstehung wird bestätigt durch ihre Füllung mit Sedimenten $\pm$ Vulkaniten. Bei beiden ergeben Winkelhalbierende und Schersinn die klare Pressungsrichtung Nord-Süd. Dieses gesetzmäßige, beständige und einheitliche Verhalten über eine geologisch lange Zeitspanne kann kaum durch einen anderen Urheber als die Fliehkraft der Erde bewirkt worden sein. In beiden Stockwerken resultiert Ost-West-Dehnung. Die Anlage der submeridionalen Gräben erklärt sich dadurch, dass

sich Ost-West-Dehnung von Ober- und Unterkruste gemeinsam auswirkt. Wegen ihrer Orientierung sind die submeridionalen Scherbrüche an der Erdoberfläche durch ihre Umgestaltung zu Abschiebebrüchen für latitudinale Dehnung besonders geeignet. Die Scherbrüche in der Unterkruste bzw. im Grundgebirge geben die verlässlichsten Hinweise auf die weiträumig wirkende Pressung, da sich dort keine morphologisch bedingten gravitativen Einflüsse auswirken können. Ergebnisse von Spannungsmessungen im Deckgebirge können zwar ebenfalls weiträumige Pressung anzeigen, unterliegen aber in hohem Maße auch örtlichen morphologischen Einflüssen durch die Einwirkung der Schwere und zeigen dann deviatorische Pressung an, und zwar durch Vergenzen und zweischarige, komplementäre Scherbrüche in Hanglage des Orogens.

Der kleine Spreizwinkel der oberkrustalen Scherbruchpaare in Europa wird bei der geophysikalischen Ermittlung der tangentialen Pressungsrichtung aus Herdflächenlösungen von Erdbeben nicht berücksichtigt, so dass sich erhebliche Abweichungen von den tatsächlichen Verhältnissen ergeben. So werden Herdflächenmechanismen von Scherbrüchen submeridionalen Streichens auf Pressung zurückgeführt, die 45° zum Streichen der Brüche gerichtet ist. Dieses Verfahren kann aber nur auf Brüche angewendet werden, die NO-SW oder NW-SO streichen, also solche, die in mittlerer Krustentiefe entstehen, nicht aber auf solche, die unter meridionaler Pressung und unter kleinem Spreizwinkel (NNO-SSW, NNW-SSO) zur einwirkenden Pressungsrichtung ausschließlich in der Oberkruste entstehen. Ihre wahre Pressungsrichtung weicht von ihrem Streichen nur um $15-20^\circ$ ab, nicht aber um 45° , wie in den geophysikalischen Ableitungen stets vorausgesetzt. Dadurch ergeben sich erhebliche Unterschiede der abgeleiteten von den wirklichen Richtungen. Das wird besonders im Falle des Oberrheintal-Grabens deutlich, für dessen NNO-SSW streichenden Randbrüche geophysikalisch eine NW-SO-Pressung ermittelt worden ist, mit tektonischen Meßverfahren aber eine Ost-West-Dehnung.

Nach bisheriger, noch unzureichender Kenntnis der Tektonik Afrikas scheint dort die weiträumige Spannungsrichtung jener in Eurasien weitgehend zu gleichen, da dort die Streichrichtungen der Grabenrandbrüche die gleichen sind wie in Europa. Auch in Nord- und Südamerika gibt es weite phanerozoische Gebiete, die durch meridionale Pressung geprägt worden sind. Für Australien liegen noch keine klaren Befunde zu den weiträumigen Paläospannungen vor.

Paarig angeordnete, komplementäre Scherbrüche entstehen nicht nur durch die Wirkung der Fliehkraft, sondern auch durch die Schwerkraft, wenn sich diese in Hanglage z. B. der Faltengebirge auswirkt. Dort war die größte Pressung parallel zum Gefälle gerichtet, besonders deutlich am Nordhang der Pyrenäen, vor den gro-

ßen, NO-SW streichenden kristallinen Massiven der Westalpen, in den Nördlichen Kalkalpen, Südalpen, Karpaten, im Jura Gebirge, aber auch am Osthang der nordamerikanischen Kordillieren. Zweischarige Scherung ist also auch eine morphotektonische Auswirkung der Schwere, wenn sie in Hanglage der Orogene stattfindet. In den Nördlichen Kalkalpen führte die Platznahme der Gleitdecken zu zahlreichen isostatischen Ungleichgewichten. Um diese auszugleichen, wurden die im Gefälle des Orogens entstandenen beiden Scharen von Scherbrüchen in einer Weise genutzt, dass an ihnen des öfteren Auf- und Überschiebungen wie auch Faltung ausgelöst wurden.

Auf-/Überschiebung: Schubdecken

Während die meridional gerichtete Fliehkraft durch ihre tangentielle Einwirkung gewöhnlich zwei Scharen von Scherbrüchen erzeugt, nutzt die Schwerkraft solche Brüche als Gleitschienen für senkrecht gerichtete isostatische Ausgleichbewegungen, die Auf-/Überschiebung bewirken. Die große Bedeutung der Schwerkraft in der irdischen Tektonik erweist sich vor allem durch die isostatische Hebung geosynklinaler Sedimentstapel, wozu die Anlage seitenverschiebender Brüche die nötigen Aufstiegsbahnen schafft. Das sind Brüche, die durch zweischarige Scherung teils infolge der Fliehkraft der Erde, teils aber auch in Hanglage der Orogene infolge der Schwerkraft entstanden sind. Sie bewirken gemeinsam mit Schweredehnung die Auf- und Überschiebung von Hubschollen.

Es gibt zwei Arten von Überschiebung, die sich durch ihr Ausmaß unterscheiden. Beide Arten verdanken ihre Anlage deutlicher Hebung, wodurch gravitative potentielle Energie geschaffen wurde, die zu gravitativer Dehnung genutzt wurde. Die eine führt zur Entstehung von Schubdecken, die andere von Gleitdecken. Die Schubdecken werden ganz offensichtlich durch die Anlage eines Seigerbruches ausgelöst. Sie können, je nach Ausmaß der Hebung und daher der Dauer des Überschiebungsvorganges, verschiedene Form haben. Im einfachsten Fall legt sich infolge von Schweredehnung die ihres Widerlagers beraubte Stirnseite der Hubscholle als Überhang auf die tiefere Gegenscholle. Im Falle dauerhafter Hebung treten eine oder mehrere Hubphasen hinzu, so dass ein solcher Überhang jeweils als keilförmige Schuppe abgespalten wird, indem sich der in der Tiefe seigere Bruch nach oben in den Überhang fortpflanzt. Im Falle von Schuppenbildung ist die aufwärtige Fortpflanzung des Seigerbruches darauf zurückzuführen, dass der Reibungswiderstand an der oben geneigten Schubbahn nach Erreichen eines kritischen Wertes so groß wird, dass der Durchbruch des Seigerbruches nach oben den geringeren Arbeitsaufwand erfordert, um isostatischen Ausgleich zu erzielen. Die bei Wiederholung dieses Vorganges abgespaltenen weiteren Schuppen legen sich

aufeinander und bilden eine geschuppte Schubdecke. Die zuletzt abgespaltene Schuppe ist die hinterste. Der Hinterrand der Decke wird durch den Seigerbruch bestimmt. Durch die schrittweise Zunahme der Auflast durch jüngere Schuppen neigt sich der Schuppenverband immer mehr. Da sich im Vorland jüngere, erosiv entstandene, nicht oder wenig verfestigte Sedimente anhäufen, kann die Schubdecke darin einsinken.

Der hier abgeleitete Ablauf von Überschiebung wird überzeugend bestätigt durch das Bestehen der bisher unerklärlichen „Vergenzfächer“, wie sie im Rhenohertynikum beobachtet werden, also durch die fächerartige Anordnung der Schieferung in den Schuppen von Schubdecken, die einem tieferen tektonischen Stockwerk entstammen, wo nur noch seigere Gefüge angetroffen werden. Die anhand zahlreicher Beispiele aufgezeigte Entstehung von Auf-/Überschiebung durch isostatische Hebung einer Flügelscholle an einem Scherbruch bestätigt sich im großen Maßstab im Grenzbereich Grund-/Deckgebirge der deutschen Varisziden. So streichen in der Mitteldeutschen Kristallinschwelle die linkssinnigen Scherbrüche WSW-ONO. Parallel dazu fand an den Bruchstrukturen im nördlich anschließenden rhenohertynen Deckgebirge Auf-/Überschiebung statt. Auch diese regionalen Zusammenhänge lassen den Schluss zu, dass die Schubbahnen im Deckgebirge die gravitativ veränderten oberen Abschnitte von Scherbrüchen in der Unterkruste sind.

Das horizontalistische Modell einer „Transpression“ zur Erklärung von Überschiebung entbehrt dagegen einer realistischen Grundlage. Es besteht lediglich auf dem Papier, denn es gibt weder experimentelle Belege noch sonstige Hinweise auf Verformung durch eine weiträumig wirksame Spannung, die in eine seitenverschiebende und eine überschiebende Komponente zerlegt würde. Eine solche Zerlegung ist z. B. in den Nördlichen Kalkalpen auszuschließen, da die dortigen unterschiedlichen Überschiebungsrichtungen nicht mit dem regionalen Spannungsfeld zu erklären sind. Sie sind dagegen deutlich auf örtliche, in Hanglage durch die Schwere erzeugte komplementäre Scherbrüche bezogen, indem sie rechtwinklig zu diesen gerichtet sind. Hinzu kommt, dass die horizontalistische Plattentektonik von der unbewiesenen und irrigen Annahme ausgeht, dass Überschiebung durch seitliche Pressung verursacht werde und sich die geneigten Schubbahnen bis in große Tiefe fortsetzen würden. Das wird widerlegt durch die zahlreichen Beispiele dafür, dass geneigte, an der Oberfläche austreichende Schubbahnen in relativ geringer Tiefe von einem Seigerbruch abzweigen, aber niemals die Lithosphäre queren.

Die Überschiebung auslösenden Seigerbrüche können sich bis in Manteltiefe erstrecken und dann entsprechend große Schubweiten erzielen. Beispiele sind der südalpine Tonale-Bruch, der Nord-Pyrenäen-Bruch, der Altin-Tagh-Bruch Tibets

oder der Wenchuan-Bruch Süd-Chinas. Auf den Kontinenten sind die Schubweiten gewöhnlich deutlich kleiner als im Grenzbereich kontinentaler und ozeanischer Kruste, zumal hier noch gefällebedingte Gleitungen hinzu treten können, die besonders große Schubweiten vortäuschen. Das Sohle-Rampe-Modell wurde irrtümlich der Vorlandtektonik entlehnt, die sich von der Faltengebirgstektonik grundlegend unterscheidet, so dass es untauglich ist, Überschiebung zu erklären. Der nunmehr erkannte Überschiebungsmechanismus wird bestätigt durch den Befund in der bayrischen Molasse-Decke, dass an Schubbahnen auch Seitenverschiebung und zwar immer mit dem gleichen, noch dazu mit dem für die Unterkruste Europas typischen Schersinn beobachtet wird.

Überschiebung erweist sich also als ein morphotektonischer Vorgang, der an die oberen Bereiche der Erdkruste gebunden ist, nicht aber durch Fernkräfte bewirkt wird, wie bisher irrtümlich angenommen, sondern durch isostatische und damit auf das Schwerfeld der Erde bezogene senkrechte Bewegungen.

Überschiebung: Gleitdecken

Die Entstehungsweise der Gleitdecken ist in den Alpen, z. B. in den Nördlichen Kalkalpen, weniger deutlich erkennbar als jene der Schubdecken, weil sie mit ihren Herkunftsorten nicht mehr direkt verbunden sind. Die Gleitdecken entstehen offenbar auf die gleiche Weise wie die Schubdecken, aber in einer größeren Dimension. Da sie, wie die helvetischen Decken der Zentralalpen, in der Kammregion des Faltengebirges ihren Ursprung haben, wo die geosynklinalen Sedimente am mächtigsten sind, werden dort die stärksten isostatischen Hebungen erzeugt, so dass von den Hubschollen besonders große Keile abgetrennt werden. Diese kippen hangabwärts und fallen so der Schwere anheim. Dafür spricht in den Nördlichen Kalkalpen auch der gleiche, nach hinten absteigende basale Schrägzuschnitt wie bei den Schubdecken, indem an der Deckenbasis nach hinten immer ältere stratigraphische Glieder erscheinen (vgl. Tollmann 1973, S. 67).

Als Muster für die Entstehung von Gleitdecken können wir die helvetischen Decken der schweizerischen Zentralalpen ansehen, die auf dem Aar-Gotthard-Massiv ihren Ursprung haben. Gemäß der nach Süden zunehmenden Krustendicke haben sich dort Streifenschollen des kristallinen Grundgebirges an Seigerbrüchen nach Süden zunehmend stafflig gehoben, so dass ein nordnordwestwärtiges morphologisches Gefälle entstand. Das den kristallinen Streifenschollen auflagernde Deckgebirge kippte infolge von Schweredehnung in Richtung des Gefälles und geriet so ins Gleiten. Die Gleitdecken entstanden allem Anschein nach wie die Schubdecken an Scherbrüchen, indem der Vorschub rechtwinklig zum Streichen des Überschiebung auslösenden Scherbruches gerichtet war. In den Ostalpen kommen dafür die

WSW-ONO orientierten Brüche in der Kammregion in Frage, die im Grundgebirge wurzeln und Produkte der irdischen Fliehraft sind. Wie die Befunde zur Entstehung von Auf-/Überschiebung deutlich machen, sind die Schubdecken nicht das Ergebnis weiträumiger seitlicher Pressung. Seitliche Pressung führt einzig und allein zur Anlage Mohrscher Scherbruchpaare, aber keineswegs zu Auf-/Überschiebung oder isoklinale Faltung.

Infolge der Aufdeckung des Überschiebungsmechanismus können wir auch für das Ostalpin feststellen, dass dort Überschiebung zuerst im Kambereich einsetzte, weil während der Gebirgsbildung der isostatische Auftrieb der dort besonders mächtigen geosynklinalen Ablagerungen am stärksten war. Die dort wurzelnden Schubdecken wurden zu Gleitdecken, indem sie auf den Nordhang des Orogens kippten und dort abglitten. Durch ihre Platznahme und ihre gefällebedingte Zerlegung an einem System komplementärer Scherbrüche führten auch an diesen isostatische Ausgleichbewegungen zur Entstehung von Überschiebung, wenngleich geringeren Ausmaßes. Die Orogenese setzte also in der Kammregion der Ostalpen eher ein als in den Nördlichen Kalkalpen. Während die Gleitdecken der Nördlichen Kalkalpen durch „flachdiagonale“ Scherbrüche ausgelöst wurden, die im heutigen Grundgebirge wurzeln, entstanden die Schubdecken innerhalb dieser Gleitdecken an den querenden komplementären Scherbrüchen.

Isoklinale Faltung

Wo Auf-/Überschiebung stattfindet, ereignet sich auch isoklinale Faltung. Faltung geht der Auf-/Überschiebung voraus. Sie ist in den Faltengebirgen so gut wie stets Scherfaltung. Das zeigt schon die Darstellung aller Autoren so gut wie aller Falten in Querschnitten, indem lt. Definition die Mächtigkeit der gefalteten Schichten, gemessen parallel zur Achsenfläche, gleich bleibt, wogegen sie bei den Biegegleitfalten lt. Definition wechselt. Auch im Rhenoharzynikum sind die Falten ganz offensichtlich Scherfalten, obwohl diese Tatsache bisher nicht erkannt oder ignoriert worden ist. Die enge Beziehung zwischen isoklinale Faltung und Auf-/Überschiebung zeigt sich schon darin, dass die duktile Faltung in einem späten Stadium bruchhaft von Auf- und Überschiebung abgelöst wird, indem Aufschiebebrüche/Schubbahnen planaxial durch den Faltenbau schlagen.

Auch die Frage nach der Ursache von Faltung und Auf-/Überschiebung kann klar beantwortet werden, wenn wir die Strukturen z. B. im europäischen Grund- und Deckgebirge miteinander vergleichen. So sind die großen Scherbrüche im variszischen und alpidischen Grundgebirge rechtssinnig verschiebende WNW-OSO-Brüche und linkssinnig verschiebende WSW-ONO-Brüche, die der Fliehraft der Erde zugeschrieben werden können. Diesen Orientierungen folgen auch die Faltensträn-

ge des Deckgebirges. Die Abhängigkeit der Faltung im Deckgebirge von den Brüchen im Grundgebirge zeigt sich besonders deutlich im Rhenoharzynikum. Denn im angrenzenden Saxothuringikum, der Mitteldeutschen Kristallinschwelle, laufen die linkssinnigen WSW-ONO-Brüche den Faltenachsen des benachbarten rhenoharzynen Deckgebirges parallel. Das legt nahe, dass die seitenverschiebenden Brüche (Scherbrüche) des Grundgebirges sekundär als isostatische Ausgleichbahnen für senkrechte Bewegungen im Deckgebirge genutzt wurden. Sie lösten dort während der Orogenese Auf-/Überschiebung wie auch Faltung aus, indem beide durch (sub)vertikale Scherung verursacht wurden, sich also kongruent verhalten. Für seitlichen Zusammenschub als Urheber von Faltung gibt es, wie für die Schubbahnen, keinerlei physikalisch belegbare Handhabe. Dass die isoklinalen Falten Scherfalten sind, wird durch ihre genannten Eigenschaften bestätigt.

Auch Tauchfalten können keine Biegegleitfalten sein, denn sie sind mechanisch nicht sinnvoll durch Zusammenschub zu erklären. Im Gegenteil: Sie bestätigen, dass die Falten im Faltengebirge so gut wie durchweg Scherfalten sind. Denn sie werden während der Orogenese am Aufstieg gehindert, wenn sie auf die starre und mächtige karbonatische Bodenplatte einer auflagernden jüngeren Gleitdecke stoßen und darunter seitlich abgelenkt werden, nicht ohne sie aufzuwölben.

Vergenz

Die Vergenz der Aufschiebebrüche und isoklinalen Falten entsteht ebenfalls nicht durch Zusammenschub des Orogens zwischen zwei imaginären Pressbacken, sondern allein durch die Hanglage, wo die Schwerkraft wirkt. Die Schwerkraft sorgt dafür, dass die in der Tiefe seigeren Faltenachsenflächen und Aufschiebebrüche in ihren höchsten Abschnitten zum Vorland hin, also in Richtung des Gefälles, gebogen werden. Die dadurch erworbene Vergenz ist also ein rein morphotektonische Erscheinung. Die Wirkung der Schwere wird bestätigt durch die Anlage der paargen/komplementären Scherbrüche in Hanglage der Orogene, deren Pressungsrichtung ebenfalls deutlich parallel zum Gefälle und rechtwinklig zu den im Grundgebirge wurzelnden, Auf-/Überschiebung auslösenden Scherbrüchen orientiert ist. In Ausnahmefällen kann die Vergenz von der Regel abweichen, wenn die Falten einer Gleitdecke bei ihrem Aufdringen während der Orogenese auf die weitspannige Mulde der mächtigen karbonatischen Bodenplatte einer auflagernden Gleitdecke stoßen. Sie können dann in die Gegenrichtung der sonst regelmäßigen Vergenz abgelenkt werden.

Unterschiebung durch Ausquetschung in Faltengebirgs-Vorländern

Die Tektonik in den Vorländern der Faltengebirge unterscheidet sich grundlegend von der Überschiebungstektonik im Faltengebirge selber. So entstehen die Vorland-Schubdecken zwar nach dem gleichen Muster wie die Decken im Orogen, ihre Schubbahnen aber sind nicht eben, sondern schaufelartig/listrisch gebogen. Infolge der Auflast der Decke werden die autochthonen Sedimente auf einer söhligen Ablösungsfläche in Gestalt einer duktilen Sedimentschicht in Richtung des geringsten Widerstandes, also zum Vorland hin gequetscht, wobei sie gelegentlich auf einer nur wenig steiler geneigten Schubbahn (Rampe) in eine höhere Schicht springen können. Sie gelangen so in eine parautochthone Ortslage. Tiefere Teile der stratigraphischen Abfolge jedoch bilden einen Sporn, der söhlig in die flach lagernden, anorogenen Vorland-Sedimente eindringt und diese aufrichtet, so dass eine Rücküberschiebung vorgetäuscht wird. Vor der Stirn der auflagernden Vorlanddecke folgen in manchen Fällen ausgequetschte flache Späne der Richtung des geringsten hydrostatischen Druckes, so dass sie einen aufwärts weisenden Keil, die „Dreieckszone“, bilden, worin sie sich stauten und aufeinander legten. Durch den aufwärts gerichteten Ausquetschungsdruck des Keils der Dreieckszone werden nicht nur die Vorlandsedimente zusätzlich, sondern wird auch die Stirn der auflagernden Schubdecke aufwärts gebogen, so dass sich deren Stirnschubbahn listrisch krümmt.

Das von Boyer & Elliot (1982) erstellte Modell zur Erklärung von Überschiebung im Faltengebirge wurde allein mit Beispielen aus Faltengebirgsvorländern begründet, wo außergewöhnliche tektonische Verhältnisse (Ausquetschung) herrschen. Es ist daher nicht auf das Faltengebirge selber übertragbar.

Tektonische Bilanzen bezüglich einer Verkürzung der Kruste können keinesfalls auf Faltengebirge angewandt werden, da sie auf der Tektonik von Faltengebirgsvorländern aufbauen, wo die Vorlandsschichten unter echten Schubdecken gestaucht werden.

Wadati-Benioff-Zonen

Ein besonders heikles Kapitel der Geotektonik stellen die Wadati-Benioff-Zonen (WBZs) dar, deren Entstehungsweise seit einem halben Jahrhundert nachhaltig missdeutet wird. Die Plattentektonik-Hypothese, von ihren Protagonisten zur Theorie geadelt, enthält so viele ganz offensichtliche Unstimmigkeiten, dass ihre allgemeine Anerkennung mehr als verwunderlich anmutet. Schon der Umstand, dass die Lithosphäre nach Art eines Fließbandes über den Erdball wandern soll, ist unrealistisch, da solche Bewegungen wegen der großen Lücken zwischen „divergenten“ und „konvergenten“ Zonen und wegen unpassender geometrischer Beziehungen

auszuschließen sind. Es ist ferner eine kühne Behauptung, dass an den WBZs Lithosphärenplatten abtauchen sollen, nur weil die Zone geringer Dämpfung von Bodenwellen unter der WBZ geophysikalisch und in ihrer Dicke der ozeanischen Lithosphäre ähnelt. Es ist nicht zu erwarten, dass eine in den Mantel abgetauchte Lithosphäre noch die gleichen petrologischen und physikalischen Merkmale trüge wie an der Erdoberfläche. Mit seismologischen Mitteln allein lässt sich die Entstehung der Wadati-Benioff-Zonen nicht erklären.

Dabei legen selbst die geophysikalischen Befunde bereits nahe, dass die Zone geringer Dämpfung seismischer Wellen (Hoch-Q-Zone) keine abtauchende Lithosphäre ist, sondern seit jeher Bestandteil des Mantels, wo dieser sich im Zustand der Verarmung an Teilschmelzen befindet. Diese steigen auf Dehnungsrisen in den auflagernden Mantelkeil auf, sobald sich ein solcher nach geraumer Zeit gebildet hat. Der Vorgang wird durch die Existenz der seismisch aktiven WBZ ausgelöst, wodurch der hydrostatische Druck unter dieser Zone derart herabgesetzt wird, dass leichter schmelzbare Mineralien instabil werden. Die Zone geringer Dämpfung seismischer Wellen (hohes Q) ist ferner keineswegs als Platte kenntlich, da ihr eine seismische Zone als Untergrenze fehlt. Noch dazu geht die Hoch-Q-Zone in besser bekannten WBZs nicht abrupt, sondern gleitend in „normalen“ Mantel über. Das lässt darauf schließen, dass der Entzug von Teilschmelze aus dem Mantel nach unten allmählich abnimmt.

Besonders gute Einsicht in den Mechanismus, der zur Anlage von WBZs führt, verschafft das tektonische Verhalten der beiden WBZs **Neuseelands**. Es ist sehr auffällig, dass die Spuren ihrer tiefsten Abschnitte mit 40° Streichen in Fluchtlinie liegen. Beide sind nur unter der Südinselfoneinander getrennt. Aufgrund der Entwicklung von WBZs im Allgemeinen und in Neuseeland im Besonderen bezeichnen ihre tiefsten, seigeren Abschnitte die Spur eines einstigen krustalen Scherbruches, an welchem isostatische Ausgleichbewegungen stattfanden, die sich bis in Manteltiefe auswirkten. Dieser Paläobruch war Bestandteil eines längeren Bruches, der zumindest teilweise – z. B. in Gestalt des Puysegur-Bruches, der in Fortsetzung der Spur der tiefsten Teile der Puysegur-WBZ verläuft – an der Erdoberfläche erhalten geblieben ist, ohne zur WBZ zu werden, da keine seiner Flügelschollen von kontinentaler Kruste bedeckt ist.

Der paläogeographischen Rekonstruktion Neuseelands zufolge beträgt die Seitenverschiebung am Paläobruch etwa 500 ± 80 km und übertrifft so noch jene am Alpine-Bruch. Im Gleichmaß mit der Seitenverschiebung am Paläobruch führte diese auf beiden Inseln jeweils zum Entzug des kontinentalen Widerlagers, was Schwere-
dehnung und damit Überschiebung kontinentaler auf ozeanische Kruste zur Folge

hatte. Mit zunehmendem Vorschub der kontinentalen Masse durch Überschiebung setzte sich die Krümmung der Bebenzone immer mehr zur Tiefe fort. Daher reicht sie im Nordosten der Hikurangi-Zone heute am tiefsten, während sie nach Südwesten immer weniger tief endet. Der Grund ist offenbar, dass am Nordostende Überschiebung eher einsetzte, also am längsten dauerte. Daher können wir für den Überschiebung auslösenden Bruch rechten Schersinn ableiten. In der Puysegur-WBZ nimmt die Krümmung ihrer obersten Abschnitte von Nordosten nach Südwesten zur Tiefe hin zu. Das bedeutet ebenfalls rechtssinnige Verschiebung am Paläoscherbruch. Der stetige Fortschritt der Überschiebung am Bruch zeigt somit seinen Schersinn an. Analog zur morphotektonischen Entstehungsweise von Überschiebung im rein kontinentalen Bereich kann durch das damit übereinstimmende physikalische Verhalten des Paläobruches dessen einstige Existenz als gesichert gelten.

Die Existenz des Paläobruches und die Entstehung von Überschiebung kontinentaler auf ozeanische Kruste am Bruch wird eindrucksvoll bestätigt durch die Existenz des submarinen **Puysegur-Bruches**, der im Süden unmittelbar, mit gleichem Streichen und rechtem Schersinn, an die Spur des tiefsten Abschnitts der Puysegur-WBZ anschließt. Dieser erste und bisher einzige bekannt gewordene, noch bestehende Abschnitt des Paläobruches wurde nicht zur WBZ umgestaltet, weil er ausschließlich ozeanische Kruste zerschert, was keinen isostatischen Ausgleich erforderlich machte, so dass in seinen Flügelschollen keine Überschiebung ausgelöst wurde.

Sowohl die Entstehung dieses Vorgängers des Alpine-Bruches als auch des Alpine-Bruches ist beider Lage am Westhang des Pazifischen Beckens zuzuschreiben, wo beide Brüche der Schwerkraft und einer kaum unterschiedlichen größten Hauptschubspannung WNW-OSO unterlagen. Der Alpine-Bruch ist also kein „Transform-Bruch“ aus dem plattentektonischen Vokabular, sondern durch das Gefälle, also durch Morphotektonik verursacht. Wie in den Faltengebirgen war eine gefälleparallele Pressung offenbar auch am Abhang des westlichen Pazifischen Beckens wirksam. Sie stand wohl in Zusammenhang mit der Trennung Neuseelands von Australien und seinem Abgleiten am Abhang des Pazifischen Beckens. Sie muss für die Anlage des nunmehr entdeckten Paläobruches verantwortlich gewesen sein, der zur Teilung der Landmasse Ur-Neuseelands in zwei Inseln führte, sowie auch für die spätere Anlage des heutigen Alpine-Bruches auf der Südinsel Neuseelands. Ein komplementäres Gegenstück ist bisher weder im Falle des Paläobruches noch des jüngeren Alpine-Bruches bisher gefunden worden, was sich aber noch ändern könnte.

Im Unterschied zu den beiden WBZs Neuseelands ist die geringe, bis nur rd. 10 km tief reichende Seismizität am miozän angelegten Alpine-Bruch Neuseelands darauf zurückzuführen, dass an diesem ziemlich jungen innerkontinentalen Bruch nur kleinere isostatische Ungleichgewichte ausgeglichen und damit geringere Schubweiten erzielt wurden als am prämiozänen Paläobruch, wo kontinentale neben ozeanische Kruste gesetzt wurde.

Die dargelegten Ergebnisse bestätigen den klaren Befund, dass die WBZs nicht abtauchende Lithosphärenplatten begrenzen, sondern dass sie Bereiche unterschiedlichen isostatischen Auftriebs voneinander trennen. Mithin können wir die Hypothese wandernder, auf- und absteigender und „kollidierender“ Lithosphärenplatten nur als eine bedauerliche Fehlentwicklung in der Geotektonik betrachten. Für die geophysikalisch geforderte Einteilung der Erdoberfläche in Lithosphärenplatten gibt es keine sinnvolle geologische Begründung. Kollisionen solcher imaginärer Platten sind völlig auszuschließen. Dieses trügerische mobilistische Modell hat sich jedoch eingenistet und wird stets bei Bebenmeldungen aus pazifischen Randgebieten und in einer großen Zahl von Filmen und Berichten mit geotektonischem Bezug als Ursache eingesetzt. Die bekannten Tatsachen bestätigen, dass Überschiebung nicht nur im Bereich kontinentaler Kruste, sondern auch im Grenzbereich kontinentaler zu ozeanischer Kruste ein morphotektonischer, isostatisch ausgelöster Vorgang ist. Die spezifisch leichtere kontinentale Scholle steigt zunächst an einem Seigerbruch auf und legt sich, unter der dadurch einsetzenden Einwirkung der Schwere, auf die vorgelagerte, spezifisch schwerere und tiefere ozeanische Kruste. In einer WBZ wird also eine höhere Scholle nicht durch einer tieferen Scholle unterschoben, sondern es findet das Gegenteil statt.

Morphotektonik erklärt auch die seismotektonischen Verhältnisse an Inselketten, wenn ihnen örtlich ein morphologisches Widerlager entgegensteht (z. B. Vanuatu), sich also kein Überhang bilden kann. Die Seismizität ist dann gegenüber der im Streichen anschließenden WBZ deutlich verringert.

An einer Anzahl von WBZs wurde seismologisch auch Seitenverschiebung festgestellt. Die so beobachtete Kopplung von überschiebenden und seitenverschiebenden Bewegungen an WBZs veranlasste Fitch (1972) im Banne der Plattentektonik-Hypothese, dies durch „schräge Konvergenz“ zu erklären, also durch eine lediglich vermutete Zerlegung der Verformung unter einheitlicher Pressung in zwei Komponenten. Für ein solches Modell gibt es jedoch keine experimentelle Bestätigung. In Wahrheit handelt es sich zweifellos um Überschiebung, die an einen Scherbruch gebunden ist und durch diesen ausgelöst wird. Dieser Befund steht in Einklang mit der Beobachtung in der bayrischen Molasse-Schubdecke (Kap. 4), dass auch an de-

ren Schubbahnen während der Überschiebungen Seitenverschiebung stattfand, dass diese also vor jeder Abspaltung einer Schuppe am gleichen Scherbruch wiederholt und damit dauerhaft gewirkt hat. Da auch die Gebirgsbildung durch isostatische Prozesse ausgelöst wird, ist, wird Zusammenschub als Ursache mehr als unwahrscheinlich. Das stützt auch die Anlage von WBZs durch Isostasie.

Das Phänomen der Seitenverschiebung an Schubbahnen von WBZs ist eine Bestätigung dafür, dass der oben dargelegte Überschiebungsmechanismus im Faltengebirge auch im Grenzbereich zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste wirksam ist. Es erweist sich ferner auch der dortige morphotektonische Charakter jeglicher Überschiebung. Überschiebung an WBZs wird offenbar nicht durch eine Ursache, sondern durch Kombination zweier Mechanismen ausgelöst. Die Spur des Auslösers von Überschiebung ist im tiefsten Abschnitt von WBZs, also in deren tiefem Hinterland zu suchen. Die durch das Vorrücken der Überschiebung fortschreitende Krümmung der WBZ zur Tiefe hin hat zur Folge, dass sich über der WBZ allmählich ein ausgeprägter Mantelkeil bildet.

Es ist nicht zu verkennen, dass an sämtlichen WBZs kontinentale Kruste über ozeanische geschoben wird. Bereits diese Tatsache weist darauf hin, dass dies eine isostatische Reaktion zur Folge haben muss. Schon die Tatsache, dass es z. B. im Atlantik keine WBZs gibt, beruht darauf, dass dort Schollen mit Bedeckung spezifisch leichterer kontinentaler Kruste fehlen. Auch fehlt andesitischer Mischvulkanismus. Das plattentektonische Konzept missachtet jedoch geologische wie physikalische Erkenntnisse und Gesetze und kann daher nur als spekulativ bezeichnet werden. Das ist zum Teil darauf zurückzuführen, dass zur Zeit seiner Aufstellung kein schlüssiges Konzept für die Entstehung von Faltung und Überschiebung bestanden hat.

Schließlich sei noch auf eine weitere auffällige tektonische Erscheinung hingewiesen, die auf die Bedeutung der Isostasie für die Anlage von WBZs hinweist. Das ist die Polaritätsumkehr an WBZs, die sich in der „Obduktion“ von Ophiolithen dokumentiert. Solche basischen und ultrabasischen Gesteine sowie Radiolarite entstehen in der Tiefseerinne einer WBZ und werden von Turbiditen, also Erosionsprodukten kontinentaler Kruste, überlagert. Diese Gesteinsfolge wurde in einigen Fällen den Rändern kontinentaler Schollen überschoben. Das konnte nur durch isostatischen Aufstieg der Rinnenfüllung geschehen. Es fand also eine Umkehr der isostatischen Verhältnisse statt, wahrscheinlich am gleichen Scherbruch, der die WBZ entstehen ließ. Auch hierin zeigt sich die Bedeutung isostatischer Mechanismen an WBZs.

Zusammenfassend wird die Anlage von Wadati-Benioff-Zonen infolge isostatischer Ungleichgewichte zwischen den Flügelschollen eines Scherbruches gestützt oder belegt durch mehrere Tatsachen:

- die Existenz verschieden großer Schollen aus kontinentaler Kruste über WBZs;
- den Nachweis eines Paläoscherbruches, der sich sukzessive zur Trennfläche zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste entwickelte; er wird angezeigt durch die Spur des tiefsten Abschnittes der beiden neuseeländischen WBZs; wegen der zur Tiefe zunehmend verzögerten isostatischen Reaktion des Erdmantels auf die Verlagerung der kontinentalen Masse durch Überschiebung ist er als letztes Zeugnis der ursprünglichen Existenz des Paläoscherbruches zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste anzusehen, denn er stellt das in der Tiefe noch erhalten gebliebene seismoaktive Relikt der primär seigeren Scherzone dar, die Schollen unterschiedlichen Auftriebs trennte.
- den Nachweis einheitlicher Seitenverschiebung am Überschiebung auslösenden Paläoscherbruch beider neuseeländischer WBZs im Gleichmaß mit der am Bruch fortschreitenden Überschiebung;
- das Ausbleiben von Überschiebung an Scherbrüchen, wenn der aufsteigenden kontinentalen Scholle ein bathymetrisches Hoch als Widerlager entgegensteht oder wenn der Scherbruch lediglich ozeanische Kruste quert, so dass kein isostatischer Effekt eintritt (z. B. Puysegur-Bruch);
- das Phänomen der Polaritätsumkehr an WBZs, also Überschiebung von Ophiolithen auf Ränder kontinentaler Schollen.

Gleitungen kontinentaler Kruste

Da am westlichen Rand des Pazifischen Beckens viel längere Gefällestrecken bestehen als im kontinentalen Bereich, ist im Falle der Hikurangi-Zone Neuseelands mit ihrer besonders großen Transportstrecke von mehr als 300 km damit zu rechnen, dass diese durch zusätzliche Gleitungen erzielt worden ist. Darauf weist das Bestehen einer Bebenzone unter der Nordinsel hin, die in etwa 35 km Tiefe scharf ausgeprägt ist und die sehr flach beckenwärts einfällt. Sie könnte eine unterkrustale Ablösungsfläche darstellen, die durch den Verlust des kontinentalen Widerlagers infolge der Abtrennung der Nordinsel vom Rest Ur-Neuseelands entstanden ist, und zwar auf gleiche Weise wie das auch schon für das Abgleiten Ur-Neuseelands nach seiner Abtrennung von Australien wahrscheinlich ist.

Der wie der Paläobruch rechtssinnige Alpine-Bruch der Südinsel Neuseelands ist offenbar erst nach Entstehung der beiden Inseln entstanden. Seine Anlage ist ebenfalls, wie die des Paläobruches, als ein Ergebnis der schwerebedingten WNW-OSO-Pressung am westlichen Abhang des Pazifischen Beckens zu verstehen, zu-

mal die Verschiebungsbeträge an beiden Brüchen jene auf den Kontinenten bei weitem übertreffen, da die verfügbare Gefällestrecke weitaus länger ist als sie auf den Kontinenten erreicht wird. Die Verschiebung am Paläobruck in der Größenordnung von rd. 500 km spricht für eine längere Wanderstrecke Ur-Neuseelands, die wahrscheinlich auf einer duktilen krustalen Ablösungsfläche zurückgelegt wurde. Der bedeutende Einfluss der Schwere am westlichen Abhang des Pazifischen Beckens zeigt sich bereits daran, dass sich Neuseeland nach seiner angenommenen Abtrennung von Australien um bis zu rd. 2000 km von seinem Ursprungsort entfernt haben muss.

Asthenosphäre

Die Tektonik am Paläobruck Ur-Neuseelands erlaubt uns auch Rückschlüsse auf das rheologische Verhalten der Asthenosphäre. Für die der Asthenosphäre bisher zugestandene Eigendynamik fehlen jegliche Anzeichen. Im Gegenteil, eine aktive Unterströmung durch bislang vermutete „Konvektionsströme“ im oberen Erdmantel ist offenbar eindeutig auszuschließen, denn Asthenosphäre und tieferer Mantel reagieren lediglich passiv und zur Tiefe zunehmend verzögert auf die Verlagerung einer kontinentalen Auflast und die dadurch eintretende Änderung der isostatischen Verhältnisse, wie die Entwicklung des Krümmungsgrades von WBZs verrät. Es sind hierbei keine eindeutigen Hinweise zu erkennen, dass die Asthenosphäre rascher reagieren würde als der tiefere Mantel.

Vulkanismus

Im Verlaufe der Überschiebung kontinentaler Schollen an einer WBZ entwickelt sich, wie bei innerkontinentalen Überschiebungen, ein Überhang, der Mantelkeil. Auf ihm wird Vulkanismus vor allem andesitischer Mischmagmen beobachtet, die dadurch entstehen, dass basaltische Teilschmelzen ($\pm 1000^\circ \text{C}$) aus der Hoch-Q-Zone durch den Mantelkeil in die ihm auflagernde kontinentale Kruste aufdringen und sich dort mit sialischen/granitoiden Schmelzen ($\pm 700^\circ$) vermengen, so dass überhitzte Magmen entstehen, wie sie den Vulkanismus heute vor allem im Bereich des Pazifiks bestimmen. Als typische Folge kommt es zu besonders heftigen, explosiven Vulkanausbrüchen mit pyroklastischen Strömen oder Glutwolken, die z. B. am Vesuv oder am Krakatau verheerende Zerstörungen anrichteten.

Im Frühstadium ihrer Entstehung weisen WBZs noch keine Krümmung ihres obersten Abschnittes auf, und ihnen fehlt noch andesitischer Vulkanismus, wie z. B. im westlichsten Abschnitt des Aläuten-Inselbogens oder im Bereich zwischen den beiden Abschnitten der Vanuatu-WBZ. Je weiter sich WBZs entwickeln, desto mehr kommt solcher auf, da sich der Mantelkeil infolge von Überschiebung an ei-

nem ozeanischen Abhang erst allmählich entwickelt. Das zeigt sich z. B. an der Existenz sehr starken andesitischen Vulkanismus über der sehr alten WBZ West-Südamerikas. Im Frühstadium einer WBZ, wenn noch kein Mantelkeil gebildet worden ist, wird basaltisches Magma in Gestalt von Kissenlaven und nur vor der Stirn der kontinentalen Schubmasse gefördert, also in der Tiefseerinne, wo es sialisches Magma noch nicht erreichen kann.

Andesitischer Vulkanismus fehlt völlig im Bereich des Atlantiks, denn dort fehlen Schollen, die von kontinentaler Kruste bedeckt sind. Im Pazifik dagegen gibt es eine Anzahl inselartiger Vorkommen kontinentaler Kruste. Für sie, wie z. B. Japan und Neuseeland, ist sehr wahrscheinlich, dass sie sich von den Kontinenten Asien und Australien gelöst haben und auf dem Abhang des Pazifischen Beckens abgeglitten sind. Nur dort und in vergleichbaren Umfeldern konnten sich WBZs anlegen, und nur dort konnte andesitischer Magmatismus entstehen.

Ozeanische Dehnungszonen

Nun gehört ja der Atlantik, mit dem untermeerischen Gebirge des Atlantischen Rückens, zu den Dehnungszonen, die plattentektonisch für Orte aufsteigender Konvektionsströme gehalten werden. Wenn Dehnungszonen wie die mittelozeanischen Rücken für aufsteigende Äste von Konvektionsströmen gehalten werden, ist dies wiederum höchst spekulativ. Wie die Entwicklung der WBZs verrät, reagiert die Asthenosphäre nur passiv auf Veränderungen der isostatischen Verhältnisse. Es ist nicht zu erkennen, dass ihr eine wie auch immer geartete aktive Rolle beigemessen werden könnte. Für den Mittelatlantischen Rücken (wie auch andere vergleichbare Zonen) wird es daher gänzlich unwahrscheinlich, dass er Ursprungsort eines aufsteigenden Konvektionsstromes sein könnte. Die atlantische Dehnungszone hat eine gewaltige Dimension. Ihre Öffnung seit der Kreidezeit an einer gewaltigen Spalte zwischen den beiden Polen hat die Oberfläche der Erde erheblich vergrößert, und es ist keine Zone erkennbar, die zum Ausgleich geschrumpft sein könnte. Dieses ozeanische Gebiet ist mit größter Wahrscheinlichkeit deshalb eine Dehnungszone, weil sich dort eine Expansion der Erde besonders stark ausgewirkt hat. All das lässt uns keine andere Wahl als mit einer solchen zu rechnen.

Das seismische Verhalten so verschiedener Strukturen wie der Dehnungszonen ozeanischer Rücken und Überschiebungszonen, also vermeintlicher Pressungszonen, kann daher nicht in Zusammenhang gebracht werden, da beide offenbar ganz unterschiedliche Ursachen haben. **In der plattentektonischen Hypothese werden zwei Phänomene – großräumige, seismisch aktive Dehnungszonen und Überschiebungszonen – zueinander in Beziehung gesetzt, zwischen denen kein genetischer Zusammenhang erkennbar ist.** Überschiebung an Wadati-Benioff-Zo-

nen wird allein dadurch bewirkt, dass spezifisch leichtere kontinentale Schollen unter Einwirkung der Schwere über spezifisch schwerere ozeanische Kruste geschoben werden, haben also eine örtliche Ursache, ebenso wie das auch für die ozeanischen Rücken der Fall ist.

Zusätzlich zu den am Anfang dieses Kapitels genannten Mängeln erweist sich, dass die Hypothese einer Plattentektonik auch an folgenden schwerwiegenden Fehlern scheitert :

1. Die beiden wichtigsten Kräfte, die seit Urzeiten auf die Erdschale einwirken, werden fast völlig außer Acht gelassen: die Fliehkraft und die Schwerkraft der Erde.
2. Isoklinale Faltung, Auf-/Überschiebung und Vergenz werden auf tangential Pressung und damit Verkürzung zurückgeführt, obwohl diese tektonischen Strukturen nachweislich schwerebedingt entstehen, da isostatische Bewegungen und Schweredehnung ihre Ursache sind.
3. Die 80-100 km dicke irdische Lithosphäre wird geophysikalisch in Platten unterteilt, die auf Konvektionsströmen in der Asthenosphäre über den Erdball wandern. Wie sich jedoch erweist, verhält sich die Asthenosphäre tektonisch passiv und reagiert auch auf isostatische Veränderungen nur träge. Es kann keine Platten auf Wanderschaft geben.
4. Ozeanische Rücken und Wadati-Benioff-Zonen werden in einen globalen Zusammenhang gestellt, obwohl beide rein örtliche Entstehungsursachen haben.

Die vorliegende Analyse der Tektonik der äußeren Erde erlaubt dagegen klare Rückschlüsse zur Frage, ob es horizontal oder vertikal wirkende Kräfte sind, die für die Anlage der tektonischen Strukturen verantwortlich sind. Es zeigt sich, dass es sowohl horizontal als auch vertikal ansetzende Kräfte sind, die auf die Erdschale einwirken und die einander wechselseitig beeinflussen.

Horizontale Ursachen: Als zuverlässiges Instrument zur Bestimmung der größten Hauptschubspannung eignen sich die Brüche aus zweischariger/komplementärer Scherung. Diese können durch die Fliehkraft der Erde, aber auch durch die Schwerkraft ausgelöst werden, wenn sie in Hanglage der Faltengebirge angelegt werden. Im erstgenannten Fall bleiben diese Brüche besonders im Grundgebirge erhalten.

Vertikale Ursachen: Als Ursache für isoklinale Faltung und Auf-/Überschiebung erweisen sich schweretektonische, also vertikal gerichtete Mechanismen. Denn sowohl isoklinale Falten als auch Schubbahnen, einschließlich der Wadati-Benioff-

Zonen, entstehen durch isostatische Bewegungen. Die seitliche Komponente dieser Strukturen ist der Schwere zuzuschreiben, die zur Bildung eines Überhanges der Hubscholle führt. Daraus folgt Vergenz in Richtung des morphologischen Gefälles. Tangentiale Pressung kann weder isoklinale Falten noch Schubbahnen erzeugen. Das zeigt sich schon daran, dass nur Faltengebirge, die ja aus Geosynklinalen hervorgehen, infolge starker isostatischer Hebungen beiderlei Strukturen hervorbringen. Anorogenen Gebieten fehlen dagegen isoklinale Falten, Schub- und Gleitdecken. Sie weisen dagegen nur eine mäßige Verkürzung durch zweisecharige Scherung und Dehnung infolge der Fliehkraft der Erde auf. Die tangentielle Pressung führt in solchen Gebieten nicht zur Gebirgsbildung, da ihnen die dazu notwendige sedimentäre Füllung fehlt und damit ein hinreichend großer Auftrieb.

Angesichts dieser Tatsachen versagt die horizontalistisch-mobilistische Plattentektonik-Hypothese, die auf nur eine Ursache festgelegt ist und andere Möglichkeiten außer Acht lässt. Die dabei vorausgesetzte Unterströmung durch Konvektionsströme in der Asthenosphäre erweist sich als gegenstandslos.

Aus den dargelegten Analysen von Faltung und Überschiebung erweist sich als bedeutender Faktor in der irdischen Tektonik die **Schwerkraft**. Die beiden Strukturen sind eng miteinander verwandt und als kogenetisch zu betrachten. Sie werden erst beim Aufstieg der Geosynklinalfüllungen in den Orogenen erzeugt, keineswegs aber durch weiträumige Pressung. Die Schwerkraft ist ferner offenbar verantwortlich für die Vergenz von Falten und Schubbahnen sowie für die Anlage zweisechariger/komplementärer Scherbruchsysteme in Hanglage von Orogenen. Als zweiter wesentlicher Faktor tritt hinzu die **Fliehkraft** der Erde, die besonders deutlich in Eurasien nachgewiesen ist und für Afrika und weite Bereiche Nord- und Südamerikas wahrscheinlich gemacht werden kann.

Aus dem hier nunmehr dargestellten Bild der Geodynamik ergibt sich der Befund, dass die Bewegungen der Erdschale überall durch die gleichen physikalischen Kräfte bewirkt werden, die auch für die Kugelgestalt der Erde verantwortlich sind, nicht aber durch imaginäre Kräfte, die bisher nicht nachgewiesen worden sind, da sie spekulativer Natur sind, aber nunmehr widerlegt werden können. Die Wirkung der Schwerkraft tritt dabei besonders hervor. Für eine Wanderung von Lithosphärenplatten an der Erdoberfläche gibt es weder Hinweise noch Belege. Auch eine Erdteildrift im Sinne Alfred Wegeners ist auszuschließen, trotz Wiederbelebung seiner Idee durch die horizontalistische Plattentektonik-Hypothese.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die tektonischen Bewegungen in der Erdschale höchst sinnvoll und schlüssig auf einfache, physikalisch gesicherte Kräfte und Mechanismen zurückgeführt werden können. **Die beherrschenden Urheber**

von Gebirgsbildung, Bruchbildung, isoklinaler Faltung, Auf- und Überschiebung – einschließlich an Wadati-Benioff-Zonen – und Vergenz der Schubbahnen und isoklinalen Falten sind die Schwerkraft und die Rotation des Erdballs, die einander wechselseitig beeinflussen. Die Gestaltung der Erde wird weiterhin mit hoher Wahrscheinlichkeit stark beeinflusst durch die seit langem vermutete Dehnung der Erde, deren Ursache astrophysikalisch noch nicht ermittelt werden konnte. Nach gründlicher Analyse der wesentlichen tektonischen Strukturen der Erde ergibt sich abschließend der Befund, dass die Annahme wandernder Lithosphärenplatten keine physikalisch belegbare Grundlage hat und damit nicht zukunftstauglich ist.

Zum Verfasser

Der Verfasser, geb. 1937 zu Frankfurt am Main, studierte nach der Reifeprüfung am Realgymnasium in Hofgeismar/Hessen und Erfüllung der Wehrpflicht das Fach Geologie an der Justus-Liebig-Universität zu Gießen sowie an der Ludwig-Maximilians-Universität zu München, wo er als Schüler von Professor Georg Fischer die Diplomprüfung ablegte und 1968 mit der Promotion abschloss. Titel der Dissertation war: Alkalisierung im Grundgebirge des Bayrischen Waldes. 1967 war er beim Ministère des Richesses Naturelles der kanadischen Provinz Quebec angestellt und mit geologischen Arbeiten im Labrador-Trog betraut, 1968 bis 2001 bei der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover im Bereich Wirtschaftsgeologie sowie in geologisch-lagerstättenkundlichen Projekten. Seine dienstlichen Einsätze führten ihn

1968-1969 nach Nordost- Brasilien, wo er im Rahmen der Exploration auf Kupfererz (Bahia) und Scheeliterz (Paraíba) lagerstättenkundliche und petrographische Arbeiten (mit Kartierung) durchführte;

1973-1977 nach Peru zu lagerstättenkundlichen und petrographischen Arbeiten (mit Kartierung) im Rahmen der Exploration auf Sprenkel-Kupfererze in Nord- und Süd-Peru ;

1980-1984 zu mehrmonatigen Arbeitseinsätzen nach Oman, Indonesien (Kalimantan/Borneo) und Palawan/Philippinen (jeweils Prospektionsarbeiten auf Chromit in Ophioliten) sowie in den Sudan (Kartierung und Prospektion auf mineralische Rohstoffe in den Nuba-Bergen, Kordofan);

1986-1988 nach Simbabwe zur Durchführung lagerstättenkundlicher, petrographischer, stratigraphischer und tektonischer Arbeiten (mit Kartierung) im Rahmen der Prospektion auf mineralische Rohstoffe in den nördlichen Bezirken Makonde und Guruve;

1992-1996 nach Nepal zur Unterstützung des Geologischen Dienstes von Nepal beim Aufbau der Abteilungen Fernerkundung und Umweltgeologie.

1985-1986 war er befasst mit Untersuchungsarbeiten zur Lokationsfindung für die kontinentale Tiefbohrung im süddeutschen Grundgebirge im Rahmen des Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Stoffbestand, Altersstellung und Genese vordevonischer granitischer Magmatite in der Oberpfalz“.

Anmerkungen

Zu großem Dank bin ich der Bibliothek der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover verpflichtet, die mir jegliche Hilfe bei der Beschaffung fachlicher Literatur zukommen ließ. Insbesondere möchte ich meinem Sohn Siegfried Steiner danken, ohne dessen Unterstützung die Entstehung dieser Schrift in der vorliegenden Form nicht möglich gewesen wäre. Wesentliche Unterstützung verdanke ich meiner Frau Gertrud, die mich trotz Rückschlägen immer wieder ermutigt hat, nicht aufzugeben.