Deformationsgeschichte

Hugo Ortner

Die Alpen Vorarlbergs sind ein Musterbeispiel für ein Deckengebirge. Die wichtigsten Prinzipien bei der Bildung eines Deckengebirges können in Vorarlberg hervorragend demonstriert werden. Ein Gebirge bildet sich meist dort, wo vorher ein Ozean entstanden ist, und diese Geschichte ist in den Großeinheiten der Alpen aufgezeichnet. Grundsätzlich gilt, dass die tektonisch höheren Einheiten weiter transportiert sind als die tektonisch tieferen Einheiten, d.h. dass zum Nordrand der Alpen die Schubweite der Einheiten abnimmt.

Ein Kontinent zerbricht

Bis zum Ende der Trias vor etwa 210 Millionen Jahren waren die heutigen Alpen der südwestliche Rand des Eurasischen Kontinents Laurasia gegen den Tethys-Ozean. Kontinentalränder sind geprägt durch langsames und langandauerndes Absinken, sodass sich in einem flachen Meer große Mengen an Ablagerungen ansammeln können. Die Ablagerungen der Trias der nördlichen Kalkalpen sowie des Juras und der Kreide des Helvetikums sind typisch für Kontinentalränder.

Etwa am Beginn des Juras begann sich vom südlichen Rand des Kontinents ein Stück abzuspalten, die so genannte Adriatische Mikroplatte. Das Zerbrechen des Kontinents legte den Grundstein für die Gliederung in tektonische Großeinheiten, die später bei der Gebirgsbildung übereinander gestapelt wurden.

Der Ozean, der die Adriatische Platte (= apulischer Sporn) von der Europäischen Platte trennte, ist der Südpenninische Ozean (oder Piemontais; oder Piemont-Ligurischer Ozean). Seine Entstehung hängt mit Änderungen der Bewegung der Afrikanischen Platte zusammen, die zum Aufreißen des Zentralatlantik führten (Abb. 2). Der Südrand der Europäischen Platte war nicht stabil, sodass im späten Jura ein weiterer Teil von Europa abgetrennt wurde, das so genannte Mittelpenninikum (oder Briançonnais). Das Mittelpenninikum wird als Ostende der Iberischen Mikroplatte (Spanien) gedeutet, die in den westlichen Teil der Ostalpen hineinreicht, aber bereits im Tauernfenster in Tirol fehlt. Der Ozean, der zwischen Mittelpenninikum und Europa liegt, ist der Nordpenninische Ozean (oder Valais-Ozean).

Ein Kontinentalrand gliedert sich in ozeannahe Abschnitte, die geprägt sind durch die tektonischen Prozesse beim Aufreißen des Ozeans (proximaler Kontinentalrand), und Abschnitte, die weit vom Ozean entfernt und nur schwach vom Aufreißen des Ozeans beeinflusst sind (distaler Kontinentalrand). Die tektonischen Einheiten in Vorarlberg, die sich mit dieser Entwicklungsgeschichte in Zusammenhang bringen lassen, sind von der tektonisch höchsten zur tiefsten Einheit:

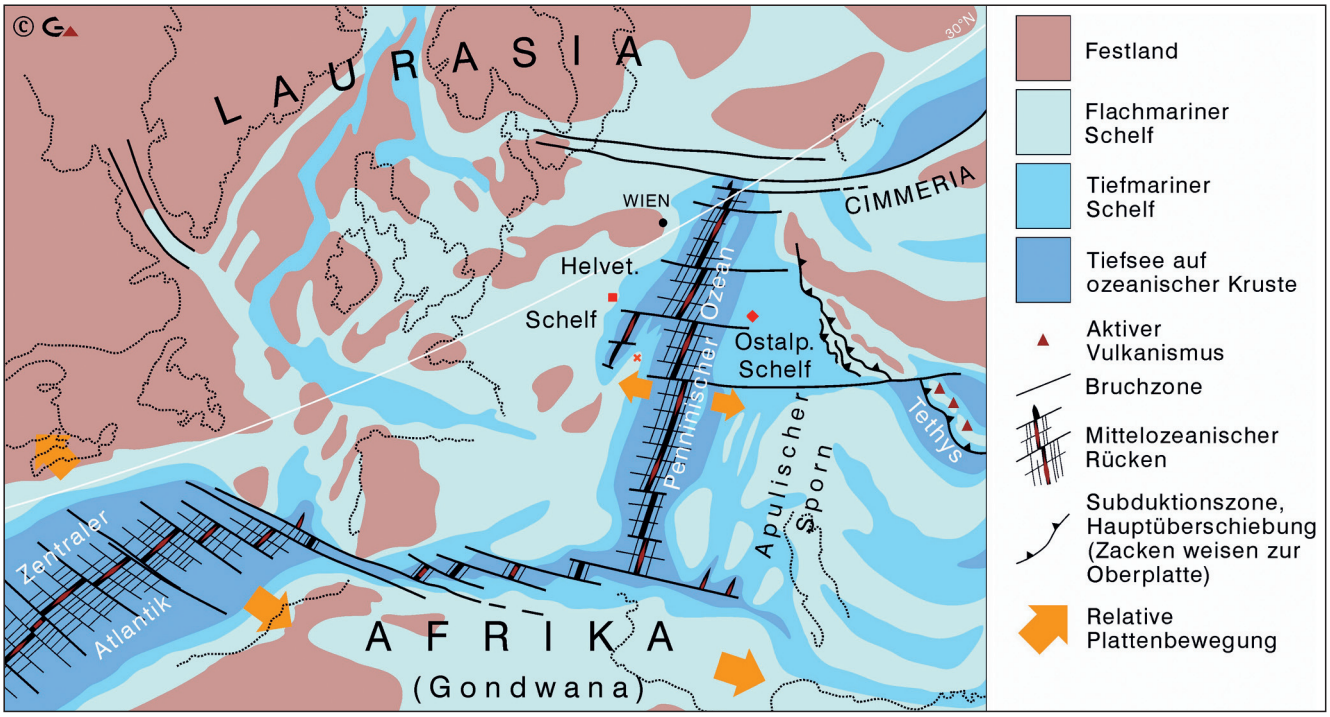

Abb. 2.
Ein Schnappschuss aus der geologischen Vergangenheit der Alpen im Oberjura vor rund 150 Millionen Jahren.
Gleichzeitig zur beginnenden Öffnung des Atlantiks breitete sich der Penninische Ozean zwischen (Nord-)Europa und Afrika/Apulia aus. Während die Gesteine der Sulzfluh (Kreuz) noch „nahe“ an Europa abgelagert wurden, gehörte das (heute weiter nördlich liegende) Arlberg-Gebiet geologisch zu Afrika! (Karo = ungefähre Lage der Mohnenfluh). Die Kanisfluh (Quadrat) lag am Südrand Europas.

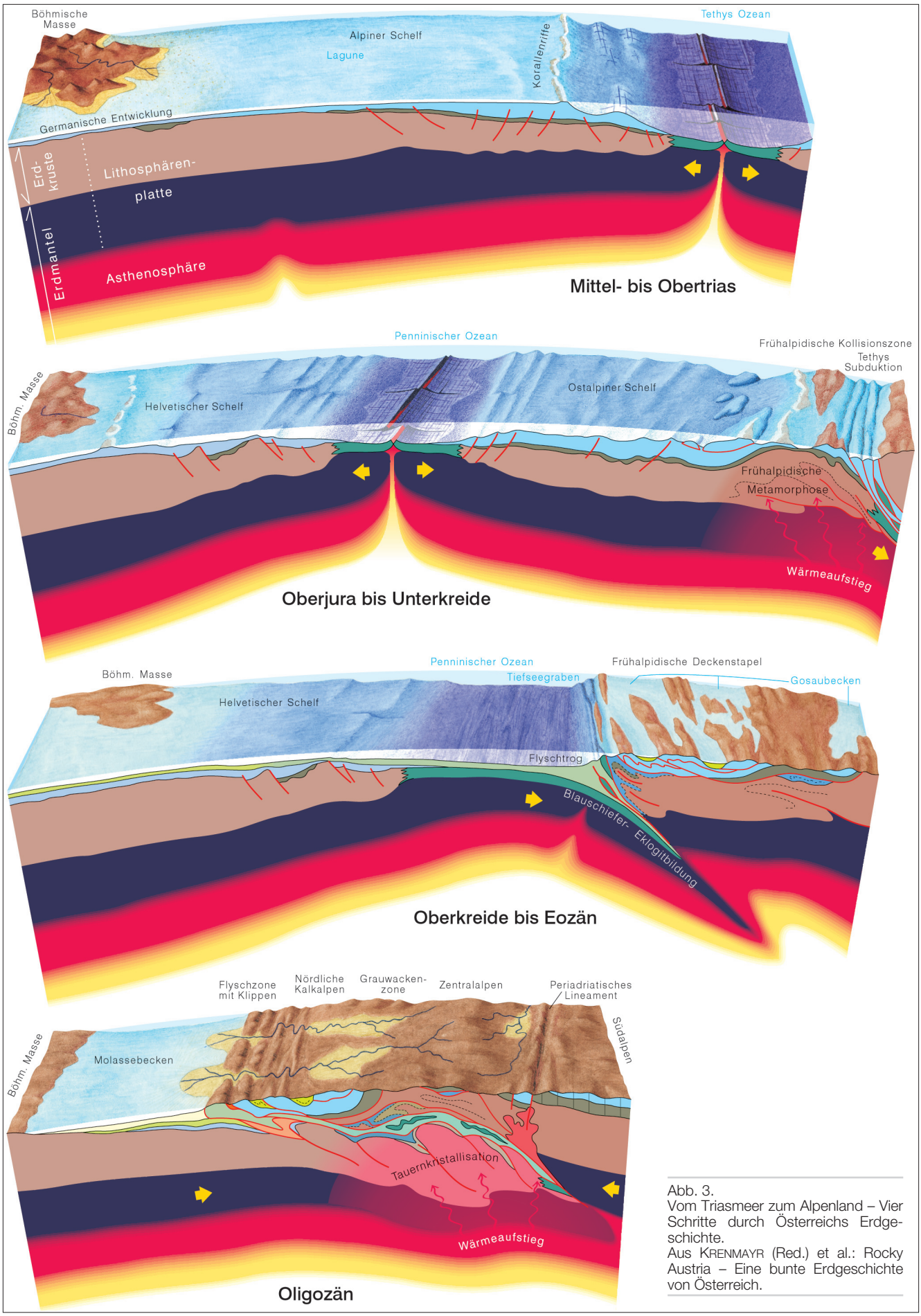

Abb. 3.
Vom Triasmeer zum Alpenland – Vier Schritte durch Österreichs Erdgeschichte.
Aus KRENMAYR (Red.) et al.: Rocky Austria – Eine bunte Erdgeschichte von Österreich.

- Südwestliche Einheit, Nordwestrand der Adriatischen Platte: Ostalpin
  - Distaler Kontinentalrand, Oberostalpin: Nördliche Kalkalpen
  - Proximaler Kontinentalrand, Unterostalpin: Mittagsspitz-Geisspitz Zone
- Sedimente und Fragmente von ozeanischer Kruste des Südpenninischen Ozeans:
  - Arosa-Zone
- Sedimente und Kristallin des Mittelpenninikums:
  - Sulzfluh- und Falknis-Decke (fehlen am Nordrand der Alpen)
- Sedimente des Nordpenninischen Ozeans:
  - Flyschdecken (Rhenodanubischer Flysch, Prättigauflysch, Triesener Flysch und Vaduzer Flysch)
  - Äußerster Kontinentalrand Europas: Feuerstätter Decke (Wildflysch)
  - Äußerer Kontinentalrand Europas: Liebensteiner Schuppenzone
  - Kontinentalrand Europas: Helvetische Decken

Deckenstapelung in der Oberkreide

Während im Nordwesten der nordpenninische Ozean noch weiter aufging, begann im Südosten bereits die Stapelung der alpinen Decken. Die einengenden Bewegungen begannen in der oberen Unterkreide im Südosten der Alpen und griffen nach Nordwesten über. Im Turonium (vor 89 Millionen Jahren) erreichte die kretazische Deckenstapelung den Vorarlberger Anteil des Ostalpins und der Arosazone. Diese Bewegungen standen im Zusammenhang mit der Schließung des Tethys-Ozeans im Südosten der Alpen. Die Ostalpen lagen zu dieser Zeit im Vorland eines Gebirges, wie heute das Alpenvorland, in das die Deformation langsam vordrang. Das Alter der Bewegungen lässt sich aus absoluten Datierungen von Mineralen bestimmen, die in Myloniten bei der Bewegung gewachsen sind (z.B. Froitzheim et al., 1997), wenn die Bewegung tief in der Erdkruste bei hohen Temperaturen stattfand. Erdoberflächennahe Deckenbewegungen lassen sich durch die Auswirkungen der Überschiebungstätigkeit auf gleichzeitig stattfindende Ablagerung datieren (Ortner, 2003). Als Faustregel gilt, dass das Alter der jüngsten Ablagerungen unter einer Überschiebung das Maximalalter der Überschiebung angibt.

Deckenstapelung innerhalb der Nördlichen Kalkalpen

Die Nördlichen Kalkalpen in Vorarlberg werden intern in weitere Deckeneinheiten untergliedert: Von der tektonisch höchsten zur tiefsten Einheit sind dies:

- Krabachjochdecke, die in Klippen im Arlberggebiet erhalten ist.
- Inntaldecke, die in Klippen im Arlberggebiet erhalten ist.
- Lechtaldecke, zu der der größte Anteil der Nördlichen Kalkalpen Vorarlbergs gehört. Im Rätikon ist die südwestliche Lechtaldecke in Schollen zerlegt, an deren Grenzen die Arosa-Zone an die Oberfläche geschleppt ist.
- Allgäudecke.
- Diverse Basisschuppen der Nördlichen Kalkalpen.

Von diesen Decken wurden zuerst die Lechtaldecke östlich von Lech am Ende des Albium (Grenze Unter-/Oberkreide, vor 97 Millionen Jahren) auf die Allgäudecke überschoben. Erst spätere Bewegungen im Turonium (vor 89 Millionen Jahren) trennten die westlichste Lechtaldecke von der Allgäudecke (Leiss, 1992; Gaupp et al., 1997; May & Eisbacher, 1999; Ortner, 2003). Im Cenomanium (vor 87 Millionen Jahren) erfolgte die Überschiebung der Inntaldecke auf die Lechtaldecke. Die Überschiebungen waren nach Nordwesten gerichtet (Eisbacher & Brandner, 1996).

Deformation in der Arosa-Zone

Die Arosa-Zone wurde von den ostalpinen Einheiten im Laufe des Turonium überschoben. In der westlichsten Lechtaldecke ist die Arosa-Zone intensiv mit der Lechtaldecke verschuppt und ist an Schuppengrenzen an die Oberfläche geschleppt. Die SW–NE-verlaufenden Fenster der Arosa-Zone sind ein Hinweis darauf, dass die Zerlegung der Lechtaldecke wie die Überschiebungen in den Nördlichen Kalkalpen beim NW-gerichteten Deckentransport stattfand, obwohl Untersuchungen an Kleinstrukturen in Sandsteinen der Arosa-Zone auf eine erste nach Westen gerichtete Bewegung hindeuten (Ring et al., 1988, 1989, 1990).

Deckenstapelung im Tertiär – Schließung des Penninischen Ozeans

Obwohl für die Deckenstapelung in den nördlichen Einheiten der Alpen eine kontinuierliche Verkürzung von der Oberkreide in das Tertiär nachzuweisen ist (z.B. Ortner, 2001), ändert sich von der Oberkreide ins Tertiär der Antriebsmechanismus. Bei der Subduktion des Penninischen Ozeans bilden die Ostalpen als nördlichster Teil von Apulia die obere Platte, unter die die Europäische Platte abtaucht. Die Subduktion des Penninischen Ozeans begann bereits zu Beginn der Oberkreide. Der erste kontinentale Block, der die Subduktionszone erreichte, war das Mittelpenninikum, dessen Einheiten im frühen Eozän von der Arosa-Zone mit den Ostalpinen Einheiten im Rücken überschoben wurden.

In den Grundgebirgseinheiten des Ostalpins, deren Silvrettadecke nach Vorarlberg hereinreicht, ist die kretazische und tertiäre Überschiebungstätigkeit getrennt durch ein Ereignis, bei dem der vorher gebildete Deckenstapel an Abschiebungen wieder ausgedünnt wurde (Froitzheim et al., 1994, 1997). Die Interpretation dieses Ereignisses ist kontroversiell, die meisten Autoren nehmen einen orogenen Kollaps der bei der kretazischen Deckenstapelung überdickten Kruste an (z.B. Schmid et al., 1996; Froitzheim et al., 1997).

Deformation in den mittelpenninischen Einheiten

Das Mittelpenninikum besteht aus der Falknis- und der Sulzfluh-Decke. Beide Einheiten haben geringe Dicke, sind aber lokal zu großer Mächtigkeit aufgestapelt (z.B. Weh & Froitzheim, 2001). In den Hängen rund um das Prättigaufenster und das Gargellener Fenster sind die Sulzfluh-Kalke als helles Band

zu erkennen. Die Falknis-Decke ist rund um die Falknis an der Grenze zur Schweiz zu großer Dicke gestapelt, während die Kalke der Sulzfluh-Decke den Bergzug von den Kirchlispitzen über die Drusenfluh zur Sulzfluh und Weißplatte aufbauen und dort große Mächtigkeiten erreichen. Die Richtung der Stapelung in diesen Einheiten geht, im Unterschied zu den tektonisch höheren Einheiten, nun nach N bis NNE (WEH & FROITZHEIM, 2001). Der Zeitpunkt der Stapelung ist ebenfalls jünger und fällt an die Untergrenze des Eozäns.

Deformation in den nordpenninischen Flyscheinheiten

Die nordpenninischen Flysche bilden den Teppich, auf dem alle tektonisch höheren Einheiten in Prättigaufenster und im Engadiner Fenster aufliegen. Während der Flysch im Norden Vorarlbergs nicht metamorph ist und nur geringe Inkohlung aufweist (HILTMANN et al., 1995), sind die Flysche im Prättigaufenster schwach metamorph. Die Bündner Schiefer im Engadiner Fenster, die die östliche Fortsetzung der nordpenninischen Flysche im Prättigauhalbfenster und Gargellener Fenster darstellen, haben eine Hochdruck-Niedrigtemperaturmetamorphose mitgemacht (BOUSQUET et al., 1999).

Im Prättigauhalbfenster ist eine ganze Reihe von Flyschdecken übereinandergestapelt, die nach Norden, nach Vorarlberg, von anderen Flyschdecken abgelöst werden. Den Hauptteil des Vorarlberger Flysches bildet ein mehrere Kilometer breiter Streifen nördlich der Nördlichen Kalkalpen. Ein zweiter, unterbrochener Streifen findet sich nördlich davon an der Grenze zwischen Helvetikum und Faltenmolasse. Die beiden „Streifen“ lassen sich unterschiedlichen tektonischen Einheiten zuordnen (MATTERN, 1988). Der südliche Streifen ist der Rhenodanubische Flysch in „Nordfazies“ oder Sigiswanger und Üntschen-Decke (bzw. „nördlicher“ und „südlicher Vorarlberger Flysch“), während der nördliche Streifen in „Südfazies“ vorliegt und auch Oberstdorfer Decke genannt wird (RICHTER, 1978).

Die Begriffe „Nordfazies“ und „Südfazies“ beziehen sich darauf, dass die heute tektonisch getrennten Einheiten ursprünglich benachbart zueinander abgelagert wurden, aber eben die heute nördlich liegende Oberstdorfer Decke südlich der heute südlich liegenden Sigiswanger Decke, und diese wieder südlich der Üntschen-Decke.

Die beiden Einheiten sind auch heute nicht vollkommen voneinander getrennt. Auf den helvetischen Einheiten sind mehrere Klippen des Rhenodanubischen Flysches erhalten, die deutlich zeigen, dass die heutige Trennung der beiden Einheiten ein Werk der Erosion ist, die den Kern einer Aufwölbung freigelegt hat, der aus helvetischen Einheiten besteht.

Am östlichen Rand des Rheintals kann man um die Nördlichen Kalkalpen herumfahren und sieht den Teppich aus Flyscheinheiten, die die Nördlichen Kalkalpen unterlagern. Am Rheintalrand und teilweise mit den Nördlichen Kalkalpen verschuppt sind mehrere Flyschdecken, die an Schuppengrenzen in die Nördlichen Kalkalpen hineingeschleppt wurden, wie der Vaduzer Flysch im Walgau und der Flysch im Fenster von Nüziders (MARK, 1984). Lokal sind auch Einheiten des Mittelpenninikums mit dem Flysch in die Kalkalpen hinein geschleppt, wie in den Flyschfenstern unmittelbar westlich des Brandnertals beobachtet wurde (B. SCHWIZER in FERREIRO-MÄHLMANN, 1994).

Weil die jüngsten Sedimente im Rhenodanubischen Flysch in Vorarlberg aus der jüngsten Kreide stammen (RICHTER, 1970), kann die Stapelung der Flyscheinheiten bereits im Alttertiär begonnen haben. Weiter im Osten reichen die Flyschsedimente bis ins Alttertiär (EGGER et al., 2002) und die Überschiebungstätigkeit muss dementsprechend jünger sein, was eventuell im Sinne einer schrägen Schließung des Ablagerungsraums interpretiert werden kann.

Kollision der Kontinente

An der Grenze vom Eozän ins Oligozän war der Penninische Ozean vollkommen unter die Adriatische Platte geschoben und die dicken kontinentalen Krusten der Adriatischen und Europäischen Platten trafen aufeinander. Weil die kontinentale Kruste sich nicht leicht subduzieren lässt, kam es zu starker Zunahme der Dicke der kontinentalen Kruste und damit zu bedeutendem vertikalem Wachstum der Alpen. Die verdickte Kruste lastete auf der immer noch nach unten abtauchenden Europäischen Platte und wurde durch die Auflast nach unten gedrückt. Damit kam es im Bereich nördlich der oligozänen Alpen zur Bildung eines Vorlandbeckens, das durch den Abtragungsschutt der aufsteigenden Alpen aufgefüllt wurde.

Das Auffüllen des Vorlandbeckens war kein kontinuierlicher Prozess. Trägt man für einen bestimmten Punkt die Tiefe der Basis des Vorlandbeckens gegen die Zeit auf, nimmt sie vom Beginn des Oligozäns bis ins obere Miozän immer stärker zu, da ständig die Auflast in der oberen Platte näher rückt und zusätzliches Absinken bewirkt. Zu Beginn, knapp nach der Bildung des Beckens, hinkt die Ablagerung von Sedimenten hinter dem Absinken des Beckens hinterher und die Sedimente wurden in einem tiefen Meer abgelagert. Etwa mit dem Beginn des Oberoligozäns überholt die Rate der Erosion im aufsteigenden Gebirge und der Wiederablagerung des Schutts im Vorlandbecken das Absinken, und das Vorlandbecken wurde aufgefüllt und verlandete. Aus dieser Zeit stammen die riesigen fossilen Schuttfächer des Südrandes des Vorlandbeckens (vgl. SINCLAIR & ALLEN, 1992).

Deformation in der Feuerstätter Decke und der Liebensteiner Schuppenzone

Die Feuerstätter Decke, auch Wildflysch genannt, und die Liebensteiner Schuppenzone sind zwei stark ausgedünnte Einheiten, die bei der Kollision der beiden Kontinentalplatten vom äußeren Kontinentalrand Europas abgeschürft wurden. In Vorarlberg sind nur mehr zerscherte Fragmente dieser Einheiten erhalten, aber in der westlich benachbarten Ostschweiz sind die Serien vollständiger erhalten. So entspricht die Liebensteiner Schuppenzone der Blattengrat-Einheit und die Feuerstätter Decke der Sardona-Einheit. In der Ostschweiz konnten aus den Ablagerungen Hangbecken am nördlichen Kontinentalabhang der aktiven Alpen rekonstruiert werden, in denen nahe an Abschiebungen grobe Konglomerate abgelagert wurden (LIHOU, 1995, 1996; LIHOU & ALLEN, 1996). Beide Einheiten wurden etwa im obersten Eozän überschoben und im unteren Oligozän auf das Helvetikum aufgeschoben.

Deformation in den helvetischen Einheiten

Der Rhenodanubische Flysch fuhr im unteren Oligozän auf den Europäischen Kontinentalrand und damit auf die Gesteine der heutigen helvetischen Einheiten auf, welche wiederum nach der Ablagerung der Unteren Süßwassermolasse auf diese aufgeschoben wurde. Das Helvetikum Vorarlbergs gliedert sich in mehrere Decken. Der Hauptteil wird von der Säntisdecke gebildet. Im nordwestlichen Vorarlberg zwischen Hohenems und Klien tritt die tiefere Hohenemser Decke zutage (WYSSLING, 1985), die auch von der Bohrung Vor-

arlberg-Au I im hinteren Bregenzerwald ab 4250 m (COLINS et al., 1990) und von den Bohrungen Maderhalm I und Kierwang I im Allgäu zwischen Obersdorf und Sonthofen erreicht wurde (WYSSLING, 1984). Östlich von Vorarlberg bei Sonthofen wird die Säntisdecke von der Grüntendecke überlagert. Nachdem die helvetischen Decken noch die Basis des alpinen Vorlandbeckens auf ihrem Rücken tragen, kann die Überschiebung der Helvetischen Decken erst nach dem Eozän erfolgt sein. Die klassischen Falten- und Überschiebungsstrukturen des Helvetikums gehen zum Teil auf die Inversion, die Einengung von älteren Becken am Europäischen Kontinentalrand zurück. Aus diesem Grund wird der allgemeine WSW–ENE-Verlauf der Faltenzüge lokal unterbrochen und die Faltenachsen sind verbogen (PFIFFNER, 1993; z.B. im Bereich der Kanisfluh).

Deformation in den Einheiten des Vorlandbeckens

Auch der Südrand der Sedimente, die im Vorlandbecken der Alpen abgelagert wurden, wurde in das alpine Gebirge eingebaut. Im nördlichen Vorarlberg und dem östlich angrenzenden Allgäu bilden Ablagerungen des Vorlandbeckens die Nagelfluhketten. Aus geologischer Sicht werden folgende Einheiten unterschieden:

- Die Subalpine Molasse besteht aus Schuppen, die weitspannige Muldenzüge bilden. In Vorarlberg wird von Süden nach Norden die Steinebergmulde, die Hornschuppe und die Salmaser Schuppe unterschieden. Die Hauchenbergschuppe reicht von Osten aus dem Allgäu gerade nicht nach Vorarlberg herein. Die Steinebergmulde teilt sich westlich der Bregenzer Ache in zwei Teilmulden. Die südlichen Schuppen sind systematisch weiter transportiert und höher herausgehoben als die nördlichen, sodass der Schichtinhalt der südlichen Schuppen älter ist als der der nördlichen Schuppen. So ist nur in der südlichsten Schuppe die Untere Meeresmolasse erschlossen. Die meisten Schuppen sind stark asymmetrische Mulden, bei denen der nördliche, nach Süden einfallende Schenkel sehr mächtig entwickelt ist, während der nördliche, südfallende Schenkel oft weitgehend reduziert und durch die Überschiebung der nächsthöheren Schuppe ausgeschnitten ist.
- Die aufgerichtete Molasse bildet den Südrand der Vorlandmolasse (z.B. am Pfänder), der flach nach Norden einfällt. An vielen Gebirgsrändern der Welt sind solche in Richtung Vorland einfallenden aufgebogenen Ränder der Vorlandmolasse zu beobachten (VANN et al., 1986). Aus seismischen Untersuchungen und Bohrungen im Zuge der Erdölaufsuchung ist bekannt, dass sich im Untergrund unter der aufgerichteten Molasse eine Triangelzone befindet, d.h. dass der Platz unter der aufgerichteten Molasse von Schuppen gefüllt ist. Bei der Bohrung Sulzberg 1 nahe der Staatsgrenze wurde die Triangelzone an der Front der Alpen durchbohrt (VOLLMAYER & JÄGER, 1995).
- Die Vorlandmolasse wurde von der alpinen Verformung nicht erfasst.

Rezente Deformation

Mit dem Einbau von Einheiten des Vorlandbeckens in das alpine Gebirge ist die Deformation am weitesten nach Norden fortgeschritten.

Da es gegenwärtig keine Erdbebentätigkeit am Alpennordrand gibt, wohl aber in internen Bereichen der Alpen, wie z.B. im Prättigau-Halbfenster, den westlichen Lechtaler Alpen und dem Arlberggebiet (KASTRUP et al., 2004), muss die Deformation in das Innere des Gebirges zurückgesprungen sein. Der Alpennordrand ist derzeit tektonisch nicht aktiv.