

Die geologisch - tektonische Arena vor unseren Augen

Wenn wir in Biberach auf einem Spaziergang einen erhöhten Punkt erreichen, oder in der näheren Umgebung auf einer Wanderung auf einer Höhe unseren Blick nach Süden wenden, erleben wir oft einen wunderbaren Blick auf die Alpen. Besonders eindrucksvoll ist dieses Erlebnis im Frühling oder Herbst, wenn die Gipfel noch oder erst im Weiß des Schnees leuchten. Da tauchen natürlich für den geologisch Interessierten Fragen auf:

Aus welchen Gesteinen sind diese Berge aufgebaut? Unter welchen Bedingungen sind diese entstanden? Wo sind diese Gesteine abgelagert worden? Welche tektonische Prozesse waren bei der Gebirgsbildung beteiligt? Wie stellt sich der tektonische Aufbau als Ergebnis dieser Vorgänge heute dar?

Der Vortrag versucht diese Fragen am Beispiel markanter Gebirgsgruppen und Gebirgen teilweise zu beantworten. Es sind dies: Der Gröden, der Hochgrat, der Bregenzer Wald, die Allgäuer Alpen, der Rätikon und der Säntis.

Zuerst wollen wir uns aber mit der globalen und regionalen Paläogeographie befassen und dabei mit dem **Perm** (299 - 252 Mio. Jahre) beginnen. Aus dieser Zeit finden wir die ältesten Gesteine in unserem Raum. In dieser Periode waren die meisten kontinentalen Schollen im Superkontinent Pangea vereint. Südlich des Äquators drang der Ozean der Paläotethys wie eine Bucht von Osten her in den Kontinent ein. Am Ende dieser Einbuchtung lag wohl zu dieser Zeit unser Raum. Es waren zuerst terrestrische Sedimente, als Ablagerungen des Schutts der variszischen Gebirge, die hier abgelagert wurden. Im Laufe des Perm überflutete das Meer im Norden von uns den Kontinent und führte zur Ablagerung der Zechsteinsedimente. In unserem Raum sehen wir nur an wenigen Stellen im Rätikon (Präbichschichten zusammen mit Werfener Schichten) und in der Ostschweiz (Verrucano) als Spuren dieser Zeit.

In der folgenden **Trias** (252 - 201 Mio. Jahre) verengt sich die Paläotethys und südlich davon macht sich ein neuer Ozean, die Tethys breit. Dies geht mit einer weitgehenden langsamen Senkung und Überflutung unseres Raumes einher. Diese Bedingungen waren ideal für die Bildung kalkiger Sedimente. Die langsame Senkung sorgte dafür, dass Riffbildner, wie Korallen, immer im lichtdurchfluteten Flachwasser wachsen konnten. Wenn das auch nicht immer überall und zu allen Zeiten so war, konnten mehr als 1000 m mächtige Riffkörper entstehen, wie wir sie in den Kalkalpen noch heute sehen können.

Am Ende dieser Periode und im darauf folgenden **Jura** (201 - 145 Mio. Jahre) endet diese Periode und der Superkontinent beginnt zu zerbrechen. Der Atlantik entsteht und der Penninische Ozean dringt zwischen Afrika und dem alten Europa ein. In ihm entsteht neuer Ozeanboden und der alte Tethysozean beginnt subduziert zu werden. Dies alles beendet die ruhigen Sedimentationsbedingungen und das Riffwachstum kommt vielerorts zum Stillstand. Erdbeben und Vulkanismus und ein immer ausgeprägteres Relief mit großen Höhenunterschieden sind die Folge.

In der **Kreide** (145 - 66 Mio. Jahre) beginnt der Adriatische Sporn Afrikas nach Norden zu drücken. Im Penninischen Ozean bildet sich durch die Scholle Iberia ein Mikrokontinent, der den schmalen Ozean in zwei Tröge, den Valais- und den Piment-Ligurischen Ozean trennt. Auf der Südküste Europas lagert sich auf dem Schelf eine Vielfalt, auch karbonatischer Sedimente ab und Adria beginnt den Penninischen Ozean zu subduzieren. In diesem Bereich bilden sich Tiefseegräben und es erfolgt das Herausheben eines ersten Gebirges. Die davon abgetragenen Gesteine finden sich heute in den Gosaubecken der Alpen.

Im **Paläogen** (66 - 23 Mio. Jahre) wird nun der Penninische Ozean völlig subduziert. Auch die Sedimente des Europäischen Schelfs werden, wie auch penninische Schichten abgeschert und verfaltet. Als Meer blieb nur mehr die Paratethys, das Molassemeer, erhalten.

Der Grünten

Der Grünten wird als Wächter des Allgäus bezeichnet. Dies verdankt er seiner nach Norden vorgerückten Stellung. Er besteht aus Schichten der Kreide, unter denen die Brisisandsteine, die mergeligen Drusberg-Schichten, die Schrattenkalke, und der Seewerkalk bestimmend sind. Es sind Schichten aus der Unterkreide vom Barremium (ca. 130 Mio. Jahre) bis zum Albium (ca. 100 Mio. Jahre). Der Seewerkalk stammt aus dem Turon (ca. 90 Mio. Jahre), ein Abschnitt der Oberkreide. Diese Sedimente gehören dem Helvetikum an und sind im Schelfmeer an der Südküste des alten Europa abgelagert worden. Der starke Wechsel der Sedimente zwischen Kalken, Mergeln und Sandsteinen lässt auf wechselnde Bedingungen schließen. Kalke deuten auf Flachwasser hin und die Mergelablagerungen sind eher an den steilen Abhängen zum Tiefwasser abgelagert worden. Auffällig ist eine starke tektonische Verformung dieser Schichtpakete, so ist der Gipfelaufbau des Grünten als freigelegte Mulde zu sehen. Durch die Heterogenität des Aufbaues wurde die Verformung der Gesteinspakete wahrscheinlich erleichtert. Offensichtlich wurde das ganze Helvetikum vom Untergrund abgeschert und verfaltet. Der Schichtaufbau gleicht der Säntisdecke, sodaß der Grünten als östliche Fortsetzung zu sehen ist.

Der Hochgrat

Der Hochgrat wendet uns seine eindrucksvoll geschichtete Nordseite zu. Er gehört zur gefalteten Molassezone. Er besteht aus den Sedimenten des sogenannten Hochgratfächers der unteren Süßwassermolasse (USM). Das bestimmende Gestein ist der Nagelfluh, der dieser Gebirgskette den Namen gegeben hat. Er wurde am Übergang vom Paläogen zum Neogen im Chattium (ca. 23 Mio. Jahre) bis zum Burdigalum (16 bis 22 Mio. Jahre) abgelagert. Die nach Norden aus dem Gebirge ins Molassebecken strömenden Flüsse schütteten das gerundete Abtragungsmaterial in das Paratethysmeer und ließen im Mündungsbereich riesige Schotterfächer entstehen. Diese Faltenmolasse wurde in bis zu 5 Einheiten tektonisch zerlegt. Der Pfänderrücken gehört mit der Basis der Oberen Meeresmolasse (OMM) und in seiner Hauptmasse der oberen Süßwassermolasse an. Die Sedimentationszeit erstreckt sich vom Burdigal (ca.22 Mio. Jahre) bis zum Torton (ca.12 Mio. Jahre). Der Pfänder wurde nicht mehr von den tektonischen Kräften voll erfasst sondern nur aufgerichtet

Der Bregenzer Wald

Auch der Bregenzer Wald ist in seinem Hauptteil als Fortsetzung der Säntisdecke zu sehen. Hier tritt mit der Feuerstätterdecke eine Besonderheit auf. Am namensgebenden Feuerstätterkopf findet man Wildflysch auf. Es handelt sich um das Ultrahelvetikum. Es wurde an den Steilabbrüchen des helvetischen Schelfs gebildet und besteht aus großen Blöcken von Kalken, auch vom Kristallin des Untergrunds und sogar Vulkaniten. All dies findet sich eingebettet in mergeligen Schichten. Dabei handelt es sich wahrscheinlich um Gleitmassen, Schutt- und Trübestrome, die durch häufige Erdbeben, ausgelöst durch die tektonischen Ereignisse, in der Kreide entstanden sind. Am Beispiel der Winterstaude kann man die Schichtfolgen sehen, wie wir sie bereits am Grünten gefunden haben. Nur dominiert hier nicht der Schrattenkalk in den felsigen Abschnitten, sondern der ältere Örlakalk (Valangium, ca.140 Mio. Jahre). Der Schrattenkalk bildet die Felsen der südwestlich davon gelegenen Berge. Eine Besonderheit des Bregenzer Waldes ist die Kanisfluh, die als Aufwölbung einer mächtigen Schicht von Quintener Kalk, bedeckt von einer dünnen Lage von Zementsteinschichten des obersten Jura (152 - 142 Mio. Jahre), zu sehen ist. Der Quintener Kalk entspricht den Kalken, die wir als Weißer Jura in der Schwäbischen Alb antreffen. Nicht zu vergessen ist der Rheno-Danubische Flysch, der als penninische Trogentwicklung in einer nördlichen und einer südlichen Zone im Bregenzer Wald anzutreffen ist. Er ist oft für Hangbewegungen und Rutschungen in dieser Region verantwortlich.

Die Allgäuer Alpen

Auch in den Allgäuer Alpen finden wir am Westrand das Helvetikum im Massiv des Hohen Ifen und des Gottesacker Plateaus. Hier formt der Schrätkalk die Landschaft. Der Großteil der Allgäuer Alpen wird aber durch die Ostalpinen Decken aufgebaut. Die Gesteine wurden am Nordrand von Adria abgelagert und zu einem Deckenstapel von 3 Decken zusammengeschoben.

Die unterste ist die Allgäudecke, gefolgt von der Lechtaldecke. Zusammen bilden sie das Bajuvarikum. Darüber liegt die Inntaldecke, die dem Tirolikum angehört. Der Hauptanteil der Sedimente ist in der Trias entstanden. In den Allgäuer Alpen liegen oft als Basis die Mergel des Jura, überlagert vom Hauptdolomit des Nor (ca. 220 Mio. Jahre). Die als Allgäuschichten bezeichneten Beckenablagerungen des Lias bis Dogger sind verantwortlich für die steilen Grashänge, die für das Allgäu so typisch sind. Der Hauptkamm des Allgäu besteht aus dem Hauptdolomit des Nor, der für die Schroffheit des Gebirges verantwortlich ist. Im Tannheimer Tal sieht man deutlich die Überlagerung der Lechtaldecke über die Allgäudecke. Als Kuriosum finden wir auch in den Allgäuer Alpen Fetzen der Arosa Schuppenzone. Es sind Sedimente aus dem südlichen Ligurisch - Piemontesischen Ozeans in Form von Basalten, des dort gebildeten Ozeanbodens. Dieser wurde bei der Überschiebung der Decken in Stücke gerissen und mittransportiert.

Der Rätikon

Der Rätikon ist das Gebirge zwischen dem Schweizer Prättigau und dem Vorarlberger Montanfon. Im Osten finden wir das ostalpine Kristallin der Silvrettadecke überlagert von Ostalpinem Kalkalpin. Darunter findet man die mittelpenninische Sulzfluhdecke, die wiederum auf der südpenninischen Arosazone und der nordpenninischen Falknisdecke und dem Prätigauflisch liegt. Hier liegt also Ostalpin über Mittelpenninikum, Südpenninikum, und Nordpenninikum. Als Beispiel der Entwicklung des Ostalpins diente der Aufbau der Zimba. Hier liegt der Hauptdolomit des Nor unter den Kössener Schichten und den Kalken des Rhät (ca. 205 Mio. Jahre) . Darüber liegen Allgäuschichten des Jura gefolgt von rotem Radiolarit, der eine Tiefwasseentwicklung anzeigt. Darauf folgt Aptychenkalk im Übergang zwischen Jura und Kreide. Also sehen wir eine ungestörte ostalpine Entwicklung. Die Sulzfluhdecke wird repräsentiert durch weißen Jurakalk des Tithoniums (ca. 150 Mio. Jahre) und an einigen Stellen doch Couches Rouges, Seewerkalke und Schiefer der Kreide und Sedimente die bis ins Untereozän reichen. Diese Schichten wurden im Flachwasser am Rande des kleinen Mittelkontinents (Brianconais) im Penninikum abgelagert. Die Arosaschichten zeigen wieder eine Melange aus Basalten, Diabas, Ophiolithen und Mergeln vom Boden des Südpenninischen Ozeans. Die Falknisdecke zeigt eine kontinuierliche Entwicklung seit der obersten Trias über den gesamten Jura bis ins Paläozän vorwiegend klastischer Sedimente in Brekzien- und Flyschentwicklung, die nur in der Oberkreide von kalkiger Couches Rouge abgelöst wurde. Im Paläozän finden wir auch hier Wildflysch. Die Decke wurde in 3 Schuppen zerlegt und weist sehr hohe Schwankungen der Mächtigkeit auf (1500 bis weniger als 10 Meter). Der komplexe Deckenaufbau des Rätikon ist sehr schön im kleinen Gargellenfenster zu sehen. Im tiefen Stockwerk im Süden des Gebirges liegt der Prättigauflisch, eine Bildung des Valais-Troges, der die Stellung der Bündner Schiefer einnimmt. Er repräsentiert die Entwicklung vom Valanginium (ca. 135 Mio. Jahre) der Kreide bis ins Ypresium (ca. 50 Mio. Jahre) im Paläogen.

Der Säntis

Das Alpsteingebirge zu dem der Säntis als höchste Erhebung gehört, zeigt die Gesteinsentwicklung, wie sie uns schon vom Bregenzer Wald und vom Gröden begegnet ist. Er gehört dem Helvetischen System an und wurde durch die Tektonik ganz extrem verfaltet. Er ist im wesentlichen in 3 Stapel zusammengeschoben. Er liegt im Norden auf der Molasse und im Süden auf dem Jura und dem Kristallin des alten Europa auf.

Zusammengefasst sehen wir in diesen Gebirgen eine geologisch - tektonisch sehr interessante Region in der die wesentlichen Teile und Decken, die am Aufbau der Alpen beteiligt sind vorkommen. Es sind dies das Helvetikum vom Südrand des alten Europa, das vom Penninikum und Ostalpin abgeschert und überschoben wurde und dabei selbst über die Molasse gedrückt wurde. Das Penninikum als Sedimente des penninischen Ozeans aus seinem nördlichen (Valais), dem Mittelkontinent (Briançonnais), wie südlichen Trog (Piemont-Ligurisch) wurde vom Ostalpin überschoben. Das Ostalpin selbst zeigt sich in den Kalkalpen als Deckenstapel von drei Einheiten. Wir sehen in unserem Bereich also ostalpine wie westalpine Entwicklungen.