

Zur Geologie Vorarlbergs – eine Einführung unter besonderer Berücksichtigung verkarstungsfähiger Gesteine

von J. Georg Friebe

Zum Autor

Geboren 1963 in Mödling/NÖ, aufgewachsen in Rankweil. Studium der Paläontologie und Geologie an der Karl-Franzens-Universität Graz. Dissertation über die Stratigraphie und Paläogeographie der Leithakalk-Areale im Steirischen Tertiärbecken. Seit 1993 wissenschaftlicher Mitarbeiter an der inatura – Erlebnis Naturschau Dornbirn.

Abstract

The geological boundary between Eastern and Western Alps crosses Vorarlberg. The tectonical units thus originate both from the former south(east)ern Margin of Europe and the northern margin of Africa. This paper gives an overview on the stratigraphic column of the sedimentary rocks with special emphasis on their susceptibility to karst. Depositional models are given for two prominent limestone formations, the Schratenkalk-Formation and the Sulzfluh-Formation.

Key words: tectonical units, sedimentary rocks, karst, Vorarlberg, Austria

Zusammenfassung

Die Geologische Grenze zwischen Ost- und Westalpen verläuft quer durch Vorarlberg. Dem entsprechend finden sich im Ländle gleichermaßen Gesteine vom ehemaligen Süd(ost)rand Europas, als auch Gesteine, die nähere Beziehungen zu Afrika aufweisen. Im Folgenden werden die sedimentären Schichtfolgen der einzelnen Groseinheiten unter Einbeziehung ihrer Entstehung kurz vorgestellt. Schratenkalk und Sulzfluhkalk als die beiden wichtigsten verkarstungsfähigen Gesteine Vorarlbergs werden in einem vereinfachten Ablagerungsmodell beschrieben.

Wo Afrika auf Europa trifft

Vorarlberg liegt an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. Für den Geographen ist diese Grenze mit dem Alpenrheintal klar definiert. Geologisch jedoch verläuft die Naht quer durch Vorarlberg. Entsprechend komplex ist der geologische Aufbau des westlichsten Bundeslandes.

**VORARLBERGER
NATURSCHAU
15
SEITE 19–40
Dornbirn 2004**



Die Ablagerungsräume der Sedimentgesteine (die den Hauptteil Vorarlbergs bilden) entstanden ursprünglich Hunderte von Kilometern von einander entfernt. Was heute neben- und übereinander liegt, war einst durch einen Ozean getrennt. Denn Vorarlberg besteht sowohl aus westalpinen Gesteinen, die am Süd(ost)rand Europas abgelagert wurden, als auch aus Gesteinen der Adriatischen = Apulischen Platte. Letztere war zunächst ein Anhängsel Afrikas, bis sie sich als selbständige Mikroplatte löste. Heute bildet sie den Hauptanteil der Ost- und Südalpen.

Zu den Ostalpinen Einheiten Vorarlbergs gehören Silvrettakristallin, «Grauwackenzone» und Nördliche Kalkalpen. Westalpin sind (Mittel-)Penninikum, Flyschzone, und Helvetikum (mit Ultrahelvetikum). Die Molassezone ist erst nach der alpidischen Gebirgsbildung entstanden und lässt sich in dieses Schema nicht einordnen (*Abb. 1*).

Silvrettakristallin

Metamorphes «Altkristallin» mit vorwiegend Gneisen, Glimmerschiefern und Amphiboliten findet sich südlich der Linie Rellstal – Bartholomäberg – Kristberg – Klosters – Arlberg. Die Kristallinen Gesteine (speziell Glimmerschiefer und feldspatreiche Gneise) verwittern tiefgründig und bilden daher eher runde Geländeformen. Verkarstungsfähiger Marmor fehlt. Diese Zone enthält die ältesten Gesteine Vorarlbergs. Sie hat ihre erste Metamorphose bereits in der variszischen Gebirgsbildung (im Karbon) erlebt.

«Grauwackenzone»

Ein schmaler Streifen im Montafon bis zum Arlberg (Rellstal – Bartholomäberg – Kristbergsattel – Dalaas – Arlberg-Pass) wird meist der Grauwackenzone zugeordnet. Korrekt handelt es sich um die variszische Molasse (= Abtragungsschutt des variszischen Gebirges) an der Basis der Kalkalpen, und nicht um echte Grauwackenzone mit Gesteinen des Erdaltertums, die vor der variszischen Gebirgsbildung abgelagert wurden.

Über dem Silvrettakristallin als primäre Basis entstanden im Oberkarbon (vor 290–310 Mill. J.) kleine Sedimentbecken. In ihnen wurden Konglomerate und Tonsteine mit Pflanzenfossilien abgelagert. Im Perm (ab 290 Mill. J.) fielen diese Meeresbecken trocken. Wüstenablagerungen mit zwischengelagerten vulkanischen Gesteinen bedeckten das gesamte variszische Grundgebirge.

Nördliche Kalkalpen

Die Nördlichen Kalkalpen (Rätikon, Davennastock, Lechquellengebirge, Hochtannberg) sind durch unterschiedliche Kalkgesteine charakterisiert, die im Erd-

mittelalter (Trias, Jura, Kreide) im Tethys-Meer abgelagert wurden. Der Bildungsraum war Teil der Apulischen Platte.

Mit Beginn der Trias (vor 245 Mill. J.) wurde das Gebiet der «Grauwackenzone» vom Meer überflutet. Küstennahe Sandsteine entstanden an der Basis der Nördlichen Kalkalpen. In der Folge wurde das Gebiet abgesenkt: Die Küstenlinie verschob sich nach Nordwesten, und der Landeinfluss nahm ab. Eine Kalkplattform entstand, auf der sich Sedimentation und Absenkung in etwa die Waage hielten. Das Ablagerungsgeschehen wurde durch Meeresspiegelschwankungen gesteuert.

Im Jura wurden die Flachwassergebiete der Trias von tieferen Ablagerungsräumen abgelöst. Das Zerbrechen der Kalkplattform äußerte sich im Aufreißen von Spalten, die tief in die älteren Gesteine hineinreichten und mit jüngerem Material verfüllt wurden. Stärkere Absenkung führte zu Mangersedimentation und Schichtlücken. Der Ablagerungsraum kann nun in einen Schwellenbereich im Südosten und einen Beckenbereich im Nordwesten unterteilt werden, die jeweils wiederum in Teilschwellen und Teilbecken gegliedert sind

Penninikum

Das Penninikum umfasste das Gebiet zwischen Europa im Nordwesten und Adriatischer Platte im Südosten. Es war durch eine Schwellenzone (Mittelpenninikum) geteilt. Beiderseits dieser Schwelle existierten (zu unterschiedlichen Zeiten) echte Ozeane.

Das Südpenninikum ist nur als ausgewalzte Zone an den Schuppengrenzen der Kalkalpen erhalten (Arosazone). Hinweise auf einen Ozean sind vorhanden (Ophiolithe = Ozeanbodenbasalte). Durch die starke Beanspruchung während der Gebirgsbildung sind wenig Detailaussagen möglich. Im Mittelpenninikum der Falknis- und Sulzfluhdecke finden sich ausgedehnte Flachwasserkalke des oberen Jura (Sulzfluhkalk).

Flyschzone

Der Rhenodanubischer Flysch entstand vor 97 bis 65 Mill. J. in einer Tiefseerinne an der Verschluckungszone des Penninischen Ozeans. Aus dem ostalpinen Altkristallin (z.B. dem heutigen Silvrettakristallin) wurden großen Mengen an Sand in Trübeströmen, einer Art «untermeerischen Muren» eingeschüttet. Kalk wurde in der großen Wassertiefe aufgelöst. In feinkörnigeren Lagen finden sich häufig Spurenfossilien. Diese Gesteinszone zieht sich vom Saminatal über Walgau-Nordseite, Großwalsertal und Hinteren Bregenzerwald bis in das östliche Kleinwalsertal. Erosionsreste finden sich in der Nördlichen Flyschzone eingeklemmt zwischen Helvetikum und Molassezone.

Helvetikum

Die Flanken des Rheintals südlich von Dornbirn und große Teile des Bregenzerwaldes entstanden am Süd(ost)rand Europas in einem Flachmeer mit stetiger Zunahme der Wassertiefe von N (Europäisches Festland) nach S (Penninischer Ozean). Vorherrschende Gesteine sind Kalke und Mergel des Malm und der Kreide. Untergeordnet kommen Sandsteine vor, deren Mineralbestand auf stark verminderte Ablagerungsraten hinweist.

Die tektonisch eigenständige Liebensteiner Decke repräsentiert die südlichsten und damit landfernten Ablagerungsräume des Helvetikums.

Ultrahelvetikum (Feuerstätter Decke)

Südlich an das Helvetikum schlossen sich offen marine Ablagerungsräume an. Auffallendstes Gestein der Feuerstätter Decke ist der «Wildflysch» mit bis zu hausgroßen Blöcken exotischer Gesteine in einer tonigen Grundmasse.

Das Ultrahelvetikum ist meist nur als Reibungsteppich an der Grenze zwischen Helvetikum und Flysch erhalten (z.B. Hohe Kugel). Größere zusammenhängende Bereiche finden sich im Bregenzerwald um den Feuerstätterkopf. Durch die starke tektonische Beanspruchung (Auswalgung, Verschuppung), aber auch durch die Rutschungsanfälligkeit sind die Beziehungen der einzelnen Gesteine zueinander nicht immer ganz klar.

Molassezone

Die Molassezone nördlich der Linie Dornbirn – Egg – Balderschwang entstand gegen Ende der alpidischen Gebirgsbildung in einer Restsenke nördlich des Alpenkörpers (Molassevortiefe = Zentrale und Westliche Paratethys). Durch die Auflast der nach Norden wandernden Alpen wurde der Südrand der Europäischen Platte abgesenkt und ein Trog entsteht. Diese Senke wurde rasch mit dem Abtragungsschutt der aufsteigenden Alpen aufgefüllt. Ein zweifacher Wechsel zwischen Meeresablagerungen und Süßwasserablagerungen kennzeichnet diese Schichtfolge.

Der südliche Anteil der Molassezone wurde durch die Gebirgsbildung steilgestellt, in Mulden zerlegt und verschuppt (= Subalpine Molasse). Der nördliche Anteil wurde im Süden noch steilgestellt und zeigt gegen Norden zunehmend flachere Lagerung (= Vorlandmolasse).

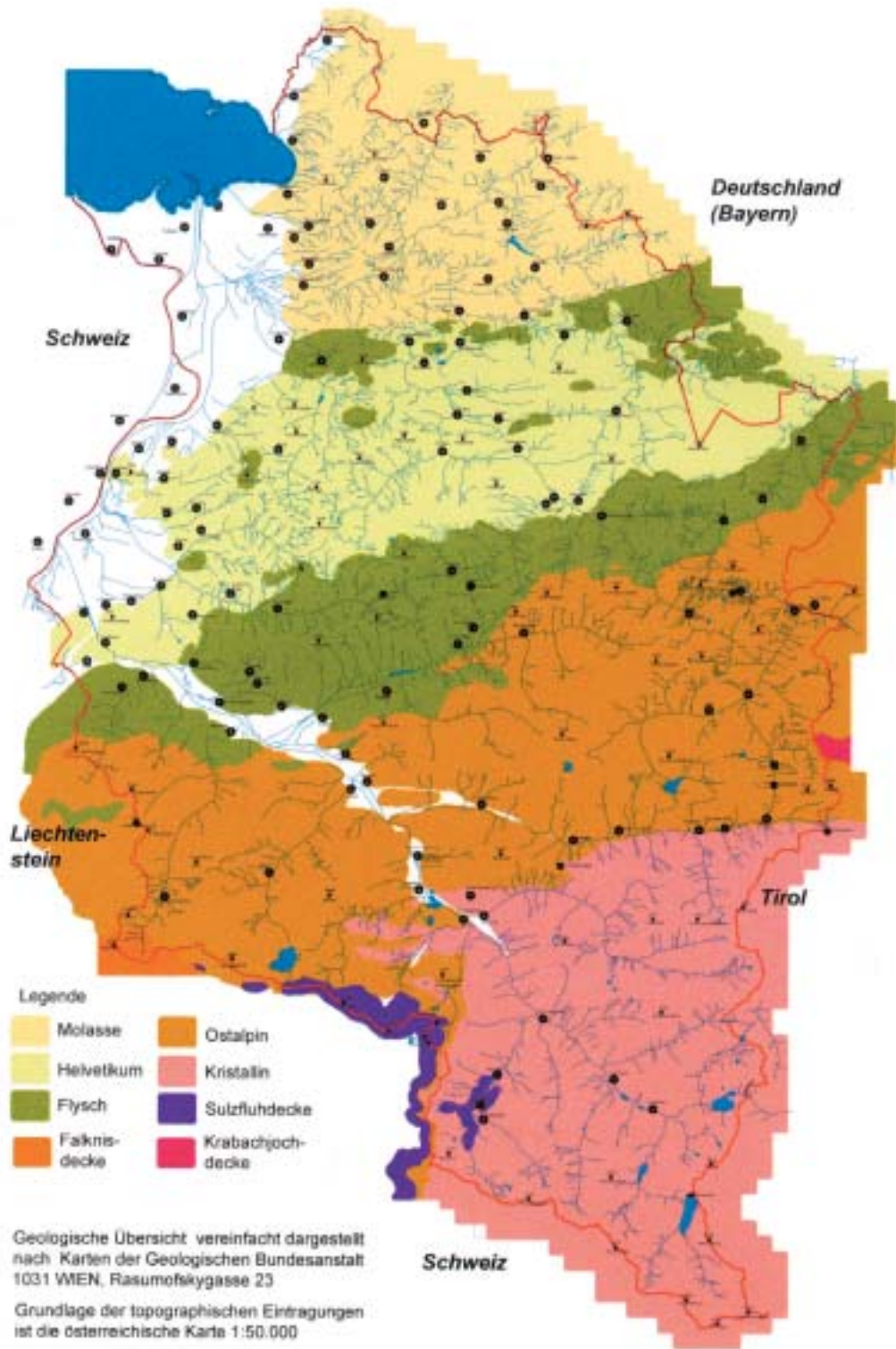


Abb. 1: Geologische Übersicht

Die Entstehung der Alpen im Detail

Oberes Perm bis Untere Trias

Das Alpidische Geschehen begann mit einem großen Superkontinent Pangäa als Folge der vorausgehenden variszischen Gebirgsbildung. Die Europäische und Afrikanische Platte waren über die adriatische = apulische Region miteinander verbunden. Ozeanische Kruste befand sich lediglich im Osten Europas im Tethys-Ozean (Griechenland, Türkei). Im Westen lag eine ausgedehnte Flachwasserplattform ca. 750 km südlich der heutigen Position zwischen Europa und Afrika.

Die Basis der Nördlichen Kalkalpen («Grauwackenzone») wurde sowohl vom Festland im Norden (Einschüttung von Quarzsand), als auch vom offenen Meeresbereich im (Süd-)Osten beeinflusst. Gesteine dieser Zeit finden sich in einem schmalen Streifen im Montafon bis zum Arlberg:

- Im Oberkarbon (vor 310 bis 290 Mill. J.) brachen im Silvretta-Kristallin als primäre Basis der «Grauwackenzone» kleine Sedimentbecken ein. In ihnen wurden Konglomerate und Tonsteine der **Kristberg-Formation** abgelagert.
- Im Perm (ab 290 Mill. J.) fielen diese Becken trocken. Wüstenablagerungen («**Alpiner Verrucano**») mit zwischengelagerten vulkanischen Gesteinen (Quarzporphyr und Ignimbrite = Glutwolkenuffe) bedeckten nun das gesamte variszische Grundgebirge.
- Vor 245 Mill. J. wurde das Gebiet vom Meer überflutet. Küstennahe Sandsteine der Untertrias sind die ältesten Gesteine der Nördlichen Kalkalpen («**Alpiner Buntsandstein**»). Weiter im Osten wurde Salz abgelagert (Hall i.T., Salzkammergut).

Trias

Das heutige Deutschland war zunächst Festland mit ausgedehnten Flusslandschaften (Buntsandstein) und wurde später überflutet (Muschelkalk). Am Rand dieses Festlandes entstanden Deltaablagerungen und Sandstrände. Gegen das offene Meer hin schlossen sich ausgedehnte Kalkplattformen mit (teilweise abgeschnürten) Lagunen und vorgelagerten Riffen an. Nur lokal drang von Osten her ein tieferer Meeresbereich (bis 200 m Wassertiefe) in das Gebiet zwischen Europa und Afrika und gliederte die Plattform in Trogzone und Schwellenzone. Die kontinuierliche Absenkung des passiven Kontinentalrandes wurde durch die Sedimentation ausgeglichen. Das Ablagerungsgeschehen wurde über weite Bereiche nur durch Meeresspiegelschwankungen kontrolliert.

In den Nördlichen Kalkalpen im Rätikon, Lechquellen- und Arlberggebiet finden sich folgende Gesteine:

- Die **Reichenhaller Schichten** bilden eine mächtige Wechselfolge von dünn-schichtigen, dunklen Kalken und hellen Dolomiten; im Hangenden findet sich Rauhewacke (zellig «aufgelöster» Dolomit).
- Der «**Alpine Muschelkalk**» repräsentiert eine offen marine Schelfentwicklung.

- Die **Partnachsichten** (240 bis 235 Mill. J.) umfassen mergelige Sedimente, die in einem kanalförmigen Becken abgelagert wurden. Sie lieferten die ältesten Saurierfunde Vorarlbergs. Die Arlbergschichten sind ihr zeitgleiches Flachwasseräquivalent. Bei Lech führen sie vulkanischer Einschaltung mit einem darüber liegenden, kleine. Riff. Südlich von Lech befindet sich eine Blei-Zink-Vererzung.
- Die **Raibler Schichten** (235 bis 223 Mill. J.) entstanden in einem sehr flachen Ablagerungsraum, in dem immer wieder Lagunen vom offenen Meer abgeschnürt werden. Daher wechseln tonige Gesteine mit größeren Gipslagerstätten (die bei St. Anton i/M und am Arlberg abgebaut wurden). Gerade diese Gipslager bereiten bautechnisch große Schwierigkeiten. Im Gelände sind sie durch bis 20 m tiefe, trichterförmige Gipsdolinen («Mondlandschaft») erkennbar. Einige der größten Karstquellen Vorarlbergs liegen im Gipskarst.
- **Hauptdolomit** und **Plattenkalk** (223 bis 210 Mill. J.) beinhalten hellen, bis 2000 Meter mächtigen, gut gebankten bis massigen Dolomit aus einem ungliederten Flachwasserareal (Gezeitenbereich), der steile Felswände aufbaut. Das ausgesprochen fossilarme Gestein zerbricht leicht und bildet große Schutthalden.
- Gegen Ende der Trias kündigt sich das Auseinanderbrechen der Plattform an (210 bis 208 Mill. J.): **Kössener Schichten** und **«Oberrhätkalk»** umfassen eine Wechselfolge von Tonsteinen/Mergeln und Kalken. In den höheren Anteilen sind Korallenbänke und als lagunäre Ablagerungen Megalodontenkalk eingeschaltet (*Megalodon* = «Kuhtrittmuschel»). Die Kössener Schichten lieferten einige Fisch- und Saurierfunde (Pflasterzahnsaurier).

Jura

Die beginnende Öffnung des Atlantiks führte gleichzeitig zur Bildung eines neuen Ozeans zwischen Europa und Afrika (Penninischer Ozean). Der Ostalpine Schelf = Adriatische/Apulische Region (Nördlichen Kalkalpen und Südalpen) wurde dadurch von Europa abgetrennt und war nun ein Anhängsel von Afrika. Sie war zu beiden Seiten von Ozeanen begrenzt, wodurch ein Sandeintrag von den Festländern unterbunden wurde. Kontinuierliche Absenkung führte zum raschen Übergang von Flachwasserkalken (mit Riffen) zu Tiefwasserkalken und Radiolariten. Der mit Afrika nach Osten wandernde Apulische Sporn brachte im Oberjura die westliche Tethys in Bedrängnis und führte zur Subduktion («Verschluckung») dieses Ozeans. Im Nordenwesten bildete der Helvetische Schelf den Südrand Europas. Offen ist die Stellung der Mittelpenninischen Flachwasserbereiche (Schwellenzone zwischen zwei penninischen Ozeanen oder Sporn des Helvetischen Schelfs).

In den Nördliche Kalkalpen Vorarlbergs erfolgte mit Beginn des Juras ein Übergang von Flachwasserkalken zu tieferen Ablagerungsräumen. Das Zerbrechen der Kalkplattform äußerte sich im Aufreißen von Spalten, die tief in die Gesteine der Trias hinein reichten und mit jüngerem Material verfüllt wurden. Später erfolgte eine stärkere Absenkung und Mangelsedimentation (Schichtlücken). Eine

Zweiteilung in einen Schwellenbereich im Südosten und einen Beckenbereich im Nordwesten (gegen den Penninischen Ozean) spiegelt sich in den unterschiedlichen Gesteinsfolgen von Allgäudecke (Bregenzerwald bis Hochtannberg) und Lechtaldecke (Rätikon, Lechquellengebiet, Arlberg) wider.

Die Allgäu-Decke der Nördlichen Kalkalpen ist durch eine rasche Zunahme der Wassertiefe charakterisiert:

- Die **Älteren Allgäu-Schichten** (208 bis 178 Mill. J.) beginnen mit Flachwasserkalken («Lias-Rotkalk»), die rasch in Mergel übergehen. Aufgrund ihres fleckigen Aussehens hat sich der Name «Fleckenmergel» eingebürgert: Das Sediment wurde stark von nicht erhaltungsfähigen Meerestieren durchwühlt. Die Flecken sind Kotfüllungen von Fress- und Wohnbauten mariner Anneliden. Die Gesteinsschichten entstanden vorwiegend aus kalkigen Trübeströmen. Aus den angrenzenden Schwellenbereichen wurde Kalkschlamm als «untermeerische Mure» in die Beckenbereiche transportiert.
- Die **Mittleren Allgäu-Schichten** (178 bis 173 Mill. J.) umfassen schiefrige Mergel, Mergelkalke und – im Arlberggebiet – Manganschiefer.
- Die **Jüngeren Allgäu-Schichten** (173 bis 157 Mill. J.): ähnlich den Älteren Allgäu-Schichten. Am Top zeigen sie stellenweise Übergänge zu Echinodermen-Kalke (östlich Schröcken).
- Der **Radiolarit** (157 bis 153 Mill. J.) ist ein Kieselgestein aus einem tieferen Meeresbereich, aufgebaut von Radiolarien = Einzeller mit Kieselsäureskelett. Kalkkomponenten wurden in der großen Wassertiefe durch den hohen CO₂-Partialdruck wieder aufgelöst. Im Gelände ist dieses Gestein durch seinen charakteristischen, neongrünen Flechtenbewuchs sowie die rote, braune und grüne Farbe leicht erkennbar.
- Die **Aptychenschichten** (153 bis 145 Mill. J.) umfassen gelblich- bis grünlichgraue Kalke eines Tiefwasserbereiches. Die namensgebenden Aptychen sind Kieferelemente oder Verschlussdeckel von Ammoniten. Das Hauptverbreitungsgebiet dieser Gesteinseinheit liegt im Allgäu.

Etwas anders ist die Gesteinsabfolge der Lechtaldecke in den Nördliche Kalkalpen ausgebildet:

- Die Schichtfolge beginnt mit sandig-tonigen Ablagerungen eines Auftauchbereiches (teilweise mit Trockenrissen). Innerhalb dieser **Schattwald-Schichten** liegt die Grenze Trias/Jura.
- Ein Flachwasserkalk aus kleinen Kalkkugelchen (Ooide und Onkoide – letztere sind kleine Mikroben-Knollen) ist der **Lorüns-Oolith**, der auch im Lechquellengebiet beobachtet werden kann.
- Die **Adnet-Formation** beinhaltet feinkörnigen, rot gefärbten Kalk aus feinem Biogenschutt, mit eingeschalteten Lagen mit reichlich Fragmenten von Seelilienstielgliedern. Das Gestein bildet etwa faustgroße Kalkknollen, die durch Tonsäume voneinander getrennt sind. Die Kalkknollen wurden schnell zementiert, während der dazwischen liegende Kalkschlamm bei stärkerer Überlagerung wieder aufgelöst wurde (Drucklösung). Zurück blieben Rückstandstone zwischen den einzelnen Knollen.
- Es folgen die **Älteren Allgäu-Schichten** (siehe oben), die häufig Hornsteinlagen führen. Hornstein ist ein Quarzgestein, entstanden aus umgelagerter



Abb. 2: Die Westwand der Sulzfluh

Kieselsäure aus den Skelettelementen von Kieselschwämmen. Diese Gesteinseinheit kann im Bereich des Flexenpasses auch fehlen.

- Die Schichtfolge des Jura wird durch einen **Kondensationshorizont mit extremer Mangersedimentation** abgeschlossen. Stellenweise finden sich bakteriell gebildete Eisen-/Mangan-Krusten auf älteren Gesteinsfragmenten und Ammonitenschalen. Im Steinbruch Lorüns ist der Zeitabschnitt zwischen 185 und 145 Mill. J. durch eine nur 1 Meter mächtige Bank repräsentiert (wobei der Zeitabschnitt zwischen ca. 180 und 150 Mill. J. bisher überhaupt nicht im Sediment nachgewiesen werden konnte)!

Penninikum (Südende Nenzinger Himmel, Sulzfluh): Das Südpenninikum ist nur als ausgewalzte Zone an den Schuppengrenzen der Kalkalpen erhalten (Arosazone). Hinweise auf den Südpenninischen Ozean (Ophiolithe = Ozeanbodenbasalte) sind vorhanden. Durch die starke Beanspruchung während der Gebirgsbildung sind wenig Detailaussagen möglich. Im Mittelpenninikum (Falknis- und Sulzfluhdecke) kam es im oberen Jura zur Bildung von ausgedehnten Korallenriffen (Sulzfluhkalk).

- Der **Sulzfluhkalk** (152 bis 145 Mill. J.) ist sehr hell verwitternder Flachwasserkalk aus einem Lagunenbereich mit Schnecken und seltener Muscheln und Korallen. Dieser reine Kalk mit nur wenigen wasserstoppenden Mergellagen ist stark verkarstungsanfällig und beinhaltet einige der bedeutendsten Höhlen Vorarlbergs.

Im Helvetikum (Kanisfluh-Gewölbe) beginnt die ober Tage aufgeschlossene Schichtfolge mit dem **Quintner Kalk** (154 bis 145 Mill. J.) und den **Zementsteinschichten** als küstenferne Beckenablagerungen.

Unterkreide

In der Unterkreide schritt der Zerfall von Pangäa weiter voran. Mit der Öffnung des Nordatlantiks trennten sich Nordamerika und Grönland von Europa. Iberia wurde zum eigenständigen Mikrokontinent. Gleichzeitig wurde auch Apulia durch die Öffnung des östlichen Mittelmeeres von Afrika losgelöst und wurde zur selbständigen Mikroplatte. Apulia wanderte nun wieder Richtung Europa. Dabei wurden erste Abschnitte des Penninischen und die letzten Reste des Tethys-Ozeans subduziert. Vulkanismus in den Karpaten und am Balkan begleitete das Geschehen. Durch die Annäherung von Apulia an Europa kam es zur druckbetonten Metamorphose in den Hohen Tauern, wobei einzelne Gesteinspakete bis zu 60 km tief versenkt wurden. Erste Kompression in den Nördlichen Kalkalpen leitete die Gebirgsbildung und Deckenstapelung ein.

In den Nördlichen Kalkalpen Vorarlbergs wurden die Aptychenschichten von Kreideschiefern abgelöst.

Im Penninikum sind nur in der Falknisdecke (Nordteil des Mittelpenninikums) flyschartige Gesteine erhalten, die in größerer Wassertiefe aus Trübeströmen abgelagert wurden.

Das Helvetikum (Rheintal, mittlerer Bregenzerwald) ist durch eine Flachmeer-/Schelfentwicklung mit kontinuierlicher Zunahme der Wassertiefe von Nordwest (Europäisches Festland) nach Südost (Penninischer Ozean) charakterisiert. Dem entsprechend treten zeitgleich recht unterschiedliche Gesteinseinheiten auf.

- Die Schichtfolge der Kreide beginnt mit der **Palfris-Formation** (145 bis 140 Mill. J.), einer Wechsellagerung von dunklen Schiefermergeln und geringmächtigen Mergelkalken mit einer Zunahme des Kalkanteiles gegen Norden (= flacheres Wasser). Sie wurde am Plattformabhang abgelagert. Die Kalkbänke sind oft auf Einschüttungen aus der weiter nördlich gelegenen Kalkplattform zurückzuführen. Gegen das Hangende ist eine Abnahme der Wassertiefe nachweisbar.
- Die **Örfla-Formation** (143 bis 140 Mill. J.) bildet die nördliche Vertretung der Palfris-Formation und damit das Liefergebiet der eingeschütteten Kalkbänke. Der Ablagerungsraum umfasst Kalksandbarren im Bereich des Plattformrandes und auf der inneren Plattform, eine offene Lagune (von Stürmen überarbeitet) mit kleinen Fleckenriffen, sowie geschützte lagunäre Bereiche. Die Örfla-Formation führt wasserwegige Karstspalten, aber keine größeren Höhlen.
- Die **Gemsättli-Schicht** der Kieselkalk-Formation (140 bis 132 Mill. J.) ist eine kondensierte Bank (max. 4 m mächtig) im Nordbereich des Helvetikums (= innere Plattform) mit zeitweiser Sedimentationsunterbrechung bzw. Aufarbeitung bereits früher abgelagerter Schichten. Diese sehr fossilreiche Bank ist durch die Bildung von Phosphoritknollen charakterisiert. Trotz Klimaerwärmung kam es zu dieser Zeit zur Einwanderung von Kaltwasser-Ammoniten: Durch den Meeresspiegelanstieg werden neue Meeresverbindungen nach Norden geschaffen.
- Der **Vorarlberger Diphyoideskalk** der Kieselkalk-Formation (135 bis 133 Mill. J.) umfasst eine Kalkschiefer-Mergelschiefer-Wechsellagerung mit geringer

Fossilführung im S-Teil des Helvetikums. Das Gestein wurde in einem geschützten, landfernen Bereich am äußeren Schelf in etwa 200 bis 400 m Wassertiefe abgelagert.

- Der **Kieselkalk s.str.** (137 bis 132 Mill. J.) ist ein stark quarzhaltiger Kalk, der den Übergangsbereich zwischen äußerer Plattform und Plattformhang repräsentiert. Der hohe Quarzgehalt ist auf die Umkristallisation von Kieselsäure aus den Skelettelementen von Kieselschwämmen zurück zu führen.
- Eine Kondensierte Folge des (äußeren) Plattformhanges bis äußeren Schelfs mit geringen Sedimentationsraten bildet die **Altmann-Schichten** (ca. 131 Mill. J.). Der glaukonitische Kalk ist an seiner grünscharzen Farbe erkennbar.
- Die **Drusberg-Formation** (132 bis 118 Mill. J.) ist durch eine gut geschichtete Abfolge von Mergeln mit zwischengeschalteten Kalklagen im Südteils des Helvetikums charakterisiert. Sie wurde am Plattformhang bis äußeren Schelf abgelagert. Mächtigere Kalkbänke sind auf Einschüttungen von Kalkschutt aus dem Bereich der Plattform zurück zu führen. Gegen Norden und gegen Hangend nimmt der Anteil der Kalklagen zu.
- Der stärker verkarstete **Schrattenkalk** (132 bis 118 Mill. J.) ist eine Flachwasserentwicklung auf der Plattform im Nordteil des Helvetikums. Oolithische Sandbarren wechseln mit geschützten Lagunen und kleinen Fleckenriffen (z.B. bei der Neuburg und speziell am Hohen Ifen).
- Die **Garschella-Formation** (früher «Helvetischer Gault», «Gault-Grünsandstein») (118 bis 97 Mill. J.) besteht aus vorwiegend grünen Sandsteinen mit dem farbgebenden Tonmineral Glaukonit. Die strömungsexponierte Schichtfolge ist stark kondensierte. Biogene Reste sind teilweise in phosphoritischen Fossilagerstätten angereichert.

Oberkreide

Mit Beginn der Oberkreide ragten bereits große Teile von Apulia (= Ostalpin) als Inseln aus dem Meer. Gleichzeitig führte die fortschreitende Subduktion des Penninischen Ozeans zur Bildung einer Tiefseerinne, dem Ablagerungsraum der Rhenodanubischen Flyschzone am Nordrand der (Kalk-)Alpen. In diesem Trog kam weniger der Verwitterungsschutt des im Süden direkt angrenzenden Festlandes zur Ablagerung, als Material, das durch trogparallele Trübestrome aus Ost und West über große Distanzen herantransportiert wurde.

Im Zuge der Kollision zwischen Mittelpenninikum/Apulien mit Europa wurden die südlichen Anteile des Penninikums langsam von den Kalkalpen (= Ostalpin) überfahren. Das Nordpenninikum (Flyschzone) wurde zusammengestaucht. Teile des Helvetikums wurden von ihrer Unterlage abgehobelt und in den Gebirgsbau mit eingebaut. Gleichzeitig kam es zu Bildung der ostalpinen Kristallinzonen (Silvretta-Ötztal, Koralm, Gleinalm etc.).

In den Kalkalpen Vorarlbergs wurde das Sedimentationsgeschehens mit den Kreideschiefern abgeschlossen.



Abb. 3: Verkarstungsfähiger Schrattenkalk bildet den Abschluss der helvetischen Schichtfolge am Hohen Ifen

Abb. 4 (l.): Der Gletscherschliff im Kieselkalk, Steinbruch Rhomberg – Unterklien

Abb. 5 (r.): Schacht im Schrattenkalk am Gottesacker



Im Mittelpenninikum kamen graue oder rote bis grüne Kalkmergel («**Couches rouges**») zur Ablagerung.

Eine Fortsetzung des Sedimentationsgeschehens ohne nennenswerte Unterbrechung kennzeichnet das Helvetikum. Der Ablagerungsraum wurde vereinhelvetisch, die Unterschiede zwischen Nord- und Südhelvetikum weitgehend ausgeglichen.

- Der verkarstungsfähige **Seewer Kalk** (97 bis 88 Mill. J.) ist ein heller, sehr feinkörniger, dichter Kalk des offen marinen Raumes, der den «Couches rouges» im Penninikum entspricht. Charakteristisch ist sein muscheliger Bruch. Er enthält bis lokal mehrere cm große Pyritkugeln.
- Ebenfalls offen marin entstanden die **Amdener Schichten** (88 bis 80 Mill. J.), die jedoch in größerer Wassertiefe als der Seewer Kalk abgelagert wurden. Das mergelige Gestein ist sehr rutschungsanfällig.
- Die **Wang-Schichten** (80 bis 65 Mill. J.) beinhalten dunkle bis fast schwarze oder braune Mergelkalke.
- Die letzte Sedimentation im Helvetikum fand im Eozän vor 50 Millionen Jahren statt. **Nummulitenkalk** und **Grünsandstein** sind Flachwassersedimente mit geringen Ablagerungsraten. Sie sind als eingequetschte Zone am Nordrand des Helvetikums zwischen Dornbirn-Haslach und Egg/Andelsbuch erhalten. Der Globigerinenmergel stellt das offen marine Äquivalent dar. Er führt reichlich planktonische Foraminiferen. Bei Dafins steht der aus Algen aufgebaute Lithothamnienkalk («Lithothamnien» = Rotalgen, Corallinaceen) an.

Abb. 6: Eine Grossforaminifere *Assilina* sp. im eozänen Nummulitenkalk von Haslach bei Dornbirn



Die Gesteine der Liebensteiner Decke und der Feuerstätter Decke stammen aus einem südlich an das Helvetikum anschließenden Gebiet mit offen marinen Bedingungen. Speziell die Feuerstätter Decke ist nur noch als Reibungsteppich an der Grenze Helvetikum/Flysch erhalten. Durch die starke tektonische Beanspruchung (Auswalzung, Verschuppung) sind die Beziehungen der einzelnen Gesteine zueinander nicht immer klar.

- Das **Bolgen-Konglomerat** der Feuerstätter Decke (= veraltet «Wildflysch») (ca. 50 Mill. J) führt bis zu hausgroße Blöcke «exotischer» Gesteine in einer toniger Grundmasse. Die Gerölle stammen wahrscheinlich aus der herannahenden Deckenstirn des Südpenninikums und des ostalpinen Altkristallins.

Die Flyschzone = Rhenodanubischer Flysch (Saminatal, Walgau-Nordseite, Großwalsertal, Hinterer Bregenzerwald, östliches Kleinwalsertal) entstammt einer Tiefseerinne an der Verschluckungszone des Nordpenninischen Ozeans (97 bis 65 Mill. J.). Die Einschüttung von großen Mengen an Sand aus dem ostalpinen Altkristallin (z.B. heutiges Silvretta-Kristallin) führte zu bis zu 1000 Meter mächtigen Schichtfolgen (z.B. Reiselberger Sandstein). Kalk wurde in der großen Wassertiefe infolge des hohen CO₂-Partialdrucks wieder aufgelöst und konnte nur dann erhalten bleiben, wenn er in Trübeströmen rasch eingebettet und dadurch dem Einfluss des Meeresswassers entzogen wurde. In feinkörnigeren Lagen finden sich häufig Spurenfossilien. Dunkle, verästelte Spuren vom Typus *Chondrites* sind Kriech- und Fraßspuren von wurmartigen Lebewesen (sie wird oft als «versteinertes Moos» o.ä. fehlgedeutet). Mäandrierende Spuren vom Typus *Helminthoidea* sind Weidespuren.

Paläogen bis heute

Die Kollision von Apulien und anderen Mikroplatten mit Europa wurde im Paläogen (früher: «Alttertiär») abgeschlossen. Sardinien und Korsika lösten sich von Spanien und rotierten in ihre heutige Position.

Ab dem Eozän führte die Krustenverkürzung in den Alpen zur Einengung des Alpenkörpers und zur Überschiebung auf Europa. Auf diese Krustenverdickung folgte als Ausgleich ein isostatischer Aufstieg mit anfänglichen Hebungsraten von bis zu 5 mm pro Jahr (heute: weniger als 0,5 mm pro Jahr). Die zentralen Teile der Alpen waren endgültig dem Meer entzogen.

Der Südrand von Europa wurde durch die Auflast der Alpen niedergedrückt. Es kam zur Bildung der Molassevertiefe, die mit dem Abtragungsschutt der Alpen gefüllt wurde. Auch diese Ablagerungen wurden teilweise von den Alpen wieder überfahren.

Im Oligozän und frühen Miozän führten NW-SE-Stauchung und NE-SW-Dehnung zu einer Zerlegung der Ostalpen in einzelne Blöcke und zu ersten Seitenverschiebungen. Im Miozän wurde die andauernde Kompression durch E- bis NE-Ausquetschung der östlichen Ostalpen und der Intra-Karpatischen Region (heute: Pannonische Tiefebene) relativ zu Europa ausgeglichen. In diesem Zusam-

menhang entstanden das Wiener und das Steirische Beckens. Dieser Prozess bewirkte erste Überschiebungen im Karpatenbogen.

Die Molassezone (nördlich der Linie Dornbirn – Egg – Balderschwang) als Folge einer zeitweiligen Abschnürung von den Weltmeeren und der Auffüllung des Sedimentbeckens durch einen zweifachen Wechsel zwischen Meeresablagerungen und Süßwasserablagerungen charakterisiert. Tektonisch kann die Subalpine Molasse (= jüngere innere Molasse) von der Aufgerichteten bzw. Vorlandmolasse (= äußere Molasse) unterschieden werden. Die Subalpine Molasse umfasst den südlichen Anteil der Vortiefe, der durch die Gebirgsbildung steilgestellt, in Mulden zerlegt und verschuppt wurde. Der nördlicher Anteil wurde nur noch am Gebhardberg noch schräg gestellt und zeigt gegen Norden (Deutschland) zunehmend flachere Lagerung.

- Die Schichtfolge der Unteren Meeresmolasse beginnt in einem rasch absinkenden Trog mit flyschartigen Sandsteinen und sandigen Tonmergeln der **Deutenhausener Schichten** (38 bis 35 Mill. J.).
- Die **Tonmergelschichten** (35 bis 33 Mill. J.) sind fossilarme Tonmergel mit Sandsteinzwischenlagen, die an der Basis flyschartig ausgebildet sind. Gelegentlich zeigen sie Rutschfallen. Gegen Hangend ist eine Abnahme der Ablagerungstiefe feststellbar.
- Ein heterogene Gesteinsabfolge von küstennahe Sandsteinen wird als **Bausteinschichten** bezeichnet (33 bis 29 Mill. J.). Nicht selten finden sich auf den freigelegten Schichtflächen sehr schöne Rippelmarken (z.B. im Schwarzachtobel). Vom nahen Festland wurden Pflanzen eingeschwemmt: Palmblätter, Blätter von Zimtbaum und Steineiche, Lorbeer, aber auch Pappel und Weide. In Deltabereichen kamen Konglomerate («Nagelfluh») zur Ablagerung (vorwiegend im Süden; «Eggschichten»). Beginnender Brackwassereinfluss.
- Die bis 1200 Meter mächtige, rot gefärbte Wechsellagerung von Mergeln, Sandsteinen und Konglomeratbänken der **Weissachsichten** (29 bis 26 Mill. J.) bildet das tiefste Schichtglied der Unteren Süßwassermolasse. Gelegentlich finden sich Land- und Süßwasserschnecken.
- Ähnlich aufgebaut sind die **Steigbachschichten** (26 bis 23 Mill. J.). Hier dominieren mehr graue Farbtöne.
- Die **Granitische Molasse** (23 bis 21 Mill. J.) besteht aus hellen Sandsteinen, die nur lokal von Konglomeraten ersetzt werden (**Kojenschichten**). Es handelt sich um Ablagerungen aus einem stehenden Gewässer mit stellenweise häufig Pflanzenfossilien (Zimtbaum, Lorbeer u.a.) und Zähnen von Landtieren.
- Die Obere Meeresmolasse beginnt mit der **Luzern-Formation** (21 bis 19 Mill. J.). Ihre Schichtfolge ist Wechsel von Sandsteinen und Konglomeraten («Nagelfluh») charakterisiert und umfasst Basisnagelfluh -> Glaukonitsandsteinserie (im Stadtbereich von Bregenz) -> Kanzelfelsenagelfluh -> Gebhardsbergnagelfluh. Die Konglomeratbänke sind Deltabildungen eines von Süden einmündenden Flusses («Pfänder-Fächer»). Die Sandsteine wurden im Küstenbereich abgelagert. Geringmächtige Tonsteinlagen entsprechen schlammigen Lagunen



Abb. 7: Sandstein-Mergel-Wechsellagerung in der Weissachschichten an der Bödelestraße



Abb. 8: Konglomerat («Nagelfluh») der Oberen Süßwassermolasse am Pfänder bei Eichenberg

- Vor 19 Mill. J. entstand zum Zeitpunkt eines niedrigen bis wieder leicht ansteigenden Meeresspiegels in einem Küstensumpf das Kohleflöz vom Wirtatobel. Die Pechkohle hatte zeitweise wirtschaftliche Bedeutung.
- **St. Gallen-Formation** (19 bis 16 Mill. J.) zeigt eine ähnliche Konglomerat-Sandstein-Wechselfolge wie in den Luzern-Formation.
- Die **Obere Süßwassermolasse** (16 bis 12 Mill. J.) bildet die Hauptmasse des Pfänders. Sandige Mergel («Silvanaschichten») wechsellagern mit Sandsteinen und Konglomeratbänken. Ihr Ablagerungsraum war eine Flusslandschaft mit ausgedehnten Seen und Sümpfen.

Zur Sedimentologie ausgewählter verkarstungsfähiger Gesteine

Schrattenkalk-Formation und Drusberg-Formation

Schrattenkalk und Drusbergschichten sind gleich alte Gesteine unterschiedlicher Ablagerungsräume des Helvetikums (Unterkreide, ca. 132 bis 118 Mill. J.). An ihnen läßt sich sehr schön der Übergang von flachmarinen Plattformkalken am proximalen (landnahen) Schelf zu tiefer marinen, mehr mergeligen Kalken am distalen (landfernen) Schelf bis proximalen Kontinentalhang zeigen. Im Laufe der Zeit dehnte sich die Schrattenkalk-Plattform immer weiter nach Süden aus und überlagerte die kurz zuvor abgelagerten Drusbergschichten.

Schrattenkalk-Subformation (Schrattenkalk s.str.)

Dieses Schichtglied besteht aus mittel- bis grobbankigen und massigen, bräunlich- oder gelblichgrau bis hellgrau anwitternden, Biogenschutt- und Oolith-Kalken sowie riffartigen Kalken. Im Detail (Dünnschliff) zeigt sich eine starke Variabilität. Der Anteil an terrigenem (Quarz-) Sand ist gering. Mergelige Zwischenlagen sind auf die Basis bzw. den Verzahnungsbereich mit der Drusberg- Subformation beschränkt. Als Sonderbildungen finden sich in der Hohenems-Decke Austern-«Riffe».

Der Ablagerungsraum des Schrattenkalks s.str. am Schelf wurde durch eine relative Stabilität des Untergrundes (gleichbleibende Absenkungsrate) und eine weitgehende Kontinuität der Sedimentation kontrolliert. Durch die geographische Lage (tropisch/subtropische Zone) und die paläoklimatischen Gegebenheiten («kreidezeitliches Treibhaus») wurde mehr Karbonat gebildet, als auf der Plattform abgelagert werden konnte. Die bewirkte letztendlich eine Ausweitung der Plattform nach Süden über die Drusbergschichten hinweg.

Orbitolinenschichten

Die Orbitolinenschichten bilden im Norden eine Einschaltung innerhalb der Schrattenkalk-Formation. Charakteristisch ist das stellenweise massenhafte Auftreten von Großforaminiferen der Familie Orbitolinidae sowie ein stark erhöhter Anteil an terrigenem Quarz. Letzterer bewirkt, dass die Orbitolinenschichten gegenüber dem Schrattenkalk s.str. stärker zurückwittern und farblich kontrastieren.

Drusberg-Formation

Die Drusberg-Formation bildet eine weitgehend monotone Wechsellagerung von mittel-, seltener auch fein- oder grobbankigen, teilweise leicht mergeligen Kalken und tonig-mergeligen bis mergelig-kalkigen Zwischenlagen. An der Basis dominieren dunkelgrau bis schwarz anwitternde, schiefrige Mergel mit nur gelegentlich dünnen Kalklagen. Gegen hangend kommen vermehrt schmutzig braun

bis braungrau anwitternde, mergelige Kalke vor. Diese Wechselfolge kann möglicherweise auf periodische Meeresspiegelschwankungen (letztlich klimatisch gesteuert: MILANKOVITCH-Zyklen) zurückgeführt werden. In die Wechselfolge sind (vor allem im Norden bzw. in den höheren Anteilen der Abfolge) massig erscheinende, schrattenkalkähnliche Kalkbänke eingeschaltet, die von der Schratte-nkalk-Plattform als subaquatische Rutschungen eingeschüttet wurden.

Ablagerungsmodell

Schrattenkalk und Drusbergsschichten wurden auf einem nach Süden offenen Schelf abgelagert. Der Sandeintrag vom Festland im Norden war gering. Der Schelf kann in drei, in sich weiter untergliederte Großfaziesbereiche mit unterschiedlichen wasserenergetischen Bedingungen unterteilt werden.

Der «muddy shelf» (schlammige Schelf) umfasst ausgedehnte Bereiche des distalen (landfernen) Schelfs. Die Ablagerung erfolgte unter der Sturmwellenbasis und ohne konstante Bodenströmungen. In Plattformnähe kam es zu wiederholter Einschüttung von Kalkbänken. In plattformfernen Bereichen traten submarine Rutschungen auf. Die Besiedelung durch Organismen war gering. Dies war der Hauptablagerungsraum der Drusberg-Formation mit rhythmischer, dünnbankiger Sedimentation.

Die externe (äußere) Plattform umfasst ausgedehnte Flachwasserbereiche des proximalen (landnahen) Schelfs mit generell hoher bis mittlerer Wasserenergie. Der Plattformrand (= Grenzbereich Schratte-nkalk-/Drusberg-Formation) zeigt keine markante Reliefänderung. Die relativ hohe, in ihrer Stärke wechselnde Wasserenergie bewirkte eine andauernde Umlagerung der Kalksandkörner (vorwiegend Biogenschlamm, untergeordnet auch anorganische Komponenten) und eine Auswaschung des Feinkornanteils. Die gröberen Komponenten wurden in Sandbarren angereichert. Das instabile Material verhinderte eine Besiedelung durch Organismen. Nur lokal finden sich kleine Fleckenriffe und Austernbänke.

Die interne (innere) Plattform erstreckt sich über ausgedehnte, durch allgemein reduzierte Energiebedingungen gekennzeichnete Seichtwasserbereiche des proximalen (landnahen) Schelfs. Die Wellenenergie wurde meist schon auf der äußeren Plattform durch Sandbarren (Wellenbrecher) abgefangen. Daher wurde der Kalkschlamm nicht ausgewaschen, die Komponenten nicht umgelagert. Nur selten finden sich Sturmablagerungen. Die interne Plattform war intensiv besiedelt (Austernbänke, Fleckenriffe). Die Gesteine sind meist massig oder grobbankig.

Sulzfluhkalk

Diese Gesteinseinheit des Mittelpenninikums umfasst alle oberjurassischen, nicht metamorphen Kalkgesteine ohne detritischen Quarz der Sulzfluh-Decke. Im Dünnschliff werden drei prinzipielle Gesteinstypen unterschieden, die anhand ihres sedimentologischen Erscheinungsbildes (Mikrofazies) weiter untergliedert werden können:

- vorwiegend aus feinkörniger Grundmasse (= Mikrit) aufgebauter Kalkstein mit nur sehr untergeordnet größeren Komponenten
- Mikritischer, komponentenreicher Kalk mit Fossilschutt sowie Intraklasten, Onkoide und Ooide in einer ursprünglich schlammigen Grundmasse
- Spätiger, komponentenreicher, «ausgewaschener» Kalk ohne feinkörnige Grundmasse.

Mikritischer Kalk ohne größere Komponenten

Dieser Kalk wurde ursprünglich als Kalkschlamm abgelagert und enthält im Normalfall kaum größere Komponenten. Dennoch sind fließende Übergänge zwischen komponentenfreien und komponentenreichem Mikrit vorhanden. Für die Interpretation ist ein Mikrofaziestyp wichtig, der kleine, mit Calcit gefüllte Hohlräume (= Birdseyes) aufweist. Sie werden als ehemalige Blasen aufsteigender Gase interpretiert und sind typisch für den Gezeitenbereich. Da weder Laminierung noch Dolomitisierung auftreten, kann das Supratidal (= Bereich, der nur bei Springfluten und Stürmen durchnässt wird) ausgeschieden, und der Ablagerungsraum auf das Intertidal eingegrenzt werden. Die übrigen Mikrofaziestypen wurden subtidal in einem sehr seichten, wellengeschützten, lagunenähnliches Milieu mit eventuell brackischen Einflüssen abgelagert.

Mikritischer, komponentenreicher Kalk

Zu dieser Gruppe werden alle Mikrofaziestypen mit mehr als 10 % Komponenten in einer feinkörnigen Grundmasse gezählt. Die Anreicherung der Komponenten erfolgte durch Auswaschung des Feinschlammes als Folge der wiederholten, raschen Aufwirbelung des Sediments durch Strömungen. Grundmasse und Komponenten wurden nicht am selben Ort gebildet, sondern sind erst durch die Wasserströmungen miteinander vermischt worden. Die Ablagerung erfolgte subtidal bei max. 10 m Wassertiefe in überwiegend mäßig bis stark bewegtem Wasser. Im Grenzbereich zu den späten Kalken treten vermehrt Ooide (etwa 1 mm große Kalkkugeln) und Onkoide (kleine Knollen von Cyanobakterien) auf. Ihre Entstehungstiefe lag bei 0 bis 6 Meter. Diese ooidreichen Kalke entstanden in einer breiten Zone am Rand eines Flachwasserbereiches gegen das tiefere Meer. Gezeitenkanäle sorgten für die Durchmischung des Sediments, wobei Ebbe und Flut nicht immer denselben Weg nehmen mussten. Feinschlamm wurde von der Flut angeschwemmt, bei Ebbe aber nur mehr teilweise ausgewaschen.



Abb. 9: Gebankte Bereiche und Klüfte im Sulzfluhkalk

Spätiger, komponentenreicher Kalk

Etwa die Hälfte des nicht metamorph beeinflussten Sulzfluhkalks zeigt keine feinkörnige Grundmasse, da diese fast vollständig ausgewaschen wurde (Feinanteil: max. 15% Mikrit). Die Komponenten sind mit spätigem Calcit zementiert. Hauptbestandteile des Gesteins sind Ooide, Onkoide, Intraklasten (= wieder aufgearbeitetes, schon verfestigtes Sediment) und Rindenkörner (= Körner, deren Struktur randlich durch bohrende Algen zerstört wurde). An Biogenen finden sich Foraminiferen, Einzelkorallen, Muscheln und Schnecken sowie Seeigelstacheln und Seelilienschutt. Größere Komponenten sind bisweilen eingeregelt. Anhand der Komponenten und Fossilien kann der Ablagerungsraum auf einen subtidalen Bereich mit maximal 6 m Wassertiefe und mäßig bis stark bewegtem Wasser eingegrenzt werden. Es herrschten tropische bis semitropische Temperaturen, die Salinität war normal-marin, das Wasser gut durchlüftet.

Ablagerungsmodell

Aus allen drei Gesteins-Grundtypen ergibt sich folgendes Gesamtbild: Inter- bis Subtidal mit max 10 m Wassertiefe, ruhiges bis bewegtes Wasser mit fehlendem Landeinfluss, fast keine Gerüstbildner. Dies entspricht einer flachen, isolierten Bank, etwa vergleichbar mit der heutigen Bahamabank. Am Rand gegen das offene Meer hin befand sich der Entstehungsraum der Ooide, der bei Niedrig-

wasser gerade nicht trocken fiel. Gegen das Zentrum der Bank schloss sich eine durchgehend subtidale Lagune an, in der – meist in Gezeitenkanälen – die hochenergetischen Komponenten vom Rand mit dem niederenergetischen Feinschlamm aus dem Zentrum der Bank vermischt wurden. Eine Gezeitebene bildete den zentralen Bereich. Im Idealfall wäre diese Zonierung konzentrisch ausgebildet, was aber auch auf der Bahamabank nicht verwirklicht ist. Die Wellenresistenz der gesamten Bank ist durch rasche Zementation/Lithifikation erklärbar. Nur ein Bruchteil der ursprünglichen Bank ist in der Sulzfluhdecke erhalten geblieben.

Weiterführende Literatur

- BOLLINGER, D. (1988): Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfs im Barremian und Früh-Aptian. Drusberg-, Mittagsspitzen- und Schratzenkalk-Fm. im Vorarlberg und Allgäu. – Diss. Univ. Zürich, 136 S. & Anh., Zürich.
- CZURDA, K. (1980): Abriß der Geologie Vorarlbergs. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 175–187, Innsbruck.
- FÖLLMI, K.B. (1989): Evolution of the Mid-Cretaceous Triad. – Lecture Notes in Earth Sciences, 23: 153 S., Berlin, Heidelberg et al. (Springer).
- OBERHAUSER, R. (Red.) (1980): Der geologische Aufbau Österreichs. – 699 S., Wien (Springer/Geologische Bundesanstalt).
- OBERHAUSER, R. (1991): Erläuterungen zu Blatt 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd. – 72 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).
- OBERHAUSER, R. (1998): Erläuterungen zur Geologisch-Tektonischen Übersichtskarte von Vorarlberg 1:200000. – 42, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- OBERHAUSER, R. (Red.) (1986): Exkursionsführer. Wandertagung 1986 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Dornbirn mit Exkursionen in Vorarlberg und Tirol sowie mit Überritten in die Schweiz und nach Liechtenstein. – 130 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).
- SCHOLZ, H. (1984): Bioherme und Biostrome im Allgäuer Schratzenkalk (Helvetikum, Unterkreide). – Jahrb. Geol. B.-A., 127/3: 471–499, Wien.
- SCHOLZ, H. (2000): Die Helvetischen Berge in den Allgäuer Alpen. – in: Rosendahl, W. & Niggemann, St. (Red.), Hochifen und Gottesacker eine Karstlandschaft zwischen Bregenzer Wald und Allgäuer Alpen, 31–49, München (Verband dt. Höhlen- u. Karstforscher e.V.).
- WYSSLING, G. (1986): Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu – Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. – Jahrb. Geol. B.-A., 129/1: 161–265, Wien.

Anschrift des Autors

J. Georg Friebe
inatura – Erlebnis Naturschau Dornbirn
A-6850 Dornbirn, Jahngasse 9
georg.friebe@dornbirn.at