

1.2. Das Frühalpidikum

(Die geologische Entwicklung zwischen der variszischen und der alpidischen Hauptorogenese vom Oberkarbon und Perm durch das frühe Mesozoikum bis ins Neokom)

VON SIEGMUND PREY

Mit den Abbildungen 9 und 10

1.2.1. Einleitung

Während dieses tektonisch ziemlich ruhigen Zeitabschnittes existierten die Alpen überhaupt noch nicht. Aber die meist marinen Sedimente, die sich damals in den sogenannten Geosynklinalen (langsam sinkenden Meeresräumen) gebildet haben, sind das wesentliche Baumaterial des künftigen Gebirges. Wenn wir aber die Verteilung der Sedimente und Faziesgebiete in diesen Meeren rekonstruieren wollen, müssen wir uns alle während der Gebirgsbildungen entstandenen Decken, Schuppen und großen Falten der Alpen in ihre Ausgangslage zurückversetzt denken und versuchen, auch die sicher wirksam gewesenen Störungen mit Seitenverschiebungen möglichst richtig zu beurteilen. Daß diese Überlegungen in vielen Fällen äußerst schwierig sind, werden die Leser dieses Buches bald erkennen, weil die Verfasser auch von diesen Unklarheiten sprechen müssen.

Die Leser mögen deshalb beachten, daß, wenn hier von „südlicheren“ oder „nördlicheren“ Meeresräumen die Rede ist, diese in ihrer Lage zur frühalpidischen Zeit gemeint sind oder, wenn etwa vom „Raum der Kalkalpen“ gesprochen wird, ihr vor den Gebirgsbildungen weit südlich gelegener Ablagerungsraum bezeichnet werden soll und nicht ihre heutige Position. Das heutige geologische Bild wird dann später im Kapitel 2. dargestellt und in den regionalen Kapiteln 3.1.–3.13. nachfolgend im einzelnen beschrieben. Wie man sich den Ablauf der Tektonik nach gedanklicher Abwicklung der Decken und Falten der Alpen vorstellen könnte, soll noch vorher kurz im Kapitel 1.6. aufgezeigt werden.

Um dem Leser aber ein Rückblättern nach Möglichkeit zu ersparen, mag er sich die folgende *ursprüngliche Anordnung der Ablagerungsräume* einprägen: Im Norden lagen die Vorländer, südlich damit verbunden die Räume des Helvetikums, Ultrahelvetikums und der Klippenzone. Der Ablagerungsraum des Rhodanubischen Flysches wird vom Verfasser unmittelbar am Südrand des Ultrahelvetikums im nördlichen Penninikum, von R. OBERHAUSER aber weiter südlich innerhalb des penninischen Bereiches angenommen. Dieser an das Ultrahelvetikum südlich anschließende penninische Meeresraum dürfte eine beträchtliche Breite besessen haben. Südwärts fortschreitend gelangen wir ins Unterostalpin, ins Zentralalpin, schließlich in das Ablagerungsgebiet der Nördlichen Kalkalpen und der Südalpen. Der Drauzug, der hier anschließend an die Zentralalpen besprochen wird, wird trotz nicht einhelliger Meinung der Geologen als liegendegebliebener Teil der Nördlichen Kalkalpen aufgefaßt.

Zum Terminus „Zentralalpin“ bedarf es noch einiger definierender Worte. Er steht hier für „Zentralalpines Permomesozoikum“ und ist ein Begriff, der von früher her eingebürgert ist, als noch keine so weitreichenden tektonischen Schlüsse über den Bau der Zentralalpen aus seinem Vorhandensein abgeleitet wurden. Strenggenommen müßte man von einem „Mittelostalpinen Permomesozoikum“ sprechen. Meist ist in den folgenden Zeilen der Ablagerungsraum desselben gemeint. Diese Aussage gilt auch für das Kapitel 1.6.

1.2.2. Die postvariszische Bedeckung

Höheres *Oberkarbon und Perm* sind im Bereich der Ostalpen zum größeren Teil *limnisch-fluviale* Ablagerungen; örtlich glaubt man auch

seichtmarine Einflüsse zu sehen. Nur in den Karnischen Alpen und Südkarawanken gibt es ein charakteristisches *marines Oberkarbon und*

Perm, das aber gegen Westen wieder von kontinentalen Ablagerungen abgelöst wird, die auch viele vulkanogene Komponenten enthalten. Auch die Böhmisches Masse trug einst eine ausgedehntere oberkarbone und permische Bedeckung, die jedoch nur mehr in kleinen Resten erhalten geblieben ist. In Österreich ist bloß das „Perm“ von Zöbing in Niederösterreich von einiger Bedeutung, dessen tiefere Anteile nach neuen Untersuchungen noch ins Oberkarbon hinabreichen.

Überall wurde diese oberkarbon-permische Decke über ein schwaches Relief tief abgetragenen variszischen Untergrundes ausgebreitet und besteht aus dessen Abtragungsschutt. Vor allem wurden Vertiefungen und Becken aufgefüllt. Daher gleicht kaum ein Profil dem anderen. Sandsteine, Konglomerate und Brekzien wechseln mit pelitischen, oft rot gefärbten Gesteinen, die öfters eingeschwemmte Pflanzenreste enthalten, welche sich bisweilen auch zu kleinen Kohleflözchen sammeln. Letztere sind jedoch in Österreich ohne Bedeutung. An diesen Verwitterungsschutt und insbesondere an inliegende Pflanzenreste sind in den Alpen Uranvererzungen gebunden.

In den *Südalpen* wurde in Südostrichtung sowohl im Oberkarbon als auch im Unterperm aus dem kontinentalen Gebiet klastisches Material in das seichte Meer eingeschüttet. Die Transgression über das variszische Gebirge beginnt in den Karnischen Alpen örtlich mit Kohlebildungen, die in Anthrazit umgewandelt sind. Beredete Zeugnisse marinen Milieus sind die eingelagerten Fusulinenkalken und marinen Fossilien in den Auernig- und Rattendorfer Schichten, sowie die als Trogkofelkalken bekannten Riffkalken. Dieses Riffwachstum wurde aber durch Abtragungen

und nachfolgende Bedeckung durch die vorwiegend roten Grödener Schichten mit ihren Ton-schiefern und Sandsteinen beendet. Im Oberperm wurden die marinen bankigen Bellerophon-dolomite abgelagert, deren Namen von der aus gleichalten Kalken bekannten Schnecke *Bellerophon* hergeleitet ist.

An etlichen Stellen, am auffälligsten in jenen Gebieten, die später zum Ablagerungsraum der alpinen Hallstätter Gesteine der Nördlichen Kalkalpen wurden, entstanden *Salzpfannen*, die wahrscheinlich im nördlichen Randbereich jenes eben genannten Meeres gelegen waren, das F. KAHLER „Paläotethys“ genannt hat.

Sehr bezeichnend für das Perm im gesamten Alpengebiet ist ein *saurer Vulkanismus* mit Quarzporphyren, Schmelztuffen aus vulkanischen Glutwolken (Ignimbrite) und Tuffen. Während Tuffe als oft unscheinbare Einstreuungen größere Verbreitung zu haben scheinen, war das Zentrum großer vulkanischer Aktivität der mächtige Bozener Quarzporphyr in den Südtiroler Dolomiten (Südalpen); dagegen sind die Vorkommen von Quarzporphyr im nordalpinen Faziesbereich, wie im Drauzug und im Montafon, nur klein. Saure Tuffe (Porphyroide) sind in meist geringer Verbreitung in den als „Rannachserie“ oder „Alpiner Verrucano“ bezeichneten Serien nachgewiesen worden, die aus vor der Metamorphose vermutlich häufig roten Peliten, Sandsteinen, Quarziten und Konglomeraten entstanden sind. In der Hallstätter Zone der Nördlichen Kalkalpen gibt es im Haselgebirge auch einen basischen Vulkanismus; in den Südtiroler Dolomiten geht ein solcher dem sauren voran, hat jedoch geringere Verbreitung und Mächtigkeit.

1.2.3. Der Beginn der Tethys bzw. der alpinen Geosynklinale

Mit der Trias beginnt in der Erdgeschichte der Abschnitt des Mesozoikums. Nicht ohne Grund haben die alten Geologen die Grenze zwischen Paläozoikum und Mesozoikum an diese Stelle gesetzt. Einer der Gründe ist die *Ausbreitung des Meeres* in Mitteleuropa, die häufig mit einer Diskordanz verbunden ist. Andererseits konnte die Grenze mit deutlichen *Umbrüchen in der Lebewelt* begründet werden. So sterben beispielsweise die altertümlichen paläozoischen Ammoniten, Brachiopoden, Korallen und Stachelhäuter, sowie die für das Paläozoikum so sehr kennzeichnenden Trilobiten aus; an ihre Stelle treten u. a. die Ceratiten der Trias, sechsstrahlige

Korallen, andere Brachiopoden, Muscheln und Schnecken, die Kalkalgen breiten sich aus, die Reptilien beginnen eine stürmische Entwicklung, die Knochenfische beginnen sich zu entfalten und allmählich erscheinen in der Trias die ersten Säugetiere. Die Sporenpflanzen treten zugunsten der Nadelbäume (Ginkgo-Gewächse) und Cycaden als Bewohnern des Festlandes zurück.

Die relativ *ruhige* Entwicklung am Anfang des Mesozoikums *belehte* sich im Jura ein wenig bis zu einem in den Ostalpen noch wenig auffälligen Höhepunkt im Oberjura, der mit der Öffnung des Atlantischen Ozeans in Zusammenhang stand. Erst im Grenzbereich Unter- zu Ober-

kreide kam es zu starken tektonischen Bewegungen, die zum ersten alpinen Deckengebirge, den „Altalpidischen Alpen“ führten. Dieses markante Ereignis der geologischen Geschichte der Alpen ist aber bereits Gegenstand des folgenden Kapitels.

In der *unteren Trias* also beginnt das Meer langsam in immer nördlichere Gebiete vorzudringen und erreicht die nördlichen Vorländer der Alpen. Die Paläotethys wird so durch die *eigentliche Tethys* abgelöst. Diese überschreitet das Gebiet der Nördlichen Kalkalpen, dem in den nördlicheren Randgebieten der Tethys noch weite, flache Meeresgebiete vorgelagert sind, in denen z. T. konglomeratische Quarzite und Pelite zum Absatz gelangten.

Diese *quarzitische Fazies* ist in den Räumen des Zentral- und Unterostalpins sowie des Penninikums verbreitet. In diesen Gebieten ist eine Grenzziehung zwischen Perm und Untertrias praktisch unmöglich, zumal alle diese Gesteine in den Alpen in metamorphem Zustand vorliegen und daher fossilifer sind. Aber man erkennt auch hier öfter Anzeichen ehemaliger Rotfärbung, wie beispielsweise rote Quarzkörner, wie sie für den Lantschfeldquarzit der Radstädter Tauern, den Semmering- und Ladiser Quarzit kennzeichnend sind. Diese Quarzite liegen entweder direkt dem Grundgebirge auf oder sie gehen aus höchstwahrscheinlich permischen Ablagerungen hervor.

Das Gebiet dieser Quarzitzfazies ist von der Schweiz bis in die Karpaten hinein weit verbreitet und geht in der Schweiz in etwa nördlicher Richtung in den untertriadischen Melsersandstein des Helvetikums über. Die Verbreitung dieser Fazies in den Alpen in einem weit nördlichen Gebiet der einstigen alpinen Ablagerungsräume ist ein Argument dafür, daß es keine unmittelbare Verbindung zwischen dem deutschen und dem noch zu erwähnenden nordkalkalpinen Buntsandstein gegeben haben kann.

Unter *seicht-marinen* Bedingungen wurden in den einst südlich anschließenden Ablagerungsräumen der Nördlichen Kalkalpen und der Südalpen die Werfener Schichten abgelagert, die aus oft bunten Tonschiefern mit häufig quarzitischem Sandsteinen bestehen und vielfach Erscheinungen von Wiederaufarbeitung zeigen. Kalkige Schichten sind höchstens im obersten Teil der

meist ziemlich mächtigen und auf bereits langsam sinkendem Meeresgrund entstehenden Schichtfolge vorhanden. In den *Südalpen* ist die *Vertiefung* des Meeres und der Abstand zur Küste schon bedeutender. Mergel und mergelige Kalkbänke finden sich in größeren Teilen der Schichtfolge und wechseln, besonders in höheren Teilen, mit bunten schieferreichen Schichten.

Die schlammigen Böden der nordalpinen Werfener Schichten sind sicher eher lebensfeindlich gewesen, wie die selten örtlich auftretende artenarme Muschelfauna beweist. Die Meeresböden der Südalpen waren schon günstigere Lebensräume mit bisweilen reichem Leben vor allem von Bivalven und Gastropoden, die auch als Leitfossilien von Bedeutung sind.

In den Tiroler Kalkalpen und im Drauzug gibt es auch Ablagerungen, die faziell dem deutschen *Buntsandstein* sehr nahe stehen. Auch hier ist eine Grenzziehung zwischen dem „Buntsandstein“ und dem zweifellos darunter vorhandenen Perm schwierig. Da es keine unmittelbare Verbindung zum deutschen Buntsandstein gibt, muß eine Beziehung zum Permoskyth des Zentralalpins der westlichen Ostalpen ins Auge gefaßt werden. Auch in den westlichen Südalpen wird die Fazies der Werfener Schichten von einer Art Buntsandsteinfazies abgelöst. Auf die dadurch zum Ausdruck kommende bogenförmige und z. T. quer zum heutigen Alpenstreichen liegende Anordnung der *Fazieszonen der Trias* wird noch zurückzukommen sein.

Nicht selten sind an der Wende Unter- zu Mitteltrias deutliche Anzeichen eines neuerlichen *kurzen Rückzuges* des Meeres zu finden. Es kam nämlich örtlich zur Bildung von salinaren Gesteinen, wie Rauhwacken und Dolomit mit Anhydrit und geringen Mengen von Steinsalz. Es gibt Profile, z. B. im Pyhrngebiet, die eine genaue Einstufung dieses Horizontes erlauben; dabei muß man an eine Wiedereindampfung permischen Salinars denken, sofern permische Sporen darin vorkommen. Im Drauzug jedoch gibt es in demselben Niveau skythische Sporen. Aber auch im zentral- und unterostalpinen sowie dem penninischen Bereich ist dieses Ereignis häufig durch ein Rauhwackenband dokumentiert, das mit der gipsführenden Rötgruppe des Deutschen Buntsandsteins parallelisiert wird.

1.2.4. Die Ausbreitung des Meeres in der Mitteltrias

Die Anlieferung klastischen Materials hört nun rasch auf, die Küste weicht weit nach Norden

über Mitteldeutschland hinaus zurück; kalkige und dolomitische Sedimente eines Flachmeeres

bedecken aus der Tethys heraus transgredierend heute große Flächen in Deutschland, in der Rhonesenke und in Nordafrika. Erst ungefähr südlich vom unterostalpinen Raum gewahrt man eine *zunehmende sinkende Tendenz* des Meeresbodens, sodaß die vorwiegend in *seichtem* Wasser gebildeten Sedimente, wie die an Kalkalgen reichen Riffe und ihre Lagunen, zwischen denen Sedimente aus etwas *tieferem* Wasser der Beckenfazies eingeschaltet sind, gegen Süden immer größere Mächtigkeiten erreichen. Dieses Absinken war vor allem im Gebiet der Südalpen mit Bruchbildungen verknüpft, die als Aufstiegswege für den lebhaften *Vulkanismus* und vielleicht auch die erzbringenden Lösungen der besonders im Drauzug auch wirtschaftlich interessanten Blei-Zinkvererzungen dienten. Von Südosten her reichte in unbekannter Breite und Konfiguration die Hallstätter Fazies bis in die Ostalpen.

Der *deutsche Muschelkalk* mit allen Anzeichen von Flachwasser, dessen Gründe hauptsächlich von Brachiopoden und Bivalven – daher der Name – sowie Crinoiden bewohnt waren, findet eine Entsprechung in dem verhältnismäßig geringmächtigen Rötidolomit des *Helvetikums* und *Penninikums* der Schweiz, der einen Schwellencharakter hat. Im Penninikum der Ostalpen gibt es neben den Dolomiten auch Kalke. In den nordöstlichsten Gebieten des Ablagerungsraumes der Ostalpen, vom Vorland bis in die Klippen- und Flyschzone, ist keine sichere Mitteltrias bekannt und dürfte in diesem Teil der Europäischen Plattform auch nicht abgelagert worden sein. Erst in Oberschlesien gibt es im Vorland Mitteltrias in germanischer Fazies, die mit dem Karpatenraum in Verbindung stand. Auch die vulkanischen Aktivitäten haben diesen ruhigen Raum nicht erreicht.

Im Gebiete des *Unterostalpins* zeigen die Dolomite der heutigen Semmeringserien eher noch penninischen Charakter, während in den Radstädter Tauern bereits eine Mächtigkeitszunahme der Mitteltriasdolomite zu bemerken ist. Ähnlich sind die Verhältnisse im zentralalpinen Stangalm- und Brennergebiet, wo helle Dolomite vorliegen, während aber in den Triasgebieten von Ducan und Ortler im Westen die Dolomite vorwiegend dunkler gefärbt und bisweilen mit Brekzienbildungen verbunden sind, die übrigens auch aus den Radstädter Tauern bekannt sind. Im Osten allerdings ist im Zentralalpin die Trias größtenteils abgetragen. Die geringen Reste, wie in der Raasbergfolge bei Anger und Voitsberg in der Steiermark, erwecken eher den Eindruck einer Verwandtschaft mit dem Penninikum.

Während diese Schichten, die in den Ostalpen häufig metamorph sind, höchstens gelegentlich Diploporen führen, stammen die Schichtfolgen

der *Kalkalpen* aus dem bereits *deutlich sinkenden* Geosynklinalgebiet der Tethys. Die schon mächtigeren Schichtfolgen sind mit Hilfe von Fossilien gut zu gliedern.

Die Ablagerungen setzen mit dunklen Kalken und Dolomiten ein, in denen ebenfalls Brachiopoden, Bivalven und Crinoiden zu den häufigsten Fossilien gehören, die aber gelegentlich auch Ammoniten führen. Die Seichtwasserbedingungen werden durch den Umstand deutlich, daß in verschiedenen Höhen schon in der anisischen Stufe das Wachstum von Algenriffen beginnt, die als Steinalm- und Wettersteinkalke bzw. -dolomite bekannt sind. Man kann hier, in oft etwas unübersichtlicher Verteilung, Riff- und Lagunenbereiche unterscheiden; zwischen den Riffgebilden liegt eine Beckenfazies, die in etwas tieferem Wasser gebildet wurde und im Osten der Nördlichen Kalkalpen aus den gebankten, knorrigen Hornstein führenden Reiflingeralken und im Westen aus den mergeligen Partnachschichten besteht. Die Wettersteinkalke und -dolomite können über tausend Meter Mächtigkeit erreichen. In der Mitteltrias, vor allem im Guttensteiner und Reiflinger Kalk, sind in Form von Tufflagen Zeugen eines Vulkanismus bekannt, dessen Zentren weiter im Süden lagen. Im Süden einer breiteren, oft dolomitisierten Riffzone am Südrand des Kalkalpenraumes tritt als Vorriff- und Beckenfazies auch Hallstätter Fazies auf. Sieht man aber von dem roten Schreyeralmkalk ab, so entwickeln sich die typischen Glieder der Hallstätter Fazies vielfach erst in der Obertrias. Für die typischen Hallstätter Kalke ist eine Häufigkeit von meist zusammengeschwemmten Ammoniten als kennzeichnend zu nennen.

Auch in den *südalpinen Folgen*, die im wesentlichen an die nordkalkalpinen im Süden anzureichen sind, finden wir oft sehr mächtige und ähnlich aus Riffen und dazwischenliegender Beckenfazies aufgebaute Schichtfolgen. Diese aber sind in den Südtiroler Dolomiten und östlich davon reich an vulkanischen Gesteinen (Melaphyre, Diabase, Augitporphyrite und deren Tuffe); einstige Zentren des Vulkanismus sind in Predazzo und Monzoni freigelegt und bis auf die zum effusiven Vulkanismus zugehörigen Tiefengesteine erodiert worden. Die großartigen Aufschlußverhältnisse in den östlichen Südalpen haben schon frühzeitig zu klassischen Studien über Riffe und ihre Beziehungen zu den umgebenden Becken Anlaß gegeben.

Die Bodenunruhe verursachte im Bereich der Karnischen Alpen in der tiefsten Mitteltrias mit Tuff-Förderung verbundene Aufwölbungen und Zerbrechungen, die zu Brekzien- und Konglomeratbildungen führten. In den Südkarawanken waren auch die Vorriffzonen sehr labil und lie-

ferten lokalen Schutt an die mit Mergeln, Tuffiten, Tuffen und einzelnen Lavakörpern gefüllten Becken. Eine den Dolomiten ähnliche Schichtfolge ist in den westlichen Südalpen entwickelt. Übrigens dürften die sowohl in den Südalpen als auch im nord-kalkalpinen Gebiet bekannten

Blei-Zinkvererzungen (im Drauzug und Tirol) mit solchen Störungen in Verbindung stehen.

Ein Mächtigkeitsvergleich: In den Nördlichen Kalkalpen erreicht die Mitteltrias etwa 500–1000 m Mächtigkeit, im Penninikum jedoch meist kaum über 100 m!

1.2.5. Die „Wende“ im Karn

W. SCHLAGER & W. SCHÖLLNER (1974) haben auf die an sich schon altbekannte Tatsache hingewiesen, daß sich die Sedimentationsbedingungen in der Karnischen Stufe der Trias sichtlich *geändert* haben. Das gilt mit verschwindenden Ausnahmen für den gesamten Ablagerungsraum der Trias vom Helvetikum bis in die Südalpen. Ton- sowie feinkörniges, im Norden sogar auch grobkörniges Sandmaterial haben die Riffe zum Absterben gebracht und eine weitläufige Decke über Riff- und Beckenbereiche verbreitet. Auch Anhydrit- und Gipsbildung haben große Verbreitung. Im Nordteil des alpinen Ablagerungsraumes ist das der Auftakt der in die Obertrias reichenden Keuper-Formation; im Germanischen Gebiet setzt diese sogar schon im oberen Ladin ein.

Im Helvetikum und Penninikum der Schweiz wird dieser klastische Keuper als Quartenschiefer bezeichnet. Im Penninikum der Ostalpen ist eine an Quarziten reiche Schichtfolge diesem gleichzusetzen. Im unterostalpinen Semmeringdeckensystem ist schwach metamorpher, jedoch manchmal noch bunter Keuper aus Peliten, Quarziten und quarzitischen Konglomeraten bekannt.

Im Unterostalpin der Radstädter Tauern und dem Zentralalpin der Stangalm und des Brennergebietes hingegen ist ein deutliches „Karnisches Band“ aus wenig mächtigen dunklen Tonschiefern bis Phylliten zu unterscheiden. In den ersteren wird es von etwas Dolomit und wenig Sandstein begleitet.

Für die östlichen *Kalkalpen* ist die Lunzer Fazies kennzeichnend. Sie besteht aus dunklen Tonschiefern und feinkörnigen Sandsteinen und dem offenbar in hyperhalinem Wasser gebildeten Opponitzer Kalk darüber, der im Gebiete südlich und südöstlich von Steyr auch Anhydrit und Gips führt. Die Schlammgründe der dunklen Schiefer dürften ziemlich lebensfeindlich gewesen sein. Im Opponitzer Kalk aber dokumentieren seltene Muschelbänke zeitweilig etwas günstigere Lebensbedingungen. An die eigentliche Lunzer Fazies schließt im Westen ein Gebiet an,

in dem die tonigen Sedimente durch Kalk- und Dolomitpakete unterbrochen werden. Im Südteil des Ablagerungsraumes der Nördlichen Kalkalpen werden, z. B. im Toten Gebirge und Dachsteingebiet, die karnischen Sedimente geringmächtiger, kalkiger, reicher an Oolithen und setzen in seltenen Fällen ganz aus, sodaß sich dort örtlich sogar Riffwachstum behaupten konnte. Allgemein sprechen Fossilbänke, Onkolithansammlungen, Cidariskalke für *Flachwasserbildungen*. Die Zufuhr klastischen Materials scheint aus nördlicher bis nordöstlicher Richtung gekommen zu sein. Im Nordosten ist in der Lunzer Fazies Küstennähe aus den paralischen Kohlenflözen abzulesen, die einstmals auch eine gewisse wirtschaftliche Bedeutung hatten. Sie geben Zeugnis für eine an Farnen reiche Flora.

Noch weiter im Westen der Nördlichen Kalkalpen ist das Karn oft durch manchmal bunte Schiefer und Rauwacken mit Gips repräsentiert, eine Fazies, die von hier sowohl nach Norden ins Zentralalpin, als auch nach Süden bis in die westlichen Südalpen verbreitet ist. In den Südtiroler Dolomiten wieder findet man dünnbankige Dolomite und z. T. bunte Schiefer, die alle durch gelbe und rote Farben auffallen. Östlich davon scheint sich das Meer zu dieser Zeit vertieft zu haben, sodaß die mächtigen und kalkreicheren, auch nicht bunten Raibler Schichten abgelagert werden konnten. Übrigens gab es zu dieser Zeit im klassischen Gebiet von Raibl noch vulkanische Tätigkeit. Sollten vielleicht die auffallend frischen Feldspäte der Lunzer Sandsteine auch vulkanischen Ursprungs sein?

Im südlichsten Teil des Bildungsraumes der Nördlichen Kalkalpen gibt es von Osten bis in das Gebiet des Landes Salzburg auch Hallstätter Fazies. Sie besteht aus den Halobienschiefern (nach der hier typischen Muschel *Halobia*), die sich von den Reingrabener Schiefer der Lunzer Fazies wenig unterscheiden – doch befinden wir uns hier schon in hochmarinem Milieu – ferner aus hellen und rotbunten, recht bezeichnenden Kalken sowie den eintönigen Kalk/Mergelschieferfolgen der sogenannten Aflenzer Fazies.

1.2.6. Die großen Karbonatplattformen der Obertrias

Nach der karnischen Episode beginnt neuerlich die Sedimentation von *Karbonatgesteinen*, die allerdings – mit Ausnahme vielleicht des Rhäts – viel großflächiger erscheint als im Ladin. Dieser steht im Norden ein ebenfalls großes Verbreitungsgebiet des *Keupers* gegenüber.

liegt, aus Tonschiefern, Quarziten, Dolomiten, Rauhacken und Gips. Er setzt nach Osten in den schon im unterostalpinen Semmeringsystem einsetzenden karpatischen Keuper fort, in dem rote Pelite, Quarzsandsteine, Konglomerate tonangebend sind. Grobklastisch sind auch die sehr

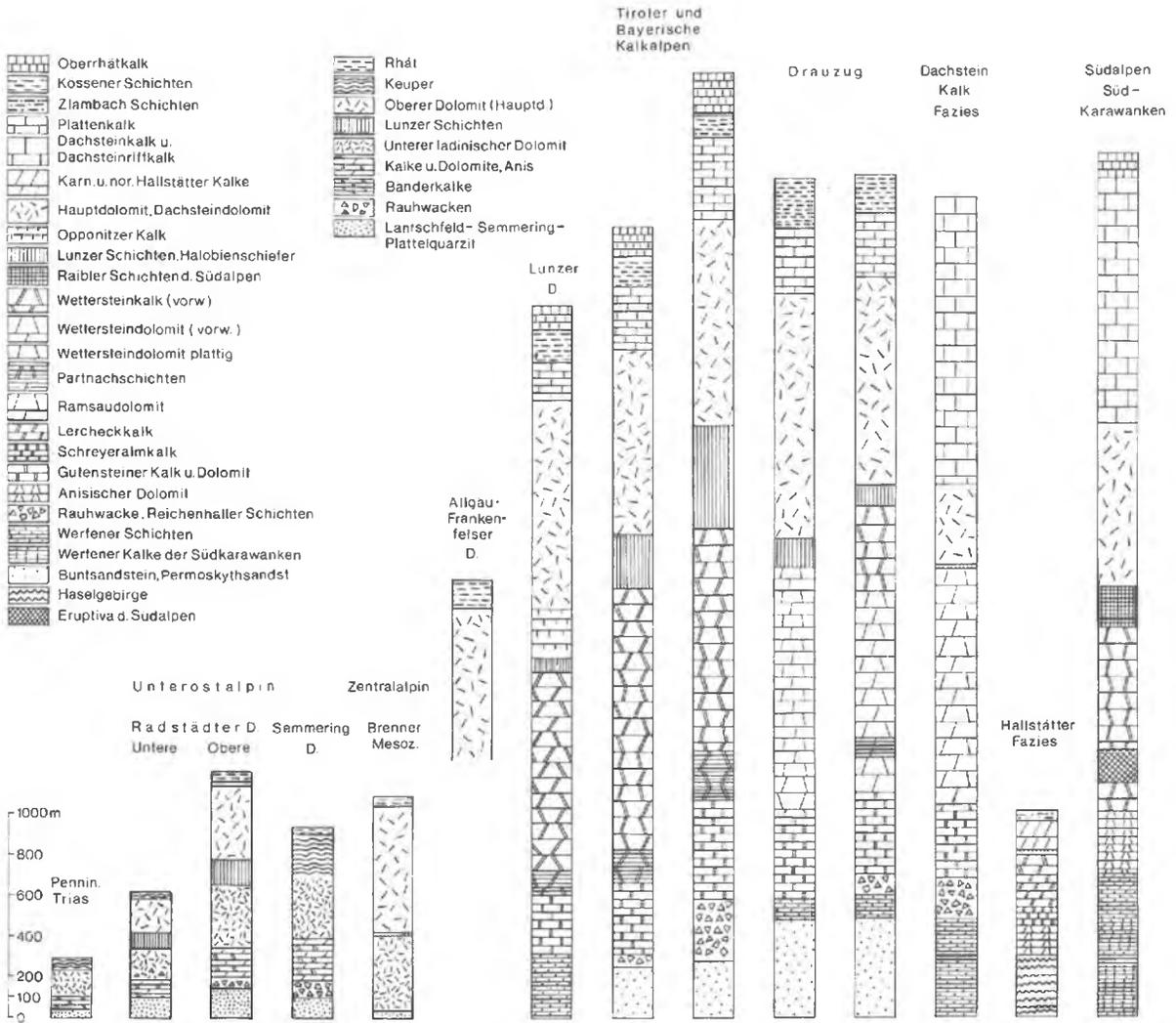


Abb. 9. Säulenprofile der Trias in den Ostalpen vom Penninikum übers Ostalpin bis in die Südalpen

Der Erläuterung der Faziesverteilung sollen die Abbildungen 9 und 10 dienen.

Der reichgliederte, auch Gips und Salz führende germanische Keuper wird im Helvetikum und Penninikum der Schweiz durch die wenig mächtigen und eintönigen Quartenschiefer vertreten. Im Penninikum der Ostalpen besteht der Keuper, der nur in metamorphem Zustand vor-

spärlichen Reste von Keuper in den Klippenzonen der östlichsten Ostalpen. Örtlich ist auch ein rhätischer Anteil durch Lumachellen mit einschlägigen Fossilien nachweisbar (Semmeringgebiet, nördliche Karpaten), der auf ein Übergreifen des Meeres auf das kontinentale oder küstennahe Keupergebiet hinweist und neuerlich eine z. T. kalkige Sedimentation einleitet.

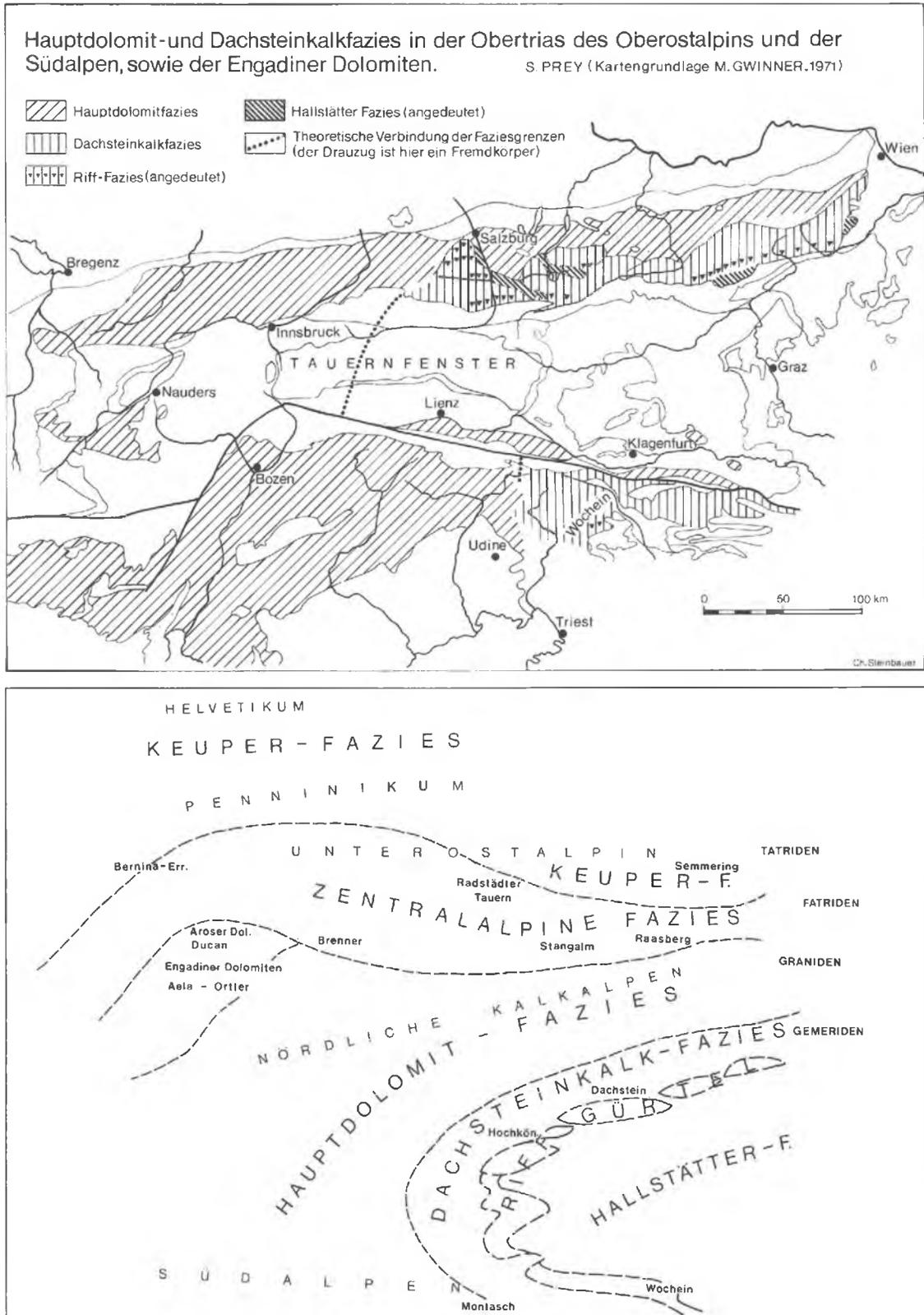


Abb. 10. Die heutige Verbreitung der Faziesbereiche der Obertriaszeit in den Ost- und Südalpen (oben) und die sich daraus ergebende paläogeographische Situation für jene Zeit (unten)

Die Grenze zwischen Keuper- und Dolomitfazies in den Ostalpen umgreift das Unterostalpin der Tauern zwar im Norden, biegt aber weiter im Osten gegen Süden und Südosten ab und verläuft südlich am Heimatgebiet der Semmeringtrias vorbei. Im Süden schließen die Ausläufer der großen alpinen Karbonatplattformen an, doch dürfte die Beschreibung anschaulicher werden, wenn man diesmal vom Südrand der Nördlichen Kalkalpen ausgeht.

Am Südrand der *Nördlichen Kalkalpen* von Osten bis ins Land Salzburg sind die Reste eines einst offenbar sehr bedeutenden Riffgürtels vorhanden, der im Süden mit Gesteinen der Hallstätter Fazies, die als Vorriff- und Beckenfazies zu verstehen ist, verbunden ist. Es ist noch nicht restlos geklärt, ob die Hallstätter Fazies in Form von „Kanälen“ in die Riffzone hineinreicht oder ob tektonische Verstellungen das heutige etwas verwirrende Bild erklären müssen. Vielleicht spielt beides mit. In nördlicher Richtung gehen die Riffbereiche in die Lagunenfazies der gebankten Dachsteinkalke und diese in den Hauptdolomit über. Im Übergangsbereich wird der Dachsteinkalk immer geringmächtiger, geht in Plattenkalk über und verschwindet schließlich ganz. Darüber breiten sich, bisweilen mit erkennbarer Verzahnung mit Dachstein- oder Plattenkalk, die Mergel und dunklen Kalke der Kössener Schichten, die wieder ein Gebiet sind, in dem sich kleinere Riffkörper ansiedeln konnten.

Anders als in den Algenriffen der Mitteltrias spielen in den obertriadischen Riffen Korallen und Schwämme als Riffbildner eine größere Rolle. Wenig hinter den Riffen, aus denen auch sonst vielerlei Mitbewohner beschrieben worden sind, war auch der Lebensraum der dickschaligen, großen, dem Leben in der Brandung angepaßten Megalodonten, oft auch als „Dachsteinbivalven“ bezeichnet, im Volksmund nach ihrem charakteristischen Querschnitt auch „Kuhtritte“ genannt. Algenkrusten und deren Wiederaufarbeitung sind für die Lagunen bezeichnend; Gesteine mit solchen Strukturen (Stromatolithen) werden als Loferite bezeichnet. Neuerdings wurde durch Funde von Saurierfährten im Hauptdolomit der Engadiner Dolomiten die Seichtheit des Lagunenwassers deutlich gemacht. Bituminöse Fischechiefer zeugen von lebensfeindlichen, seichten Becken in den Lagunen mit Dolomitschlamm.

Im allgemeinen nimmt die Mächtigkeit des Hauptdolomites gegen Norden allmählich ab. Im Zentralalpin und dem Unterostalpin der Radstädter Tauern liegen nur mehr die Ausläufer vor, überlagert von Kössener Schichten. Im Nordosten, bezeichnenderweise dort, wo auch im Semmeringgebiet der Keuper weit gegen Süden

ausgreift, werden aus dem Hauptdolomit der am Nordrand der Kalkalpen gelegen gewesenen Frankenfeser Decke Einschaltungen bunter Tonlagen beschrieben, die als Übergang in die Keuperfazies gedeutet werden. Die Kössener Schichten sind Ablagerungen eines seichten Meeres gewesen, wie die Korallen beweisen, mit reichem Leben von Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden, Fischen und Sauriern. Als gute Leitfossilien haben sich unter den Foraminiferen Triasinen und Trocholinen erwiesen.

Im Vergleich zu dem über tausend Meter mächtigen Dachsteinkalk in der Nähe der Riffe besitzen die Sedimente der Hallstätter Fazies nur geringe Mächtigkeit. Auch herrschte ziemliche Bodenunruhe, sodaß die älteren Hallstätter Kalke zerbrochen und in die Spalten jüngere Sedimente samt den dazugehörigen Ammoniten eingefüllt wurden; dieser Umstand führte vor seiner Erkennung zu großer Verwirrung. Darüber folgen verschiedene, z. T. hornsteinführende, Kalke, die bankigen Pötschenkalke und die oft fossilreichen Zlambachmergel. Als Repräsentanten des offenen Meeres vor den Riffen muß den Hallstätter Gesteinen ein *ehemals größerer*, heute verschwundener Meeresraum zugeschrieben werden. Die Bodenunruhe und geringere Mächtigkeit könnte mit Salztektunik, ausgelöst durch das liegende salzführende Haselgebirge, erklärt werden.

In den *Südalpen* gibt es, hier in westlicher Richtung, ähnliche Übergänge wie in den Nordalpen, und zwar z. B. in der Wochein, wo Dachsteinriffkalke und Andeutungen von Hallstätter Fazies beschrieben worden sind. In der Carnia geht der Dachsteinkalk gegen Westen in Hauptdolomit über, der auch in den westlicheren Südalpen dominiert. Das führt zur Vorstellung eines *bogenförmigen Riffgürtels* um den im Südosten gelegenen Hallstätter Raum herum, mit einem nach außen hin *breiten Lagunengürtel*, der sich aus den Nördlichen Kalkalpen sowohl in die westlichen zentralen Ostalpen, als auch in die westlichen Südalpen verfolgen läßt.

Man hat versucht, auf aktuogeologischer Grundlage die Paläotemperaturen in der Obertrias abzuschätzen. Man kam zu dem Resultat, daß das Meer zur Dachsteinkalkzeit ein tropisches gewesen sein muß. Im Rhät sank die Temperatur ein wenig, was auch zum Absterben der Dachsteinkalk-Riffe beigetragen haben mag. Die niedrigste Temperatur nimmt man im Unterlias an.

Vulkanische Äußerungen sind im Nor-Rhät des Ostalpenraumes nicht bekannt geworden. Das paßt zum Befund einer kaum gestörten Sedimentation im Bereich der Plattform, deren Untergrund sichtlich im Süden stärker gesunken

ist als im Norden und Westen. Die Ausnahme bildet der Hallstätter Bereich mit seiner wahrscheinlichen Salztektone. Die gut überschaubare

Faziesverteilung macht die Obertrias zu einem geeigneten Objekt für paläogeographische Überlegungen (vgl. auch Abb. 9).

1.2.7. Zunehmende Bodenunruhe im Jura

Diese *Wende* in den geologischen Ereignissen („Adneter Wende“ nach W. SCHLAGER & W. SCHÖLLNBERGER, 1974) ist insofern auffallend, als hier verschiedene Zeugnisse von *Sedimentationsunterbrechungen und Sedimentationsänderungen* bekannt sind, z. B. die Ablagerung von Hierlatzkalken (Crinoidenkalken) auf einem verkarsteten Erosionsrelief des Dachsteinkalkes und der Rhätischen Riffkalke sowie Brekzienbildungen u. ä., während andererseits in vielen Gebieten die Ablagerung ununterbrochen weitergeht, wenn auch unter sich ändernden Bedingungen.

Die *unruhige Sedimentation* im Jura gipfelt in der drastischen *Ausbreitung des Meeres im Oberjura*, die mit der endgültigen Öffnung des Nordatlantischen und auch des Penninischen Ozeans in Verbindung steht.

Im Jura erfolgt eine neue Entfaltung der Ammoniten, die wichtige Leitfossilien darstellen, und anderer Tiergruppen bis zu den Sauriern, insbesondere Dinosauriern und Flugsauriern; aus den Sauriern entwickelte sich der Urvogel *Archaeopteryx*. Mit der Weiterentwicklung der Seelachier und dem Erscheinen der Knochenfische vollzieht sich ein weiterer Schritt auf die moderne Fauna zu. Ferner ist der Vormarsch kalkschaliger Foraminiferen und das Auftreten der in oberjurassischen pelagischen Schlammgründen massenhaft überlieferten Tintinniden bemerkenswert. Ebenfalls im Oberjura führte wohl vulkanisch bedingtes Kieselsäureangebot zu reicher Entfaltung von Radiolarien. Die Pflanzenwelt schließt an diejenige der Trias an; das Klima dürfte ausgeglichen und warm gewesen sein.

Am besten erhalten und bekannt ist der Jura der *Nördlichen Kalkalpen* und der Südalpen. Im Zentralalpin, Unterostalpin und Pennin sind unsere Kenntnisse oft sehr lückenhaft, nicht zuletzt wegen der alpidischen Metamorphose. Daher ist zuerst die Besprechung des ersteren vorteilhaft.

Örtlich wird von einer Fortsetzung der Sedimentation des oberrhätischen Kalkes in den Lias gesprochen, an anderen Orten von einer Unterbrechung der Sedimentation. Abgesehen davon ist der Lias durch häufiges Auftreten roter Kalken gekennzeichnet. Man findet graue Plattenkalken, rote Cephalopodenkalken (Adneter Kalken), rote

Hierlatz-Crinoidenkalken, auch hornsteinführende Knollenkalken und bunte, etwas kieselige Spongienkalken. Diese Gesteine sind Bildungen auf Schwellenzonen in tieferem Wasser („Tief-schwellenfazies“), wo man im Falle der Knollenkalken Lösungsvorgänge bei der Bildung als beteiligt annimmt (Subsolution). Solche Rotkalkbildungen sind auch im höheren Lias vorhanden und verzahnen sich mit der Beckenfazies der Allgäuschichten (Liasfleckenmergel). Ihre Mächtigkeit wechselt; am größten ist sie in den Allgäuer Alpen vor dem Nordrand der Inntaldecke, aber vielleicht ist hier auch tektonische Anschoppung mit im Spiel; lokal gibt es Mangananreicherungen. In den Crinoidenkalken sind unzählige Stielglieder von Seelilien, die in ähnlichen Rasen den Meeresboden bewohnt haben müssen, zusammengeschwemmt. Rotkalken und Beckenfazies hingegen waren bevorzugte Begräbnisplätze der Ammoniten.

Weist schon die *wechselnde Faziesverteilung* auf eine Unruhe in der Gestaltung des Meeresbodens hin, so tun das umso mehr die z. B. bei Salzburg und in der Kammerker nachgewiesenen paradiagenetischen Sedimentgleitungen, die zwar öfters das Bild schichtparalleler Überschiebungen darbieten, aber bei Zerfall der Gleitmassen auch zu Brekzienbildungen führten. Übrigens sind solche örtlich auch im Dogger und Malm zu finden.

Weitere Kennzeichen von Bodenunruhe bietet die Sedimentverteilung im Dogger, wo ähnliche Gesteine gebildet wurden wie im Lias. Crinoidenkalken sind auf den Nordteil des kalkalpinen Ablagerungsraumes beschränkt. Auch gibt es dort kieselige Crinoiden- und Hornsteinkalken, von denen nicht bekannt ist, wieviel in den Dogger oder in den Malm gehört. Außerdem stellen sich im oberen Dogger Eisen-Mangankrusten ein, die besonders für die geringmächtigen Klausschichten bezeichnend sind und auf größere Absatzlücken schließen lassen. Im Südteil des Kalkalpenraumes gibt es, z. B. im Warscheneckgebiet, Kieselschichten, gelegentlich mit dünnen, flyschartigen Bänken und Einlagen von Kalkbrekzien als Sedimente eines tieferen Meeresteiles. Aber auch sie könnten größtenteils dem Malm zugehören. Im ganzen gesehen, pflegen

die Doggerablagerungen jedoch eher geringmächtig und lückenhaft zu sein.

Im südlich anschließenden *Südalpenraum* sind Lias-Doggerkalke, und zwar ebenfalls rote Crinoiden- oder Ammonitenkalke verbreitet, während Fleckenmergel sehr zurücktreten. Auch gibt es Hornsteinplattenkalke und in den südlichen Südtiroler Dolomiten Dachsteinkalk-ähnliche Kalke. In den Südkarawanken wird eine Einlagerung von Mangan- und Kieselschiefern erwähnt. In den westlicheren Südalpen ist übrigens eine zwischen Judicarien und der Gegend von Lugano liegende, nord-südverlaufende Tiefenrinne bekanntgeworden, die mit mächtigen Jurasedimenten gefüllt ist und wiederholt Schuttfuhr von den Rändern erhalten hat.

Blicken wir nun aus dem kalkalpinen Raum nach Norden, so sehen wir im Zentral- und Unterostalpin sowie im Penninikum große Bereiche mit lückenhafter Dokumentation sowie metamorphen Gesteinen, in denen Fossilien weitgehend oder völlig zerstört sind.

So könnte man im Brennermesozoikum eine dünnplattige, etwas sandige dunklere Kalkfazies als Lias-Dogger ansprechen; im Stangalmgebiet ist andererseits kein Lias oder Dogger nachgewiesen. Im Unterostalpin gelten in den Radstädter Tauern Kalkschiefer und Brekzien des Schwarzecks als Lias. Im Semmering-Mesozoikum ist wiederum kein Lias erhalten; doch ist er in den Kleinen Karpaten in Form von Kalken und Kalkschiefern fossilbelegt. Im Penninikum ist man auf Vermutungen angewiesen. So werden Quarzite, Schiefer und sandig-glimmerige Kalke unter dem als Oberjura fossilbelegten Hochsteigenkalk für Lias gehalten. Durch Ammoniten sichergestellt ist Lias und darüberliegender sandiger Dogger in vermutlich intrapenninischen Schwellenbereichen im Unterengadiner Fenster. In der Schweiz gibt es im Penninikum, wenn auch spärlich, Liashinweise. Nicht zuletzt deswegen hielt man einen größeren Teil der Bündner Schiefer der Hohen Tauern für Lias. Heute besteht eher die Tendenz, die Bündnerschiefer größtenteils für jünger zu halten, bzw. ihre Ablagerung auf während der Jurazeit durch vulkanische Vorgänge neugebildetem Ozeanboden anzunehmen. Die Sedimente in nichtmetamorphem Zustand könnten etwa Fleckenmergel gewesen

und in ziemlich tiefem Wasser abgelagert worden sein.

Erst in den nördlicher gelegenen Randteilen des *Ultrahelvetikums* gibt es in den *Klippenzonen* fossilbelegte Lias- und Doggergesteine. Hier ist die Kennzeichnung einer Küstenlinie, die aus dem östlichen niederösterreichischen Alpenvorland ein Stück weit in etwa südlicher bis südöstlicher Richtung am Rande eines Grundgebirgsspornes in die Alpen hinein verfolgt werden kann, von Bedeutung. Die durch Sandsteine, örtlich sogar Konglomerate und Blockschichten charakterisierten, nicht selten auch kohleführenden Grestener Schichten, die in Grestener Kalke übergehen, sind vor allem in der Grestener Klippenzone zu Hause. Die seichten Meeresteile waren Lebensräume von zahlreichen Bivalven, wie dickschaligen Gryphaeen, die die Verwandtschaft mit dem germanischen Lias aufzeigen. Die Pflanzenwelt der paralischen Sümpfe, in denen die Kohle gebildet wurde, bestand vorwiegend aus Farnen, Cycas- und Ginkgogewächsen sowie Koniferen. Eine Fortsetzung dieser küstennahen Sedimentation stellen die glimmerig-sandigen Posidonienschichten dar oder verschiedene sandige Kalke, die wiederum Beziehungen zum sandigen Lias der tieferen Einheiten der Zentralkarpaten erkennen lassen.

Neben diesen Gesteinen sind aber auch sandige Doggerkalke bekannt. Verwandt mit denen der Grestener Klippenzone sind die Lias-Doggergesteine der St. Veiter Klippenzone.

Aber auch am Ostrand der Böhmisches Masse sind küstennahe Lias-Doggersedimente durch einige Bohrungen im niederösterreichischen Alpen-Karpatenvorland bekannt. Ähnlich wie die Grestener Schichten bestehen sie aus dunklen Tonsteinen mit gelegentlich Kohleschmitzen und Sandsteinen.

Im Helvetikum der Schweiz fehlt im autochthonen Teil der Lias meist ganz, im Norden besteht er aus Schiefen und Sandsteinen, über denen ein Dogger mit Echinodermenbrekzien, Schiefen und Eisenoolithen folgt. Beide tendieren bereits stark zum germanischen Flachmeerbereich.

Allerdings bahnt sich in den Klippenzonen schon im oberen Dogger eine Vertiefung des Meeres an, die im Malm ihren Höhepunkt erreicht.

1.2.8. Die größte Ausbreitung und Vertiefung des Meeres im Oberjura

Eine *neuerliche Wende* (von W. SCHLAGER & W. SCHÖLLNBERGER „Ruhpoldinger Wende“ ge-

nannt) vollzieht sich am Beginn des Malm. Es war das jene unruhige Zeit, als sich der Atlantik

zu öffnen begann und auch der *penninische Ozean* eine beträchtliche Breite erreicht haben dürfte. Das Meer vertiefte sich und breitete sich auch über Gebiete aus, wo bisher epikontinentales Flachmeer geherrscht hatte, wie in den Klippenzonen des Ultrahelvetikums und der Flyschzone, und überflutete auch bisher landfeste Gebiete der Europäischen Plattform.

Ammoniten, Belemniten und Aptychen erlangen mit diesem Meer große Verbreitung, es kommt zu einer bestimmten Zeit zur explosiven Entwicklung von Radiolarien, und die zarten Tintinniden sind massenhaft in feinstkörnigen Kalkschlammablagerungen erhalten.

Die tiefsten Becken im Ablagerungsraum der Nördlichen Kalkalpen nahmen die charakteristischen *Radiolarite* auf. Ihre Verbreitung reicht nach Norden bis in die Klippenzonen, doch sicher nicht als ununterbrochene Decke, sondern zwischen gewissen Hochzonen, auf denen die *Radiolarite* fehlen. Auch in unserem metamorphen Penninikum scheint es *Radiolarite* zu geben, doch ist die Metamorphose einer zweifelsfreien Erkennung hinderlich. Deutlich zu erkennen sind sie als Begleiter des Reckner-Serpentins in den Tuxer Alpen in Tirol; im Unterostalpin sind *Radiolarite* bekannt, im Zentralalpin scheinen sie vorhanden zu sein (Brennermesozoikum). Gleichzeitig mit den *Radiolariten* der ostalpinen Klippenzonen wurden aber im Helvetikum der Schweiz Eisenoolithe gebildet als Absätze geringer Wassertiefe, wie sie zu dieser Zeit auch im germanischen Raum herrschte.

Eines der kleinen Gebiete, wo die *Radiolarite* fehlen, liegt im nördlichsten kalkalpinen Gebiet, in der Frankenfesler Decke; sie werden durch Kalke vertreten, ferner ein anderes dort, wo die oberjurassischen Tressenstein- und Plassenkalke über geringmächtige ältere Juraschichten und Dachsteinriffkalk transgredieren, z. B. im Hochjuraikum.

Allgemein gesprochen befand sich im Südteil der *Nördlichen Kalkalpen* eine Hochzone, die mit Riffen besetzt war; auch Lagunensedimente sind bekannt. Von der Hochzone ausgehend, wurden die Becken im Norden mit den mergeligen plattigen Oberalmer Schichten gefüllt, die große Mächtigkeiten erreichen und Turbidite enthalten. Zur Zeit des unteren Malm sind im Mittelteil der Kalkalpen große Eingleitmassen mit oft sehr großen Blöcken von der Hochzone in die Becken abgegangen, die in entfernteren Meeresteilen in Turbidite übergingen. Hier sind auch die eingewanderten Olistholithe und Fragmente von Hallstätter Gesteinen zu erwähnen, auf die noch einzugehen sein wird. Ganz im Norden der Kalkalpen lag sodann das Verbrei-

tungsgebiet verschiedener z. T. bunter Kalke des Oberjuras (Plassenkalke *sensu lato*), die auch Tiefschwellensedimente sein dürften, und des aus feinstem Schlamm gebildeten Aptychenkalkes, der aus dem Gebiet der Tiroler und bayerischen Kalkalpen nach Nordosten bis in den Klippenraum des Ultrahelvetikums und Flysches reicht.

Anders ist die Ausbildung des Oberjuras im *Schweizer Helvetikum* mit mächtigeren Malmkalken und Kalkschiefern, die auch hier wiederum ein Bindeglied zum germanischen Oberjura sind. Nach neuen Erkenntnissen reicht diese Ausbildung bis in das Alpenvorland und leitet zum außeralpinen Malm über, in dem Flachwassergesteine, darunter Korallenkalke und verbreitete Schwammriffe, die nördliche Küstenlinie in Süd- und Mitteldeutschland säumen. Dieser Nordsaum fiel allerdings am Ende des Malms rasch wieder trocken. Wie schon im tieferen Jura trägt auch der Südostabfall der Böhmisches Masse im Malm küstennahe Sedimente, vor allem Kalke mit Fossilien, die in Riffkalke oder in Dolomite übergehen.

Südlich der genannten Hochzone im Südteil des Kalkalpenraumes ist in den *Südalpen* hochpelagischer Oberjura durch Ammonitenkalke, Majolika und Hornsteinkalke repräsentiert.

Zwischen dem Unterostalpin im Süden und dem Ultrahelvetikum im Norden hatte sich der *penninische Ozean* geöffnet; innerhalb seines Areals könnte ein noch unbekannter Anteil mergeliger Jura-Sedimente in den Bündnerschiefern stecken. Der erfreulicherweise als Oberjura fossilbelegte Hochstegenkalk im westlichen Tauernfenster wird wohl mit Recht als in das Penninikum einbezogenes Stück Ultrahelvetikum betrachtet. Auch dem heutzutage gerne als mittelpenninisch angesehenen Sulzfluhkalk, der heute im Grenzgebiet der Ost- und Westalpen vorkommt, müßte man eine ähnliche Schwellenposition zubilligen, und verbindet ihn mit der Briançonnais-Schwelle der Westalpen.

Im Oberjura beginnen sich *Vorboten tektonischer Ereignisse* einzustellen. Hierher gehören in den Kalkalpen die Eingleitungen und Turbidite der Oberalmer und Tauglbodenschichten. Mit diesen „Schlamm- und Blocklawinen“ sind im Gebiete von Hallein Fragmente aus dem Hallstätter Faziesgebiet mitgeliefert worden, ja sogar größere Massen von Haselgebirge, und es wird darüber diskutiert, ob nicht z. B. die ganze Halleiner Zone und vielleicht auch andere Hallstätter Schollen auf diese Weise Platz genommen haben. Im Salzkammergut sind jurassische Brekzien verbreitet, die nach G. SCHÄFFER in gleicher Weise über Dachsteinkalkplatten und Hallstätter Zone liegen; er möchte hier eine durch Zerglei-

tung und Salzauftrieb verursachte jurassische Tektonik sehen. Es wird sogar überlegt, ob nicht auch die sogenannten Hochjuvavischen Deckschollen, z. B. der Umgebung von Berchtesgaden, schon im Oberjura verfrachtet worden sein könnten, wonach sich auf ihnen in einer Umgebung von Beckensedimenten der Oberalmer Schichten als Hochzonen die Riffe der Plassenkalke angesiedelt hätten. Zu den Ursachen kann man zwanglos die plattentektonischen Vorgänge in den großen Ozeanen jener Zeit rechnen.

Jurassische Unruheherde sind auch in den *Südalpen* bekannt, wo im Raume nördlich vom Gardasee von einer östlichen Hochzone Brekzienschüttungen und Turbidite in eine westlichere Beckenzone geschüttet wurden. Zur Hoch-

zone der „Venczianischen Platte“ gehören die Südtiroler Dolomiten.

Auch im *Penninikum* haben sich oberjurassische Brekzien gebildet. Klassische Gebiete sind die Brekziendecke des westalpinen Penninikums und die der Tasna- und Falknisdecke. Nicht sicher geklärt ist, ob nicht ein Teil der Brekzienbildungen im Unterostalpin etwa auch Oberjura-Alter hat.

Greifbare Spuren von *basischem Vulkanismus* sind hauptsächlich aus den Klippenzonen bekannt und kommen als Ursache für die reiche Entfaltung der Radiolarien im unteren Malm in Frage. Stärkerer Vulkanismus ist hingegen für die Bündnerschiefer charakteristisch.

1.2.9. Schnellere Entwicklung zur altalpidischen Gebirgsbildung während der Unterkreide

Meist ohne großen Umbruch geht die Sedimentation über die Jura-Kreidegrenze hinweg; sie ist in vielen Gebieten der Alpen undeutlich. Das warme Klima ändert sich auch nicht. In der Tierwelt entwickeln sich in der Kreide die jurassischen Formen weiter, was vor allem für die Trebratuliden, Mollusken und Bryozoen gilt. Unter den Mollusken entwickeln sich die Rudisten und Requienien zu gegen Brandung widerstandsfähigen Formen; Inoceramen und Seeigel spielen eine wichtige Rolle. Die Ammoniten bilden vor ihrem Aussterben am Ende der Kreide abweichende Formen aus, doch bleiben sie mit den Belemniten zusammen wichtige Leitfossilien. Die Kreide ist ferner die Zeit der Riesenformen von Sauriern, der Weiterentwicklung der Vögel und stärkerer Entfaltung der Säuger. In der Flora allerdings vollzieht sich ein deutlicher Umschwung zur tertiären Flora; in der höheren Unterkreide übernehmen die Angiospermen von den Gymnospermen die Herrschaft. Die neue Ära wird Känophytikum genannt. Die Mikropaläontologen registrieren eine zunehmende Formenfülle der Coccolithineen und der Foraminiferen, die wichtige Leitfossilien stellen.

Es setzt sich in den *Nördlichen Kalkalpen* die Sedimentation pelagischer, z. T. Tintinniden führender Kalke der Aptychenkalkfazies fort, die Oberalmer Schichten gehen in die mergeligen Schrambachschichten über. Allerdings weicht diese Sedimentation zunehmend tonigeren und sandigeren Bildungen und schließlich kommt es zu Schüttungen klastischen Materials aus einem kristallinen Abtragungsgebiet in die sogenannten Roßfeldschichten. Zuletzt wurden auch wieder

Komponenten aus Hallstätter Gesteinen mitgeliefert.

In den *Südalpen* gibt es in der Unterkreide Mergel und Kalke, die nach Süden in die dichten Biancone-Kalke übergehen und ein rein pelagisches Milieu dokumentieren.

Über die Unterkreide im *Zentral- und Unterostalpin* wissen wir nichts Genaueres. Nur vermutet wird Unterkreidealter für bestimmte Brekzien des Schwarzeckgebietes in den Radstädter Tauern. Ein Nachweis für Unterkreide existiert im penninischen Gebiet höchstens im Flysch nördlich der Kalkalpen, der aber tektonisch verschleppt wurde, sofern man ihn als im penninischen Raum entstanden annimmt. Daß Sedimente dieser Zeit auch sonst im *Penninikum* vorhanden sind, ist indessen wahrscheinlich. Auch wird für im Tauernfenster verblichene flyschartige Serien z. T. Unterkreidealter vermutet; tiefste Teile des Prättigauflysches dürften ebenfalls unterkretazisch sein. In der penninischen Rechnitzer Serie wurde aber in schieferigen Kalken mittels Schwammnadeln höhere Unterkreide bis Oberkreide nachgewiesen.

Im nördlich anschließenden *Ultrahelvetikum* weichen in den Klippenserien die Aptychenkalke, Neokommerngel und mergeligen Stollberger Schichten (Wienerwald) merklich ab von den wohldefinierten Schichtfolgen mit mächtigen Kalken und Mergeln des Valendis [= Valang(in)ien] und den fossilreichen Schratzenkalke in „Urgonfazies“, die gegen Süden allmählich von den mergeligen Drusbergschichten vertreten werden, im *Helvetikum* Vorarlbergs. Von diesem helvetischen Trog gingen mehrere Trans-

gressionen in den süddeutschen Molasseuntergrund und in den französischen Raum aus. Kennzeichnende Gesteine sind Mergel, teilweise glaukonitführende Sande, spongienführende Kieselkalke; im Vorland in Frankreich auch Rifffaltungen der Urgonfazies.

Geringmächtige Mittelkreide wurde in der ultrahelvetischen Grestener Klippenzone und in der ultrahelvetischen Buntmergelserie bekannt, die von jüngeren Sedimenten gefolgt wird, indem dunkle Mergel in helle Fleckenmergel mit Fleckenkalkbänken des Cenomans und in bunte Schichten des Turons und Senons übergehen. Solche mergelige Schichten gibt es auch im Helvetikum der Schweiz über Alb-Grünsandsteinen und zeigen auch Horizonte mit „Kondensation“, wo in größeren Zeiträumen oft nur verschwindend geringe Sedimente liegen blieben. Die dunklen, im Osten bunten ultrahelvetischen Mergelfolgen gehen nach Süden in eine tonreiche, im Osten oft rote südultrahelvetische Fazies über, die eine Vertiefung des Meeres in dieser Richtung und vermutlich zur Tiefsee des Flyschtroges anzeigen. Diese Mergel- und Schiefertone sind das eigentlich charakteristische des Ultrahelvetikums, viel weniger der in den Klippen erhaltene Untergrund.

In der höheren Unterkreide ereigneten sich die ersten Aufwölbungen und Faltungen als Vorläufer der altpaläozoischen Gebirgsbildung. Dadurch wird bewirkt, daß die Gesteine des Gault zwar stellenweise ohne sichtbare Unterbrechung, an anderen Stellen jedoch diskordant auf ihrer Unterlage liegen. So wurden in größeren Teilen der *Nördlichen Kalkalpen* Tonmergel, Schiefertone und Mergel mit gelegentlich ziemlich flyschartigen Sandsteinbänken sowie örtlicher Einlagerung von Brekzien mit kalkalpinem und exotischem Material (Porphyre, Granite) abgesetzt. Unter den Schwermineralen wurde anscheinend erstmals Chromspinell als charakteristisches Mineral mitgebracht. Im größten Teil der Ostalpen wurden die Gesteine der höheren Unterkreide während und nach den altpaläozoischen Hauptbewegungen wieder abgetragen; erhalten geblieben sind sie vorwiegend im Nord- und Westteil der Nördlichen Kalkalpen, wo sie als deckentrennende Serien eine wichtige Rolle spielen; ebenso im Drauzug. Im *Unterostalpin* der Err-Berninadecke und im Penninikum der Grenzregion von Ost- und Westalpen kennen wir Böschungen anzeigende Brekzien sowie Flyschablagerungen, wie den Verspala- und Höllentalflysch, aber auch wieder Schwellensedimente tieferen Wassers, die aus der Unterkreide in die Mittelkreide hinaufreichen und dann im Turon in südlichen Teilen der Tektonisierung anheimfallen. Für größere Teile der letzteren sind Foraminiferen-

mergel kennzeichnend, die als „Couches Rouges“ bekannt sind.

Bezüglich einer mittelkretazischen Sedimentation im *Penninikum* der Tauern sind wir wiederum nur auf Vermutungen angewiesen.

Ein wichtiges Ereignis war die Bildung des *Rhenodanubischen Flyschtroges* in der höheren Unterkreide. Ganz gleich, wo man seine Heimat sucht, dürften nur spärlich erhaltene basische und ultrabasische Vulkanite im Oberjura und der Unterkreide mit seiner Bildung zusammenhängen. Die Füllung des Troges, der bald große Tiefen erreicht hat, begann mit hellen, nur schwach flyschartigen detritischen Kalken, die dann rasch in die echte Flyschfazies des dunklen Gaultflysches übergangen. Die fluxoturbiditischen Reischberger Sandsteine weisen auf eine zur Zeit der altpaläozoischen Gebirgsbildung erhöhte Anlieferung klastischen Materials hin. Die Flyschsedimentation ging sodann ohne Lücke in die Oberkreide weiter. Die Frage, wo im voralpidischen Gelände der Flyschtroge angelegt wurde, wird im Kapitel 1.3.2. und 1.6. erörtert. Eine ähnliche Entstehungszeit mutmaßt man auch bei dem erst in Oberkreide-Anteilen fossilbelegten Prättigauflysch im schweizerischen Graubünden.

Die Frage, ob im *penninischen Ozean* im Sinne plattentektonischer Vorstellungen ozeanische Kruste vorhanden war oder nicht, ist in den Ostalpen schwer zu entscheiden. Für ozeanische Kruste spricht der Reichtum an Ophiolithen oder besser noch der Serpentin des Reckner am Nordrand des westlichen Tauernfensters, der mit Radiolariten und klastisches Material enthaltenden aptychenkalkartigen Schichten verbunden ist, wie in der Plattadecke in Graubünden. Andererseits sind in den penninischen Serien des Tauernfensters genügend Vorkommen epikontinentaler Trias bekannt, die im Verein mit den Gneisen wiederum auf kontinentale Kruste schließen lassen. Wahrscheinlich gab es alles: ozeanische, kontinentale und teilweise ozeanisierte kontinentale Kruste. Im penninischen Rechnitzer Fenster sind keine Gneise bekannt; hingegen gibt es in Rechnitz, wie übrigens auch im Unterengadin, Ophiolithe von beträchtlicher Mächtigkeit, was auf ozeanische Kruste schließen lassen könnte.

Die basischen und ultrabasischen Vulkanite im Oberjura und der Unter- bis Mittelkreide der Flyschzone könnte man im Sinne des vom Verfasser vertretenen Konzeptes durch ein Aufreißen bzw. Einsinken des Flyschtroges am Südrand des Ultrahelvetikums erklären.

In der Paläogeographie der Mittelkreide ist die *Ausgangssituation* für die erste große, die *altpaläozoische Gebirgsbildung* der Alpen gegeben, die ihren Höhepunkt im Turon erreichte. Ein span-

nender Teil der Geschichte der Alpen setzt ein. Er ist Gegenstand des nächsten Kapitels (1.3.) dieses Buches.

Literatur: BECHSTÄDT T. et al. 1976; BEHRENS M. 1973; BUGGISCH W. et al. 1976; DIERSCHKE V. 1973; EISBACHER G. 1963; FABRICIUS F. et al. 1970; FENNINGER A. & HOLZER H. L. 1972; GARRISON R. E. & FISCHER A. G. 1969; GROT-

TENTHALER W. 1972; GWINNER M. P. 1978; HARSCH W. 1970; JACOBSHAGEN V. 1965; JERZ H. & ULRICH R. 1966; KÄHLER F. & PREY S. 1963; KRAUS O. 1969; KRZYSTYN L. et al. 1971; LOBITZER H. 1975; OBERHAUSER R. 1973; PLÖCHINGER B. 1976; PREY S. 1978; ROSENBERG G. 1959, 1966; SCHLAGER W. 1967b; SCHLAGER W. & SCHÖLLNBÉRGER W. 1975; SCHULER G. 1968; SCHULZ O. 1970; TRAUTH F. 1950; WOLETZ G. 1967; ZACHER W. 1962; ZANKL H. 1967; ZAPPE H. 1973, 1974.