

**Die paleogeographische Bedeutung der pelagischen Ablagerungen
im Anis und Ladin der westlichen Karnischen Alpen
und der Dolomiten (Norditalien)**

von

P. CROS * und PH. LAGNY **

Anschriften:

P. Cros

Laboratoire de Géologie Historique,
Université de Paris VI.
9 Quai Saint-Bernard,
75 Paris, France

Ph. Lagny

Laboratoire des Sciences de la Terre
Ecole Nationale Supérieure de la Métallurgie
et de l'Industrie des Mines
Parc Saurupt,
54 Nancy, France

| | | | |
|-------------------------------|---------|-----------|-----------------|
| Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. | 21. Bd. | S.169–192 | Innsbruck, 1972 |
|-------------------------------|---------|-----------|-----------------|

Inhalt:

| | | |
|------|---|-----|
| D) | Einleitung | 166 |
| II) | Seitliche Übergänge zwischen Pelagischer und Karbonatfazies mit Kalkalgen: heteropische Fazies. | |
| 1) | Allgemeine Begriffe | 167 |
| 2) | Arten der seitlichen Übergänge | 167 |
| a) | Einleitung | 167 |
| b) | Das Alter der pelagischen Einschaltungen | 168 |
| c) | Seitliche Fazies Übergänge | 169 |
| 3) | Lithologische Analyse der Fazies Übergänge | 171 |
| a) | Die Fazies der Übergangsschichten | 171 |
| b) | Die Zone der gemischten Buchensteiner Fazies | 171 |
| 4) | Schluß | 172 |
| III) | Überlagerung der Karbonatfazies mit Kalkalgen durch die Pelagische Fazies.-“Kondensation und Transgression“. | |
| 1) | Einleitung | 173 |
| 2) | Die pelagische Fazies, die am Latemar und an der Marmolata als Füllung von Karsthöhlen und Spalten auftritt | 174 |
| 3) | Die pelagische Fazies, die die Schwellenfazies direkt überlagert | 174 |
| a) | Geologischer Zusammenhang | 176 |
| b) | Studium der pelagischen Fazies | 176 |
| b1) | Kondensierte Fazies mit Ammoniten | 177 |
| b2) | Kalkig-dolomitische und kieselführende Fazies | 179 |
| 4) | Paleogeographische Bedeutung dieser Fazies | 183 |
| a) | Die kondensierte Fazies mit Ammoniten | 183 |
| b) | Die kalkig-dolomitische und kieselführende Fazies mit Posidonomyen und Radiolarien | 183 |
| IV) | Schlußfolgerungen | 184 |
| V) | Literaturverzeichnis | 186 |

Zusammenfassung

Während der Untersuchungen über die Ablagerungsbedingungen der anisichen und ladinischen Sedimente in den westlichen karnischen Alpen und in den italienischen Dolomiten, ist es den Verfassern gelungen, die Kennzeichen der Mikrofazies der *Livinallongo* und *La Valle-Schichten*, welche oftmals reich an Radiolarien und Lamellibranchiaten mit dünnen Schalen sind, in ihren paleogeographischen Zusammenhang zu bringen. Man stellt ganz allgemein fest, daß die pelagischen Sedimente der mittleren Trias, welche oftmals als verlangsamte Ablagerungen angesehen werden, häufig nur einen Teil der marinen Sedimente in den Räumen darstellen, in denen sie sich absetzen. Auf vielen Gebieten findet man zu gewissen Zeiten eine Vermischung mit sauren oder basischen Tuffbestandteilen oder, manchmal auch gleichzeitig, mit Zufuhrbestandteilen, die von dem auftauchenden kristallinen Untergrund herrühren.

Die Reichhaltigkeit dieser allochthonen, oftmals verdünnten Zufuhrbestandteile verdeckt manchmal auch den autochthonen „pelagischen Hintergrund“.

Eine genauere Analyse führt dazu, zwei grundlegende Mechanismen in der Verteilung dieser Fazies zu unterscheiden, welche sehr unterschiedlichen paleogeographischen Bedingungen entsprechen.

1) In den Perioden relativer tektonischer und vulkanischer Ruhe, sind die pelagischen Sedimente die normalen Äquivalente (heteropische Fazies) der biogenen, bioklastischen oder feinkörnigen Karbonatfazies, welche oftmals als „Riffablagerung“ bezeichnet wird. Es ist möglich die Abfolge der Fazies zwischen den Meeresplattformen mit wucherndem Benthos und den Zonen pelagischer Ablagerung der Becken wiederherzustellen. Die Übergänge der Fazies sind allmählich. In der Übergangszone zwischen Massiv und Becken finden sich Folgen gemischten Typs, mit zahlreichen Zwischenformen zwischen reinen pelagischen Sedimenten und den bioklastischen des Ufers. Die wirklichen „heteropischen“ Zusammenhänge befinden sich hier.

Die bathymetrischen Kontraste waren wohl gering, manchmal durch leichte epitektonische, synsedimentäre Kippbewegungen verstärkt, welche zu unterseeischen Abgleitungen führten. Die „Rifftransgressionen“ entfalten sich in dieser Entwicklungsphase. Bei Vorliegen eines Tuffbestandteils, als störende Beimengung, beobachten wir komplexe Mikrofazies.

2) Während der Perioden tektonischer Labilität und vulkanischer Aktivität konnten die biogenführenden Schwellenbereiche auftauchen und teilweise verkarsten. Die Verfasser konnten kürzlich drei Phasen für die Tektonik und das Auftauchen nachweisen (CROS und LAGNY, 1969). Ganz allgemein führen die tektonischen Bewegungen in Begleitung von sauren oder basischen vulkanischen Ausbrüchen, zu einer Störung des vorher herrschenden Sedimentgleichgewichts. Man beobachtet dann die Überlagerung pelagischer Fazies, in mehr oder weniger starker Vermischung mit vulkanischen oder klastischen Bestandteilen, auf den Schwellen, welche verkarstet sind oder nicht. Die pelagischen Einlagerungen, zusammen mit anderer Fazies greifen also auf diese Bereiche über, bei denen sie Unregelmäßigkeiten versteinern. Die Beziehungen zwischen den biogenen Karbonatssedimenten und den pelagischen Sedimenten sind dann nicht mehr heteropisch, und diese letzteren weisen oftmals besondere Fazies auf, diese steht in

Verbindung mit der Nähe der aufgetauchten Zonen, oder auch einer starken vulkanisch-sedimentären Tätigkeit, und in anderen Fällen mit klastischen Zufuhrbestandteilen, welche von dem aufgetauchten Untergrund herkommen. Diese Perioden sind allgemein gesprochen nicht mehr für biogene Karbonatablagerungen auf Plattformen günstig.

In diesem Zusammenhang hat die pelagische Fazies keine genaue bathymetrische Bedeutung mehr. Ihre Verteilung im Raume schwankt stark mit der paleogeographischen Entwicklung. Die maximalen Verbreitungen entsprechen den Phasen nach dem Auftauchen und entsprechen im großen und ganzen den Zeiten der Vulkanausbrüche.

Diese Perioden scheinen dagegen für die Entwicklung der sogenannten biogenen „Riffablagerung“ wenig günstig zu sein. Die Transgressionen und die Regressionen dieser beiden Fazies-Familien scheinen letztlich mit den Schwankungen der ökologischen Bedingungen im Zusammenhang zu stehen, die ihrerseits von einer sehr sprunghaften paleogeographischen Entwicklung abhängen.

I) EINLEITUNG

In der mittleren Trias bilden die pelagischen Ablagerungen mit Radiolarien und Posidonomyen der Buchensteiner und Wengener Schichten allgemein nur einen kleinen Teil der Ablagerungen in den „Becken“. Sie werden abgelöst durch saure tuffitische Sedimente („pietra verde“ von Buchenstein), basische Ablagerungen (Wengen, Dolomiten), oder tuffitische Sandsteine (Wengener Schichten in den Karnischen Alpen und Dolomiten). Manchmal sind sie noch mit umgelagerten festländischen Konglomeraten gemischt, wie am Rand der Marmolata (CROS, 1969), oder des Cenera-Piz del Corvo Massivs.

Kurz, es sind autochthone, langsam abgesetzte Ablagerungen, die den Hintergrund einer verwickelten Sedimentation bilden, wo, je nach der Gegend, allochthone Ablagerungen dazukommen, die diesen beständig vorhandenen pelagischen Hintergrund verdecken.

Die pelagische Beckenfazies ist ziemlich beständig und kann auf zwei Typen zurückgeführt werden:

- die Knollenkalke mit diagenetischen Verkieselungen, die insbesondere die Buchensteiner Schichten kennzeichnen

- die Kieselplattenkalke, die in den Buchensteiner- und Wengener-Schichten zahlreich sind. Diese beiden Faziestypen unterscheiden sich insbesondere durch die diagenetischen Veränderungen, die die Kieselknauern hervorgerufen haben.

Beide Faziestypen bestehen im wesentlichen aus mehr oder weniger umkristallisiertem Mikrit; sie enthalten oft kalzitisierte Radiolarien und Posidonomyenschalen, wozu selten noch Ammoniten kommen. Beide enthalten auch diagenetische Verkieselungen. Der Überschuß an Kieselsäure ist bei diesen beiden Faziestypen ganz kennzeichnend, so daß BACELLE & SAGERDOTI (1965) das Auftreten von Radiolarien und Kieselknauern als hinreichend ansehen, Anisische- und Buchensteiner-Schichten zu unterscheiden. Schon seit F. von RICHTHOFEN (1860) sieht man eine klare Abhängigkeit des Auftretens dieser Kieselvorkommen vom zeitgleichen Vulkanismus. Es ist nun interessant, über die

vertikale und horizontale Verteilung dieser Fazies nachzudenken; sie ist nicht beliebig.

Aber in diesem Zusammenhang ist es oft schwer, die Verhältnisse zwischen „Hochschwellen“ und pelagischer Fazies mit allochthoner Sedimentzufuhr zu bestimmen. Es steht jetzt fest, daß diese Fazies in vielen Fällen nicht zeitgleich sind (CROS und LAGNY 1969) und daß man 2 Extremfälle betrachten muß:

1) Seitenübergang der geringmächtigen pelagischen Buchensteiner Fazies zu einer mächtig entwickelten Schwellenfazies (*L a t e m a r k a l k*) und zwar durch „gemischte Fazies“ (CROS 1968).

2) Scharfe Überlagerung verschiedenartiger Fazies in den Hochschwellen infolge einer Sedimentationsunterbrechung, die durch das vor kurzem beschriebene tektonische Emporsteigen bedingt ist (CROS und LAGNY 1969).

Die pelagischen Sedimente zeigen dann eine eigentümliche Fazies. Sie sind mit Ablagerungen aus geringerer Tiefe und konglomeratischen Horizonten verbunden.

Ziel dieser Arbeit ist es nun, anhand genauer Beispiele ein paar kennzeichnende Gesichtspunkte der pelagischen Fazies zu beschreiben und die Auslegungsmöglichkeiten zu diskutieren und besonderer Beachtung der Gesichtspunkte, die sich aus den paläogeographischen Zusammenhängen ergeben.

II) SEITLICHE ÜBERGÄNGE ZWISCHEN PELAGISCHER UND KARBONATFAZIES MIT KALKALGEN: HETEROPISCHE FAZIES

1) Allgemeine Begriffe

HUMMEL (1928) verdankt man die zeitliche und räumliche Abgrenzung zwischen massiver Karbonatfazies und pelagischer Beckenfazies. Seine kaum beachtete Arbeit zeigt unter anderem, daß die seitlichen Übergänge einer Fazies in die andere nur in Zeiten des Schwächerwerdens der vulkanischen Förderung möglich sind.

Im Ladin soll die Entwicklung karbonatischer Ablagerungen nur bei fast völliger Abwesenheit tuffitischer Anschwemmungen möglich sein.

Betrachtet man dies allerdings genauer, so ist zu sagen, daß sich dies nicht überall zu derselben Zeit bewahrheitet. Die hauptsächlichen Faktoren, die sich auswirken, sind folgende: die Entfernung der Fördergebiete, die Windrichtung (die die Verteilung der Aschen stark beeinflusst), aber auch Meeresströmungen (die ebenfalls die Verteilung der vulkanischen Bestandteile besorgen).

Es ist daher interessant die Buchensteiner Schichten von Sappada mit denjenigen der Umgebung des Latemars zu vergleichen. Die Übereinstimmung der vertikalen Ausdehnung wird durch erste Ergebnisse von Conodontendatierungen nachgewiesen. Im ersten Fall gibt es aber keinen, einer sehr mächtigen tuffsteinartigen Beckenserie entsprechenden lateralen Übergang zu einer Flachwasserfazies mit Kalkalgen, wenn auch mehrere Emersionsphasen übereinanderliegen. Im zweiten Fall entspricht eine pelagische Fazies mit seltenen tuffitischen Einschaltungen der Entwicklung einer sehr mächtigen, gleichalten Karbonat-Serie.

2) Arten der seitlichen Übergänge: Beispiel des Latemar (und der Marmolata).

a) Einleitung

In der Gegend des Latemar und der Marmolata wird die massive aniso-ladinische

Kalkalgenfazies (mit etwa 5-10 km lateraler Erstreckung) schon lange als Äquivalent der Gesamtheit der ladinokarnischen Beckenfazies angesehen.

Leider sind im Gelände die seitlichen Übergänge nur selten zu sehen. ROSSI (1967) und CROS (1968) beschreiben vom Corno d'Ega und der Cima di Valsorda westlich des Latemar das Eingreifen von Buchensteiner Schichten in die kalkige Schwellenfazies. Zahlreiche ergänzende Beobachtungen von den Ausläufern des Latemar ermöglichen es nun, die Art und Weise des seitlichen Überganges genauer anzugeben.

b) Das Alter der pelagischen Einschaltungen

Bevor die lithologischen Studien der Lateralübergänge von Schwellen- zu Beckenfazies

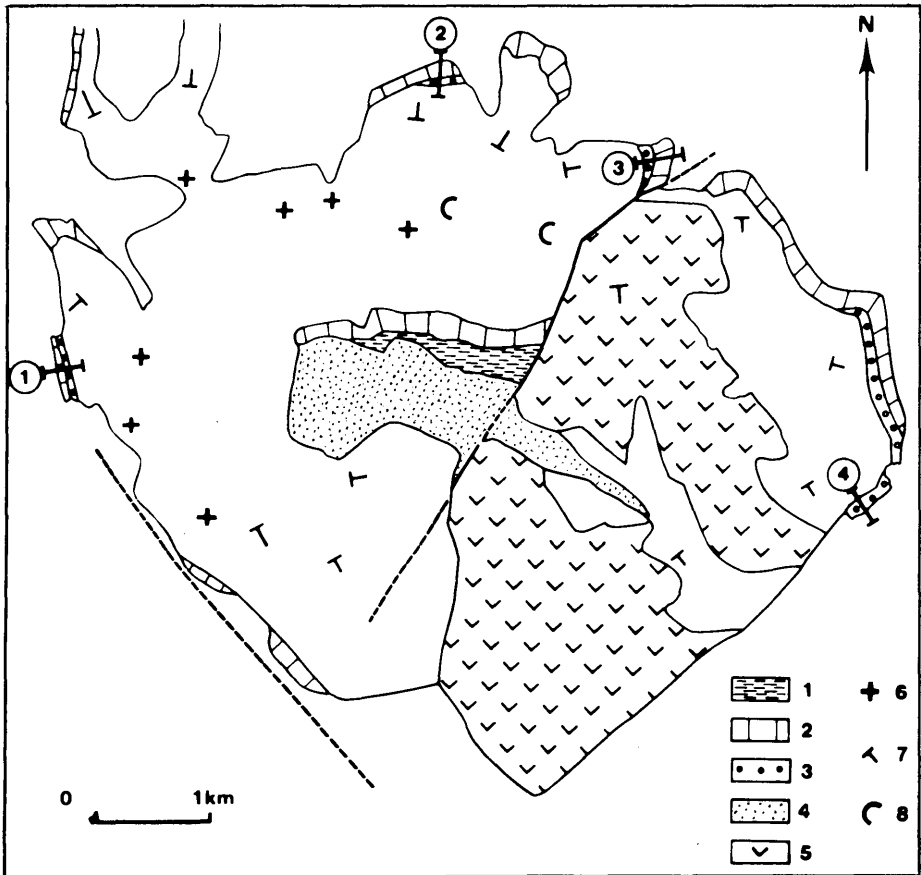


Abb. 1: Vereinfachte Karte des Latemar-Massivs nach S. VARDABASSO (1930). Sie zeigt die Verteilung der anisichen und ladinischen Gesteine; die Nummern geben die Lage der Profile an (vgl. Abb. 2). Erklärung: 1 = Untere Trias; 2 = Algenkarbonatschichten; 3 = Buchensteiner Schichten; 4 = Schutt usw.; 5 = Ladinische Lava; 6, 7 = Fallwinkel (horizontal oder geneigt); 8 = triasische tektonische Flexur; gebildet nach der roten, sedimentären Karbonatfüllung und vor den vulkanischen Gängen.

dargelegt werden, sollen noch einige, bisher unbekannte, Datierungen durch Conodontenfunde vom Rande der Schwellenfazies beschrieben werden (CROS & MAUVIER, in Vorbereitung).

Am östlichen Abhang des Latemar (Serie No. 4, Abb. 1) enthalten pelagische Knollenkalke, die in einer Mächtigkeit von ungefähr 30 m zwischen kalkig-dolomitischem Anis und Ladin liegen, Conodonten; sie zeigen vom Liegenden zum Hangenden einen fortschreitenden Übergang der Zone I zu Zone III von HIRSCH (1969), also von oberem Anis zur Basis des Oberen Ladin (HIRSCH & LAGNY, 1970). Die im Hangenden folgenden Algenkalke des Latemar enthalten Einschaltungen von Posidonomyen (hellgraue Lumachellen). Eine davon lieferte eine Fauna von Conodonten, die der Zone III angehört.

Dagegen enthält die gemischte Fazies der Buchensteiner Schichten (Serie No. 1, Abb. 1 und 2) auf dem westlichen Abhang, die in einer Mächtigkeit von 30 m über dolomitischem Anis liegen, sowie die Basis der hangenden Übergangsschichtenzone, Conodonten, die der Zone I bzw. dem Übergang von I zu II entsprechen. Diese Datierungen helfen bei der Wiederherstellung von Faziesverknüpfungen, um den seitlichen Übergang der Beckenfazies zu der Schwellenfazies zu zeigen. Die letztere beginnt, wenigstens örtlich, schon im oberen Anis und hält bis ins obere Ladin an.

c) Seitliche Faziesübergänge

Der Vergleich der Einschaltungen der pelagischen Fazies zeigt empfindliche lithologische Verschiedenheiten zwischen den östlichen und westlichen Abhängen des Gebirgsstocks (Serie No. 2-3, Abb. 1 und 2): Im Westen verdünnen die bioklastischen Anschwemmungen, die zum Hangenden hin immer reichlicher werden, die pelagischen Ablagerungen; dies zeigt die Nähe der Plattformsedimentation und die Wanderung der Kalkalgenfazies an. Im Osten erscheint die Serie hingegen im Vergleich zur vorigen kondensiert, sie scheint also lange vor den bioklastischen Anschwemmungen der Plattform geschützt gewesen zu sein, die erst in einem höheren Niveau der Buchensteiner Schichten auftreten.

Die Zusammenstellung dieser beiden extremen Beispiele zeigt empfindliche Verschiedenheiten beim Übergang der Kalkalgenkarbonatfazies zu den Beckenzonen an. Die zeitliche Ungleichheit dieser Faziesübergänge erschwert eine paläogeographische Rekonstruktion der Entwicklung der Karbonatablagerungen in der mittleren Trias. Nichtsdestoweniger wird in wahrscheinlich vielen Fällen der allgemeine Abriß der Faziesverketzung genau passen (zum Beispiel am nördlichen Rand der Marmolata); ein genaues Studium der Fazies in ihrem Zusammenhang ist selbstverständlich notwendig. Dabei spielt der Abhang am Rand der Schwellenbereiche (Übergangsschichtungszone) wahrscheinlich eine Hauptrolle für die Verteilung der bioklastischen Bestandteile und dadurch auch für das Wesen und die Abfolge der Sequenzen.

Der Latemar ist nur ein Beispiel, aber die kurze Beschreibung der Fazies und der Art der Ablagerung in den Übergangszonen vom Latemarkalk zu den Becken wird es erlauben, die Art und Weise der Seitenübergänge im großen und ganzen anzugeben.

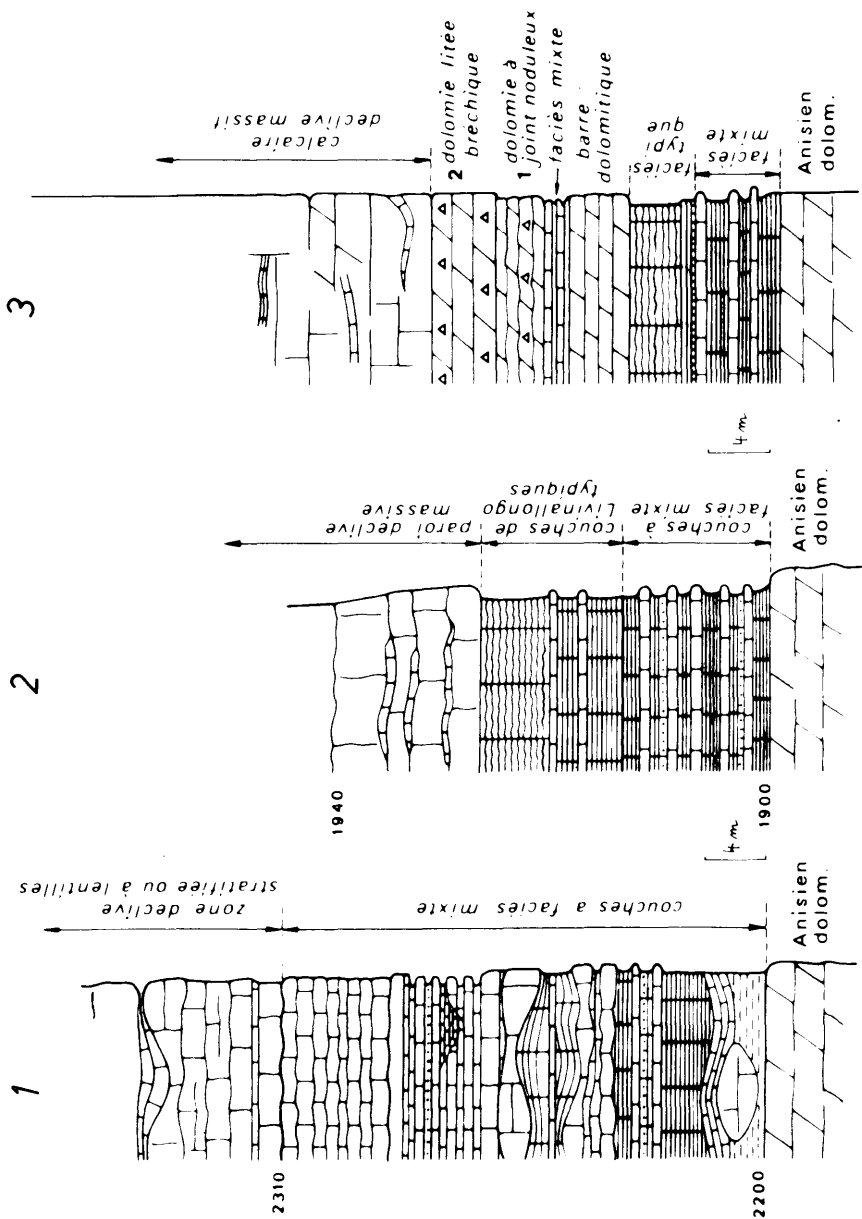


Abb. 2: Profile durch verschiedene Serien der Buchensteiner Schichten: die Lage der Profile ist aus der Karte (Abb. 1) zu entnehmen: 1 = Corno d'Ega, 2 = Cornon, 3 = Cronton di Minera. Übersetzung: Fazies mixte = gemischte Fazies; Fazies typique = typische (pelagische, Becken-) Fazies; Zone declive = Übergußschichtungszone; Dolomie a joints noduleux = Dolomit mit knolliger Schichtung; Dolomie litee brechique = brecciös gebänderter Dolomit.

3) Lithologische Analyse der Faziesübergänge

In einer Mächtigkeit von 700 bis 800 m besteht der Gebirgsstock aus geschichteten Kalken, die reich an Kalkalgen sind (Dasycladaceen, Spongiostromata) (1).

a) die Fazies der Übergangsschichten

Hauptsächlich besteht sie aus einem unregelmäßigen Wechselspiel einzelner bioklastischer Bänke (oft von linsenförmiger Gestalt) und kleinerer, nicht regelmäßiger Biostrome. Sie führen u. a. Dasycladaceen, besonders aber Spongiostromata; vereinzelt enthalten sie auch Korallen.

Die pelagischen Einschaltungen haben in dieser Zone nur wenig Bedeutung (vgl. Abb. 3). Sie erscheinen, mehr oder weniger mit bioklastischen Trümmern gemischt, im hangenden Teil von Bänken oder als dünne, unstete, knötchenförmige Einlagerungen, die durch ihre rosa oder rote Farbe hervorstechen.

Unregelmäßige syndiagenetische Änderungen der Gesamtheit werden als untermeerisches Abgleiten vom Hochgebiet erklärt.

b) die Zone der gemischten Buchensteiner Fazies

Jenseits der Übergangsschichtungszone wird die pelagische Fazies bedeutender; sie ist aber immer verbunden mit bioklastischen Bänken und Linsen mit Spongiostromata (durch syndiagenetisches Gleiten verformt), ebenso auch mit seltenen tuffogenen Übergängen. Die klassische pelagische Fazies enthält hier graue Knollenkalke und schwarze, gebänderte Kalke. Diese beiden Faziesseinheiten wechseln sehr unregelmäßig und bilden entweder mehrere Meter dicke Einheiten, oder vereinzelt Bänke, die in die bioklastischen Schüttungen eingeschaltet sind; diese fortlaufenden Bänke (10-50 cm mächtig) sind gradiert. Im allgemeinen wird ihre Basis von einem Calcirudit oder, die dünnsten Bänke betreffend, von einem Calciarenit gebildet, der gegen das Hangende der Bank in einen Mikrit mit calcitisierten Radiolarien und Posidonomyen übergeht. Die groben Komponenten können sein: verschiedene Bruchstücke von Spongiostromata (feingeschichtet, massive oder röhrenförmige Strukturen), häufig Dasycladaceen, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Crinoidenstielglieder, Stacheln von Seeigeln und Brachiopoden. Die den Korallen zuzuschreibenden Bruchstücke sind sehr selten. Alle diese Bestandteile stammen aus inneren Zonen des Schwellenbereiches (Überschichtungszone und regelmäßig geschichtete, zentrale Zone). Der Hangende, an Feinteilen reiche Anteil der Schicht enthält außerdem Pellets, kryptokristalline und agglutinierte Foraminiferen und Schalen von Posidonomen (vgl. Abb. 4, 5).

1) „Spongiostromata“ ist der allgemeine Name der Sedimentgefüge, die sich ganz oder teilweise aus der Tätigkeit von Blau-Grün-Algen ergeben. In dieser Arbeit verstehen wir unter Spongiostromata: – Stromatholithen und Onkolithen, – unregelmäßige Umkrustungen verschiedener Komponenten, – organische Strukturen in Gestalt von Röhren oder Sträuchen (z. B.: Tubiphytes MASLOV, Clavigirvanella OTT, u. s. w.), – unregelmäßige Sedimentstrukturen, die teilweise reich an Spatit vom Typ „Stromatactis“ sind: oft stammen sie (CROS, 1971, bald veröffentlicht) aus der syndiagenetischen Entwicklung von „Algenmatten“ und können dann nicht als starre Strukturen betrachtet werden.

In der vertikalen Abfolge wechseln diese verschiedenen Faziesbereiche sehr stark ab, je nach der Lage am Rand des Schwellenbereiches. Eine typische Aufeinanderfolge ist nicht festzustellen.

Die Figur No. 2 gibt drei Abfolgen aus dem W, dem Norden und dem Nordwesten des Latemars.

Erscheinungen syndiagenetischer submariner Gleitungen, (Linsen, Falten und intraformationelle Breccien) treten auf, die örtlich die Regelmäßigkeit der Schichtung stören. Aber auch untermeerische Erosion ist zu beobachten, die in der Übergusschichtungszone nur eine nebensächliche Rolle spielt. Diese Erosion zeigt sich an kalkigen, aber auch tuffogenen, sauren, gelb und rotgefärbten Sedimenten (Corno d'Ega). Diese Störungen halten ein paar dm bis einige m an.

4) Schluß

Der Übergang der Karbonatplattform zum Becken geschieht in einer nur schwer genau festzustellenden Entfernung; sie scheint in der Umgebung vom Latemar und der Marmolata 1,5 bis 2 km zu erreichen. Dieser Übergang schreitet stufenweise fort, und die Übergänge, sowie die zeitlich veränderliche Verteilung der Fazies in der Horizontalen werden größtenteils durch die Art des Abhanges bedingt, der die Schwelle vom Becken trennt. Die geometrische Rekonstruktion und insbesondere die Abschätzung der Kante der Übergusschichtung erfordert eine ausführliche Analyse des geologischen Zusammenhangs; diese muß unter anderem den tektonischen Veränderungen Rechnung tragen, die mit dem späteren Emporsteigen der Schwelle verbunden waren. Diese Analyse geschah vor kurzem (CROS & LAGNY, 1969, CROS, 1970); sie führt dazu, den Abhang als nur einige Grade geneigt anzusehen, was genügt, um die Ausstreuung klastischer Bestandteile ins Becken hinein hervorzurufen. (vgl. auch ZANKL, 1967).

In Verbindung mit der schwachen tektonischen Unbeständigkeit rechtfertigt sie die zahlreichen intraformationellen Abtragungen und die Abgleitungserscheinungen, die denjenigen ähnlich sind, die PIA (1937) im unteren Karn der Pragser Dolomiten hervorhebt und deren ausführliche Beschreibung bald veröffentlicht werden soll (CROS, im Druck, siehe auch HOHENEGGER und LOBITZER, 1971).

Hier soll auch noch daran erinnert werden, daß ROSSI (1962) bei der Analyse der Verbindungen zwischen Buchensteiner Schichten einerseits und Riffazies der Marmolata andererseits annimmt, daß „in der von den Buchensteiner Schichten eingenommenen Zeitfolge kleine Untiefen (scogli) bestehen mußten, die von Knollenkalkgesteinen umgeben waren. Zwischen beiden gibt es keinen besonders großen Höhenunterschied, wenigstens soweit man heute sehen kann. Die Ablagerungstiefe der Knollenkalke sollte also nicht allzu verschieden von der Tiefe sein, bei der eine Riffentwicklung gerade noch möglich ist (S. 123, freie Übersetzung).

Die Verhältnisse an der Marmolata erlauben es nun aber, die mögliche Zusammensetzung der Verbindungen zwischen Riffazies und pelagischer Fazies anzugeben; wie allerdings unten noch ersichtlich wird, ist bei der Aufnahme im Felde große Vorsicht von Nöten.

Im Bereich der Marmolata sind folgende Verbindungen hervorzuheben:

– Seitlicher Übergang der Algenfazies zur Knollenkalkfazies durch eine gemischte Fazies, mit großen untermeerischen Rutschungen (Val Ombretta).

– **Schräg gelagerte** obere Buchensteiner Schichten, die eine kilometerbreite Algenkarbonatlinse überlagern; dies kann auch in Verbindung mit dem eben erwähnten seitlichen Übergang auftreten (südlicher Abhang des Pizo Serauta).

– **Unkonforme Grenze** (10° - 90°) anisischer Kalke zu über- bzw. danebenlagernden Buchensteiner Schichten. Diese tektonische Bewegung wird bedingt durch eine synsedimentäre Winkeldiskordanz; das Alter entspricht ungefähr der Anis-Ladin-Grenze, klar zu beobachten an den Monti Alti d'Ornella.

In diesem Zusammenhang ist es noch wichtig, die Verzahnung der Beckenfazies mit der Schwellenfazies hervorzuheben. Die sehr dünnen Einschaltungen von knollenartigen oder nicht knollenartigen Kalksteinen mit Posidonomyen und Radiolarien in einen Karbonatplattformkomplex mit Kalkalgen (mit hauptsächlich *Spongiostromata*) zeigen offenbar, daß sich die pelagische Fazies auch in, für sie nicht idealen Räumen, nämlich unter geringer Wassertiefe absetzen kann.

Diese neuen kurz vorgetragenen Beobachtungen erinnern an gebräuchliche Begriffe in anderen Gebieten und Räumen, die bis heute im Rahmen der klassischen Rifftheorie in den Dolomiten und westlichen karnischen Alpen wenig verwendet wurden.

Ein wichtiger Schluß soll noch angegeben werden: die geringe Neigung des Riffabhanges, der in dieser Analyse dargelegt wurde, bedingt eine starke **Verschiedenheit der Absenkung** zwischen Riff und Becken. Die Absenkung, die auf den Schwellenbereichen am stärksten ist, wird gegen die umgebenden pelagischen Räume wesentlich geringer. Daraus ergibt sich nun, daß man, entsprechend den verschiedenen Faziesbereichen, auf tektonische Unstetigkeiten im Untergrund (Eindellungen des Untergrundes) schließen muß. Zu diesem Schluß kam schon SARNTHEIN (1967) bei seinen Untersuchungen am Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen.

III) ÜBERLAGERUNG DER KARBONATFAZIES MIT KALKALGEN DURCH DIE PELAGISCHE FAZIES – „KONDENSATION UND TRANSGRESSION“

1) Einleitung

Die pelagische Fazies greift an bestimmten Stellen in gewissen Perioden der Mitteltrias weit über die Becken hinaus und überdeckt so massive Entwicklungen der Karbonat-Plattformfazies. Diese Perioden folgen Phasen tektonischer Hebungen und Emersion, die im großen und ganzen gleichzeitig mit der vulkanischen Tätigkeit sind; während dieser Phasen erlitt ein Teil der kalkigen oder dolomitischen Hochschwellen eine kontinentale Abtragung (Verkarstung). Die pelagische Fazies verbindet sich in veränderlichen Anteilen mit verschiedenen anderen schon bekannten Faziesausbildungen; sie steht in Zusammenhang mit biogenreichen Karbonatplattformbildungen, greift auf die abgetragenen Schwellen über, füllt entstandene Lösungshohlräume und die topographischen Landformen und führt so zur Erhaltung der Karstformen. In gewissen Gegenden kann man auch auf den nicht emporgestiegenen Schwellen ein Zurücktreten der biogenen, karbonatischen Ablagerungen feststellen, die von mehr oder weniger **kondensierten pelagischen Sedimenten** überdeckt werden, wobei die Schwellen aber nicht absinken (LAGNY, 1968).

Die verschiedenen **Hebungs- und Emersionsphasen** in der mittleren Trias werden also manchmal begleitet von einem Aufhören der Kalkausfällung,

Absenkungen von Schwellen und Ausbreiten der pelagischen Fazies. Bei der Analyse der Karst-Abtragungerscheinungen auf den Karbonatschwellen der mittleren Trias sowie deren Fossilführung wurden durch die typischsten Faziesarten der transgredierenden Serien untersucht (CROS & LAGNY, 1969). Diese Art und Weise, die Dinge darzulegen hat den Nachteil, die Rolle der pelagischen Fazies abzuschwächen. Diese Rolle ist manchmal bedeutend, denn die pelagische Fazies verzahnt, häufig gut sichtbar mit anderen Fazies; die ersten Ablagerungen findet man in den Karsthöhlen, auf der Emersionsoberfläche oder in stratigraphischer Konkordanz über der Algenkarbonatfazies in der Umgebung der emporsteigenden Zonen. Der erste Fall betrifft insbesondere die Zone des Latemar und des Marmolata Massivs, die beiden anderen Fälle werden durch Beispiele erläutert, die beim Studium der Gegend von Sappada gewonnen wurden.

2) Die pelagische Fazies, die am Latemar und an der Marmolata als Füllung von Karsthöhlen und Spalten auftritt

Nach der Ablagerung der Karbonatfazies mit Kalkalgen wurden beide Schwellenbereiche im Oberladin gehoben, wobei Kippungen und Zerbrechungen des Schichtpaketes auftraten (CROS und LAGNY, 1969). Die Karstmorphologie blieb infolge einer Überdeckung durch Tuffe und Lava-Serien mit basischem Chemismus erhalten. Die ersten vereinzelt Füllungen sind noch nicht sehr bedeutend; es sind rote oder graue marine Kalke verschiedener Fazies, die vereinzelt saure vulkanische Bestandteile enthalten. Durch Einschlüsse von Quarz, Biotit, saurem Feldspat wird nachgewiesen, daß der Bau dieser Massive im Ladin und nicht erst im Karn beendet wurde. Heutzutage können nur mehr die Ablagerungen angetroffen werden, die in den Lösungshohlräumen erhalten blieben. Einen Teil der Füllungen bildet die pelagische Fazies mit mikritischen Kalken, die Radiolarien und Posidonomyen führen. Sie sind verbunden mit bioklastischen Kalkkomponenten: Trümmern von Spongiostromata, Crinoidenstielgliedern, Brachiopoden. Diese Fazies zeigt eine geringe Tiefe an, charakteristisch für die Schwellenbereiche. Dies wird noch mehr verdeutlicht durch Breccien, die Bruchstücke von Latemar- oder Marmolata-Kalk enthalten, diese sind manchmal von eisenreichen stromatolithischen Krusten überzogen (Abb. 6). Öfters treten auch Übergänge zu Oolithen und eisenhaltige Pisolithe auf (Mischung von Bohnerz, Chamosit und Calzit).

Die Lagerung der pelagischen Fazies, nämlich als Karstausfüllung, sowie ihre Verbindung mit Kalkalgen zeigt sehr deutlich, daß diese Ablagerung unter nur geringer Wassertiefe stattfanden.

Leider sind diese Höhlenfüllungen die einzigen Zeugen dieser ersten Ablagerungsphase.

3) Die pelagische Fazies, die die Schwellenfazies direkt überlagert

In der Gegend von Sappada findet man über dem kalkig entwickelten Anis unregelmäßige Horizonte, die oft Emersionsoberflächen überziehen oder daneben liegen, eine besondere Faziesausbildung, die weiter unten, bei den stratigraphischen Folgerungen beschrieben wird. Darüber trifft man häufig die wohlbekannten Knollenkalke oder dünnplattige Kalke mit Radiolarien und Posidonomyen sowie diagenetischen Verkieselungen, verbunden mit sauren tuffitischen Schichten und anderen Faziesarten, die unterschiedlich ausgebildet sind.

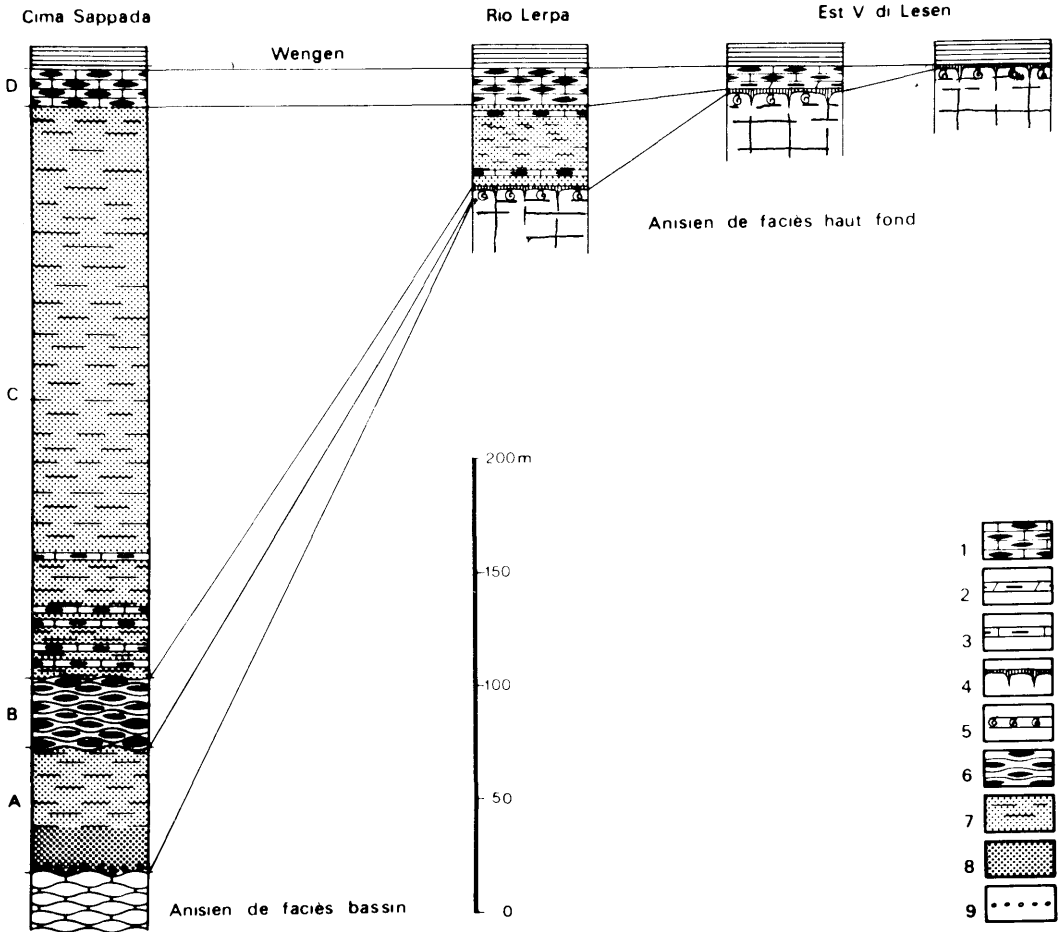


Abb. 7: Abbildung der Mächtigkeitsreduktion der Buchensteiner Schichten im Gebiet von Sappada. Die Kondensation zieht von der Beckenzone von Cima Sappada bis zu Zonen, die während der Mitteltrias aufgetaucht waren. Bei letzteren sind die unteren Buchensteiner Schichten als ammonitische Kalke ausgebildet (Kondensation). Die über der Emersionsoberfläche II transgredierenden oberen Buchensteiner Schichten werden nur durch das letzte Glied der Schichtfolge dargestellt; örtlich verschwinden diese Schichten sogar ganz (Umgebung des Val di Lesen: Mächtigkeitsreduktion durch eine schräg übergreifende, transgredierende Serie) Erklärung: 1 = schwarzer, kieseliger Plattenkalk; 2 = schwarzer, kieseliger Plattendolomit; 3 = kalkig-kieseligtuffiger Rythmit; 4 = erodierte Oberfläche mit schwarzen dolomitischen Krusten (Emersion II); 5 = kondensierte Knollenkalke; 6 = kieselige Knollenkalke; 7 = pietra verde (feiner Tuff); 8 = pietra verde (grober Tuff); 9 = Breccie mit anisischen Komponenten.

a) Geologischer Zusammenhang

Die Buchensteiner und Wengener Schichten weisen in der Gegend von Sappada beträchtliche Mächtigkeitsveränderungen auf, die durch mehrere, aufeinanderfolgende Emersionsphasen verursacht sind. Die Serie von Buchenstein, die am äußersten Ende des Beckens von Sappada (Cima Sappada) liegt, bietet eine Abfolge klassischer Ablagerungen. Über dem pelagisch entwickelten Anis (Knollenkalke) beobachtet man (vgl. Abb. 7):

– Buchensteiner Schichten

1) Konglomerate mit anisischen Komponenten (hauptsächlich Knollenkalken) mit grober tuffitischer Matrix (2-3 m mächtig).

2) sandige, grobe Tuffite, die am Gipfel in siltige pietra verde übergehen, es treten aber auch noch einige Einschaltungen von Knollenkalken auf (50 – 55 m).

3) Knollenkalke mit calcitisierten Radiolarien und Posidonomyen, auch diagentischen Verkieselungen; ungefähr 60 m mächtig.

4) sandige feine Tuffite und siltige Tuffite, an der Basis mit Einschaltungen von Wechsellagerungen kalkiger bzw. kieseliger plattiger Tuffite, die Radiolarien und Posidonomyen führen (150 – 180 m).

5) schwarze, plattige Kalke mit Radiolarien und Posidonomyen, am Gipfel eingeschaltet in grober, tuffitischer Wengener Fazies.

– Wengener Schichten:

Wechsellagerung von Sandsteinen und schwarzen Mergeln, reich an Bestandteilen der liegenden Serie und aufgearbeiteter pietra verde.

Die Mächtigkeit dieser Buchensteiner Abfolge übersteigt 300 m. Man bemerkt, daß sich diese Abfolge aus 2 Komplexen vulkanischer Ablagerungen aufbaut, die durch Knollenkalke von ziemlich großer Mächtigkeit getrennt werden. Diese Serie endet mit dem Aufhören vulkanischer Anlieferung, und zwar treten Plattenkalke auf als Übergangsniveau, inmitten derer die ersten tuffogenen Bänke der Wengener Fazies auftreten. Gegen Norden und Westen nimmt diese Serie stark an Mächtigkeit ab.

Man kann, je nach Lokalität, eine bis drei Emersionsoberflächen beobachten (LAGNY 1967-1968.1). Die ersten beiden entsprechen den Buchensteiner Ablagerungen, sie konnten durch Funde von Conodonten und Ammoniten datiert werden (HIRSCH und LAGNY 1970), die dritte entspricht der Grenze zu den Wengener Schichten; Karsterscheinungen sind in Verbindung mit Abtragsphasen häufig. Im einzelnen kann beobachtet werden, daß die transgredierenden Ablagerungen auf der Emersionsoberfläche umso jünger sind, je betonter die Mächtigkeitsreduktion ist. Die Ablagerungen über den aufsteigenden anisischen Massiven weisen wesentliche Unterschiede zu denen der Cima Sappada auf: Konglomerate, Kalkarenite, Kalkrudite, Schichten mit Dasycladaceen etc. treten an der Basis auf, was auf die Aufarbeitung der erodierten Grundlage sowie auf eine sehr geringe Bathymetrie hinweist (CROS & LAGNY, 1969).

b) Studium der pelagischen Fazies

Wir beschränken uns darauf, die auf den Emersionsoberflächen liegenden Reste der pelagischen Fazies zu beschreiben, die wenig oder gar nicht bekannt sind. Sie sind gering mächtig, nur lokal anzutreffen und unterbrochen. Die häufigsten sind:

b1) Kondensierte Fazies mit Ammoniten: Knollenkalksteine vom Typ des ammonitico rosso.

b2) Dolomitische und kalkdolomitische Fazies: kalkig-dolomitische Lumachellen mit

Posidonomyen und calcitisierten Radiolarien, Kieseldolomite mit Radiolarien und Posidonomyen.

zu b1) **Kondensierte Fazies mit Ammoniten:**

Die Knollenkalke mit Ammoniten bilden dünne, unregelmäßige Platten; sie werden in 2 sehr verschiedenen Lagerungstypen gefunden:

- stratigraphisch diskordant auf der Emersionsoberfläche der Kalke oder biogenen Dolomite, und zwar über mittlerem–oberem Anis liegend (vgl. Fazies mit Posidonomyen).
- der Schwellenfazies scheinbar konkordant folgend. Die enthaltenen Ammoniten und Conodonten erlaubten es vor kurzem, die Emersionen in der mittleren Trias örtlich zu datieren, das Alter der Buchensteiner Schichten genau anzugeben und in dieser Formation zwei Bestandteile auszuscheiden (HIRSCH & LAGNY 1970).

a) **Rote Knollenkalke anisischen Alters, die über verkarstetem mittlerem–oberem Anis liegen:** Erste Emersion (LAGNY 1968, HIRSCH und LAGNY 1970).

Es handelt sich um einzelne, verstreute Bereiche, ein paar cm bis ein paar m mächtig, die in der nördlichen Zone des Gebiets von Sappada auf der ersten Emersionsoberfläche zu finden sind, Zone II des paleogeographischen Schemas, HIRSCH & LAGNY 1970, Fig. 1, S. 108.

Ein in der Gegend des Monte Franza aufgenommenes Profil erläutert die lithostratigraphische Lage: Die Abfolge ist folgende (Abb. 8):

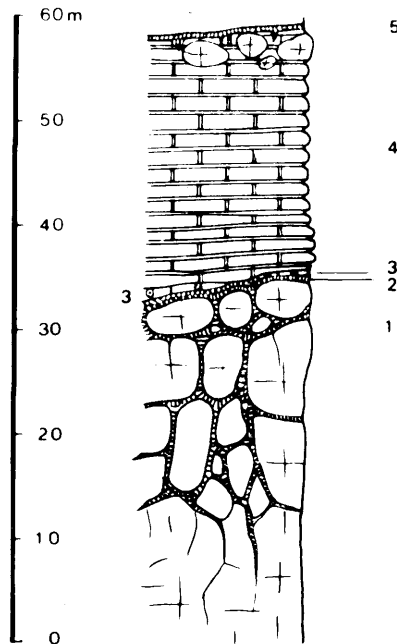


Abb. 8: Untere Buchensteiner Schichten greifen transgressiv über massige, anisische Kalke (südwestliche Fortsetzung des Monte Franza bei Sappada).

- 1) anisische Kalke als erodierte Unterlage (Schwelle)
- 2) bunte, rote und gelbe Dolomite, die auf der Emersionsoberfläche eine unregelmäßige Kruste bilden und hauptsächlich Spalten in den Kalken ausfüllen.
- 3) rote oder bunte Kalke mit Ammoniten (0-1,5 m)
- 4) Mergel und Mergelkalke mit Ammoniten (höchstens 20-30 m). Der hangende Teil enthält große anisische Kalkbruchstücke.
- 5) Zweite Emersionsoberfläche, die von einer braunen Dolomitkruste mit gelblicher Verwitterungsfarbe überzogen ist.

Es sind also zweierlei Ausbildungen zu beobachten: die erste Unterfazies hat eine mergelig-dolomitische Vorherrschaft, bei der zweiten herrschen Kalke vor. Beide Unterfazies, die manchmal ein paar Meter voneinander entfernt liegen (Monte Franza), scheinen ziemlich schnell ineinander übergehen zu können.

– Mergelig-dolomitische Unterfazies (siehe oben)

Oft mächtiger als die Kalkunterfazies, aber ebenso unregelmäßig auftretend; am Monte Chiadin und Monte Lastroni wohl entwickelt, sie erreicht hier eine Mächtigkeit von einigen m. Der schlecht geschichtete Horizont besteht aus roten dolomitischen Mergeln mit eingeschalteten gelblichen, manchmal auch grünlichen Lagen, weiters rötlichen kalkhaltigen Knollen, die an der Basis nur vereinzelt, im Hangenden aber fugendicht auftreten.

– kalkhaltige Unterfazies

Es handelt sich um bunte, graue, rote oder gelbliche Kalke, knötchenförmig entwickelt; die Mergelanteile sind auf dünne, gewundene, unterbrochene Fugen beschränkt, die ein unregelmäßiges Maschenwerk bilden.

Diese beiden Unterfazies führen Muscheln, sowie im hangenden Teil auch angelöste Ammoniten, in der Mergelunterfazies südwestlich vom Monte Lastroni örtlich angereichert. Die schlecht erhaltenen Ammoniten geben nur ungenaue Altersauskünfte, die jedoch mit untersuchten Conodontenmischfaunen übereinstimmen; Conodonten sind in der kalkhaltigen Unterfazies häufig anzutreffen. Sie erlauben eine Einstufung der Gesamtheit der roten Knollenkalke ins höhere Anis (HIRSCH & LAGNY 1970).

Die Mikrofazies

Bei beiden Unterfaziesarten handelt es sich um wenig umkristallisierte Mikrite mit seltenen Radiolarien und Posidonomyen. Letztere sind öfters zerbrochen und sind mit Bruchstücken von Crinoidenstielgliedern, örtlich seltenen Resten von Dasycladaceen, sowie Intraklasten derselben Fazies vergesellschaftet. Die sauren vulkanischen Bestandteile sind relativ selten.

Die dolomitischen Mergel bestehen aus Rhomboedern veränderlicher Größe (10-60 , durchschnittlich ungefähr 30) in einer roten Tonmatrix. Die relativ seltenen Komponenten entsprechen denen der Kalke. Örtlich enthalten sie viele Intraklaste der oben erwähnten Mikrofazies (Abb. 15).

β) Graue Knollenkalke oberanisisch-oberladinischen Alters, die ohne Winkeldiskordanz auf Mittel-Oberanis folgen.

Es handelt sich um untere Buchensteiner Schichten, die in der Gegend von Sappada kondensiert auftreten (HIRSCH & LAGNY, 1970). Der Horizont ist 10-30 cm mächtig, er umfaßt örtlich die Gesamtheit der unteren Buchensteiner Schichten (Zone III von

HIRSCH & LAGNY, 1970), nachgewiesen werden durch Ammoniten und Conodonten. Es handelt sich um die Zonen mit *P. trinodosus*, *P. reitzi*, *P. curionii* (*recubariense*) und *P. archelaus* (*P. parte*) vom höchsten oberen Anis bis zur Basis des oberen Ladin). Ist dieser auf den massiven, biogenhaltigen anisischen Kalken auflagernde Horizont nur wenig abgetragen, dann entspricht die Transgression der oberen Buchensteiner Schichten einer Abtragsfläche (II Emersion nach LAGNY 1968, HIRSCH & LAGNY 1970; vgl. Fig. 1). Hinzuzufügen ist, daß die Basis der grauen Knollenkalke mit Ammoniten im großen und ganzen mit den vorher studierten roten transgressiven Knollenkalken gleichzeitig ist.

Man beobachtet im Gelände allgemein einen brauen Kalk mit hellgrauer Anwitterung, splittrigem Bruch, von schwarzen mergeligem Laminae, die gelblich anwittern, durchzogen, öfters wie stylolithische Fugen aussehend. Örtlich sind die großen Ammoniten reichlich vorhanden, sie sind aber schlecht erhalten und an ihrer freigelegenen Oberfläche korrodiert (besonders Rio Lerpa, wo G. GEYER 1898 viele beschrieben hat).

Die Mikrofazies

Sie ist örtlich sehr verschieden, es können aber drei Haupt-Mikrofaziestypen unterschieden werden, zwischen denen es alle Übergänge gibt:

- Mikrite mit Posidonomyen und Radiolarien (Abb. 9)
- Lumachellen mit Posidonomyen
- Kalkarenite

Der bei weitem häufigste Typ sind die Mikrite mit Posidonomyen. In einer mikritischen Matrix mit feinen Intraklasten vom Typ der Arenite und Pellets sind ganze und zerbrochene Posidonomyen verhältnismäßig selten.

Lumachellen mit Posidonomyen sind eine Abart der vorigen Fazies. Es handelt sich um einen hellen Kalk, sehr tonarm und stark umkristallisiert. Er besteht aus einer Anhäufung ganzer oder zerbrochener, zerstreut liegender Posidonomyen.

Der Kalkarenit enthält nur wenige Posidonomyen und Radiolarien. Die unterschiedlichen Komponenten sind denen der anisischen Kalkarenite sehr ähnlich.

zu b2) kalkig-dolomitische und kieselführende Fazies:

es handelt sich um an die Emersionsflächen gebundene Übergangsbildungen, deren Dolomitgehalt oft groß ist; sie sind reich an Radiolarien und Posidonomyen.

a) Kalkig-dolomitische Lumachelle mit Posidonomyen und Radiolarien

Diese Fazies kommt örtlich im Norden von Granvilla und Miravalle, am nördlichen Rand des Beckens von Sappada vor. Sie bildet einen, ein paar m mächtigen Horizont, der auf die zweite Emersionsoberfläche (Basis des oberen Ladin) übergreift und einer mächtigen sauren tuffitischen Serie vorausgeht. Ein Profil der Umgebung des Rio Lerpa macht den lithostratigraphischen Zusammenhang deutlich (Abb. 10).

1) anisische Kalksteine: in den hangendsten letzten Bänken treten zerstreute saure vulkanische Bestandteile auf; sie sind leicht dolomitisiert, ihre Oberfläche ist mit einem dünnen eisenhaltigen Niederschlag überzogen.

Untere Buchensteiner Schichten:

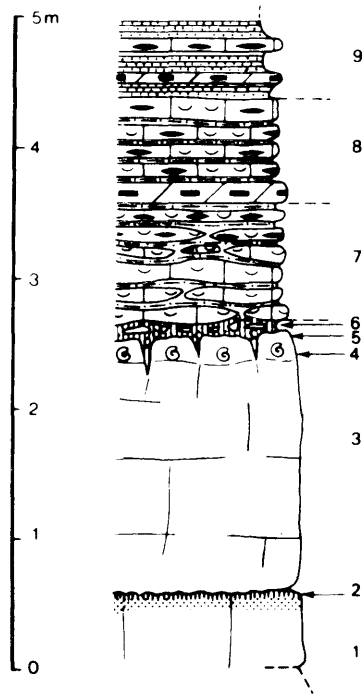


Abb. 10: Profil durch die Buchensteiner Schichten des Rio Lerpa, nördlich Sappada.

2) graue Knollenkalke mit Ammoniten: unregelmäßig 10-30 cm mächtig; diese Schicht enthält, außer einer reichen, schon von G. GEYER studierten Fauna von Ammoniten, Conodonten der Zone I bis III von HIRSCH (1969). Im allgemeinen entsprechen diese Kalke dem Zeitraum des höchsten oberen Anis – Basis des oberen Ladins (HIRSCH & LAGNY 1970)

3) Emersionsoberfläche: von einer unregelmäßigen Kruste pyritreicher Dolomite mit gelblicher Anwitterungsfarbe überzogen.

Obere Buchensteiner Schichten:

4) kalkig-dolomitische Lumachelle mit Posidonomyen: in unregelmäßigen Bänken, 5-30 cm dick auftretend, durch dünne Fugen pyritreicher Dolomite mit gelblicher Anwitterungsfarbe getrennt, die den vorhin beschriebenen gleichen (2 m mächtig).

5) Wechsellagerung grünlicher tuffitischer Mergel, kieselartiger Kalksteine und schwarzer Plattendolomite mit Radiolarien und Posidonomyen (20 m mächtig).

6) feine, grünliche, tonhaltige Tuffe, die sich zu großer Mächtigkeit entwickeln können.

Die Lumachelle mit Posidonomyen (Abb. 11) ist ein hellbrauner Kalk, unregelmäßig wellig geschichtet mit hervorstehenden Knötchen. Er ist fein gebändert und zwar durch mm-mächtige sanft wellenförmige laminae. Die Bänke selbst werden voneinander durch feine, unregelmäßige laminae pyritreichen Dolomite getrennt. Gewisse kalkhaltige Bänke sind von Schrumpfungsrissen durchzogen, sie scheinen manchmal leicht angelöst und nach der Ablagerung aufgearbeitet zu sein. Die Risse sind von dolomitischem Material, das gelblich anwittert, erfüllt; sie entsprechen einem frühdiagenetisch entstandenen Dolomit (Breccien mit früher Aufarbeitung). Außerdem ist die Dolomitisierung der Lumachellen mit Posidonomyen an den Kontakten zu diesen Dolomiten zu beobachten (Abb. 12).

Die Lumachelle besteht im wesentlichen aus einer Anhäufung von Posidonomyen, die häufig bei der Ablagerung beschädigt oder zerbrochen wurden; sie liegen in einer mikritischen Matrix mit Pellets, die meist stark umkristallisiert ist. Gewisse Bänke, besonders die im Hangenden dieser Horizonte, enthalten zahlreiche calcitisierte Radiolarien. Außerdem kann man eine geringe Menge fein-arenitischer Intraklaste beobachten, die allgemein vor der Umkristallisierung geschützt waren. Die laminae und die dolomitischen Fugen bestehen aus einer Zusammensetzung verschiedener Rhomboeder; ihre Größe reicht von ein paar μ bis zu einigen hundert μ , sie liegen in einer mehr oder weniger stark tonhaltigen Matrix. Außerdem treten auch saure vulkanische Bestandteile auf (Quarz und Feldspatkristalle). Die laminae enthalten ebenfalls in beschränkter Anzahl Bruchstücke von Posidonomyen. Schließlich sind auch noch Pflanzenreste in den Dolomiten der Zwischenbänke zu beobachten.

β) Kieselhaltige Dolomite mit Radiolarien und Posidonomyen.

Sie entsprechen lateral den schwarzen kieselhaltigen Kalken mit Posidonomyen und calcitisierten Radiolarien; auf sie entfällt in der Gegend von Sappada gewöhnlich der hangendste Anteil der Buchensteiner Schichten unmittelbar unter der aus Tuffiten gebildeten Serie von Wengen. Dieser 10 bis 20 m mächtige Horizont bildet den Übergang der Buchensteiner- zu den Wengener-Schichten; er enthält Sandsteinlagen mit Bestandteilen des Sockels (met. Gesteine des Untergrunds), die die Wengener-Schichten dieser Gegend kennzeichnen. Dieser markante Horizont ist sehr wertvoll. Die Ablagerung ist aber noch zu den Buchensteiner-Schichten zu rechnen, weil sie die letzte bedeutende karbonatische Lage vor der mächtigen, aus Sandsteinen und Tuffiten bestehenden Serie von Wengen bildet.

Die kieselhaltigen Dolomite mit Radiolarien liegen über der zweiten Emersionsfläche der Buchensteiner Schichten winkelkonkordante Überlagerung der transgredierenden Schichten; Abb. 7.

Man findet sie in den Zonen der geringsten Mächtigkeit. Vertikal und lateral gehen sie in schwarze, kieselhaltige, plattige Kalke über. Ein Profil westlich von Sappada (Abb. 13) in der Umgebung von V. di Lesen erlaubt es, die lithostratigraphische Lage genau anzugeben:

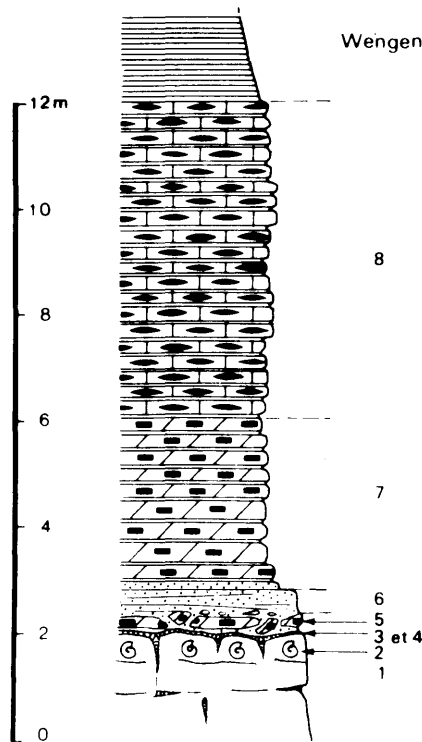


Abb. 13: Profil durch die Buchensteiner Schichten nahe dem Val di Lesen bei Sappada.

- 1) massive anisische Kalke
- Buchensteiner Schichten:**
- 2) Knollenkalke mit Ammoniten (kondensierter Horizont, 10-50 cm mächtig)
 - 3) zweite Emersionsoberfläche: die Knollenkalke oder die korrodierten bzw. abgetragenen anisischen Kalke sind örtlich mit einer dünnen Kruste schwarzer pyritreicher Dolomite mit Pflanzenresten überzogen.
 - 4) schwarze, kieselhaltige Plattendolomite, zerbrochen und wieder zementiert, wobei ein Sandstein entstand, der den überlagernden Schichten gleicht (30-40 cm mächtig).
 - 5) grober, grünlicher, tuffogener Sandstein mit Bestandteilen des Liegenden, auch aufgearbeiteter pietra verde, ungefähr 40 cm mächtig; gehört zur Wengener Fazies.
 - 6) schwarze, kieselhaltige Dolomite mit Radiolarien und Posidonomyen. Der Übergang zu den überlagernden Kalksteinen geschieht stufenweise durch Wechselspiel der beiden Fazies; ungefähr 3 m mächtig.
 - 7) schwarze, kieselhaltige, plattige Kalke enthalten Posidonomyen und calcitisierte Radiolarien (ungefähr 6 m mächtig).

Die schwarzen, kieselführenden Dolomite weisen plattige Schichtung auf (von ein paar cm bis zu 20 bzw. 30 cm dick), getrennt durch dünne schwarze, tonführende Zwischenlagen, die manchmal tuffartig sind. Sie sind auch reich an Pyrit und enthalten Pflanzenreste. Es handelt sich um mm-Rhythmite, wo kieselige und dolomitische laminae wechseln, örtlich auch unterbrochen durch diagenetische Silexknauern.

Wengener Schichten:

Es handelt sich um braune Mergel mit feinem Sandstein, auch glimmerführenden Sandsteineinschaltungen.

Die Mikrofazies (Abb. 14)

Die Hauptbestandteile sind Radiolarien, daneben einige Posidonomyen und Trümmer von Schwammnadeln. Die Gehäuse der Radiolarien sind häufig unbeanspruch, manchmal bei der Kompaktion abgeplattet; sie werden zementiert von einer mikrokristallinen, ton- und kieselhaltigen Matrix. Infolge des Reichtums an Radiolarien entstehen wirkliche Radiolarite. In den dolomitischen Rhythmen können einzelne Komponenten nur selten erkannt werden. Die Matrix besteht aus Dolomitrhomboedern (20-30 μ im Querschnitt), die in einem mehr oder weniger stark entwickelten kieselführenden Material eingelagert sind.

4) Paleogeographische Bedeutung dieser Fazies

a) Die kondensierte Fazies mit Ammoniten

Die ammonitenführenden Knollenkalke haben eine ganz besondere Stellung in der Gegend von Sappada: sie sind nämlich mit der ersten Emersionsoberfläche verbunden.

Sie greifen auf die abgetragenen anisischen Kalke und Dolomite über (im Fall der roten Knollenkalke).

Sie legen sich an das emporsteigende Gebiet (im Fall der grauen Knollenkalke). Sie folgen dann unvermittelt auf den biogenführenden, kalkigen Ablagerungen des mittleren bis oberen Anis. Es ist also anzunehmen, daß die Ablagerungstiefe dieser Fazies, die der klassischen Fazies des „ammonitico rosso“ vergleichbar ist, gering war.

b) Die kalkig-dolomitische und kieselführende Fazies mit Radiolarien und Posidonomyen

Herauszustreichen ist wiederum die Lage dieser Fazies über einer Emersionsfläche: die Ablagerungstiefe war gering; es handelt sich um eine Übergangsfazies mit einer dünnen Kruste schwarzer, pyrithaltiger Dolomite von gelblicher Anwitterungsfarbe, die als frühe Bildungen inter- bzw. supratidaler Bereiche anzusehen sind (CROS & LAGNY, 1969).

Die im Horizont der Lumachellen mit Posidonomyen manchmal beobachteten Trockenrisse, die aus der schnellen Aufarbeitung der dolomitischen Zwischenlage herrührende Breccie, die Dolomitierungen der Kontaktbereiche, die petrographische Gleichheit dieser Dolomite mit denjenigen auf den Krusten der Emersionsoberfläche, alles bestätigt diesen Gesichtspunkt.

Die rhythmische Struktur dieser Fazies, ihr feines Gefüge führt andererseits zum Gedanken ruhiger Ablagerungsverhältnisse, die vor dem Ungestüm der freien See geschützt waren. Der Reichtum an Pyrit, von dem die allgemein dunkle Farbe der Ablagerungen weitgehend abhängt, schränkt schließlich den Ablagerungsraum noch weiter ein. Man könnte als Bedingungen der Sedimententstehung das noch schematische Bild eines wenig

tiefen Meeresbusens mit zerstreuten nur kurzzeitig auftretenden Inseln und Inselchen entwerfen, die nach und nach von transgredierenden Sedimenten überzogen werden. Der kalkig-dolomitische, arenitische Marmor mit Posidonomyen und die Dolomite mit Radiolarien würden dann Absenkungen von Küstenablagerungen entsprechen als bevorzugtem Anhäufungsort der feinen Schalen pelagischer Organismen; dieser Bereich muß aber auch noch für Dolomitisierung günstig gewesen sein.

IV) SCHLUSSFOLGERUNGEN

Hat die in der Mitteltrias auftretende pelagische Fazies mit Posidonomyen und Radiolarien eine genaue bathymetrische Bedeutung?

Bisher glaubte man, diese Fazies sei immer in tieferem Wasser entstanden als die Fazies mit Kalkalgen. Wenn dies auch sehr häufig zutrifft, ist es doch nicht gerechtfertigt, dies zu einem allgemeinen Gesetz zu machen. Diese weitverbreitete Idee stammt wohl daher, daß man zumeist die Schwellen- bzw. Beckenbereiche einseitig studierte und die Faziesverzahnungen außer acht ließ, sie auch nicht zu rekonstruieren versuchte. Diese Arbeit wird nun durch die schlechten Aufschlußbedingungen und die auftretenden stratigraphischen Probleme in beiden Faziesfamilien erschwert. Insbesondere wurden auch die, den Schwellenablagerungen eingeschalteten, bzw. sie überlagernden, geringmächtigen pelagischen Sedimente vernachlässigt. Sie wurden kaum oder garnicht beschrieben, paleogeographische Rekonstruktionen gründeten insbesondere auf dem Studium der Kalkalgenfazies, die von zahlreichen Verfassern als Riffbildungen angesehen werden. Andererseits wurde die pelagische Fazies als in ihrer Gesamtheit mit der Kalkalgen- bzw. Spongiostromata-Fazies gleichzeitig angesehen. Es zeigt sich aber nun, daß sie in bestimmten Zeitabschnitten, abhängig von der geographischen Lagen entweder gleichzeitig und heteropisch, oder jünger und transgredierend sein kann.

Zwei Extremfälle zeigen die eben dargelegten Faktoren:

1) das Auftreten bzw. Fehlen einer (oder mehrerer), mit tektonischen Bewegungen verbundener Emersionsphasen. Das Auftauchen hat selbstverständlich das Ende der Karbonatsedimentation zur Folge.

2) durch eine verstärkte Anlieferung vulkanischen Tuffmaterials ändern sich die Sedimentationsbedingungen: über kurz oder lange kommt es zum Ende der Karbonatausfällung bzw. zum Aufhören des Kalkalgenwachstums. Ist die Tuffanlieferung gering, dann werden die Sedimentationsbedingungen kaum gestört, die Karbonatsedimentation bleibt ohne allzugroße Veränderungen enthalten.

Überdies ist aber auch noch eine starke Veränderung des Absenkungsbetrages zu beobachten, räumlich und zeitlich. In gewissen Gebieten weisen die Schwellenbereiche (mit Kalkalgen) keine Emersionserscheinungen auf. Sie bilden seit dem Anis Zonen bedeutender Absenkung; durch schwach geneigte Abhänge sind sie mit den nur wenig abgesunkenen pelagischen Becken der Umgebung verbunden.

Anderenorts bleiben die gegen Ende des Anis aufsteigenden Schwellenbereiche während einer mehr oder weniger langen Zeit als nicht absinkende Flachstwasserbereiche erhalten; zur gleichen Zeit nehmen die umgebenden Becken große Mengen allochthoner

Ablagerungen auf; es herrscht also, verglichen mit dem vorigen Fall, eine Umkehrung der Absenkung. Die Absenkung beginnt auf den Schwellenbereichen in unregelmäßiger Form erst mit dem Auftreten transgredierender Serien.

In diesem Zusammenhang sollen noch einige Gedanken zur Bathymetrie angeschlossen werden. Die Faziesverzahnungen des ersten Fall kennzeichnen eine sehr geringe Bathymetrie (Nähe der Fazies mit Kalkalgen und Spongiostromata). Im zweiten Fall zeigt die Lage der pelagischen Fazies, die im Gegensatz zu den Emersionsoberflächen steht, ihre besonderen petrographischen- sowie Sedimententstehungs-Bedingungen einen nur wenig tiefen Ablagerungsbereich an. In der Gegend von Sappada kommen in den ersten, in geringer Tiefe abgelagerten, transgredierenden Sedimenten nur pelagische Fossilien vor.

Wie kann man nun die Abwesenheit benthonischen Lebens, insbesondere der Kalkalgen in den Küstenbereichen erklären?

Die kondensierte Ammonitenfazies vom Typ des ammonitico rosso wird schon seit jeher als, durch Meeresströme umgelagerte Schwellenablagerung angesehen. Diese für die Verhältnisse des Jura schon lange bestehende Ansicht paßt auch für unseren Fall. Die Wirkung der Ströme erklärt die geringe Mächtigkeit des Sedimentes, seine Unstetigkeit, aber auch die Abwesenheit benthonischen Lebens; auch die Dasycladaceen und die Spongiostromata erfordern ja verhältnismäßig ruhige (jedenfalls nicht stark unruhige) Strömungsbedingungen.

Die dolomitische Fazies mit pelagischen Lamellibranchiaten und Radiolarien zeigen dagegen das Aussehen eines Küstensedimentes, das in ruhigen, verhältnismäßig beschränkten und örtlich nur sehr wenig tiefen Verhältnissen gebildet wurde. Diese Organismen haben keine genaue bathymetrische Bedeutung; die Abwesenheit benthonischer Organismen kann vielleicht mit der Abgeschlossenheit des Meeresbereiches in Verbindung gebracht werden; man darf auch die, mit der starken vulkanischen Tätigkeit verbundenen Störungen nicht außer acht lassen; die Aschenregen haben sicher zeitweise das benthonische Leben zum Erlöschen gebracht; für die Radiolarien waren sie aber wiederum günstig.

Interessant ist nun der Vergleich mit dem kalkig entwickelten Jura der Mittelmeergebiete: zu erwähnen sind die Arbeiten von AUBOUIN (1964), sowie die vor kurzem erschienenen regionalen Arbeiten von STURANI (1967, 1971) aus den venetianischen Alpen; überdies ist auch noch auf die Arbeiten von FARINACCI (1967), COLACCICHI & PIALLI (1967, 1969) in Apenninen, sowie auf die Arbeiten von JENKINS & TORRENS (1969), JENKINS (1970, 1971) auf Sizilien hinzuweisen. Diese oft erst kürzlich erschienenen Arbeiten sowie viele andere, die hier nicht erwähnt werden können, heben die Erscheinung kondensierter ammonitico rosso Ablagerungen sowie das Auftreten von Lumachellen und Posidonomyen hervor, die oft auch transgressiv über Karbonat-Plattformen liegen, die örtlich auch wieder emporgestiegen sind.

Die hier gebotenen Ergebnisse sind nicht vollständig und räumlich und zeitlich fragmentarisch. Die vorgeschlagene Auslegung ist bei weiteren Studien sicher in Einzelheiten noch zu verändern. Sie bietet aber doch den Vorteil zu zeigen, daß die

Entwicklung in der mittleren Trias kein solcher Sonderfall ist, wie man es für gewöhnlich annimmt. Die Gelände- und Laborstudien zeigen, daß man die Sedimententwicklung an die schon aus anderen Zeitabschnitten bekannten Verhältnissen anknüpfen kann. Die größte Schwierigkeit bei den Beobachtungen besteht in der äußersten Veränderlichkeit der Fazies, was aber die tektonischen und vulkanischen Ereignisse widerspiegelt; sie sind es, die für die so unterschiedlichen Faziesentwicklungen verantwortlich sind.

V) LITERATURVERZEICHNIS

- AUBOUIN J. (1964): Reflexions sur le facies „Amonitico rosso“. Bull. Soc. geol. France (7), 6, 475-501.
- BACELLE, E. und SACERDOTI, M. 1965: Una serie di strati di Livinallongo (Ladinico inferiore) nei pressi di Caprile (Dolomiti Bellunesi). St. Trentin. Sc. Nat. A, XLII, 2, s. 113-163.
- COLACCICHI R., PIALLI G. (1967): Dati a conferma di una lacuna dovuta ad emersione nel giurese del M. Cucco (Appenninno Umbro). Boll. Soc. Geol. Ital., 86, 179-192.
- COLACCICHI R., PIALLY G. (1969): Relationship between some peculiar features of Jurassic sedimentation and paleogeography in the Umbro-Marchigiano Basin (Central Italy). Ann. Instituto. geol. publici Hungarici LIV, 2, 195-207.
- CROS P. (1967): La sedimentation declive de quelques massifs carbonates triasiques, (Dolomites italiennes). C. R. Acad. Sci. Paris, 266, 233-234.
- CROS P. (1968): Enchainements de facies au Ladinien dans le Massif du Latemar (Dolomites italiennes). C. R. Acad. Sci., Paris 266, 313-316.
- CROS P. (1969): Tectonique et emersion ladinienne dans le massif de la Marmolada. C. R. Acad. Sci., Paris 266, 1153-1156.
- CROS P. et LAGNY P. (1969): Paleokarsts dans le Trias moyen et superieur des Dolomites et des Alpes Carniques occidentales; importance stratigraphique et paleogeographique. Sciences Terre, XIV, 2, 139-195.
- CROS P. (1970): Cadre geologique d'une interpretation hydrodynamique des sediments carbonates dans le massif du Latemar (Dolomites occidentales). C. R. somm. S. G. F., 2, 56-57.
- CROS P. (1971): sous presse, resume C. R. somm. S. G. F., 1971, p. 108.
- FARINACCI A. (1967): La serie giurassico-neocomiano di Monte Lacerone (Sabina). Nuove vedute sull'interpretazione paleogeografica delle aree di facies umbro-machigiana. Geol. Romana, 6, 421-480.
- HIRSCH F. (1969): Contribution a l'etude micropaleontologique du Trias: la succession des faunes de Conodontes dans les couches de passage de l'Anisien superieur au Ladinien inferieur des Alpes occidentales et meridionales. Arch. Sci., Geneve, 22, 1, 83-90.
- HIRSCH F. et LAGNY P. (1970): Sur l'age de la formation de Livinallongo (Buchenstein), Trias et des emersions contemporaines dans la region de Sappada (Alpes Carniques occidentales, Italie). C. R. Seances S. P. H. N. Geneve N. S., 5, 1, s. 102-122.
- HOHENEGGER J. und LOBITZER H. 1971: Die Foraminifernverteilung in einem Obertriadischen Karbonatplattform-Becken-Komplex der östlichen nördlichen

Kalkalpen. (Dachsteinkalk, Aflenzerkalk im südöstlichen Hochschwabgebiet, Steiermark). Verh. Geol. B. A. 1971, 3, S. 458-485.

HUMMEL K. (1928): Problem des Fazieswechsels in der Mitteltrias der Südtiroler Dolomiten. Geol., Runds., Stuttgart, 19, 223-228.

JENKINS H. C., TORRENS H. S. (1969): Paleogeographic evolution of Jurassic seamounts in western Sicily. Ann. Inst. Geol. publ. Hungarici LIV, 2, 91-104.

JENKINS H. C. (1970): Growth and disintegration of a Carbonate Platform. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1970, 6, 325-344.

JENKINS H. C. (1971): The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. Lethaia. 22, 4, 3, 327-352.

LAGNY Ph. (1967): Sur quelques aspects sedimentologiques et lithologiques d'une emersion recifale. C. R. Acad. Sci., Paris, Ser. D. 265, s. 858-861.

LAGNY Ph. (1968, 1): Emersions successives et instabilite tectonique au Trias moyen dans la region de Sappada (province de Belluno, Italie). C. R. Acad. Sci., Paris, Ser. D, 267, s. 1918-1920.

LAGNY Ph. (1968, 2): La formation de Buchenstein ou Livinallongo (Trias moyen des Alpes italiennes orientales): quelques reflexions en vue d'une meilleure definition de sa repartition dans l'espace et dans le temps. C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D, 267, s. 2065-2068.

MOJSISOVICS E. Von (1879): Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. 552 S.

PIA J. (1937): Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol. 248 S., Wien.

RICHTHOFEN F. Von (1860): Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo, Sankt Cassian und der Seisser Alpen in Südtirol. 327 S.

ROSSI D. (1962): Geologia della parte meridionale del Gruppo della Marmolada. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid. 14, I-8, 189 S.

ROSSI D. (1967): Due serie di Strati, di Livinallongo alle falde occidentali del gruppo del Latemer (Val d'Ega). St. Trent. Sc. Nat. A, XLIV, 2.

SARNTHEIN M. (1967): Versuch eine Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck (Österreich). Geol. Rdsch., 1, 116-127.

STURANI C. (1967): Reflexions sur les facies lumachelliques du Dogger mesogeen (Lumachelle a Posidonia Alpina Auct.). Bull. S. G. I., 86, 445-467.

STURANI C. (1971): Ammonites and stratigraphy of the „Posidonia alpina“ beds of the Venetian Alps (middle Jurassic, mainly Bajocian). Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, XXVIII, 177 S.

ZANKL, H. 1967: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. Geol. Rdsch. 56; I, s. 128-139.

1) Tafelerklärungen

Tafel I

- Abb. 3: Dünnschliffbild der Kalke der Übergußschichtung aus dem Profil Corno d'Ega (Hangendes der gemischten Fazies der Buchensteiner Schichten: Alternierende feine pelagische Kalklagen und grobgradierte klastische Kalke. Im Hangenden der mikritischen Kalke wird der Kalkarenit besonders aus Bruchstücken stromatolithischer Röhren und Äste, sowie von Foraminiferen gebildet. Diese Spongostromata bilden sowohl in der gemischten Fazies wie auch in der Übergußschichtungszone lockere Filze, die feine bioklastische Partikel festhalten.
- Abb. 4: Dünnschliffbild eines hemipelagischen Kalkes (Bankmächtigkeit 10 cm) aus dem Rio Slavin (westl. Seite des Agnello Massivs in den westl. Dolomiten): Der untere Teil der Kalklage wird durch Knollenkalk gebildet; in dem kompaktierten Mikrit sind viele gut erhaltene Radiolarien und Schwammnadeln enthalten. Die Knolle weist eine konzentrische, feine Bänderung auf, die externe, klare Zone ist dolomitisch-kieselig. Oberhalb ist eine kleine Linse aus Kalkarenit zu sehen. Der obere Teil der pelagischen Sequenz ist reich an Posidonomyen-Schälchen, die anfangs vollständig zerbrochen, später auch unverletzt sind; das „nebelige Gefüge“ rührt von einer Auflösung der Feinschichtung her. Der oberste Teil wird aus grobem, brecciösem Kalkarenit gebildet; eine grobe „graded bedding“ Abfolge ist zu sehen.
- Abb. 5: Dünnschliffbild eines Biokalcirudits vom Corno d'Ega, Latemar: Grobe Bänke der gemischten Fazies. Die Trümmer derselben stromatolithischen Gefüge sind in den feinen Kalkarenit eingeschwemmt.

Tafel II

- Abb. 6: Dünnschliffbild einer sedimentären Spalte, die von brecciösem Kalk erfüllt ist: Cornon Gipfel, Latemar. Eisenreiche Stromatolithen bilden eine Kruste um ein Bruchstück von Latemarkalk, die Komponente wurde durch den Stromatolith korrodiert. Die feinsten biologischen Gefüge blieben in den kalkreichen Krustenteilen erhalten.
- Abb. 9: Dünnschliffbild der grauen Kalke mit Ammoniten: Häufig sind Posidonomyen-Schälchen und andere, umkristallisierte Lamellibranchiaten, Pellets, mikritische Intraklaste in mikritischer Matrix.
- Abb. 11: Dünnschliffbild der kalkig-dolomitischen Lumachelle mit Posidonomyen: Zwei Laminae mit zerbrochenen, deformierten Posidonomyen, sowie Pellets werden durch eine pyrit- sowie dolomitreiche Lage getrennt; die winzigen Dolomitrhomboederchen sind mit wenig Ton umkleidet.

Tafel III

- Abb. 12: Dünnschliffbild einer dolomitisierten Lumachelle mit Posidonomyen: man kann noch einzelne Lagen mit umkristallisierten Posidonomyen erkennen.

- Abb. 14: Dünnschliffbild eines kieselführenden Dolomites mit Radiolarien und Posidonomyen. Der Schliff baut sich auf aus: 1) einem echten Radiolarit mit kieseligen Radiolarien und kieselig-dolomitischer Matrix; 2) aus einem abweichenden kieselhaltigen Dolomit mit weniger Radiolarien in dolomitisch-kieseliger, mikrokristalliner Matrix.
- Abb. 15: Dünnschliffbild eines Dolomitischen Mergels mit Posidonomyentrümmern und Intraklasten. Das Bild stammt aus einem mikritischen Knollenkalk mit Ammoniten und Posidonomyen.

Tafel I

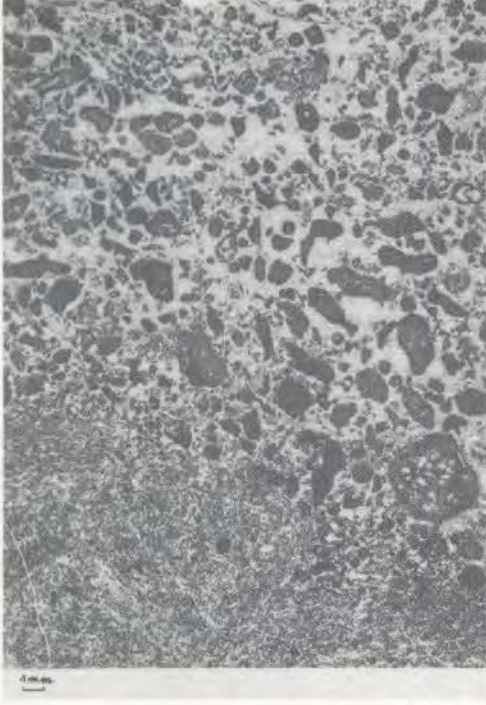


Abb. 3:



Abb. 4:

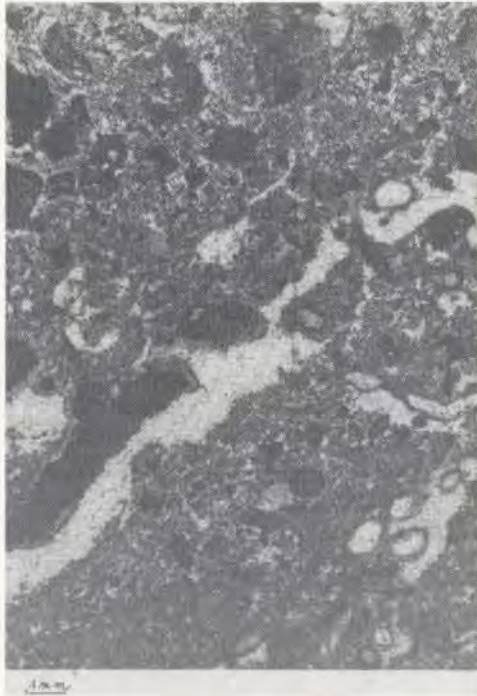


Abb. 5:

Tafel II

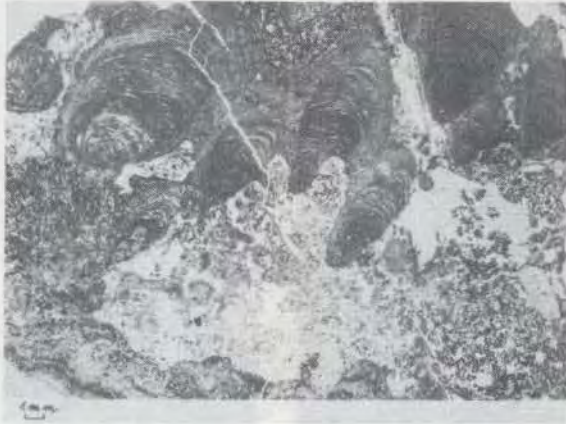


Abb. 6:

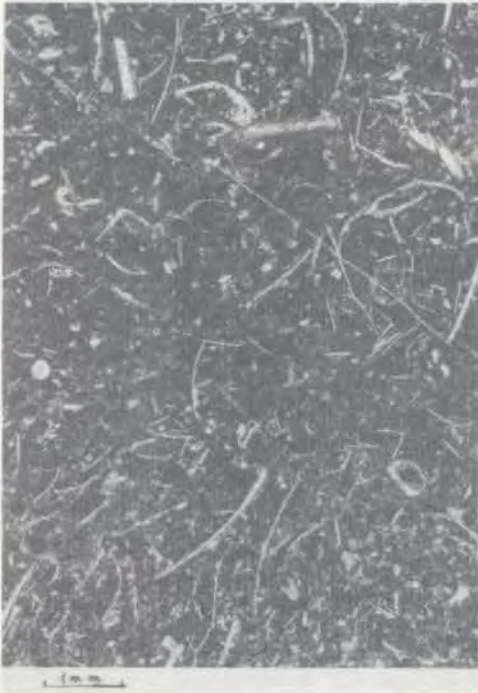


Abb. 9:



Abb. 11:

Tafel III



Abb. 12:

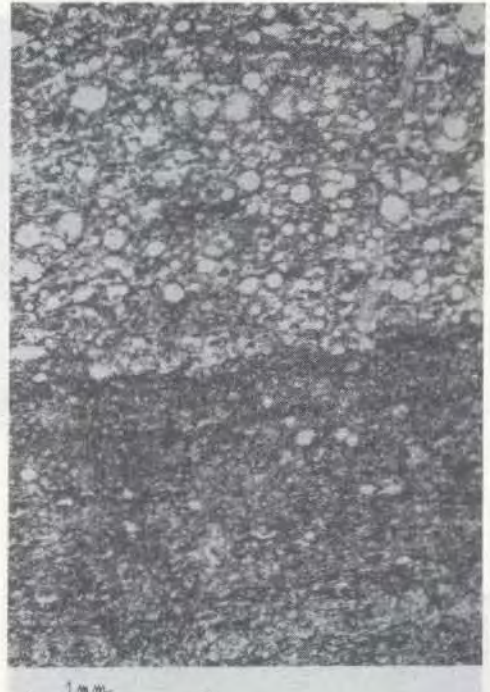


Abb. 14:



Abb. 15: