

Zur tektonischen und stratigraphischen Position des Martinsbühels bei Innsbruck

von D.A. Donofrio, G. Heißel & H. Mostler⁺⁾

Zusammenfassung

Die Diskussion um die tektonische Stellung des Martinsbühels bei Innsbruck hat eine detaillierte feinstratigraphische Untersuchung in Verbindung mit der geologischen Neuaufnahme der weiteren Umgebung ausgelöst.

Im Zuge dieser Arbeiten hat sich herausgestellt, daß am Martinsbühel über fassanischen Knollenkalken eine Partnachfazies einsetzt, die bis in das hohe Cordevol, möglicherweise bis in den Cordevol/Jul-Grenzbereich hinaufreicht, wenn auch im Hangendabschnitt, in einer von der typischen Partnachentwicklung abweichenden Fazies.

Die mikrofaziellen Untersuchungen der Partnachkalke weisen diese als typische Beckensedimente aus, die den Knollenkalken im Liegenden zwar ähnlich, aber nicht als Knollenkalken sensu stricto bezeichnet werden dürften.

Während die bisherigen Untersuchungen ein völliges Fehlen von Riffschutt innerhalb der Partnachbecken aufgezeigt haben, führen die im Liegenden der Martinswand neu entdeckten Partnachschichten hingegen Riffdetritus. Die Kalkbänke setzen sich ausnahmslos aus Riffschuttmaterial zusammen, wobei dessen Anlieferung mehr oder minder kontinuierlich vor sich gegangen sein muß, zumal nirgends eine Differenzierung zwischen autochthoner Beckenfauna und allochthoner Riffauna festgestellt werden konnte. Die Mikrofauna erlaubte es, sowohl das Profil Martinsbühel als auch

⁺⁾ Anschrift der Verfasser: Dr. Donato Antonio Donofrio,
Dr. Gunther Heißel, Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut
für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020
Innsbruck

jenes der Martinswand (Plattleck) feinstratigraphisch aufzugliedern, wobei hiezu besonders Conodonten und Holothuriensklerite herangezogen wurden, aber auch Schwabcrinoiden, Poriferenspiculae sowie Mikroproblematika wichtige stratigraphische Zeitmarken abzutrennen halfen. Beigegebene Tabellen sollen dem Leser einen Überblick über die Gesamtfaua vermitteln.

Interessant und auch als ein wichtiges Teilergebnis zu werten ist die Präsenz der Asteriden, die erstmals ab dem Langobard innerhalb der alpinen Trias nachgewiesen werden konnten. Die Asteriden sind nur im Profil Plattleck bekannt geworden und belegen unseres Erachtens in Verbindung mit den sonst innerhalb der Beckenfazies zur Zeit des Langobards so selten auftretenden Ophiuren und Echiniden, daß es sich hiebei um eine allochthone, aus dem Flachwasser geschüttete Fauna handelt.

Zunächst ungeachtet der tektonischen Position haben wir über weite Bereiche der Nördlichen Kalkalpen ausgegriffen, um das verschiedenzeitliche Einsetzen der Partnachsichten einerseits und die unterschiedliche Ausbildung der Karbonat-Beckenfazies andererseits aufzuzeigen.

Aufgrund der geologischen Neuaufnahme großer Teile des Karwendelgebirges durch G. HEISSEL, 1978, die z.T. eine völlig neue tektonische Gliederung mit sich brachte, konnte eine relativ gut fundierte Rückformung vorgenommen werden. Demnach ist der Martinsbühel wohl Teil der Inntaldecke, aber von der unmittelbar im Norden anschließenden Martinswand eindeutig tektonisch abtrennbar. Das beigegebene Abwicklungsschema großer Teile der Nördlichen Kalkalpen zwischen Flexenpaß und Achensee zeigt den Martinsbühel in einer Position relativ weit südlich von der Martinswand (Plattleck) entfernt (ca. 10 km).

Das von OTT (1967, 1972) vorgestellte Riffmodell hielt einer kritischen Prüfung nicht stand, wobei besonders tektonische und zeitliche Faktoren ausschlaggebend waren. Auch das von BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974, erstellte Riff-Beckenmodell mußte modifiziert werden, vor allem aufgrund der starken Riffbeeinflussung der Partnachsichten im Bereich Plattleck. Dies führte zur Ansicht, daß riffbeeinflusste Bereiche Randbecken darstellen, die durch eine Tiefschwelle in Knollenkalkfazies vom Zentralpartnachbecken getrennt sind.

Die relativ enge Nachbarschaft von Becken und Riffen, besonders die kanalartigen Verbindungswege zwischen den Riffen, wurde mit den Verhältnissen des stark gegliederten Schelfs im nördlichen Teil des australischen Barriereriffs zu erklären versucht. Die Zwischenriffpassagen im Barriereriff würden demnach den mittel- bis tiefobertriadischen Beckenbereichen entsprechen.

Summary

The discussion about the tectonic position of the Martinsbühel near Innsbruck has caused us to start microstratigraphical examination as well as another geological survey of this area.

In the course of these studies it was found that on the Martinsbühel a Partnach-facies appears on top of the Fassanian nodular limestone. This Partnach-facies reaches up to the high Cordevolian, possibly even up to the Cordevolian-Julian boundary, although the facies differs from the development typical of Partnach in the highest part of the section.

Microfacial examinations of the Partnach-limestones prove that they are typical basin-sediments with a foot-wall which is similar to nodular limestone, but should not be named nodular limestone in the strict sense of the word. Whereas previous studies showed absolutely no reefdetritus within the Partnach-strata, the Partnach-strata newly discovered in the footwall of the Martinswand does bear reefdetritus. Without any exception the limestone-banks are composed of reefdetritus. This detrirus probably was delivered without any significant interruption, particularly since a differentiation between autochthonous basin-fauna and allochthonous reef-fauna could not be found anywhere. The micro-fauna enabled us to make a microstratigraphical classification of the sections of both Martinswand (Plattleck) and Martinsbühel, for which we primarily used conodonts and holothurians. Microcrinoids, spicules of sponges as well as microproblematica, were of great use when we tried to distinguish important stratigraphical time-marks. The tables added are to give the reader an overall view of the whole fauna.

An important and interesting partial result is the presence of asteroids, which could be proved for the first time from the Langobardian within the Alpine Triassic. The Asteroids were only found in the Plattleck-section. We think that associated with ophiuroids and echinoids, which normally occur very rarely in basin-sediments in the Langobardian - the asteroids give proof of the fact that the fauna is allochthonous and originates from shallow water.

Paying no attention to the tectonic position at first, we extended our studies over large areas of the Nördliche Kalkalpen, in order to show both the Partnach-strata occurring at different times on the one hand and the different development of the carbonate-basin-facies on the other hand.

G. HEISSEL's new geological survey of large parts of the Karwendel (1978), which partially brought about a completely new tectonic division, resulted in a relatively well established reconstruction. According to these findings the Martinsbühel is part of the Inntaldecke, but is tectonically clearly distinguishable from the adjacent Martinswand in the north. The scheme of the reconstruction of large parts of the Nördliche Kalkalpen between Flexenpaß and Achensee shows the Martinsbühel in quite a southerly position, about 10 km away from the Martinswand (Plattleck).

The reef model produced by OTT (1967, 1972) did not pass a critical examination with special attention paid to tectonic and time factors. The reef basin model by BECHSTÄDT & MOSTLER (1974) had to be modified as well, mostly due to the strong reef-influence on the Partnach-strata in the Plattleck area. This led to the opinion that areas with reef-influence are marginal basins, which are divided from the central Partnach-basin by a deep submarine rise consisting of nodular limestone-facies.

The reefs are separated by channels. This resembles the situation in the strongly segmented shelf-area in the northern part of the Australian barrier-reef. According to this, the inter-reef-passages of the barrier-reef would therefore correspond to middle- to low Upper-Triassic basin areas.

Riassunto

La incerta posizione tettonica della Collina "Martinsbühel", presso Innsbruck, ha dato l'avvio ad un studio stratigrafico di dettaglio in concomitanza con un nuovo rilevamento geologico di una vasta zona circostante.

Uno dei primi risultati è stata la constatazione che nell'area della collina in esame la facies cosiddetta di "Partnach" ha inizio immediatamente al disopra di calcari nodulari di età Ladinico inferiore (Fassan) e perdura per tutto il Carnico inferiore (limite Cordevol/Jul) anche se nella parte terminale detta facies non si può più definire tipica.

Lo studio della microfacies dei calcari di Partnach dimostra che si tratta di tipici sedimenti di bacino che hanno affinità con i calcari nodulari sottostanti ma che tuttavia non possono essere definiti come tali.

Le indagini fin qui condotte avevano sempre escluso l'apporto di detriti di scogliera nei bacini di Partnach. Una serie calcarea da ascrivere agli "Strati di Partnach" individuata di recente alla base del monte "Martinswand", invece, è composta senza eccezione da materiale detritico di scogliera. Non essendosi potuto stabilire mai una netta separazione tra fauna autoctona di bacino e fauna alloctona di scogliera, si deve dedurre che l'apporto di materiale detritico è avvenuto senza interruzione.

La microfauna ha permesso di inquadrare dettagliatamente sia la sezione stratigrafica di Martinsbühel che quella di Martinswand. I gruppi faunistici che sono stati chiamati in causa sono in primo luogo i Conodonti e le Oloturie (scleriti) affiancati da Crinoidi planctonici, Spugne (spicole) e resti organici indefiniti (Microproblematica). Dalle tabelle del testo il lettore potrà avere un quadro d'insieme dell'intera fauna.

La presenza degli Asteroidi, ritrovati per la prima volta nel Ladinico superiore (Langobard) del Trias alpino, è da considerare non solo interessante ma anche come risultato parziale del

presente studio. Gli Asteroidi sono presenti solo nella sezione stratigrafica "Plattleck" e, tenendo presente la sporadicità delle Ofiure e degli Echinidi nel Ladinico superiore all'interno di facies di bacino, pensiamo si tratti di fauna alloctona proveniente da acque poco profonde.

Prescindendo, in un primo tempo, dalla posizione tettonica abbiamo preso in considerazione vaste zone delle Alpi Calcaree Settentrionali per mostrare la differente età d'inizio degli "Strati di Partnach" e le diverse genesi delle facies carbonatiche di bacino.

Sulla base del nuovo rilevamento geologico di gran parte della catena montuosa di "Karwendel" da parte di G. HEISSEL, 1978, e la parziale nuova situazione tettonica che ne è risultata, si è potuto ricostruire la posizione dei singoli elementi rispetto all'originaria geosinclinale. Ne consegue che la collina "Martinsbühel" è certamente parte della coltre detta "Inntaldecke" ma con una netta separazione tettonica dall'attiguo monte "Martinswand" a nord. Uno schizzo dell'intera situazione riportata allo stadio di geosinclinale e comprendente gran parte delle Alpi Calcaree Settentrionali tra il passo Flexen ed il Lago "Achensee", mostra la Collina "Martinsbühel" in posizione sud rispetto al monte "Martinswand" (Plattleck) ad una distanza da quest'ultimo di circa 10 km.

Il modello di scogliera proposto da OTT (1967, 1972) non ha retto ad un'analisi critica; specialmente i dati tettonici e cronologici sono stati quelli decisivi. Anche il modello "scogliera-bacino" sviluppato da BECHSTÄDT & MOSTLER (1974), è stato modificato soprattutto in relazione all'intenso influsso subito dagli "Strati di Partnach" nella zona di Plattleck da parte di detrito di scogliera. Ne consegue che la aree interessante da tale influsso devono essere considerate come zone marginali di bacino separate dalla parte centrale da una soglia profonda in facies di calcari nodulari. Si è tentato di spiegare la relativa vicinanza tra bacini e scogliere ed in particolare i collegamenti a forma di canale di quest'ultime tra di loro facendo un confronto con la situazione della piattaforma continentale nella parte nord della Barriera Corallina Australiana. I collegamenti interni di quest'ultima corrisponderebbero, pertanto, ai bacini del Trias medio e Trias superiore (parte basale).

Inhalt

1. Einführung und Problemstellung
2. Geologische Übersicht
3. Kurze Stellungnahme zu den dargestellten Profilen
4. Zur Mikrofazies
5. Mikrofaunen und ihre stratigraphische Stellung
6. Tektonik
7. Paläogeographische Überlegungen

Danksagung

Literaturverzeichnis

Tafelerläuterungen

1. Einführung und Problemstellung

Das Gebiet zwischen Innsbruck und Zirl, soweit es den kalkalpinen Anteil betrifft, wird im wesentlichen aus mittel- bis tief-obertriadischen Schichtfolgen aufgebaut. Zwei wichtige Verkehrswege queren die triadische Gesteinsfolge. Einmal ist es die Bundesstraße 171, die von Innsbruck in Richtung Arlberg führt, zum anderen Mal ist es die Karwendelbahntrasse, die sich ihren Weg, von Innsbruck allmählich ansteigend, durch einen sehr unwegsamen Teil des Karwendels bahnt. Bedingt durch die Bahntrassenführung im felsigen Gelände bzw. durch Felsanschnitte, die im Zuge des Straßenbaus entstanden, sowie durch Steinbrucharanlagen, die die Straße säumen, ist ein ausgezeichneter Einblick in den geologischen Bau dieses Gebiets gewährleistet.

Der Martinsbühel, der durch eine schmale, aber morphologisch stark ausgeprägte Furche, welcher die Bundesstraße 171 folgt, von der Martinswand getrennt ist, hat schon früh die Aufmerksamkeit, vor allem wegen der mächtigen Partnachmergelführung, auf sich gezogen, weil unmittelbar östlich der Martinswand aufgrund des bisherigen Kenntnisstands keine Partnachmergel bekannt waren. Vielmehr hat man den Reiflinger Bankkalken eine vermittelnde Rolle zwischen dem Muschelkalk im Liegenden und Wettersteinkalk im Hangenden zugesprochen und sie mit dem Terminus "Partnachkalk" belegt (O. AMPFERER & W. HAMMER, 1899). Die Ansprache der Reiflinger Bankkalkfolge als Partnachkalke war eng mit der Vorstellung verknüpft, in diesen auf jeden Fall auch ein zeitgleiches Äquivalent zu sehen, allerdings mit der Auflage, daß beide nicht jünger als ladinischen Alters sein können. Durch die Untersuchungen von BECHSTÄDT & MOSTLER (1974) wissen wir, daß die Reiflinger Bankkalke nicht unmittelbar mit den Partnachkalken verglichen werden können, obwohl sie eine zeitgleiche Ablagerung darstellen können, sondern nur jene Karbonatgesteine, die den Tonmergeln zwischengeschaltet bzw. mit diesen vergesellschaftet sind, die Bezeichnung Partnachkalke mit Recht tragen.

In der Furche zwischen Martinsbühel und Martinswand sah ein Teil der Bearbeiter vor 1977 eine tektonische Zäsur, ein anderer jedoch vermutete in dieser eher weiche Mergel, die der Erosion zum Opfer fielen, und somit für die Morphologie verantwortlich zeichnen.

Die mit einer vermuteten Störung verbundenen, weit reichenden tektonischen Konsequenzen waren zunächst Anlaß genug, den Martinsbühel einer detaillierten feinstratigraphischen Untersuchung zu unterziehen. Schon die ersten, eher weitmaschig entnommenen Proben erbrachten insofern ein überraschendes Untersuchungsergebnis, als sich herausstellte, daß die mit den Partnachschieften verbundenen knolligen Kalke, die zum Hangenden hin immer mehr zunehmen, und nur noch geringmächtige Mergellaugen führen, hochcordevolischen Alters sind, und sich ein juli-sches Alter (aonoides-Subzone im Sinn von KRISTYN, 1978) nicht ausschließen ließ. Von der Fazies her betrachtet ist allerdings unseres Erachtens mit Jul nicht zu rechnen, zumal geringmächtige Sandsteineinschaltungen, wie sie für Raibler Schichten typisch

sind, fehlen. Aufgrund dieser neuen stratigraphischen Situation vertreten die Partnachschichten (Partnachtonschiefer-mergelkalke) den Wettersteinkalk völlig, wodurch eine Verbindung mit dem bis 800 m mächtigen Wettersteinkalk der Martinswand nicht möglich ist.

Im Zuge der weiter ausgreifenden geologischen Aufnahmen (siehe Beilage, Abb. 1) wurden im Liegenden der Martinswand, entgegen allen bisherigen Vorstellungen, bis 80 m mächtige Partnachmergel entdeckt, die mit Partnachkalken, z.T. stark unterschiedlicher Mächtigkeit, wechsellagern, und sich auf Kosten der Reiflinger Bankkalke, die hier nur geringmächtig entwickelt sind, ausbreiten. Somit war es erforderlich, auch diese in unsere mikrofau-nistischen und mikrofaziellen Untersuchungen miteinzubeziehen. Die daraus gewonnenen Untersuchungsergebnisse zwangen uns zunächst, das von BECHSTÄDT & MOSTLER (1971, 1976) vorgestellte Riff-Becken-Sedimentationsmodell neu zu überdenken bzw. zu modifizieren. Die neue, dabei herausgearbeitete paläogeographische Situation mußte mit ähnlichen Konstellationen aus anderen Gebieten der Nördlichen Kalkalpen verglichen werden, das ursprüngliche Ablagerungsgebiet des Martinsbühels über ein möglichst gut fundiertes Abwicklungsschema zu rekonstruieren. Die sich hierbei anbietenden Denkmodelle führten schließlich zu Überlegungen, wie die von BECHSTÄDT & MOSTLER (1976) diskutierten "Partnachkanäle" entstanden sein könnten, und haben schließlich dazu beigetragen, eine Antwort darauf zu finden, inwieweit sich die Partnachschichten als Fazieskriterien zur Abklärung großer tektonischer Einheiten überhaupt eignen.

LEGENDE ZU DEN ABBILDUNGEN 1, 5, 6, 7, 8, 9

BK = Reiflinger Bankkalke (oberer Alpiner Muschelkalk); BS = Alpiner Buntsandstein; dol. = dolomitisiert; EK = ebenflächige, dünn- bis mittelbankige Kalke, z.T. SiO₂-führende Bänderkalke; GK = Göstlinger Kalke; GU = Gutensteiner Kalke (mittlerer Alpiner Muschelkalk); HD = Hauptdolomit; KF = Knollen- bis Knollen-flaserkalke (oberer Alpiner Muschelkalk); KK = Reiflinger Kieselknollenkalke mit Tuffen und Tuffiten (oberer Alpiner Muschelkalk); MK = Alpiner Muschelkalk; PK = Partnachkalke (Bankkalkfazies); PKK = Partnachkalke (Knollenkalkfazies); PM = Partnachmergel; PR = Partnachkalke (Riffschuttfazies); PS = Partnachschichten; Qu = Quartär (nicht näher differenziert); R = Wettersteinkalk (Rifffazies); RG = Reingrabener Schichten; RH = Reichenhaller Schichten; RS = Nordalpine Raibler Schichten; SK = "Steinalmkalke" (mittlerer Alpiner Muschelkalk); St = Störung, Überschiebungsbahn; VRK = Wettersteinkalk (Vorrifffazies); WK = Wettersteinkalk im allgemeinen; Δ = Tuffe und Tuffite.

⁺) Herr Kollege Peter GSTREIN, Dissertant des Instituts für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck, hat als erster die Partnachmergel entdeckt und uns freundlicher-weise darauf aufmerksam gemacht, wofür wir hier unseren Dank aussprechen wollen.

2. Geologische Übersicht

Das Gebiet Martinsbühel-Martinswand befindet sich am Südrand der Nördlichen Kalkalpen und bildet den südlichsten Teil der Inntaldecke im Karwendel (Abb. 4).

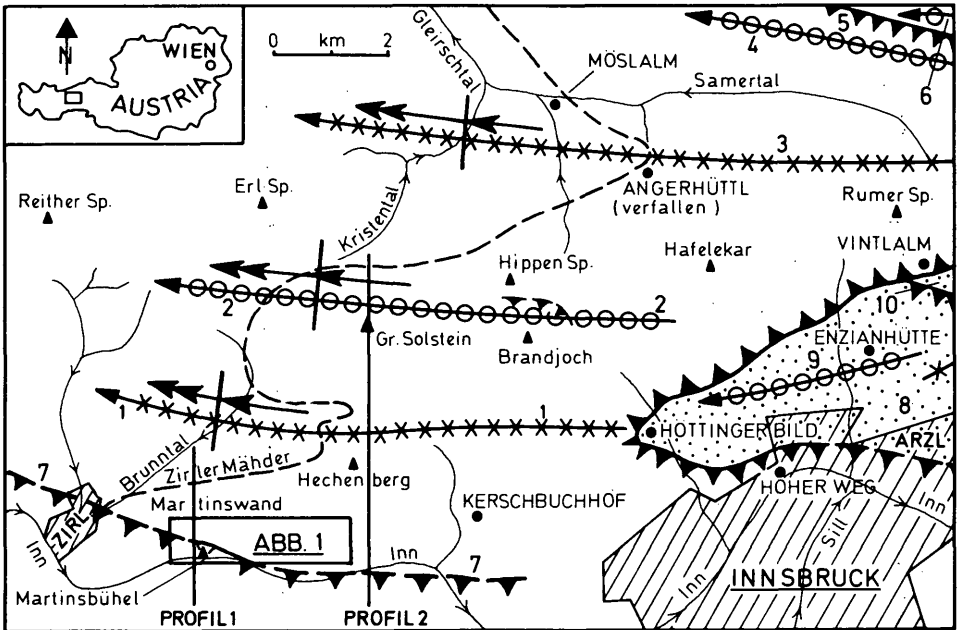
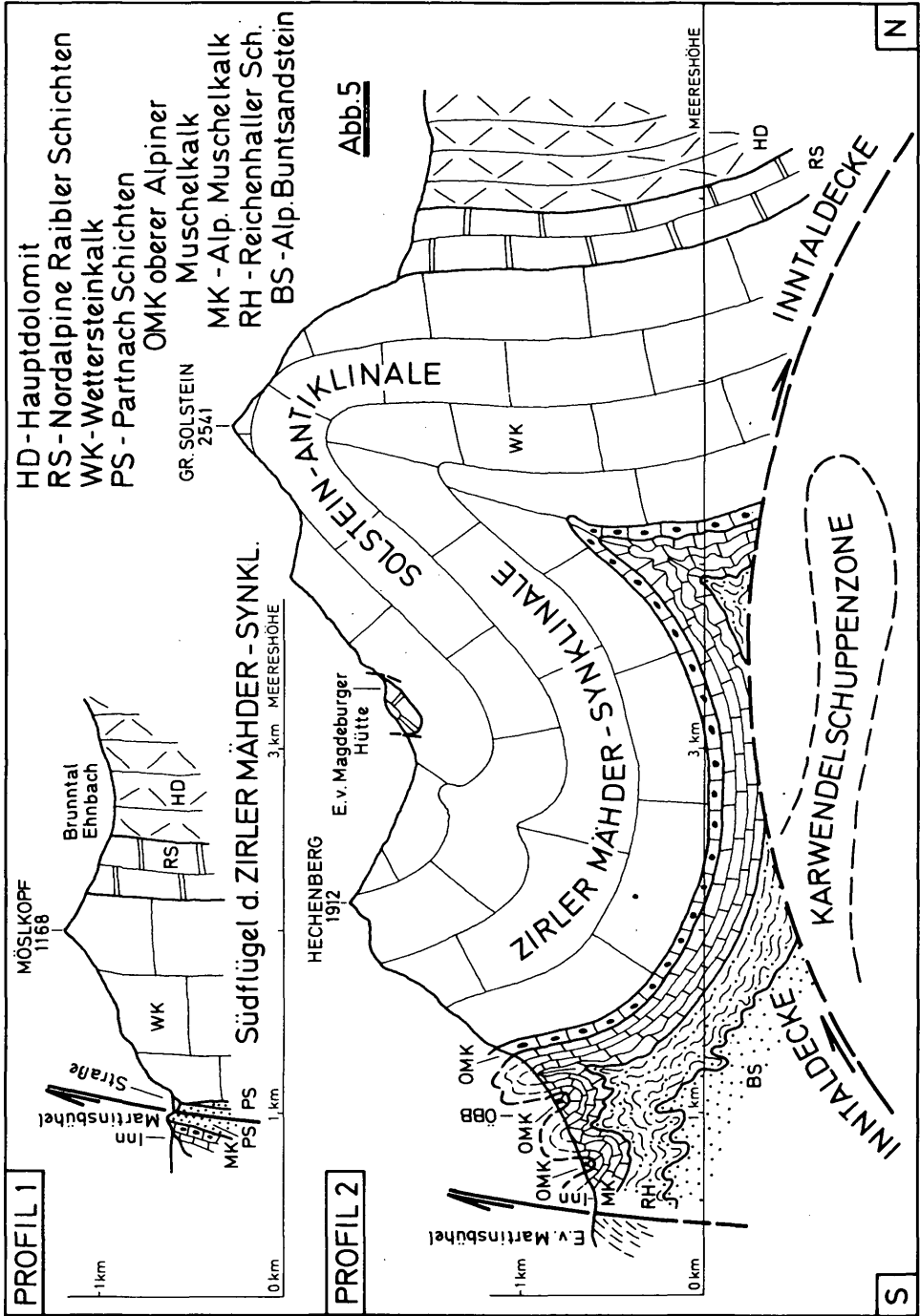


Abb. 4: Südwestliches Karwendel - tektonische Karte: Inntaldecke (ohne Signatur):

- 1 = Zirler-Mähder-Synklinale, 2 = Solsteinantiklinale, 3 = Angerhüttl-Stempeljochsynklinale, 4 = Gleirschkamm-Bettelwurfantiklinale, 5 = Gleirschkamm-Bettelwurfüberschiebung, 6 = Lafatscher Roßkopf-Bettelwurf nordwand-Antiklinale, 7 = Aufschiebung des Martinsbühels auf die Martinswand (Teil der Inntalstörung), strichlierte Linie = Grenze Wettersteinkalk-Raibler Schichten. Karwendelschuppenzone (punktiert): 8 = Gramart-Hungerburghalbfenster, Thaurer Schuppe, 9 = Mühlauer-Graben-Antiklinale, 10 = Bärenklamm Schuppe. \blacktriangleright $15-30^{\circ}$ W, \rightarrow $10-15^{\circ}$ W.



Mehrere Faktoren bedingen den hohen Grad tektonischer Beanspruchung dieses Gebiets: der nordvergente Großfaltenbau der Inntaldecke (Zirler-Mähder-Synklinale, Solsteinantiklinale etc.) taucht von Ost nach West, zuerst langsam, dann steil in die Seefelder Senke ab. Die Bildung der Seefelder Senke wird wenigstens zum Teil dem Nachdrängen des Öztaler Altkristallins auf die Nördlichen Kalkalpen zugeschrieben. Damit kann zumindest teilweise auch die südvergente überprägte, ursprünglich nordvergente Kleinfaltung inkompetenter Gesteine am Karwendelsüdrand, die gegen Westen bis zum Steinbruch Pilgerschrofen nachgewiesen ist (s. Abb. 1, 5)), erklärt werden (siehe auch G. HEISSEL, 1978: 233, 234 und 254). Die Grenze Nördliche Kalkalpen-Öztalkristallin ist die Inntallinie, die im Untersuchungsgebiet das bedeutendste tektonische Element darstellt. Es handelt sich hierbei um in zwei Richtungen verlaufende Störungsbündel (Inntalstörungszone nach G. HEISSEL, 1978), deren Einfluß sich mit subparallelen Störungen noch weit innerhalb des Karwendels abzeichnet.

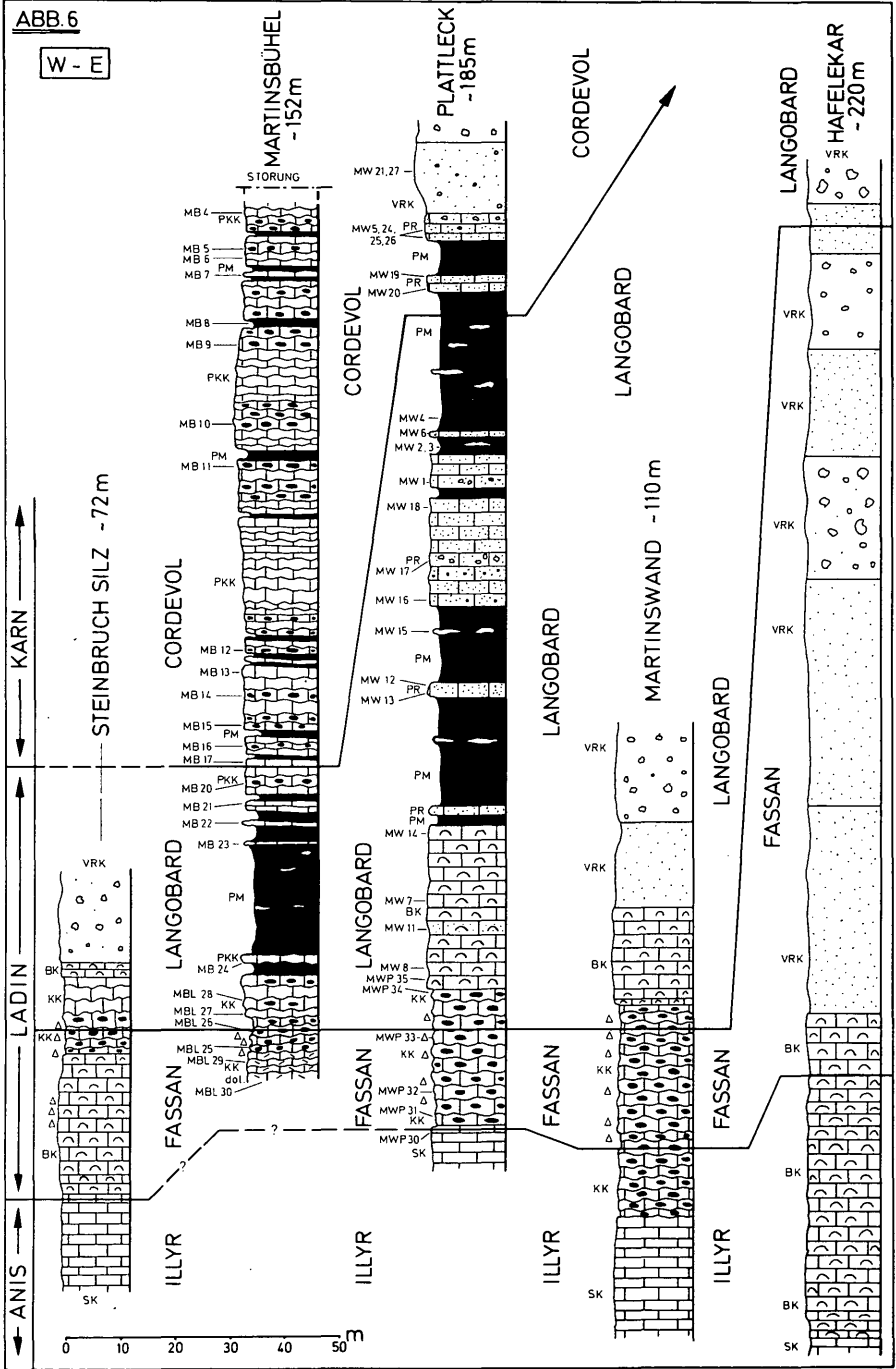
3. Kurze Stellungnahme zu den dargestellten Profilen

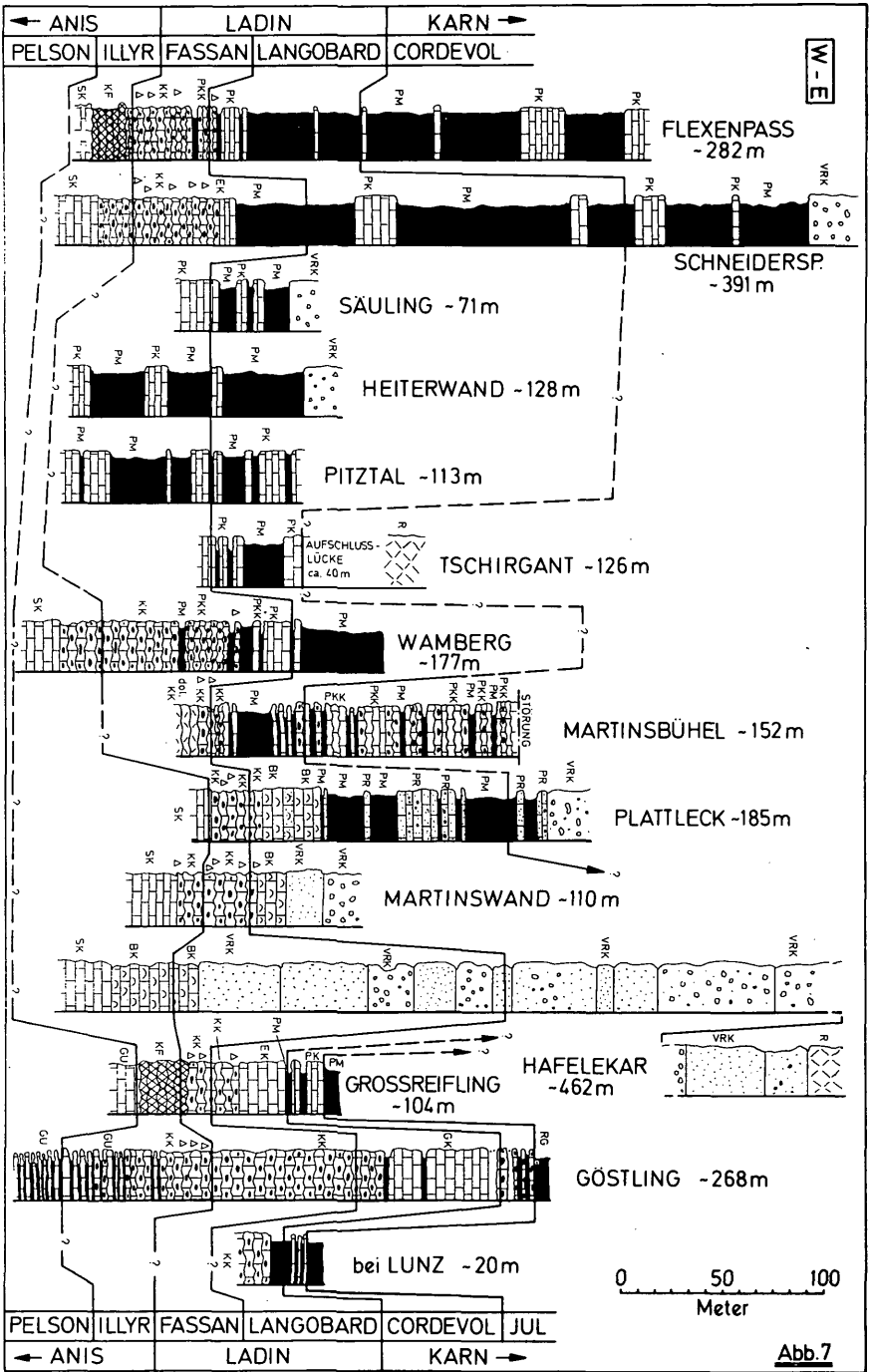
Im Bereich des Martinsbühels hat sich nach sehr genauer Kartierung ein lückenloses Profil erstellen lassen (siehe Abb. 6 und Abb. 7). Dies war einerseits möglich durch das Auftreten sehr markanter Gesteinsbänke, andererseits durch eine laufende mikrofaunistische Kontrolle. Der stratigraphisch tiefste Teil ist in Form eines Dolomits erschlossen, der infolge seiner Massigkeit eher an die Zugehörigkeit zum "mittleren Muschelkalk" denken läßt. Bei genauerer Betrachtung jedoch ist die Knolligkeit trotz der intensiven Dolomitisierung noch erkennbar und auch die Mikrofauna ist ausgesprochen typisch für die Knollenkalkfazies.

Über dem dolomitierten Bereich ist eine enge Wechsellagerung zwischen Knollenkalken und Pietra-verde-Lagen festzustellen (insgesamt konnten sieben Pietra-verde-Lagen festgestellt werden). Über den Knollenkalken setzen die ersten Partnachmergel ein, die zunächst nur durch eine ebenflächige Kalkbank unterbrochen sind, bevor die mächtigen Partnachmergel einsetzen. Gegen den hangenden kalkreichen Abschnitt hin nehmen die Kalkbänke in einer "knollenkalähnlichen" Fazies zu und führen abschnittsweise Tonmergellagen, die kaum mächtiger als 10 cm werden; nur die mächtigsten Tonmergellagen aus dem Hangendabschnitt konnten im Profil dargestellt werden, deren Mächtigkeit zwischen 1 und 3 m schwankt. Eine Partnachentwicklung mit relativ geringer Partnachmergelführung im Hangendabschnitt konnte in dieser Art zum ersten Mal im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen nachgewiesen werden. Einzelne Tests, die auf den Prozentsatz des siliziklastischen Anteils der Knollenkalke hielten, zeigten, daß die Anlieferung an Silikatdetritus vom Beginn der Partnachschichten-Sedimentation hinauf bis etwa zum Cordevol/Jul-Grenzbereich trotz Vorherrschens der Karbonate nie wirklich ausblieb.

ABB. 6

W - E





Völlig anders sind die Sedimentationsverhältnisse im Profilbereich des Plattlecks, die, mit dem "mittleren Muschelkalk" beginnend, in einer geringmächtigen Knollenkalk- und Bankkalkfolge fortsetzen, wobei Riffdetritus bereits in der Reiflinger Bankkalkfazies reichlich auftritt. In scharfem Kontakt über diesen setzen Partnachmergel ein, denen in der Mächtigkeit stark schwankende, ebenflächige Kalkbänke zwischengeschaltet sind, die sich ausschließlich aus Riffdetritus zusammensetzen. Auffallend ist, daß innerhalb dieser Kalkbänke nie Lagunen auftreten, in welchen eine autochthone Beckenfauna, von jener Fauna aus dem Riff stammend, differenziert ist. Mikrofaunistische Untersuchungen der Partnachmergel selbst stehen noch aus.

Im Gegensatz zum Martinsbühel, in welchem die Partnachentwicklung bis in das hohe Cordevol reicht, ist jene des Plattleckgebiets bereits mit dem basalen Cordevol abgeschlossen, wiederum ein Hinweis, wie verschiedenzeitlich die Partnachsedimentation abläuft. Um diese Faziesunterschiede in Raum und Zeit noch besser aufzuzeigen, haben wir Profilabfolgen zusammengestellt, die das verschiedenzeitliche Einsetzen der Partnachentwicklung wiedergeben bzw. verdeutlichen sollen, in welchem engem Konnex die Sedimentation von vorwiegend siliziklastischem Material mit der Karbonatsedimentation steht. Nicht mit eingeflossen in diese Arbeiten sind jene Bereiche, in welchen die Partnachtonschiefer bis -mergel direkt mit den Raibler Tonschiefern in Verbindung stehen, so z.B. bei Thaur östlich Innsbruck und im Bereich von Garmisch-Partenkirchen. Das Profil Thaur ist lediglich bei den paläogeographischen Überlegungen mitberücksichtigt worden.

4. Zur Mikrofazies

1) Martinsbühel

Der basale Teil, unmittelbar im Liegenden der Pietra-verde-führenden Knollenkalke, ist einer starken Dolomitisierung zum Opfer gefallen. Abgesehen von der noch erkennbaren knolligen Oberfläche ist der primäre Schichtaufbau völlig verwischt.

Die Knollenkalke darüber sind als typische Filamentkalke entwickelt, die im wesentlichen den von BECHSTÄDT & MOSTLER (1974: 27) beschriebenen entsprechen. Festgehalten werden soll der nicht geringe Anteil an kleinen angerundeten Klasten (Pellets) sowie das relativ häufige Auftreten von röhrenförmigen Bruchstücken, die möglicherweise auf *Aeliosaccus* sp. zurückgehen. Zweifelsohne sind sowohl die Pellets als auch die röhrenförmigen Bruchstücke bzw. die nicht selten auftretenden Foraminiferen auf Umlagerungen zurückzuführen. Diese Feststellung ist deshalb von Bedeutung, zumal die Kalke innerhalb der Partnachtonschiefer völlig analoge Umlagerungsgefüge erkennen lassen. Im Gegensatz zu den Knollenkalken sind jene Partnachkalke (hier sind die vereinzelt Kalklagen innerhalb der Partnachmergel gemeint) nicht knollig entwickelt. Es handelt sich hierbei um radiolarienführende Mikrite mit den vorher erwähnten

geschütteten Pellets etc.

Verfolgt man den Schichtstapel weiter ins Hangende, d.h. über die eigentlichen Tonmergel der Partnachsichten hinaus, so sind es vorherrschend mehr oder minder gut gebankte Kalke, deren Schichtflächen eine wellige Oberfläche zeigen. Vergleicht man diese mit den Knollenkalken im Liegenden der Partnachmergel, so haben erstere nur mehr wenig mit den Pietra-verde-führenden Knollenkalken gemein. Trotz der ortsweise auftretenden Kieselskauer (die meiste Kieselsäure ist mehr diffus verteilt) wird nie eine ausgeprägte Knolligkeit, wie sie den Reiflinger Kalken eigen ist, erreicht; es handelt sich vielmehr um ein durch Druckflaserung sekundär erworbenes Gefüge.

Die im wesentlichen als Kalkmikrite anzusprechenden dunkelgrauen Gesteine sind relativ arm an Biogenen. Vorherrschend sind fast ausschließlich Radiolarien, die allerdings zum Großteil frühdiagenetisch in Calcit umgewandelt wurden. Untergeordnet treten im Schliffbild Filamente, Armglieder von Schwebcrinoiden sowie Kieselspiculae auf, während Foraminiferen und Ostracoden sehr selten nachzuweisen sind. Diese eintönigen, z.T. diffus verteilten Kieselsäure- bzw. SiO_2 -Kauer-führenden Kalke weisen bis zu 17% Tongehalt auf und werden auch relativ oft von Tonlagen, in einer Mächtigkeit zwischen 10 cm und 2 m schwankend, abgelöst. Die oft nur 5-15 cm mächtigen Kalkbänke sind im Gegensatz zu den tonreichen Lagen, die von Tonschiefern über Tonmergel zu Kalkmergel überleiten, sehr früh verfestigt. Die tonreichen dagegen zeigen deutlich Spuren der Kompaktion, was an der Verformung der Radiolarien abzulesen ist. D.h. letztere sind parallel ss stark elongiert. Ein wichtiger Hinweis für die frühe Verfestigung scheinen uns die von der Oberfläche der Kalklagen ausgehenden klaffenden Risse, die blind etwa im mittleren Teil der Kalklagen enden und z.T. mit Detritus verfüllt sind. Abgesehen von dieser Erscheinung wollen wir noch darauf verweisen, daß es auch schon im halbverfestigten Zustand zur Deformation kam. Ein deutlicher Hinweis hierfür ist das Zergleiten einzelner Sedimentareale. Ist der obere Teil der Schichten stark verfestigt, der untere dagegen nur wenig, so kommt es zu einem Sedimentfließen. Diese Erscheinungsbilder entsprechen z.T. denen, die MOSTLER & PARWIN (1973: 10) aus zeitgleichen Hallstätter Kalken beschrieben haben, nur daß durch die verschiedene Pigmentierung jene des Martinsbühels noch klarer zum Ausdruck kommen, und nicht unmittelbar mit der Spaltentektonik, wie in den Hallstätter Kalken, in Verbindung zu bringen sind. Die ortsweise auftretenden Nodules (siehe BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974: 29) haben nichts mit den eben beschriebenen Erscheinungen zu tun.

In den tonreichen Lagen, die sich z.T. infolge Drucklösung an die Kalklagen -linsen anschmiegen, sind vor allem die Radiolarien sehr stark angereichert. Inwieweit die Anreicherung innerhalb der tonreichen Lagen auf eine Drucklösung zurückgeht, ist nicht zu entscheiden. Die Überprägung durch Stylolithen überlagert die primär nicht sehr scharfe Grenze und verstärkt somit den Gegensatz.

Abschließend sei noch auf die Kieselsäurefällung innerhalb der Karbonatgesteinsserie eingegangen. Es konnten drei Typen von

Kieselsäurebildung festgestellt werden.

- 1) Eine diffuse Verkieselung, die aber noch keine klar abgrenzbaren Kieselsäurebereiche produziert; meist wird die Matrix ersetzt, seltener kommt es zu einer partiellen Verkieselung der Biogene.
- 2) Saumbildung um Resedimente bzw. früh verfestigte, zerbrochene Kalkfragmente, z.T. auch um Plastiklaste.
- 3) Kieselsäure reichert sich in Form von Konkretionen an, die scharf vom umgebenden Sediment abzutrennen sind.

Die schon früh mobil gewordene Kieselsäure stammt wohl von den Radiolarien, die zum Großteil in einem fröhdiagenetischen Stadium in Calcit umgewandelt wurden. Während man die Kieselsäureherkunft für die massenhafte Verbreitung der Radiolarien im Fassan und basalen Langobard von dem einhergehenden Vulkanismus abhängig machte, ist dies für die eben besprochenen Karbonatgesteine des Cordevols nicht möglich. Die jüngsten vulkanischen Ereignisse in diesem Gebiet sind aus dem basalen Langobard bekannt geworden. Selbst das intensive Absuchen nach Tufflagen in den höher langobardisch-cordevolischen Schichtfolgen vom Martinsbühel blieb ohne Erfolg. Ein jüngerer Vulkanismus ist nur im Westen, und zwar im Raum von Lech (Vorarlberg) und im östlichen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen nachgewiesen (siehe BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974: 51). Damit wird wiederum das Problem, ob innerhalb der Partnachsichten Pyroklastika vom Typ der Pietra verde auftreten oder nicht, aufgeworfen. Die im Martinsbühel vom Normaltypus der Partnachsichten abweichende Fazies (wenig Tonschiefer bis Tonmergel, viele Kalke) würde, falls Pietra-verde-Lagen sedimentiert wurden, es erleichtern, diese innerhalb der Kalklagen zu erkennen. Was das Auftreten von Pietra verde innerhalb der Tonlagen betrifft, könnte man anführen, daß die Pyroklastika durch zu starke Verdünnung mit Tonmineralen nicht oder nur schwer erkennbar sind.

Bemerkungen zu den Schichtfolgen

Bisher sah man in den Kalken des Martinsbühels stets Gesteine des Alpenen Muschelkalks und die Tonschiefer bzw. Tonmergel wurden als Partnachsichten angesprochen. Die mikrofaunistischen Untersuchungen haben ganz deutlich aufzeigen können, daß es sich, abgesehen von dem Südtail mit Pietra-verde-Lagen (basales Langobard), um cordevolische Karbonatgesteine handelt; d.h. die neben der tonigen Beckenfazies einhergehende kalkige Beckenfazies geht im Bereich des Martinsbühels nicht nur bis in das basale Langobard, sondern reicht bis in das hohe Cordevol hinein. Das ist eine völlig neue Situation (siehe Abb. 6). War man bis 1974 der Ansicht, daß über dem Alpenen Muschelkalk, den man zur Gänze als anisisch datierte, entweder ladinischer Wettersteinkalk oder Partnachsichten folgten, haben dann BECHSTÄDT & MOSTLER nachgewiesen, daß die Partnachsichten örtlich schon im Anis einsetzen, z.B. bei Reutte in Tirol, und daß bis in das tiefe Langobard, also zeitgleich, ein in Knollenkalk- und Bankkalkfazies ausgebildetes Karbonatgestein in der Beckenentwicklung einherging und somit die im Beckentiefsten liegenden Partnachsichten von dem Riffdetritus frei hielten.

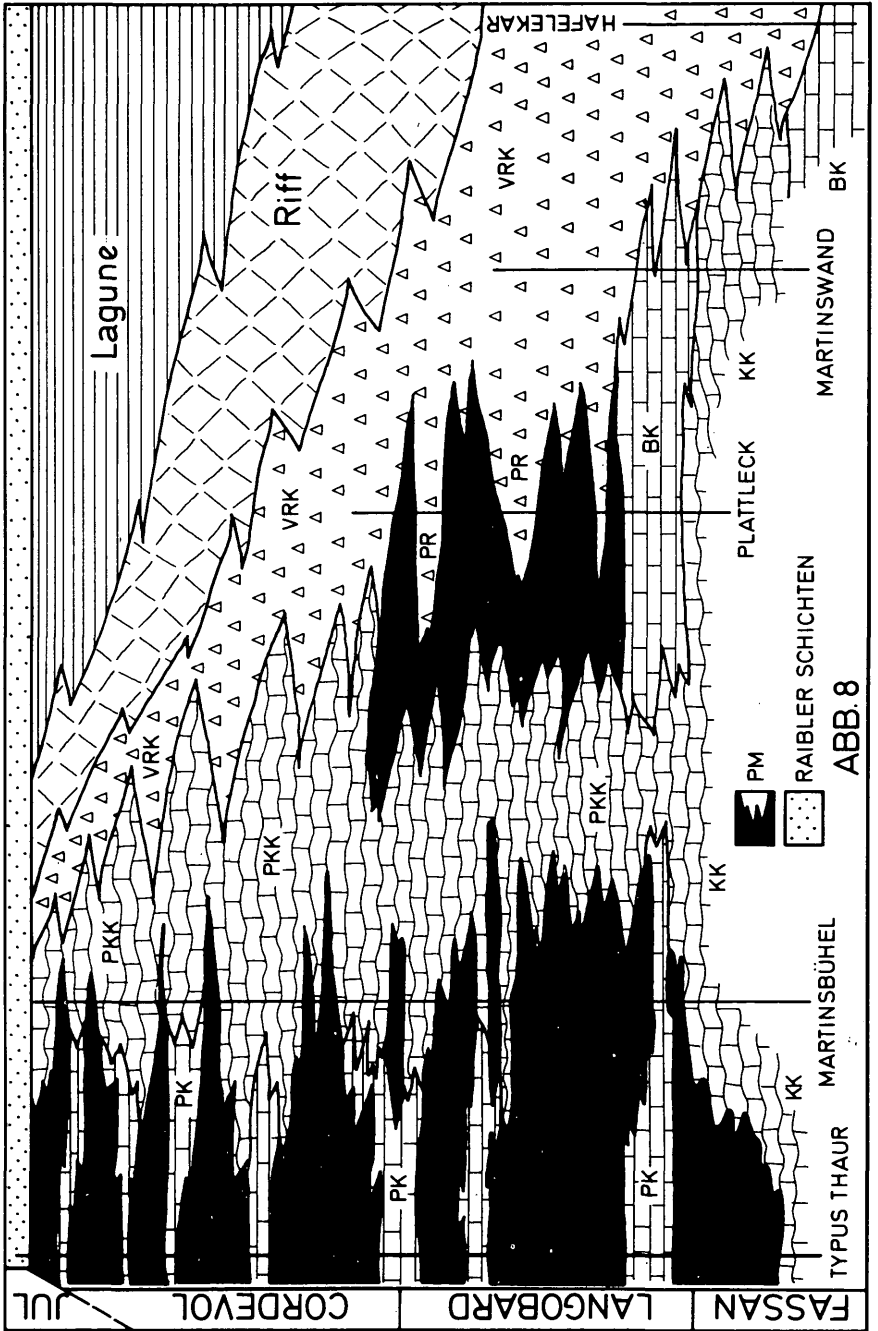


ABB. 8

Nun zeigte sich nach unseren Untersuchungen, daß diese kalkige Beckenentwicklung nicht, wie bisher angeommen, im basalen Langobard endet, sondern bis in das hohe Cordevol neben den tonigen Beckensedimenten entwickelt ist, so daß das von BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974, gegebene Modell zwar für die bis 1974 bearbeiteten Profile seine Gültigkeit hatte, aber aufgrund der Profilaufnahmen des Martinsbühels modifiziert werden muß (siehe Abb. 8).

2) Plattleck

Während BECHSTÄDT & MOSTLER (1974) aus dem Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen bisher nur Partnachkalke ohne Riffbeeinflussung nachweisen konnten, was schließlich zu einem Modell führte, in dem die Partnachsichten den zentralen Teil eines mitteltriadischen bis tiefobertriadischen Beckens einnahmen, ist es nun erstmals gelungen, Partnachsichten ausfindig zu machen, deren Kalklagen ausschließlich aus Riffschuttmaterial bestehen. Im Profil Plattleck setzen abrupt über Reiflinger Bankkalken langobardischen Alters die ersten Partnachmergelagen ein, die im unteren Abschnitt eher arm an Kalkeinschlaltungen sind. Im mittleren Bereich der Partnachsichten tritt eine Häufung von Kalkbänken auf, die bis 20 m durchgehende Mächtigkeit erreichen können. Im Hangendabschnitt sind sie spärlich vertreten. Bereits in den Reiflinger Bankkalken läßt sich eine Riffbeeinflussung nachweisen, wobei aber die autochthone Beckensedimententwicklung gut von jener, aus dem Riff stammend, unterscheidbar ist. Mit den ersten Kalken innerhalb der Partnachsichten jedoch ändert sich das Bild insofern, als Riff- und Beckensediment eng miteinander vermenget sind bzw. der Riffdetritus eindeutig die Sedimentation bestimmt. Es handelt sich hierbei um Biogenschutt, vor allem um Korallenbruchstücke sowie um zerbrochene Kalkschwämme und andere Biogene. Daneben fällt eckiger Riffschutt, aus verschiedensten Komponenten bestehend, an. Zum Teil ist eine Gradierung feststellbar, die von ruditischem über grobarenitischen zu feinarenitischem Detritus überleitet. Nachdem in allen Kalklagen grundsätzlich eine sehr ähnliche Ausbildung gegeben ist, und nur geringe mikrofazielle Unterschiede zu beobachten sind, hat es wenig Sinn, eine weitere mikrofazielle Aufgliederung vorzunehmen.

5. Mikrofaunen und ihre stratigraphische Stellung

Der größte Teil der in den Tabellen und Abbildungen gezogenen Grenzen wurde in erster Linie aufgrund von Conodontenfaunenauswertungen erstellt. Es ging vor allem um die Fassan/Langobard- und Langobard/Cordevol-Grenze. Dort, wo leitende Conodonten fehlten, haben gesamtfaunistische Aspekte mitgeholfen, zur Grenzziehung beizutragen, d.h. wir haben uns mit den stratigraphisch oft nicht minder bedeutenden Holothurienskleriten, Schwebcrinoiden, z.T. sogar mit Poriferenspiculae und Radiolarien sowie Mikroproblematika beholfen.

1) Mikrofauna des Profils Martinsbühel (siehe Tabelle 1)

Conodonten: *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKRIEDE)
Enantiognathus zieglerei (DIEBEL)
Gladigondolella malayensis NOGAMI
Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
Gondolella excelsa (MOSHER)
Gondolella polygnathiformis BUDUROV
Hibbardella magnidentata (TATGE)
Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis HUCKRIEDE
Hindeodella (Metaprioniodus) suevica (TATGE)
Metapolygnathus diebeli KOZUR & MOSTLER
Neohindeodella triassica triassica (MÜLLER)
Ozarkodina saginata HUCKRIEDE
Prioniodina (Cypridodella) muelleri (TATGE)

KRYSTYN (1978: 65) hat aufgrund der Neuuntersuchung von hochalpinisch/unterkarnischen Profilen vorwiegend mit Hilfe von Ammoniten eine Neugliederung des Unterkarns vorgenommen. In diesem neuen Schema hat er auch die Reichweite der wichtigsten leitenden Conodonten mitberücksichtigt. Orientiert an diesen exakten Einstufungen ist die Schichtfolge des Martinsbühels, vom Fassin zunächst abgesehen, in die excelsa-Zone und in die polygnathiformis-Zone zu stellen bzw. gehört hinsichtlich der neu vorgestellten assemblage-Zonengliederung der mungoensis-, diebeli- und möglicherweise auch schon der tethydis-assemblage-Zone an. Damit umfaßt das Profil des Martinsbühels auf jeden Fall einen Zeitabschnitt, der vom hohen Fassin über das gesamte Langobard weit in das Cordevol hinaufreicht. Ob es den Grenzbereich zum basalen Jul erreicht, läßt sich aufgrund vorliegender Faunen nicht mit Sicherheit feststellen. Unter dem Begriff "Cordevol" ist die Subzone I = aon-Subzone nach KRYSTYN (1978: 64) zu verstehen.

Holothuriensklerite: *Acanthotheelia triassica* SPECKMANN
Calclamna nuda (MOSTLER)
Eocaudina cassianensis FRIZZELL & EXLINE
Eocaudina spinosa MOSTLER
Kuehnites inaequalis MOSTLER
Praeacaudina hexagona MOSTLER
Priscopodatus triassicus MOSTLER
Staucumites bartensteini DEFLANDRE-RIGAUD
Theelia consona (CARINI)
Theelia fastigata MOSTLER
Theelia immissorbicula MOSTLER
Theelia lata MOSTLER
Theelia planata MOSTLER
Theelia thalattocanthoides MOSTLER
Theelia undata MOSTLER

Die stratigraphische Reichweite der meisten hier vorgestellten Arten wurde von BECHSTÄDT & MOSTLER 1974 diskutiert. Außer *Eocaudina cassianensis*, *Kuehnites inaequalis* und *Theelia lata* eignen sich die übrigen Holothuriensklerite nur für eine sehr grobe stratigraphische Einstufung, die man mit Hilfe von reichen Faunen (schwerpunktartig) hinsichtlich der Verwertbarkeit etwas aufwerten kann. Auffallend ist das Auftreten von

MW (Plattleck)	Radiolarien	Foraminif.	Poriferen-Spic.	Schwebrinoiden	Sessile Crin.	Echiniden	Holothurien	Ophiuren	Asteriden	Ostracoden	Fischreste	Conodonten	Mikroproblememat.
21	-	-	-	-	-	x	-	x	-	-	-	-	-
27	-	-	x	x	-	x	-	-	-	-	x	-	-
5	-	-	x	x	-	-	x	x	x	x	x	x	x
24	-	-	x	x	-	x	-	-	-	-	x	-	x
25	-	-	-	x	-	x	x	x	-	-	x	-	x
26	-	-	x	x	-	x	x	x	-	-	x	-	-
19	-	-	-	-	-	-	x	-	-	-	x	-	-
20	-	x	x	x	-	x	x	x	x	x	x	-	x
6	x	-	x	x	-	x	x	x	-	-	x	x	x
1	-	-	x	x	-	x	x	x	x	-	x	-	x
18	-	-	-	x	-	x	x	x	-	-	x	-	-
17	-	-	-	x	-	x	-	-	-	-	-	-	x
16	-	-	-	x	-	x	x	x	-	-	x	-	-
12	-	x	-	x	-	-	x	x	-	x	x	-	x
13	-	-	-	x	-	x	x	x	-	-	x	x	x
14	x	-	x	-	-	-	-	-	-	-	-	x	-
7	-	x	x	x	-	x	x	x	-	x	x	x	x
11	x	x	x	x	-	x	x	-	-	-	x	x	x
8	-	-	-	x	-	-	x	-	-	-	x	x	x
35	-	x	x	x	x	-	x	-	-	-	x	x	x
34	-	x	-	-	x	-	x	-	-	-	x	x	-
33	x	-	-	-	-	-	x	-	-	-	x	x	-
32	x	x	x	-	-	-	x	-	-	-	x	x	-
30	-	-	x	-	x	-	-	x	-	-	x	x	-

CORDEVOL

LANGOARD

ILLYR FASSAN

Tabelle 1

Negative Proben: MW 31 MW 3
 MW 15 MW 4
 MW 2

Praeacaudina hexagona im hohen Cordevol (bisher nur aus dem Tuval und Nor nachgewiesen), was wohl damit in Zusammenhang stehen mag, daß, wie KOZUR & MOCK (1972: 10) bereits vermuteten, eine Verbindung zu *Eocaudina hexagona* aus dem Devon bestehen könnte.

Schwebcrinoiden: *Osteocrinus acanthicus* KRISTAN-TOLLMANN
Osteocrinus rectus rectus KRISTAN-TOLLMANN
Osteocrinus squamosus MOSTLER

Obwohl bei weitem die Armglieder vorherrschen, wurden immer wieder Kelche und Radialia gefunden, die die Bestimmung einiger Arten zuließen. Eine wesentliche Hilfe für die Fassin/Langobard-Grenzziehung ist das schlagartige und massenhafte Einsetzen der Roveacriniden mit der Langobardbasis. Eine weitere Untergliederung war aufgrund der artenarmen Fauna (siehe DONOFRIO & MOSTLER, 1975) nicht möglich.

Ophiuren und Echiniden:

Beide Gruppen sind relativ spärlich vertreten, was besonders für das Langobard und Cordevol zutrifft. Auf das seltene Vorkommen dieser in dem erwähnten Zeitabschnitt innerhalb der Beckenfazies haben bereits DONOFRIO & MOSTLER (1975) verwiesen, ohne dafür eine Erklärung abgeben zu können.

Die Ophiuren sind durch wenige Lateralschilder, Scheibenstacheln und durch einige Haken vertreten, während von den Echiniden nur ein Stacheltypus, wenige Pedicellariën und einige Rosetten nachgewiesen werden konnten.

Poriferenspiculae:

Die Anwesenheit der Poriferen ist durch eine Reihe von Nadeltypen, die sowohl von Kalkschwämmen als auch von Kieselschwämmen stammen, nachweisbar. Bei den Kalkschwämmen handelt es sich vorherrschend um tridentate Nadeln, zu denen sich im höheren Teil des Profils polyaene Kalknadeln dazugesellen, wie sie G. HAUERSTEIN & W. WAGNER, 1966, aus den cordevolischen aon-Schichten der Nördlichen Kalkalpen und MOSTLER & PARWIN, 1973, aus den hochlangobardisch-cordevolischen Hallstätter Kalken am Siriuskogel nachgewiesen haben.

Die Kieselschwämme sind durch diverse Megastyle, durch einen amphitylen Typus sowie durch verschiedene Caltrope, Tetractine, Orthodichotriaene, z.T. mit reduziertem Rhabd, und selten durch Phyllostriaene vertreten. Vereinzelt sind auch Nadeln des Oxyptentactins und Oxyhexactins nachweisbar.

Bei den Orthodichotriaenen mit reduziertem Rhabd handelt es sich um einen Grundtypus, der leider in der stratigraphischen Verteilungstabelle von MOSTLER (1976: 34) übersehen wurde. Diesen Typus hat MOSTLER bereits 1972 abgebildet und festgehalten, daß solche Nadeln erst mit dem Cordevol in Erscheinung treten. Im Profil Martinsbühel sind Spiculae dieses Typus erst im hohen Cordevol bekannt geworden.

MBL (Martinsbühel)	Radiolarien	Foraminif.	Poriferen-Spic.	Schwebcrinoiden	Echiniden	Holothurien	Ophiuren	Ostracoden	Fischreste	Conodonten	Mikroproblemat.
4	-	x	x	x	-	x	-	-	x	x	-
5	x	-	x	x	x	-	-	-	-	-	-
6	-	x	x	x	x	-	x	x	-	-	-
7	x	x	x	x	-	-	x	x	x	-	-
11	-	-	x	x	-	x	x	-	-	x	x
15	-	-	-	x	-	x	-	-	-	-	-
16	-	-	x	x	-	x	-	-	-	x	x
17	-	-	x	x	-	-	-	-	-	-	-
19	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-	-
20	-	-	x	x	-	-	-	x	x	-	-
21	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-	-
23	-	-	x	x	x	x	-	-	-	-	-
24	x	x	-	x	-	-	-	x	x	-	-
28	-	x	x	x	x	-	-	-	-	x	-
27	-	x	x	x	-	x	-	-	x	-	-
26	x	x	x	-	x	-	-	x	x	-	-
25	-	-	x	-	-	-	-	x	-	-	-
	<u>K. inaequalis</u>										
	<u>Th. fastigata</u>										
	<u>M. diebeli</u>										
	<u>E. cassianensis</u>										
	<u>G. polygnathiformis</u>										
	<u>G. excelsa</u> <u>P. hexagona</u>										
	<u>G. tethydis</u>										
	<u>Irinella sp.</u>										
	Roveacriniden										
	FASSAN	LANGOBARD									CORDEVOL

Tabelle 2

Negative Proben: MBL 8
 MBL 9
 MBL 10
 MBL 12
 MBL 13
 MBL 14
 MBL 22
 MBL 22a

Mikroproblematika:

Auffallend ist die Beschränkung der Mikroproblematika auf das Cordevol im Profil Martinsbühel. Am häufigsten tritt *Irinella canalifera* auf, die mit Beginn des Cordevols (aon-Subzone) einsetzt. Daneben wurde vereinzelt *Cornuacites florealis* KOZUR & MOSTLER gefunden, deren stratigraphische Reichweite einen Zeitraum vom Fassan bis zum Jul umfaßt. *Placerotapis* sp. wurde sehr selten beobachtet und ist stratigraphisch ein Durchläufer.

Restliche Mikrofauna:

Es handelt sich hierbei um Radiolarien, Foraminiferen, Ostracoden und Fischreste. Die Radiolarien sind nur z.T. bearbeitet und werden im Zuge einer monographischen Darstellung vorgestellt. Die Foraminiferen und Ostracoden sind zur Zeit noch unbearbeitet, während an den Fischresten in Verbindung mit Auswertungen der gesamten alpinen Trias noch gearbeitet wird.

2) Mikrofauna des Profils Plattleck (siehe Tabelle 2)

Conodonten: *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKRIEDE)
Enantiognathus zieglerei (DIEBEL)
Gladigondolella malayensis NOGAMI
Gladigondolella tethydis (HUCKRIEDE)
Gondolella excelsa (MOSHER)
Gondolella mombergensis TATGE
Gondolella navicula HUCKRIEDE
Gondolella polygnathiformis BUDUROV
Hibbardella lautissima (HUCKRIEDE)
Hibbardella magnidentata (TATGE)
Hindeodella (Metaprioniodus) pectiniformis HUCKRIEDE
Ozarkodina saginata HUCKRIEDE

Auffallend ist das Fehlen von *Metapolygnathus hungaricus* und *M. mungoensis*, Arten, die im Profil Martinwand sehr häufig vorkommen (siehe hierzu Taf. 1, Fig. 1-3). Die Illyr/Fassan-Grenze (Grenze trinodosus/avisianus-Zone) läßt sich mit dem Einsetzen des *Gladigondolella tethydis*-Multielements scharf fassen, während die Fassan/Langobard-Grenzziehung aufgrund des Fehlens von *M. mungoensis*, wie bereits erwähnt wurde, mit Conodonten nicht möglich ist. Die Langobard/Cordevol-Grenze ist zwar mit Conodonten nicht exakt faßbar, zumal *Gondolella excelsa* von *Gondolella polygnathiformis* schon im höheren Langobard abgelöst wird, in Verbindung mit Holothurienskleriten bzw. bedingt durch das erste Auftreten von sehr hoch entwickelten *G. polygnathiformis*-Formen ist es aber relativ gut möglich, den höher langobardischen Teil vom Untercordevol abzutrennen.

Holothuriensklerite: *Acanthotheelia ladinica* KOZUR & MOSTLER
Acanthotheelia veghae KOZUR & MOSTLER
Calclamna nuda (MOSTLER)
Eocaudina cassianensis FRIZZELL & EXLINE
Eocaudina ramosa KOZUR & MOSTLER
Eocaudina subhexagona GUTSCHICK
Priscopodatus mostleri STEFANOV

Priscopedatus ploechingeri MOSTLER
Priscopedatus staurocumitoides MOSTLER
Priscopedatus tirolensis MOSTLER
Priscopedatus triassicus MOSTLER
Theelia cf. *anisica* MOSTLER
Theelia fastigata MOSTLER
Theelia immissorbicula MOSTLER
Theelia lata MOSTLER
Theelia undata MOSTLER

Während für das hohe Illyr und für das Fassan keine stratigraphisch verwertbaren Holothurien vorliegen, ist das Langobard durch eine Reihe sehr wichtiger Leitformen ausgezeichnet. Es handelt sich hierbei um *Acanthotheelia veghae*, *Acanthotheelia ladinica* und *Eocaudina ramosa*. Diese Formen tragen auch mit zur Abgrenzung des Cordevols vom Langobard bei, wobei für das letztere das Massenvorkommen von *Eocaudina cassianensis* in Verbindung mit *Theelia lata* entscheidend ist.

Schwebcrinoiden:

Die Roveacriniden sind mit einer Hilfe für die Abgrenzung des Langobards vom Fassan. Es handelt sich um Skelettelemente derselben Arten, wie sie bereits im Profil Martinsbühel genannt wurden.

Ophiuren und Echiniden:

Im Gegensatz zum Profil Martinsbühel ist die Präsenz der beiden Tiergruppen in fast allen untersuchten Proben nachgewiesen. Häufig sind es Lateralien und Wirbel, untergeordnet Ventralschilder. Was die Häufigkeit betrifft, sind die Echiniden mindestens ebenso reichlich vertreten wie die Ophiuren, wobei vor allem Stachelreste vorherrschen. Darüber hinaus treten noch Pedicellarien sowie deren Stiele und viele Ambulacralplatten auf. Selten dagegen sind Rosetten der Ambulacralfüßchen nachweisbar. Sehr wesentlich erscheint es uns, hier festzuhalten, daß gegenüber der Armut an Ophiuren und Echiniden in Beckensedimenten der Nördlichen Kalkalpen zur Zeit des Langobards und Cordevols (siehe hierzu KOZUR & MOSTLER, 1971; DONOFRIO, 1975; DONOFRIO & MOSTLER, 1975) diese im Profil Plattleck sehr häufig und in fast allen Proben vorkommen. Dies läßt darauf schließen, daß diese aus dem Flachwasser bzw. von den Riffschutthalen stammen und episodisch mit diesen in das Becken geschüttet wurden. Alle bisher beschriebenen Partnachsichten waren frei von Riffschuttanlieferung (siehe BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974, 1976). KOZUR & MOSTLER, 1971, konnten nachweisen, daß mit dem Riffschutt von obertriadischen Riffen in Ungarn sehr viele Echinidenreste in die Becken mit angeliefert wurden, die weniger das Riff, sondern vielmehr die Riffhalden besiedelten.

Asteriden:

Während Asteridenskelettelemente aus den Nördlichen Kalkalpen bisher erst ab der hohen Obertrias als gesichert nachgewiesen waren (DONOFRIO & MOSTLER, 1977), fanden sich nun in den Proben des Profils Plattleck gar nicht selten isolierte Kalkkörper-

chen, die einwandfrei den Asteriden zuordenbar sind. Aus den Cassianer Schichten Südtirols hat ZARDINI (1976: Taf. 20) eine Reihe bestens erhaltener Asteridenskelettelemente abgebildet, ohne sie allerdings als solche zu erkennen. Dagegen hat er Elemente des Kauapparats von Echiniden als Asteridenteile auf derselben Tafel abgebildet. Für den südalpinen Raum sind damit auf jeden Fall aus dem cordevolischen Anteil der Cassianer Schichten Asteriden bekanntgemacht. Aus den Nördlichen Kalkalpen hat WÖHRMANN (1889) Asteriden beschrieben (*Asteropecten pichleri*), die den Carditaschichten (julischen Alters) entstammen. Die aus dem Profil Plattleck stammenden Asteriden wurden aus den Partnachkalken herausgelöst, die ohne Ausnahme dem Langobard entstammen. Es handelt sich hierbei vermutlich um Flachwasserasteriden, die mit dem Riffschutt in das Partnachbecken gelangten. Mit dem ersten Nachweis von Asteriden, bereits ab dem Langobard, ist die von DONOFRIO & MOSTLER (1977) ausgesprochene Vermutung, daß Asteriden in der alpinen Trias wahrscheinlich nur auf die Obertrias beschränkt sind, hinfällig.

Poriferenspiculae:

Außergewöhnlich entwickelte Tetractine (siehe hiezu Taf. 1, Fig. 8) bestehen aus einem vierstrahligen Spiculum, wovon drei Strahlen etwa gleich lang sind, ein vierter, meist senkrecht dazu orientierter Strahl auf eine knopfartige Erhebung reduziert ist. Alle drei Strahlen führen eine Reihe von Stacheln, deren Länge so groß ist, daß sie sich beinahe gegenseitig berühren. Diese erstmals im Cordevol auftretenden Formen sind im Vergleich zu den norischen Formen (siehe MOSTLER, 1976), wie bereits erwähnt, sehr langstachelig, dafür aber von weitaus geringerer Zahl. Die Stachelzahl erhöht sich im zeitlichen Ablauf, also vom Cordevol bis zum Oberror, erheblich.

Die restliche Mikrofauna ist zur Zeit noch in Bearbeitung und wird z.T. in monographischen Arbeiten abgehandelt.

6. Tektonik

1) Bisherige Ansichten

Von den meisten Autoren wurde der Martinsbühel der Inntaldecke zugerechnet (z.B. W. HEISSEL, 1958, und A. TOLLMANN, 1976). Nachdem das Partnachschiebenvorkommen der Lokalität Plattleck bis 1977 noch unbekannt und die Lagerung von Partnachschieben und Alpinem Muschelkalk am Martinsbühel nur ungenau erarbeitet waren (s.a. O. AMPFERER & W. HAMMER, 1899, und O. AMPFERER & Th. OHNESORGE, 1912), schien die Zugehörigkeit des Martinsbühels zur Inntaldecke ohne die Trennung durch eine bedeutende Störung die regionale Faziesverteilung der Mitteltrias im Raum um Innsbruck durch M. SARNTHEIN, 1967, die allerdings nur durch die völlige Mißachtung der komplizierten tektonischen Verhältnisse zustande kam, zu erhärten. Erst vor wenigen Jahren wurde die Existenz einer Störung zwischen Martinsbühel und Martinswand (Inntaldecke) vermutet. So erschien T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER,

1976, die Zuordnung des Martinsbühels zur Inntaldecke zwar wahrscheinlich, eine Stellung als Teil der Lechtaldecke würde von den Autoren jedoch nicht ausgeschlossen. G. HEISSEL, 1976, und C. HAUSER, 1977, zählten den Martinsbühel zur Lechtaldecke. Mit dem Erkennen der Karwendelschuppenzone im besonderen und dem Niederbiegen des Kalkalpensüdrands (Abtauchen aller kalkalpinen Einheiten im Karwendel, nämlich Lechtaldecke, Karwendelschuppenzone, Inntaldecke) im allgemeinen durch G. HEISSEL (1977, Diss., 1978) (siehe auch Abb. 4 und 5) zeigte sich, daß vor allem das Auftreten von Gesteinen der Lechtaldecke, aber auch von solchen der Karwendelschuppenzone am Karwendelsüdrand in diesem Gebiet unmöglich ist. Die folgenden Erläuterungen sollen die tatsächliche tektonische Position des Martinsbühels und seiner Umgebung aufzeigen.

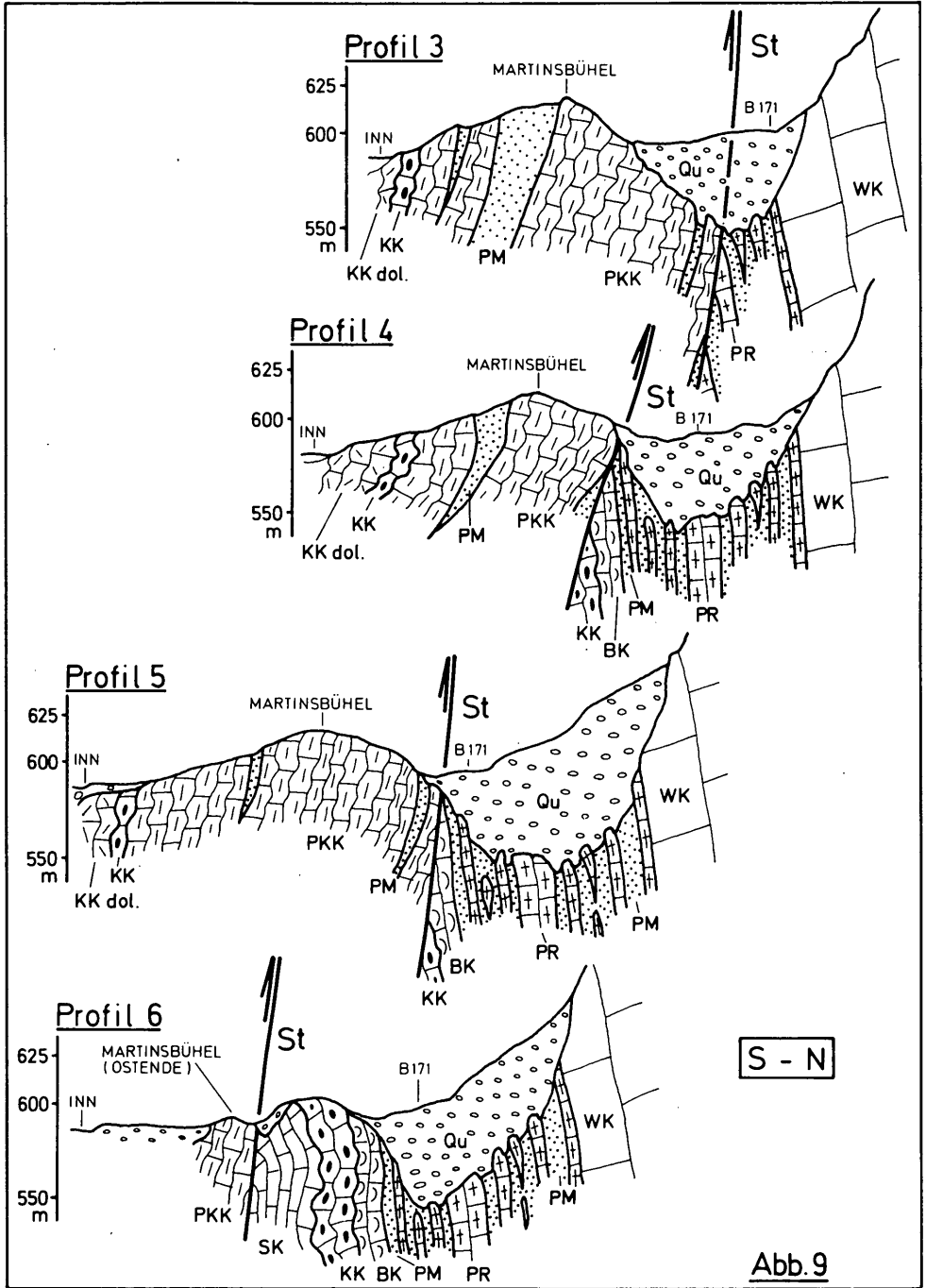
2) Bemerkungen zur geologischen Karte Martinsbühel-Südliche Martinswand (Beilage, Abb. 1)

Am Kalkalpensüdrand im Karwendel ist vor allem in der Inntaldecke neben dem übergeordneten nordvergenten Großfaltenbau (s. Abb. 4) eine intensive Kleinfaltung weit verbreitet (G. HEISSEL, 1977, 1977 - Diss., 1978). Diese ursprünglich zur Gänze nordvergente Kleinfaltung im Meter- bis Hundertmeterbereich ist gegen das Hangende der Inntaldecke überwiegend nordvergent geblieben, gegen das Liegende der Einheit allerdings vorwiegend südvergent überprägt (s. Abb. 5). Hiefür gibt es nach G. HEISSEL (1977, Diss., 1978) zwei Möglichkeiten der Entstehung: Einerseits dürfte das Nachdrängen der kristallinen Einheiten auf den Decken- und Schuppenbau der Nördlichen Kalkalpen zu Unterschiebungsvorgängen der Inntaldecke durch die Karwendelschuppenzone, und damit zum Auftreten der potenzierten Faltung geführt haben, andererseits scheint es im Faltenkern großer nordvergenter Antiklinalen (z.B. Solsteinantiklinale) verbreitet zur Anschoppung inkompetenter Gesteine (Alpiner Buntsandstein, Reichenhaller Schichten, Alpiner Muschelkalk) bei meist abweichender Vergenz gekommen zu sein (siehe Abb. 5, Profil 2). Diese potenzierte Faltung ist auf der vorliegenden Karte (Abb. 1) von E bis in den Steinbruch Pilgerschrofen zu beobachten. Nachdem es sich dabei vielfach allerdings um einen nahezu isoklinalen Faltenbau handelt, ist dieser oft nur durch die genaue Auflagerung der Gesteine (Reichenhaller Schichten, Virgloriakalk, "Steinalmkalk", Reiflinger Knollenkalk, Reiflinger Bankkalk) in den Griff zu bekommen, was im Ostteil der geologischen Karte (Beilage, Abb. 1) sehr schön zum Ausdruck kommt. Die potenzierte Kleinfaltung am Karwendelsüdrand ist erst seit G. HEISSEL (1977, 1978) in diesem Gebiet bekannt. Ihre detaillierte Erarbeitung durch die Verfasser, gerade am Kartenblatt der vorliegenden Arbeit, wurde erschwert durch das Auftreten verschiedener Störungssysteme. Die bedeutendsten Störungen mit Versetzungsbeträgen von teilweise mehr als 100 m sind annähernd N-S-gerichtet und treten sowohl morphologisch als auch im geologischen Kartenbild deutlich hervor (z.B. Finstertalgraben). Stets wird dabei der Westteil gegenüber dem Ostteil nach Norden versetzt. Anhand der Partnachsichten der Lokalität Plattleck sowie auch an den Reiflinger Bankkalcken in diesem Bereich sind

aufgrund der faziell bedingten Mächtigkeitenunterschiede östlich und westlich dieser Störungen nicht nur stärkere N-S-Versetzungen, sondern auch relativ große Vertikalbewegungen feststellbar. Ein zweites System von Störungen und Klüften mit meist nur geringen Versetzungsbeträgen entspricht der Inntallinie westlich Telfs und östlich Innsbruck (40-60°). Ebenfalls mit vorwiegend nur geringen Versetzungsbeträgen ist das Störungs- und Klufsystem ausgestattet, das der Inntallinie zwischen Telfs und Innsbruck entspricht (120-150°). Dieser Richtung entspricht auch die Störung zwischen dem Martinsbühel und der Martinswand, allerdings ist hier, wie noch erläutert werden soll, mit sehr großen Versetzungsbeträgen zu rechnen. Schließlich sind auch noch vereinzelt E-W-gerichtete Störungen beobachtbar (siehe Beilage, Abb. 2). Alle vier Störungs- und Kluftrichtungen können direkt mit dem tektonischen Lineament der Inntallinie in Verbindung gebracht werden. Die Inntallinie trennt die nördlichen Kalkalpen von den im Süden angrenzenden kristallinen Einheiten des Mittel- und Unterostalpins. Im Zuge der sehr jungen Bewegungen drängen diese Einheiten nach Norden, wobei es teilweise zur Anschoppung, zum Teil aber zu einer randlichen Überwältigung der Kalkalpen kam, wofür auch das Niederbiegen des Kalkalpensüdrands spricht. Dieser Andruck aus dem Süden zeigt sich unter anderem auch im hohen Grad tektonischer Zerrüttung des von uns bearbeiteten Areal. Neben sehr häufig auftretenden Störungen verschiedenen Ausmaßes ist besonders auf die massenhaft zu beobachtenden Harnischflächen hinzuweisen. Es konnte eine Abnahme der Zahl der Harnischflächen gegen Norden herausgearbeitet werden (hier sind jene Harnischflächen gemeint, die Bewegungsspuren von Auf- und Abschiebungen zeigen). Es erscheint uns wichtig, darauf hinzuweisen, daß die annähernd S-N-gerichteten Störungen auf Ausgleichsbewegungen zurückzuführen sind. Sie sind vorwiegend in den südlichsten Aufschlüssen der Martinswand anzutreffen, wo die tektonische Beanspruchung am größten war. Etwa östlich des Steinbruchs Meilbrunnen spielen sie daher keine bedeutende Rolle mehr.

3) Zur tektonischen Grenze zwischen Martinsbühel und Martinswand (siehe Beilage, Abb. 1; Abb. 9, Profile 3-6)

Wie unsere geologische Karte (Beilage, Abb. 1) und die Profile 3-6 (Abb. 9) deutlich zeigen, ist aufgrund der geologischen Lagerungsverhältnisse des Martinsbühels die Annahme einer Störung zwischen diesem und den Felsaufschlüssen in der Wiese gleich östlich davon unumgänglich. Die Gesteine des Martinsbühels haben bei überkippter Lagerung ihr Liegendes im Süden, das Hangende im Norden. Das Streichen und Fallen der Gesteine des Martinsbühels ist außerdem ganz anders als jenes der Martinswand und des Felsaufschlusses gleich östlich des Martinsbühels. Die auf den Profilen 3-6 angenommenen Partnachsichten nördlich der Störung, die den Martinsbühel gegen Norden begrenzt, bilden die Fortsetzung der Partnachsichten der Lokalität Plattleck. Es ist anzunehmen, daß sich diese Partnachsichten noch mindestens bis in das Gebiet nördlich des Martinsbühels gegen Westen hinziehen. Insofern sind also ursprüngliche Vermutungen zu bestätigen, wonach das Tälchen zwischen Martinswand



und Martinsbühel durch das gute Verwittern weicher Partnachschichten gebildet wurde. Nachdem die Partnachschichten des Martinsbühels bis ins hohe Cordevol, vielleicht bis an die Grenze zum Jul reichen, können sie nicht mit dem langobardischen bzw. untercordevolischen Wettersteinkalk der Martinswand (Plattleck) in Verbindung gebracht werden. Auch wird eine Verbindung der Gesteine am Ostende des Martinsbühels (Knollenkalke und Mergel der Partnachschichten), die hochcordevolisches Alter besitzen, mit jenen, nur wenige Meter östlich davon aufgeschlossenen, unterlangobardischen Gesteinen (Knollenkalke des Alpen Muschelkalks) unmöglich.

Die genauen faziellen Untersuchungen erhärten somit den schon durch Geländebefunde gezogenen Schluß der tektonischen Abtrennung des Martinsbühels von seiner Umgebung vollkommen. Es handelt sich hierbei also um den Fall einer tektonisch komponierten Scheinserie bzw. um einen Scheinfazieskomplex im Sinn von A. TOLLMANN (1973), wie er im Karwendel zwar überaus häufig, selten jedoch so schön herauszuarbeiten ist (siehe auch G. HEISSEL, 1978).

4) Großer tektonischer Rahmen (Beilage, Abb. 1, 2, 3; Abb. 4, Abb. 12a)

Nachdem aufgrund der geologischen Neuaufnahme großer Teile des Karwendelgebirges durch G. HEISSEL (z.B. 1978) die Aufgliederung des Gebirgsbaus in Lechtaldecke und Inntaldecke (im Sinn von O. AMPFERER & W. HAMMER, 1911; O. AMPFERER & W. HEISSEL, 1950; W. HEISSEL, 1958; A. TOLLMANN, 1970, 1971, 1973, 1976; etc.) einer Neugliederung in Lechtaldecke, Karwendelschuppenzone und Inntaldecke bei Beibehaltung bzw. sogar bei Erweiterung des Allochthonieprinzips der einzelnen Einheiten weichen mußte, sind die unter der Inntaldecke im Unterinntal gegen Westen bis zum Höttinger Bild aufgeschlossenen Gesteine nicht der Lechtaldecke, sondern der Karwendelschuppenzone zuzuordnen. Die Karwendelschuppenzone wird im Gebiet nördlich von Innsbruck im Gramart-Hungerburghalbfenster von der heute nachweislich bis zum Inn in Innsbruck (Hoher Weg, Fallbachgraben) aufgeschlossenen Inntaldecke eingerahmt (G. HEISSEL, 1978), (siehe Abb. 4, Abb. 12a). Es ist also mit einer Fortsetzung der Karwendelschuppenzone unterhalb der Inntaldecke noch weiter gegen Westen zu rechnen. Darum ist auf Profil 2 der Abb. 5 unterhalb der Inntaldecke nicht die Lechtaldecke, sondern die Karwendelschuppenzone aufgezeigt. Die innerhalb der Karwendelschuppenzone eingetragene gestrichelte Linie soll den weiter im Osten in Form einer großen liegenden Falte aufgeschlossenen Bau der Thaurer Schuppe andeuten. Mit dem eventuellen Auftreten von Lechtaldecke wäre erst beträchtlich tiefer zu rechnen.

Die annähernd E-W-verlaufenden Großfaltenachsen der Inntaldecke fallen, von Osten kommend, zuerst flach, in der Nähe der Seefelder Senke immer steiler nach Westen ein (siehe Abb. 4). Zwischen Profil 1 und Profil 2 (Abb. 5) macht sich bereits das starke Eintauchen der Faltenachsen der Inntaldecke in die Seefelder Senke bemerkbar. So dürfte die Inntaldeckengrenze auf Profil 2 im Bereich der Zirler-Mähder-Synklinale etwa in Meeres-

spiegelhöhe liegen, im Profil 1 bereits wesentlich darunter. Ähnlich wie im Osten die Großfaltenachsen in die Seefelder Senke abtauchen, steigen sie am Westende der Quereinmuldung wieder auf. Nach G. HEISSEL, 1978, ist jedoch nicht die Gleirschkamm-Bettelwurfantiklinale mit der Mieminger Antiklinale von A. TOLLMANN, 1976 (Hohe Munde etc.), zu verbinden, sondern die Solsteinantiklinale. So könnte der zur Inntaldecke gehörende Teil des Tschirgant, projiziert auf das Karwendel, südlich der Zirler-Mähder-Synklinale einzuordnen sein. Der Martinsbühel ist aufgrund der tektonischen und faziellen Analyse ebenfalls relativ weit südlich der Zirler-Mähder-Synklinale anzuordnen, kann aber trotzdem als Teil der Inntaldecke gewertet werden (siehe Abb. 12a, 12b).

Durch die Luftbildauswertung sind die drei bzw. vier schon im Gelände beobachteten Störungs- und Kluftrichtungen gut ersichtlich (siehe Beilage, Abb. 2). Dasselbe gilt für die überregionale Analyse der Satellitenbilder (Beilage, Abb. 3). (Vgl. TOLLMANN, 1977).

Die Seefelder Senke betreffend ist vor allem bemerkenswert, daß ihre Anlage vermutlich in sehr engem Zusammenhang mit den auf Abb. 3 (Beilage) unter Bereich 1 ausgeschiedenen Kluft- und Störungslinien zusammenhängt. Das Nachdringen des Ötztalkristallins gegen die Nördlichen Kalkalpen könnte daher ohne weiteres entlang der Bewegungsbahn Silltallinie-Oberinntallinie (zwischen Innsbruck und Telfs), also etwa von SE nach NW erfolgt sein. Nimmt man für den Innsbrucker Quarzphyllit einen gleichen Bewegungssinn an, könnte die Seefelder Senke mit ihren niedergebogenen, SW-NW-verlaufenden Großfaltenachsen eher durch einen Staucheffekt entstanden sein, als durch eine zwar lokale, aber weit nach Norden ausgreifende Überschiebung der Nördlichen Kalkalpen durch das Ötztalkristallin etc. (siehe auch G. HEISSEL, 1978: 277, 282, 283). Es erscheint uns jedoch wichtig, zu betonen, daß dies nicht die Bedeutung dieses tektonischen Vorgangs vermindert, denn die kristallinen Einheiten schneiden entlang der gesamten Inntallinie die kalkalpinen Strukturen schräg ab, was eine gewaltige tektonische Reduktion der kalkalpinen Decken und Schuppen zur Folge hat (siehe auch Abb. 12a).

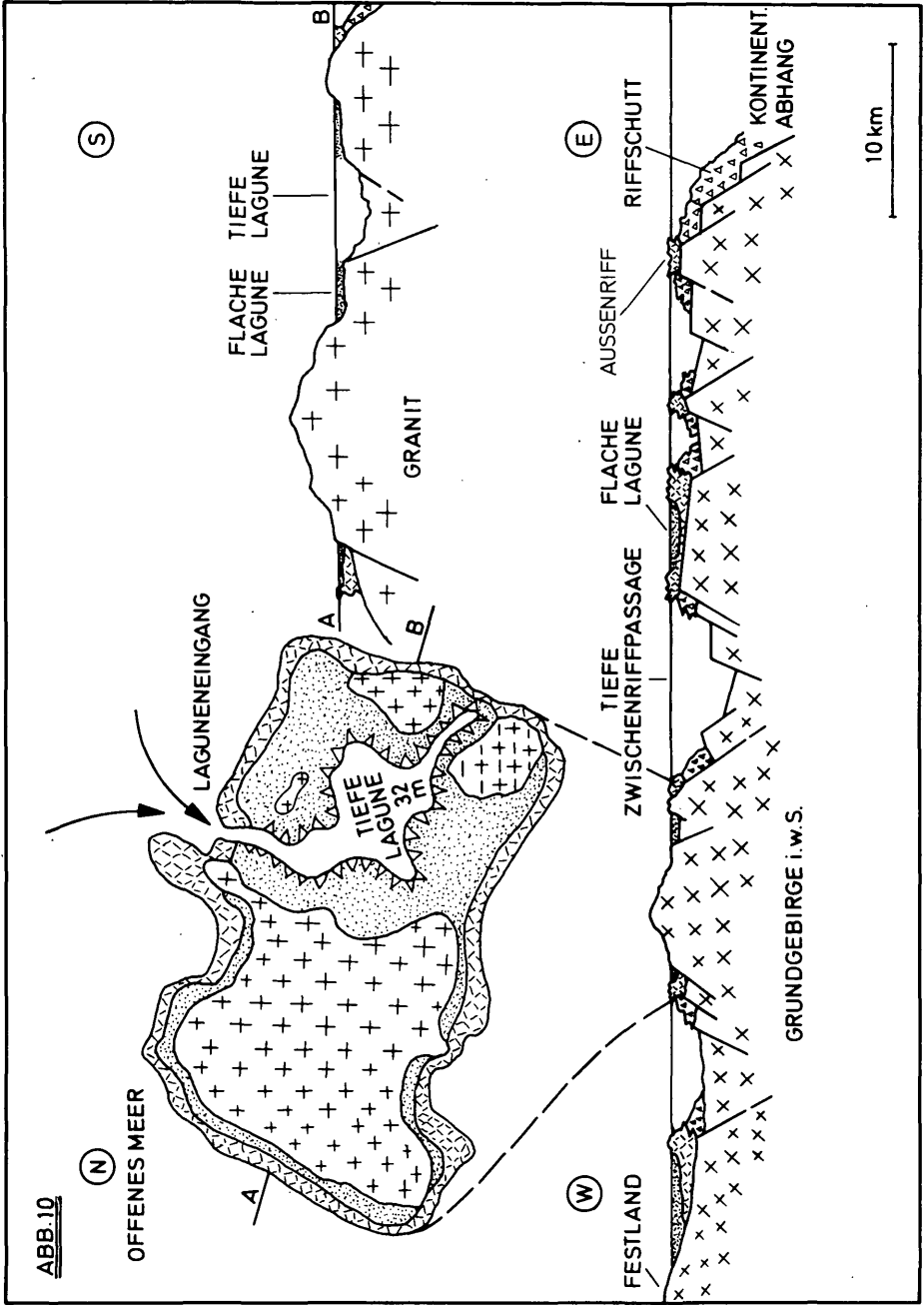
Zur Abb. 5 erscheint noch folgende Bemerkung angebracht: Auffällig ist der große Mächtigkeitsunterschied des Wettersteinkalks in Profil 1 und Profil 2. Hier gibt es nach unserer Ansicht zwei Ursachen, die sicherlich beide eine Rolle spielen. Zum einen dürfte die von R. BRANDNER (1978) aus diesem Gebiet beschriebene prae-Raibler Verkarstung die geringe Mächtigkeit des Wettersteinkalks in Profil 1 bedingen, zum anderen müssen wohl auch die unterlagernden Partnachschieben (Lokalität Plattleck) dafür verantwortlich gemacht werden.

7. Paläogeographische Überlegungen

Im Gegensatz zu dem von BECHSTÄDT & MOSTLER (1974, 1976) erstellten Modell, in welchem die Partnachfazies ohne Ausnahme den zentralen Beckenbereich einnimmt, ist mit vorgelegten Untersuchungsergebnissen erstmals ein direkter Konnex zwischen Wettersteinriffentwicklung und Partnachfazies nachgewiesen. Die den Partnachtonschiefen und -mergeln zwischengeschalteten Partnachkalke sind über den gesamten Profilbereich des Plattlecks aus Riffschuttmaterial zusammengesetzt, der aus dem langobardischen bis untercordevolischen Wettersteinriff stammt. Die vielen bisher untersuchten Profile mit Partnachfaziesentwicklung haben eindeutig aufzeigen können, daß der Riffdetritus von Reifflinger Kalken insbesondere von den Bankkalken in Reifflinger Fazies aufgefangen wird, und somit kein Riffschutt in das von Partnachschichten eingenommene Beckenzentrum gelangen konnte (siehe BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974). Der Nachweis einer mehr oder minder synchronen Reifflinger und Partnachfaziesentwicklung hatte eine Abänderung der von TOLLMANN, 1976, entwickelten Vorstellung von schmalen Partnachkanälen zwischen den Wettersteinriffen erfordert, zumal die schmalen Kanäle durch das Hinzutreten der Reifflinger Beckenfazies wesentlich an Breite gewonnen haben. Aufgrund von Kartendarstellungen, den Raum um Reutte und Garmisch-Partenkirchen betreffend, wo die Partnachschichten zwischen den Wettersteinkalken dargestellt sind, entsteht insofern eine verzerrte Optik, als man Partnachschichten im allgemeinen darstellt, d.h. Partnachtonschiefer, -mergel und -kalke zusammenfaßt, und damit nicht das Bild vermittelt bekommt, welches aufzeigt, daß über weite Bereiche die Reifflinger Kalkfazies bis knapp unter die Raibler Schichten anhält, wenn auch in einem Alternieren mit Mergeln und siltigen Tonschiefen. Man bezeichnet sie aber nicht als Reifflinger Kalke, da man nach Übereinkunft alle innerhalb der Partnachmergel auftretenden Kalke als Partnachkalke ausscheidet.

Im Verhältnis zu den Wettersteinriffkomplexarealen sind es trotz Hinzukommens der Reifflinger Beckenentwicklung noch relativ schmale Beckenbereiche, die eine Zwischenriffposition einnehmen. Einer der Autoren (MOSTLER) hatte Gelegenheit, den Nordteil des australischen Barriereriffs zu studieren, wobei ihm schon bei den ersten Übersichtsbelegungen die zum Teil recht breiten und tiefen Wasserstraßen zwischen den Riffen auffielen.

Das Barriereaußenriff setzt am Außenrand über dem Kontinentalabhang auf und ist von den nächst landeinwärts folgenden Riffen durch in der Breite stark schwankende Wasserstraßen getrennt. Der Terminologie für Riffkomplexe folgend müßte man von Lagunen sprechen, zumal es sich um Zwischenriffbereiche handelt. Nun liegt das Außenriff in vielen Fällen mindestens 100 km von der Küste entfernt, so daß sich zwischen diesem und dem Festland mehrere Riffe mit den zunächst so genannten "Wasserstraßen" abwechseln. Riffe unterschiedlichster Gestalt selbst wiederum haben Lagunen eingeschlossen, die von der Sedimentproduktion und von der Organismenbesiedelung vollkommen dem entsprechen, was man in der Sedimentologie als Lagune bezeichnet, während



die über 50 m tiefen Zwischenriffpassagen im wesentlichen dem entsprechen, was wir in der Trias etwa als Beckensedimente in Reiflinger Fazies bezeichnen. Die Fauna zwischen den einzelnen Riffen innerhalb des stark gegliederten Schelfs (siehe Abb. 10) ist eine typische Hochseefauna und entspricht völlig jener außerhalb des Außenriffs. Vom Sediment her, soweit dies aus der Literatur in Erfahrung gebracht werden konnte, ist es im äußeren Teil des Schelfs vorwiegend eine Karbonatschlammabildung, während der Innenschelf mehr von einer siliziklastischen Sedimentation erfaßt wird. Der von beiden Seiten geschüttete Riffdetritus spielt nur im Randbereich der Zwischenriffpassagen eine größere Rolle. Der Wechsel von Riffen und Wasserstraßen soll nach W.G.H. MAXWELL, 1969, auf pleistozäne synsedimentäre Tektonik, in Verbindung mit Meeresspiegelschwankungen, zurückgehen, die den Schelfbereich stark zerlegt hat. (Siehe hiezu das stark schematisierte Profil (Abb. 10) zwischen Festland und Kontinentalabhang, das unseres Erachtens in grober Annäherung die Vorstellung vermittelt, wie es in der Zeit der höheren Mitteltrias bzw. tieferen Obertrias in den Nördlichen Kalkalpen ausgesehen haben könnte). Daß die Riffe sich noch direkt an der Küste Australiens bilden, obwohl bis zum Außenrand des Schelfs 100 km und mehr diesen vom eigentlichen Ozean trennen, hängt wohl damit zusammen, daß es gewaltige Tidenhübe (bis 11 m) gibt, die praktisch täglich für einen gewaltigen Wasseraustausch mit dem offenen Ozean sorgen, ganz abgesehen davon, daß entlang der Wasserstraßen nicht unbedeutende Wasserbewegungen für Frischwasserzufuhr sorgen und somit das prächtige Gedeihen der Riffe entscheidend beeinflussen. Ob man auch für die Mittel- und tiefere Obertrias der Nördlichen Kalkalpen mit solch extremen Tidenhuben operieren darf, ist noch völlig offen, zumal es noch nicht einmal sicher erwiesen ist, ob die Wettersteinkalagunensedimente dem entsprechen, was in Australien in den abgeschlossenen Riffen mit nur schmalen Zugang zur Lagune sich bildete, oder ob es sich um sehr großflächige Lagunen und Ultralagunensedimente handelt. Die bisherigen Modelle, auf die Riffe selbst zugeschnitten, etwa wie sie OTT (1972a, b) vorstellt, geben noch keine sichere Auskunft, ob tatsächlich ein Atollriffcharakter entwickelt ist oder nicht, zumal bei den Riffmodellen OTTs verschiedene Zeiten und z.T. tektonisch nicht Zusammengehöriges Pate standen. OTT bezieht sein gesamtes Modell auf eine 400-500 m-Mächtigkeitlinie im Wettersteinkalk, was jedoch in vielen Fällen nachweislich nicht gelungen ist. So ist z.B. im südöstlichen Gleirschtal (siehe E. OTT, 1967: 73) die für die riffnahe Lagunenfazies kennzeichnende *Teutloporella herculea* nicht auf die 400-500 m-Linie beziehbar, sondern schon gute 1000 m höher, d.h. bereits nahe der Cordevol/Jul-Grenze, also unweit der Liegendgrenze der Raibler Schichten. Im nordöstlichen Karwendeltal liegt *Teutloporella herculea* jedoch bedeutend tiefer, nämlich im Langobard knapp oberhalb der Hangendgrenze des Alpenen Muschelkalks.

Ein weiterer Mangel ist, daß OTT, 1967, 1972a, b, genauso wie auch M. SARNTHEIN, 1965-1967, und J. FRISCH, 1975, Partnarschichten und Wettersteinkalk dem Ladin zuordnen und den Muschelkalk dem Anis, was seit den Untersuchungen von T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER, 1974, als nicht mehr zutreffend bekannt ist.

Wie wir in der vorliegenden Arbeit mit Abb. 7 sehr schön aufzeigen können, sind sowohl die altersmäßigen als auch die faziellen Unterschiede der Gesteine von Profil zu Profil in ihrem Ausmaß sehr verschieden! Gerade der Faktor Zeit ist nicht zu unterschätzen, wenn man bedenkt, daß z.B. im Profil Berglental (T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER, 1976) der Vorriffkalk des Wettersteinkalks bereits im Illyr beginnt, im Profil Hafelekar im Fassan, im Profil Martinswand im Langobard und im unmittelbar benachbarten Profil Plattleck im Cordevol!

Leider haben E. OTT, 1967, 1972, M. SARNTHEIN, 1965-1967, und J. FRISCH, 1975, auch die tektonischen Verhältnisse nicht berücksichtigt, was sich auf die von diesen Autoren gezogenen Schlußfolgerungen nachteilig auswirkt. Allerdings muß gesagt werden, daß sich die Erkenntnisse über den geologischen Bau des Karwendelgebirges durch die Neuuntersuchungen von G. HEISSEL, 1978, im Gegensatz zum allgemeinen tektonischen Wissensstand, etwa von 1967, wesentlich verändert haben. Die Berücksichtigung der nunmehr als sehr kompliziert erkannten Internektontik der Inntaldecke führt zu einem anderen Bild einer Faziesverteilung im mittleren Wettersteinkalk des Karwendelgebirges, als OTT, 1967, und SARNTHEIN, 1967, annehmen: Die Inntaldecke besitzt nach G. HEISSEL, 1978, nicht nur mehrere deckeninterne Bewegungsbahnen mit Mindestüberschiebungsweiten von jeweils mehreren Kilometern, was bei einer tektonischen Rückformung beachtet werden muß, sondern sie ist auch (im Gegensatz zu bisherigen Ansichten) in 12 nordvergente Großfalten gegliedert. Besonders im Osten der Inntaldecke (Gleirsch-Bettelwurfkette, östliches Hinterautal, Roßloch, Vomper Loch, Huderbank-Hochnißl etc.) bilden diese Großfalten bisher unerkannte Scheinserien im Sinn von A. TOLLMANN, 1973. Weitreichende Konsequenzen hat auch die Erkenntnis der völligen tektonischen Trennung der Schuppen der Karwendelschuppenzone von der Inntaldecke einerseits und der Lechtaldecke andererseits, wie bei G. HEISSEL (1978: 149-152) erläutert wird. Somit können die das Riff charakterisierenden Fundpunkte von Sphinctozoa, Tubiphytes und Korallen an der Nordseite des Karwendeltals nicht mit der riffernen Lagune (*Diplopora annulata*, *Teutloporella peniculiformis*) der Inntaldecke an der Südseite des Karwendeltals in Verbindung gebracht werden. Es dürfen nicht einmal innerhalb der Karwendelschuppenzone weitreichende Schlußfolgerungen ohne Beachtung der Tektonik durchgeführt werden. Bringt man beispielsweise den Wettersteinkalk beiderseits des Bäralpls durch Rückformung in seine vermutliche ursprüngliche Lage, so ändert sich das bei OTT, 1967, dargestellte Bild der Riffzone im Norden grundlegend: der Wettersteinkalk westlich des Bäralpls (Arnsnitz-Hochwörnerschuppe nach G. HEISSEL, 1978) muß wahrscheinlich einige Kilometer nördlicher liegen als das Wettersteinkalkriff östlich des Bäralpls (Bäralplkopf-Kuhkopfschuppe nach G. HEISSEL, 1978). Schon A. TOLLMANN (1973: 163) warnt mit Recht vor einer Konstruktion eines Scheinfazieskomplexes im nordwestlichen Karwendel, denn immerhin dürften nach Rückformung der Tektonik viele Kilometer zwischen dem Wettersteinkalkriff der Lechtaldecke östlich von Mittenwald und jenem der Arnsnitz-Hochwörnerschuppe im nordwestlichen Karwendeltal liegen. Unsere Abbildungen 12a und 12b zei-

gen deutlich auf, daß bei Berücksichtigung der Tektonik sich das Bild eines längsovalen Atollriffs im Karwendel im Sinn von E. OTT, 1967, 1972, und M. SARNTHEIN, 1967, nicht bestätigen läßt. Die Darstellung von OTT (1967: 73) zeigt also nicht die Faziesverteilung im mittleren Wettersteinkalk während der Trias auf, sondern stellt mit Einschränkungen dar, wo heute in welcher Faziesausbildung (Riff, riffnahe und rifferne Lagune) mittlerer Wettersteinkalk im Karwendel zu finden ist.

Generell verweist A. TOLLMANN (1973: 162) deutlich auf die Gefahr unrichtiger paläogeographischer Rekonstruktion unter Außerachtlassung der tektonischen Gegebenheiten. Ohne Beachtung der Tektonik ist man leicht versucht, die dabei gewonnenen Erkenntnisse durch Phänomene zu deuten, die in Wirklichkeit jedoch keine oder nur untergeordnete Bedeutung haben. Als Beispiel hiefür sei der Versuch der Erklärung des scheinbar exzentrischen Baus des Karwendelatolls durch vorherrschende Windrichtung aus dem Süden erwähnt (siehe E. OTT, 1967).

Es kann also eine Rekonstruktion der Paläogeographie eines größeren Gebiets nicht zielführend sein, wenn sie auf ein bestimmtes Gesteinsniveau bezogen wird, wie z.B. auf die 400 m-Linie oberhalb der Wettersteinkalkliegendgrenze. Es werden dabei nämlich zeitlich und räumlich nicht vergleichbare Faktoren vermischt.

Eine derartige Rekonstruktion ist nur sinnvoll, wenn man hiefür zeitgleiche Sedimente unter strengerer Beachtung der heutigen tektonischen Verhältnisse heranzieht.

Betrachtet man nun die stattliche Anzahl bereits untersuchter mitteltriadischer Profile (siehe T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER, 1974, 1976, sowie die vorliegende Arbeit), so fällt die unerwartet reiche und keineswegs an tektonische Einheiten gebundene Faziesdifferenzierung der Mitteltrias im Bereich der westlichen Nördlichen Kalkalpen auf. Es zeigt sich somit, daß allein aufgrund der Fazies eines Profils wohl nur in Ausnahmefällen eine Zuordnung zur einen oder anderen tektonischen Einheit durchgeführt werden kann. Wir haben jedoch mit der vorliegenden Arbeit aufzuzeigen versucht, daß sich, wie im Fall Martinsbühel-Martinswand, aufnahmegeologische Erkenntnisse durchaus mit Faziesvergleichen zwischen einzelnen Profilen bestätigen bzw. untermauern lassen. Faziesvergleiche in Zusammenhang mit dem reichen Repertoire weiterer geologischer Arbeitsmethoden (Erarbeitung der Großtektonik und Kleintektonik, Luftbildauswertung,...) sind durchaus zielführend.

Zurückkommend auf die Partnachschichten mit Riffdetritus im Bereich der Martinswand sind wir also gezwungen, auch örtlich Partnachbecken anzunehmen, die mit den Riffen direkt in Verbindung stehen, eine Situation, die BECHSTÄDT & MOSTLER (1974) nur für den hohen Teil des Cordevols in Betracht gezogen haben. Allerdings ist für diese Bereiche nie der Nachweis einer Riffschuttanlieferung gelungen, was damit in Zusammenhang stehen mag, daß die Riffe im hohen Cordevol bereits von der Lagunenfaziesentwicklung erstickt wurden. Die paläogeographischen Überlegungen, gepaart mit den Rückformungen (Abwicklung der Tektonik) weisen eher darauf hin, daß keine direkten Beziehungen

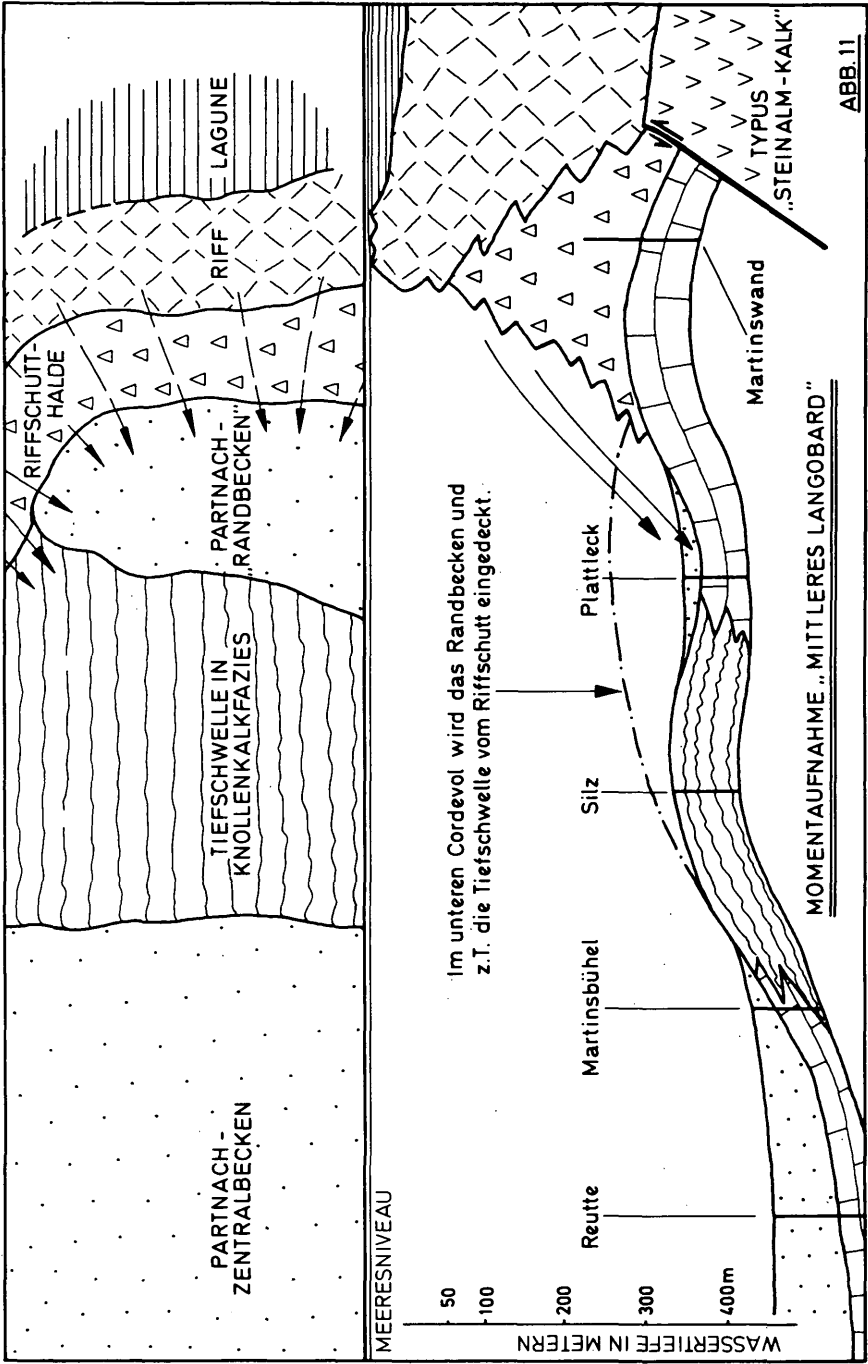


ABB.11

zwischen den Partnachrandbecken der Martinswand und dem zentralen Beckenbereich bestehen, sondern vielmehr sich zwischen beiden eine Tiefschwelle in Form von "Knollenkalken" als trennendes Element anbietet (siehe Abb. 11).

Abschließend sei noch die Art und Weise der Anordnung von Profilen aus der Mitteltrias, erstens innerhalb der heutigen tektonischen Einheiten und zweitens nach dem Versuch einer tektonischen Rückformung diskutiert (siehe Abb. 12a, 12b). (Tektonische Einheiten nach A. TOLLMANN, 1976, und G. HEISSEL, 1978). Es soll deutlich aufgezeigt werden, daß Profile, die heute oft nur wenige 100 m nebeneinander liegen, nach dem Versuch einer tektonischen Rückformung weit voneinander entfernt sein können. Als Beispiele hierfür seien genannt: Martinsbühel-Plattleck, Hötting-Hafelekar, Thaur-Wildangerspitze, Sulzleklamm-Kichlkar, Hochalmsattel-Torscharte etc. Man sieht also, daß bei Beachtung der heutigen tektonischen Gegebenheiten ein in wesentlichen Punkten anderes Bild entsteht, als es jene Arbeiten vermitteln, die den heutigen Gebirgsbau nicht berücksichtigen (z.B. M. SARNTHEIN, 1967; J. FRISCH, 1975). Weiters wird klar aufgezeigt, daß sich die Gesteinszusammensetzung der Inntaldecke keineswegs an allen Stellen in der gleichen Weise ändert wie die des Untergrunds, was z.B. K. BEURLEN (1944) und W. ZEIL (1959: 84, 85) schreiben. Hingegen haben sich die beobachtbaren scheinbaren "Gesteinszusammenhänge" zwischen Untergrund und überlagernder Einheit stets als Scheinserien bzw. Scheinfazieskomplexe im Sinn von A. TOLLMANN (1973) entpuppt.

Die in Abb. 12b für die Profile verwendeten Signaturen haben übergeordnete Bedeutung, da sie ja die oft sehr starken faziellen Unterschiede zwischen einzelnen Profilen innerhalb des Alpenen Muschelkalks und innerhalb der Partnachschichten nicht aufzeigen! Die Verteilung der Profile nach Ausglättung der Tektonik ist für eine ins Detail gehende Rekonstruktion der komplizierten mitteltriadischen Paläogeographie zu weitmaschig. Weiters ist darauf hinzuweisen, daß die tektonische Position einiger Profile durch Neubearbeitung der betreffenden Gebiete erst geklärt werden muß. Es wäre hier die Schwazer Trias als Beispiel zu nennen, für die unserer Ansicht nach am ehesten eine Zuordnung zur Karwendelschuppenzone oder eine Stellung südlich der Inntaldecke in Frage kommt. Ähnliches gilt auch für die Trias südlich von Imst und am Ausgang des Pitztals. Innerhalb des Karwendelgebirges sind die Verhältnisse seit den Untersuchungen von G. HEISSEL (1977, 1978) weitgehend geklärt, jedoch muß betont werden, daß der Versuch einer tektonischen Rückformung der einzelnen Schuppen innerhalb der Karwendelschuppenzone nur in sehr beschränktem Ausmaß möglich ist (siehe auch G. HEISSEL, 1978: 251). So ist nach erfolgter Ausglättung der Tektonik natürlich die Anordnung der Profile Kirchlkar und Hochalmsattel einerseits, und Hötting-Mühlau-Thaur andererseits nur hypothetisch. Die paläogeographische Position der Karwendelschuppenzone zwischen Lechtaldecke und Inntaldecke ist jedoch eine feststehende Tatsache. Während also im Meridian von Innsbruck die Nördlichen Kalkalpen ohne Allgäudecke etwa 40 km N-S-Erstreckung aufweisen, lassen sie sich im selben Meridian nach dem Versuch einer tektonischen Rückformung auf mindestens 140 km(!) ausglätten (ohne Allgäudecke).

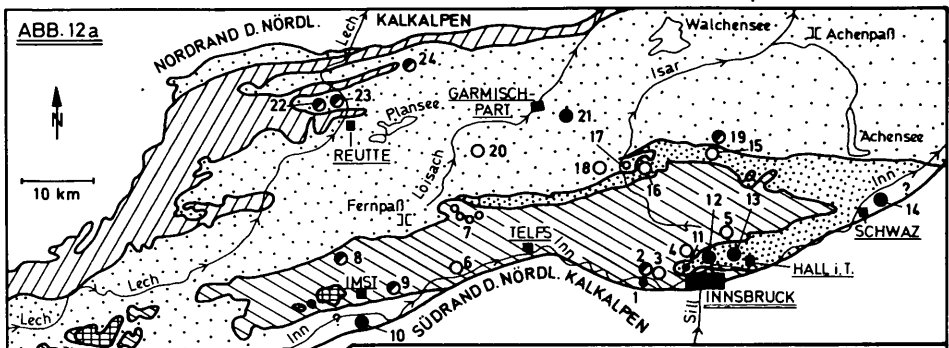
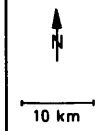


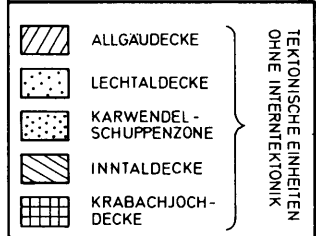
ABB. 12a



LAGE DER PROFILE INNERHALB DER TEKT. EINHEITEN DER NÖRDL. KALKALPEN

TEKTONIK NACH A. Tollmann 1976 und G. Heissel 1978

25 Flexenpaß
BECHST. u. MOSTLER 1976



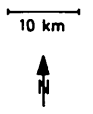
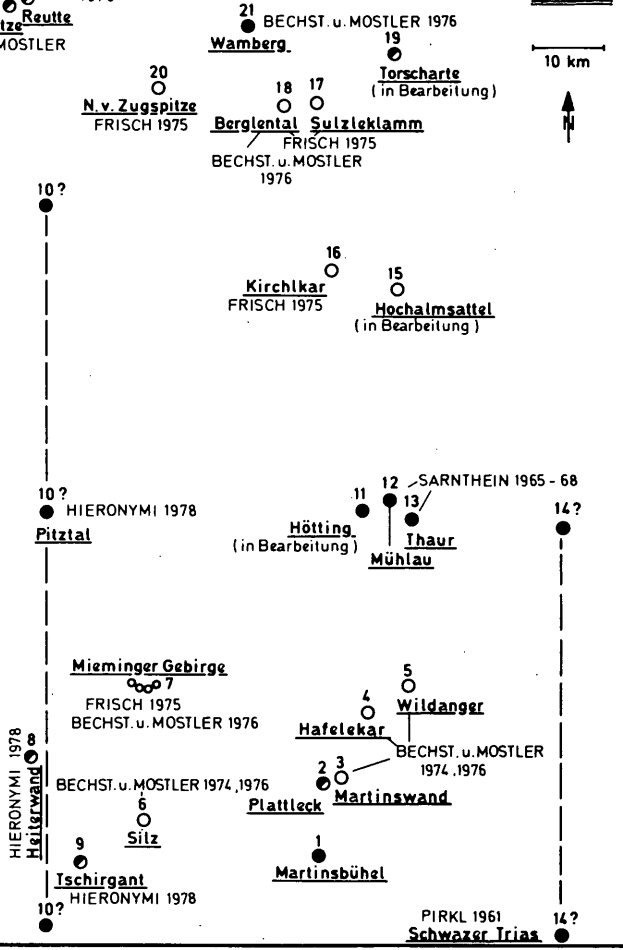
ÜBERLAGERUNG D. ALPINEN MUSCHELKALKS DURCH:

- WETTERSTEINKALK (ARLBERGKALK)
- PARTNACHSCHICHTEN und WETTERSTEINKALK
- PARTNACHSCHICHTEN



MÖGLICHE ANORDNUNG DER PROFILE NACH DEM VERSUCH EINER TEKTONISCHEN RÜCKFORMUNG

ABB. 12b



Danksagung

Für die Herstellung der Kartengrundlage zur geologischen Aufnahme im Maßstab 1:2 000 und 1:5 000 sind wir Herrn Hofrat Dipl.-Ing. Wolfgang GIERSIG (Amt der Tiroler Landesregierung, Abt. III d3, Photogrammetrisches Institut, Vermessungswesen für agrarische Operationen, Landhaus, Innsbruck) zu besonderem Dank verpflichtet.

Weiters danken wir recht herzlich Herrn Univ.-Prof. Dr. Jörg KLIMA, Institut für Elektronenmikroskopie, der in liebenswürdiger Weise die elektronenmikroskopischen Aufnahmen für uns anfertigte.

Den Herren Univ.-Doz. Dr. Werner RESCH und Dr. Rainer BRANDNER und Herrn cand.phil. Peter GSTREIN (Universität Innsbruck) danken wir für anregende Diskussionen.

Fräulein Ingrid RÖDLACH (Absam, Tirol) übernahm in dankenswerter Weise die Reinzeichnung der Abbildungen und Beilagen.

Nicht zuletzt sei dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich für die Bereitstellung von Reisemitteln und Sachmaterial gedankt.

Literatur

- AMPFERER, O. & W. HAMMER (1899): Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. - Jb.Geol.R.A., 48 (1898), 289-374, Wien.
- AMPFERER, O. & W. HAMMER (1911): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. - Jb.Geol.R.A., Bd.61, 531-710, Wien.
- AMPFERER, O. & Th. OHNESORGE (1912): Geologische Spezialkarte, Blatt "Innsbruck-Achensee", 1:75 000, Geol.R.A., Wien.
- AMPFERER, O. & Th. OHNESORGE (1912): Geologische Spezialkarte, Blatt "Zirl-Nassereith", 1:75 000, Geol.R.A., Wien.
- AMPFERER, O. & W. HEISSEL (1950): Das östliche Karwendel; Erläuterungen zur geologischen Karte des östlichen Karwendels und des Achenseegebietes. - mit geol. Karte 1:25 000, 55 S., Univ.-Verlag Wagner, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & H. MOSTLER (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 4, 5/6, 1-74, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & H. MOSTLER (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Z.dt. Geol.Ges., 127, 271-289, Hannover.
- BEURLEN, K. (1944): Zum Problem der Inntal-Decke. - Sitzber. Bayer.Akad.Wiss., math.-natw.Kl., 143, 239-264, München.
- BRANDNER, R. (1978): Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd. 8, Festschrift W. HEISSEL, 317-345, Innsbruck.

- CHAPPELL, J. (1974): Geology of Coral Terraces, Huon Peninsula, New Guinea: A Study of Quaternary Tectonic Movements and Sea-Level Changes. - Geol.Soc. of America Bull., v. 85, 553-570, Boulder, Colorado.
- DONOFRIO, D.A. (1975): Mikrofaunistische Untersuchungen der Hallstätter Kalke in den Berchtesgadener Alpen. - Unveröff. Diss., Phil. Fak.Univ.Innsbruck, 162 S.
- DONOFRIO, D.A. & H. MOSTLER (1975): Neue Schwebcrinoiden aus Hallstätter Kalken des Berchtesgadener Raumes. - Geol. Paläont.Mitt.Innsbruck, 5, 2, 1-28, Innsbruck.
- DONOFRIO, D.A. & H. MOSTLER (1977): Wenig beachtete Echinoder-mätskelettelemente aus der alpinen Trias. - Geol.Paläont. Mitt.Innsbruck, 6, 6, 1-27, Innsbruck.
- FRISCH, J. (1975): Sedimentologische, lithofazielle und paläo-geographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. - Jb.Geol.B.A., Bd. 118, 75-117, Wien.
- HAUERSTEIN, G. & W. WAGNER (1966): Polyäne Spongiennadeln aus der Mitteltrias der Chiemgauer Alpen. - Mitt.Bayer.Staats-samml.hist.Geol., 6, München.
- HAUSER, C. (1977): Blatt 117, Zirl: Bericht 1976 über Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 117, Zirl. - Verh.Geol.B.A., 1977, H. 1, A101-A102, Wien.
- HEISSEL, G. (1976): Neues zur Deckentektonik im nördlichen Karwendel. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 5, 5, 1-35, Innsbruck.
- HEISSEL, G. (1976): Zur Deckentektonik im nördlichen Karwendel. - Anz.math.-nat.Kl.Österr.Akad.Wiss., Jg. 1976, Nr. 7, 75-82, Wien.
- HEISSEL, G. (1977): Blatt 118, Innsbruck: Bericht 1976 über Aufnahmen im Mesozoikum des Karwendelgebirges auf den Blät-tern 117, Zirl, und 118, Innsbruck. - Verh.Geol.B.A., 1977, H. 1, A105-A108, Wien.
- HEISSEL, G. (1977): Die geologische Neuaufnahme des Karwendelge-birges und seine tektonische Ausdeutung. - Unveröff.Diss., Phil./natw.Fak.Univ.Innsbruck, 372 S.
- HEISSEL, G. (1978, in Druck): Bericht 1977 über Aufnahmen im Mesozoikum des Karwendelgebirges auf den Blättern 117, Zirl, 118, Innsbruck, und 119, Schwaz. - Verh.Geol.B.A., Wien.
- HEISSEL, G. (1978): Karwendel - geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd.8, Festschrift W. Heißel, 227-288, Innsbruck.
- HEISSEL, W. (1958): Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. - Mitt.Geol.Ges.Wien, Bd.50 (1957): 95-132, Wien.
- HIERONYMI, C. (1978): Untersuchungen zu Sedimentpetrographie und Metamorphoseeinflüssen im Anis-Ladin zwischen Imst (Tirol) und Füssen (Allgäu). - Unveröff.Dipl.-Arbeit, Univ. Frankfurt, 117 S.
- JASKOLLA, F. (1978): Geologisch-tektonische Untersuchungen an Satellitenbildlineamenten in den Nördlichen Kalkalpen. - Diss., Univ. München.
- KOZUR, H. (1972): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* HAYASHI 1968 und ihr stratigraphischer Wert. - Geol.Paläont.Mitt. Innsbruck, Bd.2, 11, 1-37, Innsbruck.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1972): Neue Holothurien-Sklerite aus der Trias der Slowakei. - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, Bd.2, 12, 1-47, Innsbruck.

- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1971): *Holothurien-Sklerite und Conodonten aus der Mittel- und Obertrias von Köveskal (Balatonhochland, Ungarn)*. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, Bd.1, 10, 1-36, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972): *Mikroproblematika aus Lösungsrückständen triassischer Kalke und deren stratigraphische Bedeutung*. - *Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.*, 21.Bd., 989-1012, Innsbruck.
- KRZYSTYN, L. (1978): *Eine neue Zonengliederung im alpin-mediteranen Unterkarn*. - *Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias*, *Schriftenr.Erdwiss.Komm.Österr.Akad.Wiss.*, Bd.4, Wien.
- MAXWELL, W.G.H. (1969): *Structure and development of the Great Barrier Reef*. 353-374. In: CAMPBELL, K.S.W., Ed., *Stratigraphy and palaeontology, essays in honour of Dorothy Hall*. Australian National University Press, Canberra.
- MOSTLER, H. (1976): *Poriferenspiculae der alpinen Trias*. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, Bd.6, 5, 1-42, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & P. PARWIN (1973): *Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstätter Kalke am Sirius-Kogel (Bad Ischl, Oberösterreich)*. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, Bd.3, 7, 1-47, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & B.W. SCHEURING (1974): *Mikroflora aus dem Langobard und Cordevol und das Problem der Keupersedimentation im Germanischen Raum*. - *Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck*, Bd.4, 4, 1-35, Innsbruck.
- OTT, E. (1967): *Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk*. - *Bayer.Akad.Wiss., math.-natw.Kl., Abh., Neue Folge*, H. 131, München.
- OTT, E. (1972a): *Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Ägäis)*. - *Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.*, 21.Bd., 251-276, Innsbruck.
- OTT, E. (1972b): *Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpenen Trias*. - *Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud.*, 21.Bd., 455-464, Innsbruck.
- PIRKL, H. (1961): *Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol)*. - *Jb.Geol.B.A.*, Bd.104, 1-150, Wien.
- SARNTHEIN, M. (1965): *Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck*. - *Verh.Geol.B.A.1965*, 119-162, Wien.
- SARNTHEIN, M. (1966): *Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck - 1. Fortsetzung*. - *Bericht naturw.-medizin.Ver.Innsbruck*, Bd.54, 33-59, Innsbruck.
- SARNTHEIN, M. (1967): *Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich*. - *Geol.Rdsch.*, Bd.56, 116-127, Stuttgart.
- SARNTHEIN, M. (1968): *Bericht 1967 über geologisch-sedimentologische Aufnahmen am Karwendel-Südrand (Blatt Innsbruck-Umgebung)*. - *Verh.Geol.B.A.*, 1968, H.3, A51-A53, Wien.
- TOLLMANN, A. (1970): *Der Deckenbau der westlichen Nordkalkalpen*. - *N.Jb.Geol.Paläont.Abh.*, Bd.136, 80-133, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1970): *Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Westabschnitt*. - *Mitt.Geol.Ges.Wien*, Bd.62

- (1969), 78-170, Taf. 1-3, Wien.
- TOLLMANN, A. (1970): Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. - Verh.Geol. B.A. 1970, H.2, 324-345, Wien.
- TOLLMANN, A. (1971): Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. - Verh.Geol.B.A. 1971, H.2, 358-390, Wien.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. - 404 S., (Deuticke), Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums; Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. - 580 S., (Deuticke), Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. - 449 S., Anhang (Deuticke), Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild (Faulting tectonics of Austria on Landsat-Photos). - N.Jb.Geol.Paläont.Abh. 153, 1, 1-27, Stuttgart.
- WÖHRMANN, S.v. (1889): Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und bayrischen Alpen. - Jb.Geol.R.A., XXXIX. Bd., 181-258.
- ZARDINI, R. (1976): Atlante degli echinodermi cassiani (Trias medio-superiore) della regione dolomitica attorno a Cortina d'Ampezzo. - Foto Ghedina, Cortina d'Ampezzo.
- ZEIL, W. (1959): Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwischen Iller und Traun. - Z.dt.Geol.Ges., 111 (1959), 74-100, 8 Abb., Hannover.

Tafelerläuterungen

- Fig. 1 *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR & VEGH). Dieses Exemplar zeigt bereits Anklänge an *Metapolygnathus mungoensis*.
- Fig. 2 *Gondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV). Schräg von oben; dieses Exemplar stellt eine Übergangsform von *Gondolella excelsa* dar.
- Fig. 3 *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR & VEGH); sehr typische Form.
- Fig. 4 *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR & VEGH). Eine eher ausgefallene, sehr schmale Form (Fig. 1, 3 und 4 stammen alle aus dem Langobard des Martinswandprofils).
- Fig. 5-6 *Prioniodina tatrca* (ZAWIDZKA); Fig. 5 schräg von der Seite, Fig. 6 von unten.
- Fig. 7, 14 Echinhexactine Nadeln (die Dornen auf den Strahlen sind sehr klein).
- Fig. 8 Ein ausgefallenes langstacheliges Tetractin, das erstmals im Cordevol auftritt.
- Fig. 9 Acanthocaltrope Nadel eines Kieselschwamms.
- Fig. 10 Hexactin mit ungleich dicken Strahlen.
- Fig. 11 *Priscopedatus staurocumitoides* MOSTLER.
- Fig. 12, 20 *Acanthothelia triassica* SPECKMANN.
- Fig. 13 *Kuehnites cf. serratus* MOSTLER.
- Fig. 15 *Kuehnites inaequalis* MOSTLER.
- Fig. 16 *Acanthotheelia* sp.
- Fig. 17, 19 *Theelia immissorbicula* MOSTLER (Fig. 17 mit wenig Speichen, 19 mit vielen Speichen).
- Fig. 18 *Theelia cf. planata* MOSTLER; von oben.

Tafel

