

an der Innsbrucker Nordkette. Die Ausdehnung des Buntsandsteins im Tristkiopfg Gebiet ist ebenfalls revisionsbedürftig.

Nach dieser Auswahl neuer Ergebnisse sei noch erwähnt, daß die Geländearbeiten 1979 fortgesetzt werden sollen.

Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im Kristallinanteil auf Blatt 117, Zirl

VON AXEL NOWOTNY (auswärtiger Mitarbeiter)

Die in den Jahren 1976 und 1977 begonnenen Arbeiten auf den Kartenblättern Zirl (117) und Telfs (116), wurden im Jahre 1978 fortgesetzt. Die Kartierung wurde im Maßstab 1 : 10.000 im NE-Bereich nahezu abgeschlossen, wobei Übersichtsbegehungen im Randbereich des Kartenblattes im Gebiet des Rangger Köpfls durchgeführt wurden. Wie bereits in den Kartierungsberichten der Jahre 1976 und 1977 angeführt wurde, sind die liegenden Anteile von Glimmerschiefern aufgebaut. Selten sind einzelne Partien von Phylliten aufgeschlossen.

Hangend, etwa ab Seehöhe 1450 m, folgt eine Wechsellagerung von Quarzitschiefern und feinkörnigen Paragneisen, die mit Einschaltungen von Albitschiefern im Bereich der Roßkogel-Hütte (Seehöhe 1778 m) verfolgt werden können. Im Gebiet westlich von Ranggen wird das Gebiet bis zum Kartenrand im Liegenden von Glimmerschiefern, darüber feinkörnigen Paragneisen in Wechsellagerung mit Augengneislagen aufgebaut.

Im gesamten Gebiet ist ein NW—SE Streichen der Schichten zu beobachten, wobei im Gebiet des Tenglhofs südlich von Inzing die Mächtigkeit der Albit-Mikroklin-Hellglimmer-Biotitgneise stark zunimmt und in einem mächtigen Steinbruch aufgeschlossen ist. Die mit 80° steil nach Süden einfallenden, massig bis dick gebankten Gneise zeigen ein N—S verlaufendes Störungssystem mit mächtigen Harnischflächen und teilweise gut ausgebildeten Mylonitzonen (060/30, 280/70). Die im Liegenden angetroffenen Phyllite und Glimmerschiefer sind bis auf kleine Aufschlüsse von mächtigen Terrassen-sedimenten (Wechsellagerung von Kies und Sandlagen) überlagert. Diese Jungschichten bedecken südlich von Hatting bis in etwa 1000 m Seehöhe die in Bachläufen gering aufgeschlossenen Phyllite und Glimmerschiefer und werden teilweise wirtschaftlich genutzt.

Weitere glaziale Spuren zeigen sich in etwa 1200 m Seehöhe im Gebiet Kapfeben östlich des Hundstales, aber auch westlich im Gebiet von Vorberg in Form von moorgefüllten Wannen.

Siehe auch Bericht zu Blatt 116 (Telfs) von CH. HAUSER.

Blatt 118, Innsbruck

Bericht 1978 über mikrofaziale und mikropaläontologische Untersuchungen an der Innsbrucker Nordkette, Blatt 118, Innsbruck

VON RAINER BRANDNER & WERNER RESCH (auswärtige Mitarbeiter)

Die gemeinsamen Geländearbeiten haben zum Ziel, die eigentliche Rifffazies des Wettersteinkalkes (Ladin bis tieferes Karn) am bekannten Beispiel der Innsbrucker Nordkette in ihrer zeitlichen und räumlichen Entwicklung zu untersuchen. Dabei sind über das Untersuchungsgebiet hinaus allgemein gültige palökologische Beobachtungen zu den Wettersteinkalk-Riffen erst durch die bereits eingeleiteten weiteren Arbeiten zu erwarten. Die Lagunenfazies engeren Sinnes wurde in die bisherigen Untersuchungen nicht einbezogen.

Zahlreiche Untersuchungen der letzten Jahre (z. B. E. ORT 1967, 1972) haben sich mit der Faziesheteropie in der höheren Mitteltrias der nördlichen Kalkalpen beschäftigt. Im Vergleich mit den Südalpen konnten in den Nördlichen Kalkalpen bisher keine so weitreichenden Schüttungen riffogenen Materials in Beckenräume (z. B. Cassianer Schichten) nachgewiesen werden. Der Grund dürfte in einem morphologisch anders gestalteten Übergangsbereich Karbonatplattform-Becken liegen. Generell sind nach J. L. WILSON (1975) drei verschiedene Karbonatplattform-Randtypen vorstellbar.

Wie unsere ersten Untersuchungen nun gezeigt haben, ist im Raum der Innsbrucker Nordkette (Hafelekar-Riffkörper; M. SARNTHEIN, 1965) dem Typus C (nach WILSON) mit einem steilwandigen Außenriff am ehesten der Vorzug zu geben. Nur bei diesem Typ können unter normalen Bedingungen die oft mehrere Meter großen Riffblöcke entstehen, deren Zwischenräume heute östlich der Hafelekar-Seilbahn Bergstation am Goetheweg in Form von „Riesen-Großoolithen“ anzutreffen sind. Im Vergleich entstehen bei den rezenten Beispielen atlantischer Riffe (N. P. JAMES, 1977; Proc. 3. Internat. Reef Symp.) am Fuß der Riffwand mehrere relativ kurze Schuttkegel, die in einer Entfernung von etwa 2 km von der Riffwand weg allmählich in pelagische Schlamm übergehen.

Die bisher immer schon schwierige Unterscheidung zwischen Riffschutt des Riffkernes bzw. Riffdaches und dem Riffschutt des Vorriffbereiches könnte, nach ersten Untersuchungsergebnissen, unter Umständen mehr oder weniger genau anhand des unterschiedlich auftretenden organischen Bewuchses der Schuttkomponenten getroffen werden. Der Bewuchs des Schuttmaterials mit vornehmlich stromatolithischen Algen ist im Riffkernareal häufiger anzutreffen, als am Fuß der an der Nordkette relativ steilen Riffböschung, wo z. T. ein organischer Bewuchs der intergranularen Hohlraumwänden völlig fehlt. Charakteristischerweise werden gerade diese Algenüberzüge von einer späteren Dolomitisationsphase ergriffen. Es ist anzunehmen, daß der selektive Dolomitisationsprozeß bereits in einem relativ frühen Diagenesestadium oft in Verbindung mit der nachfolgenden, zum Teil hypersalinaren Lagunenfazies (regressive Riffentwicklung!) vonstatten gegangen ist. Die randliche Dolomitisierung der Riffdetritus-Komponenten ist auch bereits im Gelände gut erkennbar und könnte so ein einfaches Hilfsmittel bei der Kartierung von verschiedenen Riffazies-Einheiten darstellen.

Eindeutige Hinweise auf die Position im Vorriff oder auch auf bathymetrisch tiefere Bereiche auf der Riffschutthalde geben Einlagerungen von Schalenresten überwiegend pelagisch lebender Organismen. Zudem konnten in diesem Faziesraum bisher völlig unbekannt spaltenähnliche Einlagerungen von Filamenten (Jugendformen von Daonellen, kleine Ammoniten; etwas Radiolarien) mit unterschiedlich rot gefärbter Matrix erkannt werden. Die Internsedimente bestehen vorwiegend aus einem Gerüst von Filamenten. In einer weiteren Schüttungsphase wurden siltitische bis feinstarenitische Kalkpartikel (meist Peloiden) geopetal eingelagert, das Gerüst aus Filamenten bewirkte die sehr gute Kornsortierung. Der dadurch bedingte Ausfall eines breiten Korngrößenspektrums könnte mit für die generelle Armut der spaltenähnlichen Hohlraumfüllungen an sonstigen Biogenen verantwortlich gemacht werden.

Die unregelmäßige Verteilung der Hohlraumfüllungen läßt ein unruhiges Bodenrelief vermuten. Offensichtlich dienten intergranulare Porenräume in einer grobblockigen Riffschutthalde als Hohlraumsystem. Die Anlieferung pelagischen Materials war allerdings selten so groß, daß sich hier am Meeresgrund schichtige Lagen hätten bilden können. Ein unmittelbarer Vergleich mit Spaltenbildungen im Hallstätter Raum

ist auf Grund der völlig anders gearteten Hohlraumgenese und -geometrie wohl nicht möglich.

Neben der Möglichkeit einer stratigraphisch exakteren Gliederung (Vorkommen von Conodonten und Ammoniten!) könnten diese Hohlraumfüllungen auch bei der paläogeographischen Gliederung des Vorriffbereiches dienen und einen Hinweis geben auf mögliche Schwankungen in der Aufbaukapazität des schuttliefernden Riffkörpers. Die Verfüllung der Hohlraumssysteme durch pelagische Biogene mit rötlicher Matrix wäre wohl nur bei Aussetzen der Riffdetritusschüttungen bzw. bei einer relativ geringen Sedimentationsrate möglich. Nun ist aber gerade am Fuß eines wachsenden Riffes der Schuttanfall sicherlich sehr groß. Ein Aussetzen der Schüttungen wäre theoretisch nur bei einem „Ertrinken“ des schuttliefernden Riffbereiches während einer rasch erfolgenden Transgressionsphase möglich. Eine regressive Phase würde die Schuttanlieferung durch das Vorwachsen der Riffe nur erhöhen.

Sicher werden in der Zukunft noch eine Reihe weiterer solcher spaltenähnlichen Verfüllungen gefunden. Ihre stratigraphische Einordenbarkeit birgt die Möglichkeit relative Meeresspiegelschwankungen nachweisen zu können. Daneben muß jedoch bei den derzeit nur örtlich nachgewiesenen Vorkommen auch mit episodischen Verlagerungen der Riffdetritus-Schuttströme durch lokale morphologische Gegebenheiten im Vorriffbereich gerechnet werden.

Eine völlig anders geartete Vermischung von pelagischem Material und Riffdetritus konnte in tieferen Bereichen der Wettersteinkalk-Abfolge nachgewiesen werden. Hier bilden schwach rötliche Mikrite mit feinkörnig aufgearbeitetem Riffdetritus und z. T. häufig vorkommenden Filamenten das „Backgroundsediment“. Gewisse Anklänge an Reiffinger Kalktypen ergeben sich aus der Zusammensetzung der Komponenten. Schüttungen von cm-großem Riffdetritus erreichen episodisch diese Beckenfazies, überlagern sie und können diese auch völlig unterdrücken. Damit muß angenommen werden, daß sich dieser Riffschutt-Sedimentationsbereich weiter entfernt vom wachsenden Rifftrand zum Becken hin befindet, als der oben beschriebene mit grobblockigem Schutt.

Gerade in diesem Raum sind auch hügelartige Strukturen im einige 10er Meterbereich verbreitet. Bisher konnte jedoch eine evtl. „mud-mound“-Natur dieser Strukturen nicht nachgewiesen werden.

Damit ergeben sich zusammenfassend mit den unterschiedlich auftretenden biogenen Umkrustungen, Hohlraumfüllungen mit pelagischem Material und eine durch Riff-schüttungen gestörte Beckensedimentation drei aussagekräftige Merkmale, die zum besseren Verständnis des Wettersteinkalk-Plattformrandes dienen können.

In Verbindung mit den mikrofaziellen und palökologischen Untersuchungen wurden von den Mikrofossilien vorerst die Foraminiferen besonders berücksichtigt. Die an der Nordkette im fossilig entwickelten Wettersteinkalk dominierende, oft sehr grobblockige Vorrifffazies erwies sich als relativ arm an Foraminiferen. Der Ablagerungsraum dieses Grobblockwerkes am Fuß einer vermutlich relativ steil dahinter aufragenden Riffböschung bot zwar abwechslungsreiche ökologische Nischen, die aber nach den bisherigen Befunden keine typische Foraminiferenfauna bargen. Für die spärlichen riffbewohnenden Arten war die Wassertiefe gegenüber dem eigentlichen Riff wohl schon zu groß und der Übergang evtl. zu unvermittelt. Bisher konnten aus Proben der Grob-schutt-Fazies nur sessile agglutinierende (*Tolypammina*) und kalkschalige (Milioliden) Foraminiferen als autochthone Formen gefunden werden. Die relativ seltenen und wohl eingeschwemmten Vertreter der Lituolacea sind oft beschädigt; „*Trochammina*“ *persublima*

KRISTAN-TOLLMANN und Vertreter der (?) Endothyracea sind hier ebenfalls selten und vermutlich auch nicht autochthon.

Dieses Areal größeren Riffschuttes am Fuß der Riffböschung war trotz der gegenüber dem eigentlichen Riff deutlich größeren Wassertiefe auch von den Foraminiferen der anschließenden tieferen Beckenareale mit vorerst noch dominierend karbonatischer Sedimentation nicht zu erobern. Daher finden sich die entsprechenden ladinisch-cordevolischen Foraminiferen auch kaum in den oben erwähnten sowohl spaltenartig als auch flächenhaft auftretenden Filamentkalken. Nur in zwei Proben sind bisher Nodosariacea (nur *Pseudonodosaria*) beobachtet worden.

Als etwas reicher an Foraminiferen erwies sich bisher dagegen die aus der ganzen Situation heraus als Bildung flacheren Wassers zu deutende Fazies der Rifffläche, wenn diese noch entsprechend reich an Feinmaterial ist, sowie der unmittelbare und an der Nordkette W vom Gleirschjöchl gut faßbare Übergangsbereich Riff—Rückriff—Lagune. Letzterer Ablagerungsraum erreichte auch nirgends die für die grobblockige Vorrifffazies anzunehmende Wassertiefe.

Einflüsse der Lagune im überall — sogar im eigentlichen Riffkern-Bereich — reichlich vorhandenen Riffschutt äußern sich im Auftreten von entsprechenden Dasycladaceen, in zunehmender Dolomitisierung und in einer deutlicher sich herausbildenden Bankung. Diese schon im Gelände beobachtbaren Kriterien für den Rückriff-Bereich, also den Übergangsbereich Riff—Lagune lassen sich im Dünnschliff durch das Auftreten fallweise relativ großwüchsiger Involutinen (*Aulotortus*) und Trocholinen ergänzen.

Auch mit Foraminiferen ist die relativ engräumige Verzahnung Riff—Lagune zu belegen, während der Übergang Rifffazies—Beckenfazies offenbar stets viel weiträumiger war und sich auch mikrofaziell allmählicher vollzieht.

Sowohl dem strömungsärmeren Riffdach-Bereich wie dem Rückriff sind dickwandige Sandschaler (z. B. *Ammobaculites*), aber auch einige Duostrominidae und „*Tochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN gemeinsam, während sich zusätzlich sessile Foraminiferen im Riffkern häufiger als im Rückriff finden.

Aufgrund unserer bisherigen Arbeiten können am Rand der Wettersteinkalk-Plattform folgende kartierbare Faziesseinheiten mit relativ geringem Arbeitsaufwand voneinander unterschieden werden:

1. Feinerkörnige, meist gebankte Riffschuttfazies mit örtlichen Anzeichen von Beckensedimentation. Größere Großoolithe treten stark zurück.

2. Relativ schmale Zone der Riffkernfazies mit mehr oder weniger gleich orientierten Rifforganismen. Anzeichen einer Bankung in dieser generell massigen Fazies können aber vorhanden sein.

3. Grobblockige Riffschuttfazies mit großen Großoolithen.

4. Zum Teil grobbankige Rückriffzone mit Laguneneinfluß (Krustenkörner, Dasycladaceen, Anzeichen einer vadosen Diagenese [„Fladite“ z. T.]) und vereinzelt Riffknospen.

5. Gebankter Wettersteinkalk, mehr oder weniger dolomitisch, mit den im Gelände erkennbaren Merkmalen einer Lagunenfazies.

Siehe auch Bericht zu Blatt 117 (Zirl) von G. HEISSEL.

Blatt 119, Schwaz

Siehe Bericht zu Blatt 117 (Zirl) von G. HEISSEL.