

## Kurzfassungen von in Innsbruck fertiggestellten Dissertationen (1977-1979); Teil 2

(mit einzelnen Nachträgen)

Die geologische Neuaufnahme  
des Karwendelgebirges und  
seine tektonische Ausdeutung

von Gunther Heißel  
(Innsbruck, 1977)

Von 1974 bis 1977 wurden große Teile des Karwendelgebirges (westliche Nördliche Kalkalpen, nördlich von Innsbruck, Tirol, Österreich) neu aufgenommen.

Gebundene (autochthone) Tektonik konnte nicht gefunden werden. Hingegen handelt es sich überall um sehr komplizierten Decken- und Schuppenbau.

Anstelle der bisherigen Zweigliederung des Gebirgsbaues des Karwendels in die tektonisch tiefere Lechtaldecke und die tektonisch höhere Inntaldecke tritt eine Mehrgliederung und eine Vielfalt einzelner Bauformen:

Die tiefste tektonische Einheit ist die LECHTALDECKE. Sie tritt nur im Nordkarwendel auf, im Südkarwendel ist sie nirgends abgeschlossen. Über der Lechtaldecke folgt eine Zone kompliziertesten Schuppenbaues, die sogenannte KARWENDELSCHUPPENZONE. Darüber liegt die durch Großfaltensysteme und bedeutende deckeninterne Bewegungsbahnen reich gegliederte INNTALDECKE.

Alle Einheiten (Decken und Schuppen) wurden von Süden nach Norden bewegt und übereinandergeschoben. Die Transportweite ist als groß (Kilometerbereich bis Zehnerkilometerbereich) bis teilweise sehr groß (Zehnerkilometerbereich bis Hunderterkilometerbereich) zu bezeichnen. Die Tektonik besitzt aber nicht nur überall weitreichenden, sondern auch tiefgreifenden Charakter. Dies kann u.a. durch die Vielzahl von Schürflingen und Schürflingszonen untermauert werden.

Die tektonische Südgrenze der Lechtaldecke ist im Bereich des Karwendels erstmals eindeutig festgelegt, ebenso wie die tektonische Umgrenzung der Inntaldecke erstmals als eindeutig angesehen werden muß.

Die einzelnen Einheiten (Lechtaldecke, Karwendelschuppenzone, Inntaldecke) sind teilweise durch ganz bestimmte, für sie charakteristische Bauformtypen gekennzeichnet.

Generell kann nicht von Faziesgebundenheit der Tektonik gesprochen werden, sieht man von einigen Schuppen der Karwendelschuppenzone ab, wo sich eine solche zuweilen andeutet bzw. erkennen läßt. Sowohl die Lechtaldecke als auch die Inntaldecke sind jedoch im Karwendel als Vielfaziesdecken zu bezeichnen. Ebenso repräsentiert die Karwendelschuppenzone insgesamt alle möglichen Faziesräume (Becken, Riff, Lagune; Ladin-Karn).

Die meisten Bewegungsbahnen (Deckengrenzen, Schuppengrenzen) liegen flach bis mittelsteil nach Süden geneigt. Die örtliche Steilstellung mancher Bewegungsbahnen, vor allem am Karwendelsüdrand, erfolgte durchwegs durch sehr bedeutende, nach der Deckentektonik erfolgte Aufschiebungen ober- mittel- und unterostalpinen Einheiten aus dem Süden über die oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen (Karwendel, ...). Dieser post-deckentektonische Aufschub bewirkte auch ein sekundäres Abtauchen aller nordkalkalpinen Einheiten (nicht nur im Karwendel) nach Süden.

Reliefüberschiebungen konnten im Arbeitsgebiet nirgends beobachtet werden.

Die Bezeichnungen Lechtaldecke und Inntaldecke als echte Decken im Sinne von O. AMPFERER, W. HEISSEL, A. TOLLMANN, ... sind im Karwendelgebirge vollkommen gerechtfertigt.

Die paläogeographischen Verhältnisse können aufgrund ihrer Kompliziertheit nur grob rekonstruiert werden. Es steht lediglich fest, daß (stark vereinfacht gesprochen) zwischen dem ehemaligen Ablagerungsraum der Lechtaldecke im Norden und der Inntaldecke im Süden der Ablagerungsraum der Schuppen der Karwendelschuppenzone anzuordnen ist. Eine reiche, bisher im Karwendel nicht gebührend beachtete Gliederung des ehemaligen Ablagerungsraumes des Geosynklinalmeeres in der Trias muß angenommen werden. So wurde beispielsweise der in der Mitteltrias vermutlich so reiche Wechsel von Wettersteinkalk-Riff-Lagunenfazies mit Partnachschichten-Beckenfazies (Partnachkanäle) bisher sehr unterschätzt.

Mikrofazielle und mikrofaunistische Untersuchungen aus der  
Perm/Trias-Grenze im Nordwest- und Zentraliran

von Ali Rahimi-Yazd

(Innsbruck, 1977)

Zwei der vollkommensten Profile, die von der Sedimentation her betrachtet einen lückenlosen Übergang vom Oberperm zur Untertrias vermuten lassen, wurden mikrofaziell und speziell mikropaläontologisch untersucht. Mit Hilfe der Mikrofaunen wurde der Beleg erbracht, daß es keine einschneidenden Sedimentationsunterbrechungen an der Perm/Trias-Wende gab.

Die relativ plötzlichen Fazieswechsel (besonders der Wechsel von Tief- zu Flachwasser) dürften demnach auf eine synsedimentäre Tektonik zurückgehen, ohne daß der Ablagerungsbereich außerhalb des marinen Milieus kam. Die mikrofaziellen Untersuchungen, die erstmals im Iran in diesem Zeitabschnitt durchgeführt wurden, erbrachten eine Untergliederung des Oberperm/Untertrias-Abschnittes in fünf Fazieseinheiten, die in sich wiederum in eine Reihe von Mikrofaziestypen untergliederbar sind.

Die enge Koppelung der Conodontenuntersuchungen mit der Mikrofaziesanalyse hat diese starke Faziesabhängigkeit bestimmter Conodontengattungen aufgezeigt. Dies war deshalb so wichtig, weil damit erstmals bewiesen werden konnte, daß jene Arten, denen man einen spezifischen Leitwert zusprach, bei ungünstiger Fazies oder starken Fazieschwankungen zu falschen stratigraphischen Einstufungen Anlaß geben.

Neben der Erklärung der faziellen Abhängigkeit der Conodonten wurde eine Reihe neuer Gattungen und Arten beschrieben und, wo nötig, wurden Revisionen durchgeführt.

Durch die sehr genaue morphologische Beschreibung der Conodonten war es möglich, neue Leitformen aufzustellen, die eine weltweite Korrelation erlauben. Einer besonderen Untersuchung wurden die Holothuriensklerite (über 10000 Exemplare) unterzogen. Im Zuge dieser Bearbeitungen wurden eine neue Familie, eine neue Gattung und 10 neue Arten aufgestellt. Die gute orthochronologische Einstufung, aber auch die günstige Korrelation mit den Conodonten hat es ermöglicht, auch einige Aussagen über die stratigraphische Verwertbarkeit der Holothuriensklerite im Oberperm zu treffen. Es konnten innerhalb des Dzhulfians vorerst acht Holothuriensklerit-Vergesellschaftungen festgestellt werden, die auch z.T. denjenigen im Profil von Kuh-e-Hambast bei Abadeh (1000 km Luftlinie entfernt) entsprechen. Damit sind die Holothuriensklerite im Oberperm stratigraphisch nahezu gleich gut verwertbar wie in der Trias, ganz im Gegensatz zum tieferen und mittleren Perm, wo ihnen bisher, ähnlich wie im Mississippian und Pennsylvanian, in stratigraphischer Hinsicht wenig Bedeutung zukommt. Bei den Foraminiferen waren die Großforaminiferen mit der Oberfamilie Fusulinacea vertreten, die Kleinforaminiferen mit verschiedenen Textulariina und Endothyracea. Ökologische Überlegungen zur Verbreitung der Foraminiferen wurden nur in ihrem gemeinsamen Vorkommen mit den anderen Biogenen angestellt.

## Geologie der Marmolata (Westliche Dolomiten)

von Reinhard Exel  
(Innsbruck, 1977)

Das Marmolata-Massiv (Westliche Dolomiten) wurde im Maßstab 1:10.000 geologisch neu aufgenommen.

Die Formationen dieses Bergmassivs reichen zeitlich vom oberen Perm (Bellerophonschichten) bis in die obere Trias (Cassianer Schichten) und bestehen vorwiegend aus Karbonatgesteinen. Hauptfelsbildner ist der größtenteils strukturlöse, selten geschichtete, ladinisch-karnische Marmolatakalk. Am Nord- und Südrand des Massivs befinden sich Eruptivgesteine (im Norden vorwiegend Konglomerate der Marmolata, im Süden Pillowlaven und Pillowbreccien).

Neben dem klassischen Riffkonzept, welches P. LEONARDI für die sehr mächtigen, ladinisch-karnischen Karbonatmassive der Dolomiten (u.a. des Marmolata-Massivs) entwickelte, existiert neuerdings ein von P. CROS entwickeltes Sedimentationsschema für die Dolomiten, in dem die Dolomitenriffe als Karbonatplattformen (carbonate buildups) angesehen werden.

Vor allem in tektonischer Hinsicht ist das Marmolata-Massiv interessant. Es ist nach N geneigt und stellt eine Brachy-Antiklinale dar. Die Tektonik ist durch das Vorhandensein mehr oder weniger E-W-gerichteter Falten, Bruchfalten und Überschiebungen mit nach N einfallenden Achsenebenen bzw. Bewegungsbahnen charakterisiert. Außerdem existieren vier vertikale Hauptkluftsysteme. Sehrkomplizierte Verhältnisse herrschen an der Südseite der Marmolata (Contrintal, Ombrettapaß, Ombrettatal, I Negher, Pale dei Menin, Pizzo Guda). Entlang dieser Zone befinden sich mehrere Überschiebungen, welche die seit langem bekannte Schuppenstruktur bewirken.

Da sich auch im Bereich des ladinisch-karnischen Marmolatakalks selbst (Ombretta-Sasso Vernale-Massiv, Marmolata-Massiv, Pizzo Guda) mehrere Überschiebungen befinden, erscheint mir die Gesamtmächtigkeit des Marmolatakalks (über 1000 m an der Marmolata-SE-Wand) nicht unbedingt primär bedingt zu sein.

Eine von vielen Autoren angenommene Marmolata-Antiklinale existiert in Wirklichkeit nicht und ich schlage daher vor, diese Bezeichnung in Zukunft nicht mehr zu gebrauchen. Am SE-Rand der Marmolata befindet sich südlich der Forca-Überschiebung, welche die östliche Verlängerung der Marmolata-Überschiebung ist, die Pizzo-Guda-Überschiebung (neuer Name).

Die Eruptiva (Pillowlaven und Pillowbreccien), welche vom Ombrettapaß bis I Negher anzutreffen sind, lassen keine Faltenstrukturen erkennen und liegen vermutlich konkordant auf Marmolatakalk.

Um den großtektonischen Bau des Marmolata-Massivs zu deuten, sind mehrere Möglichkeiten gegeben:

1) Man kann davon ausgehen, daß die gesamte stratigraphische Abfolge des Marmolata-Massivs gefaltet ist und großräumig gesehen eine von N nach S verlaufende Folge von südvergenten Falten darstellt, die im Bereich der Marmolata-Südseite (Marmolata, Cime Ombretta) als Antiklinalen in Erscheinung treten, von denen jeweils nur die Nordflügel ausgeprägt sind. Dies hängt offensichtlich mit dem Vorhandensein von kompetenten und inkompetenten Gesteinen zusammen, die bei den Faltungsvorgängen unterschiedlich reagierten.

Der Vernelkamm und die Marmolata stellen demnach den nach S aufsteigenden Ast einer Antiklinale dar, die weiter im S keine Fortsetzung findet, weil ihr Kern (Werfener Schichten) entlang der weniger steil nach N einfallenden Schenkelebene abgesichert ist und heute im Sattel dieser Faltenstruktur zutage tritt. Dieser einseitige Antiklinalkomplex (Brachy-Antiklinale) liegt nun samt seinem Kern auf dem aufsteigenden Ast einer südlich anschließenden Antiklinale (Franzedas-Antiklinale), deren Südflügel ebenfalls nicht ausgeprägt ist.

2) Das Contrintal stellt eine Art Halbfenster dar, dessen Sedimente ein Gewölbe bilden, welches eine nach E eintauchende Achse besitzt. Der Antiklinalkern besteht vorwiegend aus Werfener Schichten mit kompliziertem internen Bau. Den Rahmen des Halbfensters bilden mächtige Karbonatgesteinsmassive. Im N sind dies der Collaccio, der Vernelkamm und die Marmolata, im S der Col Ombert und die Cime Ombretta. Es scheint sehr wahrscheinlich, daß sich der Antiklinalkern unter der Marmolata ostwärts fortsetzt und in Form der kleinen Schuppe von Werfener Schichten am Fuße des Pizzo Guda wieder sichtbar wird. Der Antiklinalkern selbst ist gefaltet, innerhalb der Falten verschuppt und südvergent. Die Streifen von Buchensteiner Schichten und Werfener Schichten im Contrinkal des Ombrettatales sind auf diese Weise zu erklären.

Die Marmolata-Überschiebung kann nach dieser Interpretation als Scheitelriß aufgefaßt werden. Ob der "Nordflügel" der Marmolata-Antiklinale wirklich der Nordflügel derselben ist, bleibt weiterhin fraglich.

Zur Mikropaläontologie und Sedimentologie der Kössener Schichten (Alpine Trias der Nördlichen Kalkalpen)

von Alexander Exarchos

(Innsbruck, 1977)

Im Vergleich zu den bereits von anderen Autoren bearbeiteten Kössener Schichten, wie etwa dem Profil der Typlokalität im Weißloferbach (URLICHS 1972, MOSTLER et al. 1977) sowie der Kössener in den Gailtaler Alpen (KÖHLER 1972) wurde eine Reihe von Profilen im Tirolikum der Osterhorngruppe sowie in der Achentaler Schubmasse der Lechtaldecke aufgenommen. (Testweise wurden auch einzelne Detailprofile innerhalb der Zlambachfazies studiert). Generell unterscheidet sich die Fazies nur wenig auf die relativ weite laterale Distanz der Profile. Als ein wesentliches Untersuchungsergebnis soll festgehalten werden, daß die Korallenkalke ohne Ausnahme auf den norischen Anteil der Kössener Schichten beschränkt sind. Bei diesen Korallenkalken handelt es sich um lateral lang anhaltende; fast ausschließlich aus Korallen aufgebaute Bankkalke, die durch einen hohen Anteil an tonigem Kalkschlamm gekennzeichnet sind. Zwischen ihnen und den Rhätoliassischen Riffkälken besteht keine Verbindung, wie dies bisher angenommen wurde (TOLLMANN 1976). Die charakteristische Kalk-Mergelwechsellagerung ist in allen Profilen feststellbar. Die Kalke lassen sich mikrofaziell in eine Reihe von Mikrofaziestypen aufgliedern. Der Hauptteil der Kalke wurde in einem bewegten bis z.T. stark bewegten marinen Bereich abgelagert; nur sein geringerer Teil läßt sich auf einen Kalkschlammfaziesbereich mit starker Bioturbation zurückführen.

Der Liegendbereich der Kössener Schichten ist noch eindeutig von Gezeitensedimenten beeinflusst, während der Hangendabschnitt stets einem subtidalen Bereich angehört, wobei sehr deutlich eine Zunahme der Wassertiefe gegen den Trias/Jura-Grenzbereich zu erkennen ist. Die Rhätoliasskalke stellen sehr typische Detrituskalke dar, die von Hochschwellen geschüttet wurden. Die Schüttungen lassen sich in allen Profilen nachweisen, schwanken aber stark in ihrer Mächtigkeit. Dort wo Enzesfelder Kalke diese überlagern, sind die Schuttkalke am mächtigsten, d.h. mächtige Schuttkalke werden von Schwellensedimenten (Echinodermatenkalke) im Lias überlagert; wo diese nur andeutungsweise vorhanden sind, beginnt der Lias mit Beckensedimenten (Liasfleckenmergel). Entgegengesetzt den vielen Schichtlücken zwischen Rhät und Lias bzw. in den basalen Liassedimenten, wie sie innerhalb der Lechtaldecke auftreten, dürfte es sich ausnahmslos an der Trias/Jura-Grenze im Bereich des Osterhorn-Tirolikums um eine geschlossene Sedimentation handeln.

Mit Hilfe der Mikrofauna, speziell mit Hilfe der Conodonten, gelang es sehr gut, den norischen Anteil der Kössener Schichten von dem des Rhät abzugrenzen. Die Holothuriensklerite dagegen lassen weder eine Abgrenzung von Nor und Rhät in diesem

Faziesbereich zu, noch liefern sie einen Beitrag zur Rhät/Lias-Grenze. Auch mit Hilfe von Echiniden-, Crinoiden- und Ophiuren-skelettelementen ist mit Ausnahme von *Ophioflabellum hessi* DONOFRIO & MOSTLER, das eine Nor/Rhät-Grenzziehung möglich macht, stratigraphisch wenig anzufangen.

Auch die sonst relativ gut verwertbaren Poriferenspiculae lassen nur eine grobe Grenzziehung zwischen Nor/Rhät bzw. Rhät/Lias zu.

Abschließend sei noch auf die relativ hohe Beteiligung von Asteridenskelettelementen hingewiesen, die erstmals sporadisch im Nor derselben Fazies auftreten.

Der geologische Bau des Wilden Kaisers unter besonderer Berücksichtigung der Luftbild- und Satellitenbilddauswertung

von Heinrich Wallner

(Innsbruck, 1977)

Eine umfangreiche Begehung sowie eine umfassende Luftbild- und Satellitenbilddauswertung lassen durch den Verfasser gewisse Korrekturen der bisherigen Annahmen über den geologischen Bau des Kaisergebirges zu. Die weit verbreitete Annahme der "autochthonen" Herkunft dieses Gebirges konnte aufgrund der erfolgten Untersuchungen nicht bestätigt werden. Vielmehr ergab sich die Ansicht, daß es sich um ein Gebirge mit "allochthoner" Herkunft handelt.

Einen weiteren Teil der Dissertation bildete die Aufnahme und mikropaläontologische Untersuchung von Profilen durch die Raibler Schichten. Hierzu kann gesagt werden, daß die Fauna mit der anderer untersuchter Raibler Schichten im großen übereinstimmt. Neu jedoch war der Fund von Asteridenskelettelementen, die nach der bisher gängigen Auffassung nur ab der höheren Obertrias anzutreffen waren.

Der geologische Bau des Zahmen Kaisers unter besonderer Berücksichtigung der Luftbild- und Satellitenbilddauswertung

von Erich Enichlmayr

(Innsbruck, 1977)

Die in der bisher erschienenen Literatur oft vertretene Ansicht, daß das Kaisergebirge "autochthoner" Herkunft sei, kann durch die vorliegende Arbeit in keinster Weise bestätigt werden. Vielmehr muß aufgrund einer Luftbild- und Satellitenbilddauswertung sowie einer sehr umfangreichen und gründlichen Begehung des Untersuchungsgebiets die Herkunft des Kaisergebirges als "allochthon" angenommen werden.

Die Aufnahme und mikropaläontologische Auswertung von drei Profilen durch die Raibler Schichten im Bereich des Zahmen Kaisers stellten neben der tektonischen Frage und der Hydrogeologie des Zahmen Kaisers einen weiteren Teil der Dissertation dar.

Zur Hydrologie muß bemerkt werden, daß sie aus verschiedensten Gründen nicht zur vollsten Zufriedenheit gelöst werden konnte.

Als bedeutendstes Ergebnis der mikropaläontologischen Untersuchungen kann der Fund von sicheren Asteridenskelettelementen aus dem Karn angesehen werden.

## Geologie des Gebietes um Lindos und seine Verkarstung (Insel Rhodos - Griechenland)

von Panagiotis Georgiadis  
(Innsbruck, 1978)

In der vorliegenden Arbeit war das Gebiet von Lindos auf der Insel Rhodos zu bearbeiten. Schwerpunkt war eine möglichst genaue Erfassung der Verkarstungserscheinungen und der damit zusammenhängenden Fragen.

Eingehende Geländeaufnahmen und Probenuntersuchungen wurden durchgeführt. Sie brachten folgende Ergebnisse:

a) Eine geologische Karte im Maßstab 1:25 000.

b) Die Bestätigung der Einstufung des Lindos-Kalkes ins Cenoman von R. POZZI - G. OROMBELLI (1967) durch die Vergesellschaftung von *Cuneolina paviona parva* H., *Nezzazata cf. simplex* OM., *Nummoloculina heimi* B. in einer ca. 40-42 m mächtigen, nicht kristallinen fossilhaltigen Schichtfolge im unteren Drittel des Massivs.

Außerdem wurde noch eine ca. 2 m mächtige, nicht kristalline fossilhaltige Schichtfolge festgestellt, die ca. 170 m höher liegt als die cenomane. Über sie können aber mangels an Leitfossilien oder leitenden Foraminiferen-Vergesellschaftungen keine stratigraphischen Aussagen gemacht werden.

c) Die Ansicht von R. POZZI (1970), daß die Lindos-Kalke auf den Flysch aufgeschoben seien, hat sich nicht bestätigt. Vielmehr deuten die Lagerungsverhältnisse auf eine transgressive Lagerung der Flyschsedimente auf den Lindos-Kalken hin oder Flysch ist entlang von Störungen (Absenkungen) mit den Kalken in Kontakt gekommen.

d) Die neogenen Ablagerungen, die auf der gesamten Insel bisher nur wenig untersucht worden sind, werden einzeln beschrieben. Außerdem konnte durch ihren petrographischen Charakter sowie durch die gelieferte Fauna eine stratigraphische Trennung vorgenommen werden.

Zur Mikropaläontologie der Buchensteiner Schichten in den  
Südtiroler Dolomiten

von Gert-Ulrich Gasser  
(Innsbruck, 1978)

Der Problemstellung entsprechend wurden 18 Profile der Buchensteiner Schichten auf ihre zeitliche Einstufung und die Aufgliederung der Beckenfazies hin untersucht.

Die Trias der Südalpen setzte mit der Transgression der Werfener Schichten (Tesero Oolith) über verschieden entwickeltem Perm ein. Die montenegrinische Phase, die sich am Locus Classicus durch Faltung äußerte, wirkte sich im oberen Anis in Form von Grabenbruchtektonik und begleitendem Vulkanismus aus.

Einzelne der bereits durch Bruchtektonik gekennzeichneten Räume wurden von rascher Subsidenz erfaßt, andere dagegen blieben zwischen den mobilen Bereichen als Hochzonen erhalten und bildeten so beste Voraussetzungen für den Aufbau von Riffkörpern. Basisbreccien weisen auf das rasche Absinken - im Westen stärker als im Osten - in diesem Bereich hin.

Die Werfener Schichten und als typische Plattform der Sarldolomit waren Ablagerungen eines sehr flachen, weit ausgedehnten Schelfbereichs, der im Laufe des höheren Anis bzw. tieferen Ladin stark zerbrochen wurde, wobei sich die ersten Beckenanlagen bildeten. Die Folge war die typisch heterope Fazies in den Südtiroler Dolomiten. Das Nebeneinander von Riff- und Beckenentwicklung einerseits, dem einsetzenden Vulkanismus andererseits, behinderte bzw. förderte je nach Intensität der Ereignisse die Sedimentation in der mittleren Trias.

Die Anis/Ladin-Grenze konnte mit Hilfe von Conodonten eindeutig festgestellt werden. Den durchwegs pelagischen Charakter lieferten typische Faunenvergesellschaftungen, die sich zum Teil auch bathymetrisch verwerten lassen. Die Grenze Fassin/Langobard war nur in drei Fällen mit Roveacriniden und Conodonten zu belegen.

Die Buchensteiner Schichten sind mitteltriadische Beckensedimente, die in die Zeit des höheren Anis und des Ladin fallen; genauer ausgedrückt begann die Entwicklung im Illyr und reichte bis ins Langobard. Die Hauptsedimentationszeit lag im Fassin. Die vulkanische Tätigkeit war mit diesen Ablagerungen eng verbunden, sie begann im Illyr und hielt über die Ablagerungszeit der Buchensteiner Schichten hinaus an. Einen Hinweis auf das Illyr gab die erste Pietra-verde-Lage im Profil Gadertal kurz nach der Basisbreccie, und die ersten Tufflagen im Profil Sobotsch. Ein weiterer Beleg für die Vorstellung, "daß die intermediär bis basischen Tuffe sowohl in den Südalpen als auch in den Gailtaler Alpen und Nördlichen Kalkalpen zur selben Zeit, nämlich im Illyr (trinodosus-Zone) eingesetzt haben" (BECHSTÄDT & MOSTLER 1974, S. 52).

Durch eine Reihe von Faktoren können die Buchensteiner Schichten von liegenden (Pragser bzw. Dontschichten) und hangenden Beckensedimenten (Wengener Schichten) unterschieden werden: Die Pragser bzw. Dontschichten (Äquivalente oberanisischer Beckenfazies) werden von den Buchensteiner Schichten durch fehlenden Vulkanismus, klastischen und terrestrischen Einfluß abgegrenzt. Eine landferne Flachwasserfazies, eine Beckenfazies, eine terrestrisch beeinflusste Diploporenfazies und eine küstennahe Flachwasserfazies werden unterschieden (vgl. BECHSTÄDT & BRANDNER 1970, S. 77).

Die Wengener Schichten zeigen flyschoiden Charakter (ladino-karnischer Pseudoflysch), der den Buchensteiner Schichten fehlt. Sie führen häufig Pflanzenreste (terrestrischer Einfluß) und sind durch Aufarbeitung und Schüttung vulkanischen Materials im tieferen Becken entstanden. Eine bunte Wechsellagerung von mergeligen, tonigen und sandigen Horizonten (polygene Sandsteine), Kalkareniten, Tuffen und Tuffiten ist für diese Ablagerungen typisch.

Beiden Formationen, im Liegenden und Hangenden, fehlt das massenhafte Vorkommen von Radiolarien, im Gegensatz zu den Buchensteiner Schichten.

#### Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg)

von Johann Angerer

(Innsbruck, 1978)

Wegen der relativen Fossilarmut konnten für die postvariszische Sedimentabfolge des Oberostalpins im Montafon in Vorarlberg sichere stratigraphische Angaben nur mit Vorbehalt getroffen werden. Der Schwerpunkt der Untersuchungen liegt vielmehr in der lithostratigraphischen Untergliederung. Die sedimentologischen Untersuchungen ergaben eine in das Oberkarbon zu stellende Transgression über den retrograd metamorphen variszischen Untergrund nach einer tektonischen Hebung des Hinterlandes bzw. einer Absenkung des Sedimentareals. Das entstandene Relief wird mittels fluviatiler Schüttungen eingeebnet und es kommt noch im Oberkarbon zu einer kurzfristigen marinen Ingression, die durch Foraminiferen nachgewiesen werden konnte. Ab der Grenze Oberkarbon-Unterperm dürfte es infolge des Einsetzens arider klimatischer Bedingungen zur Ablagerung von Rotschichten gekommen sein. Diese Rotschichten zeigen bis in das Skyth fast durchgehend fluviatilen Sedimentationscharakter, lediglich im Unterperm erfolgte wiederum eine kurzfristige marine Ingression, die durch das Auftreten von Foraminiferen gesichert ist. Die mikrofaziellen Untersuchungen ergaben Flachwasserbedingungen für die marine Sedimentation. Im Unterperm fanden noch drei zeitlich voneinander trennbare vulkanische Ergüsse statt, wobei es sich beim zweiten und dritten vulkanischen Ereignis zum Teil um Glutwolkenabsätze handelt. Als Aufstiegsbahnen für die sauren Vulkanite, die nach den chemischen Analysen überwiegend

als Rhyodacite anzusprechen sind, dienten wahrscheinlich die tiefgreifenden Bruchstrukturen der postvariszischen synsedimentären Bruchtektonik.

Im Oberperm kam es erneut zu stärkeren Vertikalverstellungen zwischen Hinterland und Sedimentationsareal, und damit verbunden zur Aufarbeitung bereits deponierter postvariszischer Sedimente, während sich bisher die klastischen Bestandteile nur aus dem kristallinen Untergrund und ab dem Einsetzen des Vulkanismus auch von Abtragungsprodukten desselben zusammensetzten.

Im Oberperm/Skyth endet die Rotsedimentation mit dem Einsetzen von weißen Quarziten, die wahrscheinlich litoralen Bildungsbedingungen zuzuordnen sind, und somit der kontinental-klastischen Abfolge ein Ende setzen. Hier dürfte nach dem geotektonischen Modell von KRULL & PAECH auch der Übergang vom vorher bestehenden Molassestadium zum Tafelentwicklungsstadium liegen, wobei dieses Tafelentwicklungsstadium nur sehr kurzfristig bis in das Anis existierte, wo es dann zur Bildung der alpinen Geosynklinale kam.

Geologische Untersuchungen im Raum Viehhofen-Zell am See  
(Nördliche Grauwackenzone, Salzburg) unter besonderer  
Berücksichtigung der Vulkanite und der Vererzungen

von Anton Aichhorn  
(Innsbruck, 1978)

Im Bereich Viehhofen-Zell/See-Thumersbach wurde eine geologisch-tektonische Detailkartierung im Maßstab 1:10 000 durchgeführt. Dabei wurde der Komplex der Tieferen Wildschönauer Schiefer in Subgrauwacken unterschiedlicher Korngrößen, "Serizit"-Schiefer und Laminierte Schiefer untergliedert und die basischen Vulkanite als Laven und Gänge ausgeschieden. Auch konnte dabei aufgezeigt werden, daß die Anlage der Zeller Furche aus keinen großräumigen tektonischen Verstellungen resultiert, da der östlich derselben bereits bekannte Sattel- und Muldenbau sich, über diese hinweggreifend, auch westlich davon fortsetzt.

Die Ergebnisse aus der gemeinsam mit COLINS, HOSCHEK & MOSTLER durchgeführten petrographischen und geochemischen Bearbeitungen der Vulkanite lassen für diese die geotektonische Förderposition eines initialen Riftsystems im Stadium beginnender Bildung ozeanischer Kruste annehmen. Der Ablagerungsraum der Nördlichen Grauwackenzone ist somit als ein Arm einer triple-junction zu sehen, dessen Entwicklung im Zuge der fortschreitenden kaledonischen Plattenbewegungen frühzeitig zum Stillstand kam. Der auf indirektem Weg vorgenommene Versuch einer zeitlichen Einstufung ergab, daß diese Entwicklung den Zeitraum vom obersten Kambrium bis ins oberste Ordovizium in Anspruch genommen haben dürfte.

Die letzte metamorphe Überprägung der Gesteine der Grauwackenzone ist aufgrund des aktuellen Mineralbestands der Vulkanite dem low grade stage nach WINKLER zuzuordnen.

Gewisse Anzeichen deuten aber auf mindestens e i n e vorangegangene, höhergradige Metamorphose hin.

Die Ursache des heterogenen Aufbaus der Tieferen Wildschönauer Schiefer ist in bodennahen Strömungen und tektonischen Unruhen des Sedimentationsraumes zu sehen. Dunkle, "graphitoide" Glieder, wie sie vorwiegend in den Laminierten Schiefen auftreten, sind Anzeichen eines reduzierenden Milieus im frisch abgelagerten Sediment, wodurch auch die frühdiagenetische Bildung der vielfach gehäuft auftretenden Pyritsphären begünstigt wurde.

Von den im Arbeitsgebiet bekannten Erzlagerstätten wurde der streng an die pillow-Laven gebundenen Pb-Zn-Cu-Vererzung, die auch in mehreren, bisher nicht bekannten Vorkommen angetroffen werden konnte, besonderes Augenmerk zugewandt.

Sie ist einem mit dem Vulkanismus in engem Zusammenhang stehendem Aufstieg von Erzlösungen aus tieferen Krustenstockwerken zuzuschreiben, wobei dieser Vererzungstyp einen signifikanten Begleiter von Riftrücken-Basalten darstellt.

#### Feinstratigraphische Untersuchungen im Permoskyth des Montafon (Vorarlberg)

von Wolfgang Leichtfried

(Innsbruck, 1978)

Gegenstand des oben genannten Dissertationsthemas war die Untersuchung permoskythischer Sedimente und der diesen zwischengelagerten Vulkanite im Rellstal (Montafon, Vorarlberg).

Mittels lithostratigraphischer Arbeitsmethoden konnten die im Untersuchungsgebiet anfallenden Klastika in 7 Serien aufgegliedert werden, wobei diese Serien zugleich Fazieseinheiten entsprechen. Größtenteils werden die permoskythischen Sedimente durch Rotschichten vertreten.

Die liegendste Serie wird durch die Transgressionsserie des Verspeller repräsentiert. Bei ihr handelt es sich um Bildungen alluvialer Schuttfächer. Sie wird von der karbonatreichen und der karbonatarmen Tonschieferserie überlagert. Diese beiden Serien gelangten auf beckenwärtigen, playa-artigen Ebenen zur Ablagerung. Der karbonatreichen Tonschieferserie sind drei Vulkanitlagen zwischengeschaltet, wobei die obere und die untere Vulkanitlage durch Quarzporphyre repräsentiert werden, während die mittlere Vulkanitlage durch Ignimbrite vertreten wird. Diesen kommt wegen ihrer disseminierten Kupfervererzung eine besondere Bedeutung zu.

Auf die beiden Tonschieferserien folgt die Serie der petromikten Orthokonglomerate, welche dem fluviatilen Milieu (mäandrierende Flußsysteme) zugeordnet werden konnten. Die nächst jüngere Serie ist dann die Serie der mürben Sandsteine, welche das Produkt alluvialer Schuttfächer darstellen. Diese Serie wieder wird von der Serie der feldspatführenden Arenite überlagert, welche als

Bildungen mäandrierender Flüsse identifiziert werden konnten. Mit dieser Serie endet die Rotsedimentation, die durch die festländische Verwitterung und Abtragung des variszischen Rumpfgebirges gekennzeichnet war, und es erfolgt ein markanter Wechsel in den Ablagerungsbedingungen: Die Serie der Hangendquarzite nämlich, bei der es sich um die relativ jüngste Serie handelt, ist als Bildung analog zu Ablagerungsbedingungen eines Epikontinentalmeeres anzusprechen.

Wegen des Fehlens stratigraphisch verwertbarer Fossilien ist die Aufeinanderfolge der oben angeführten Serien als eine relative bzw. prostratigraphische aufzufassen. Grobstratigraphisch lassen sich nur die Vulkanite und die Serie der Hangendquarzite verwenden. Der Quarzporphyrvulkanismus ist der saalischen Phase der variszischen Gebirgsbildung zuzuordnen. Die Hangendquarzite sind das Ergebnis der eotriassischen Transgression (oberstes Perm/Skyth).

## Zur Geologie des Spannagelhöhlensystems und dessen näherer Umgebung (Zillertal, Tirol)

von Ernest Jacoby

(Innsbruck, 1978)

Das Spannagelhöhlensystem befindet sich im jurassischen Hochstegenkalkmarmor der Schieferhülle des westlichen Tauernfensters (westlicher Tuxerhauptkamm, Tirol). Es besteht aus der Höhle beim Spannagelhaus (2521 m ü.d.M.) und der Spannagelmündungshöhle (1980 m ü.d.M.) und erstreckt sich südlich von Hintertux (1500 m ü.d.M.) im Tuxertal, einem Seitental des Zillertales, unterhalb des vom Olperer (3476 m ü.d.M.) kommenden Gletschers (Gefrorne-Wand-Kees). Das gesamte Gebiet südlich von Hintertux bis zum Gefrorenen-Wand-Kees ist zur Zeit mit 16 katastermäßig erfaßten Höhlen Tirols höhlenreichstes Gebiet, und die Höhle beim Spannagelhaus ist mit einer derzeitigen Gesamtlänge von ca. 2000 m und einem Gesamthöhenunterschied von ca. 240 m die längste und tiefste Höhle von Tirol.

Die Hauptursache, daß sich diese Höhlen sowie weitere Karsterscheinungen (Karren, Dolinen und unterirdische Entwässerung) im Hochstegenkalkmarmor (über 90% Gesamtkarbonatgehalt) befinden, ist auf die spezielle Tektonik des Gebietes zurückzuführen. Das Ausmaß der Höhlen ist hauptsächlich durch Gletscherschmelzwasser bedingt, wobei jedoch eine primäre Korrosion die Klüfte und Fugen zu Spalten erweitert hat. Die für das im Gebiet herrschende hochalpine Klima relativ intensive Sinterbildung ist höchstwahrscheinlich während der postglazialen Warmzeit entstanden und ist auch zur Zeit noch teilweise aktiv.

Das Spannagelhöhlensystem ist geologisch sehr jung - kaum älter als präwürm - und ist höchstwahrscheinlich erst sub- bis postglazial nach der Würmvereisung entstanden. Die Tuxbachklamm sowie die Schraubenfallhöhle, die nicht in genetischem Zusammen-

hang mit dem Spannagelhöhlensystem stehen, sind ziemlich sicher nach der Würmvereisung entstanden. Der Hochstegenkalkmarmor ist über das kartierte Gebiet hinaus als sehr verkarstungsfähiges Gestein zu berücksichtigen.

Die jungtertiären bis pleistozänen Ablagerungen im Nordosten der Insel Rhodos (Griechenland)

von Barbara Poporou  
(Innsbruck, 1978)

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit den plio-pleistozänen Ablagerungen im Nordosten der Insel Rhodos. Sie hat zum Ziel, einen Überblick über die Fauna dieser Sedimente zu geben und die Möglichkeit, eine stratigraphische Gliederung mit Hilfe von benthonischen und planktonischen Foraminiferen zu prüfen.

An den Anfang der Untersuchungen werden Beobachtungen über die Geologie von Rhodos gestellt. Die einzelnen Schichten, aus denen die untersuchten Schlammproben entnommen wurden, werden beschrieben. Nach den Foraminiferenbestimmungen sind Pliozängesteine im Norden und Osten der Insel weit verbreitet. Das ältere Pleistozän ist vielleicht durch Kalke, sicher durch Sandsteine, Sande, Tone und Mergel vertreten.

Bei den Foraminiferen entspricht der planktonische Anteil quantitativ weniger dem benthonischen. Die meisten der bestimmten planktonischen Arten leben heute in Breiten, die den gemäßigten bis subtropischen Klimazonen angehören.

Bemerkenswert ist hier vor allem das Erscheinen von *Hyalinea balthica* und *Globigerina calida*. Erstere Art ist unsicher, ob Plio-Pleistozän, die zweite Art (*Gl. calida*) ist sicher Pleistozän.

Bei den Megafossilien stellt M. ZACCARIA (1968) nach Untersuchungen im NE-Teil von Rhodos die Arten *Pecten jacobaeus* und *Chlamys (Peplum) inflexa* ins Pleistozän. Die Frage der Grenzsicherung Plio-Pleistozän bleibt damit nach wie vor offen.

Im systematischen Teil der Arbeit werden 69 Arten benthonischer und planktonischer Foraminiferen behandelt; zusätzlich konnten acht Formen nur gattungsmäßig bestimmt werden.

Bei allen Arten wird eine ausführliche Synonymaliste angeführt.

Eine Beschreibung der Gehäuse, Bemerkungen über Unterschiede zu ähnlichen Formen, Angaben über die Größe und Tabellen der Häufigkeit der angeführten Foraminiferen werden gegeben.

Der größte Teil der bestimmten Arten wird abgebildet.

Rohstoffkartierung und Gefahrenzonenplanung im  
Klostertal (Vorarlberg)

von Georgios Petridis  
(Innsbruck, 1978)

Die Grundlage der Rohstoffkartierung bildet die Erstellung einer geologischen Karte. Es wurde besonders auf die genaue Abgrenzung anstehender Fels- und Lockermassen Wert gelegt.

Auf stratigraphische Probleme konnte nicht eingegangen werden. Die Unterscheidung der Gesteine erfolgte stets rein lithologisch. Die durch die Kartierung gewonnenen Ergebnisse erlauben ein zum Teil neuartiges Bild der tektonischen Verhältnisse (Falten- und Schuppenbau, große Überschiebungsweiten). Gefügekundliche Arbeitsmethoden wurden bei tektonischen Detailfragen zur Hilfe gezogen. Weiters wurden in den Gesteinen des Alpenen Muschelkalles bis einschließlich im Hauptdolomit Profile aufgenommen und Petrographische und geochemische Analysen durchgeführt.

Die Ergebnisse sind besonders für die Zementindustrie von großer Bedeutung, denn es zeigt sich, daß im Klostertal anstehende kalkalpine Gesteinseinheiten sehr wohl als Zementrohstoffe geeignet wären. Dies bezieht sich nur auf die geochemisch-mineralogische Eignung. Es wurde auf der Basis der geologischen Kartierung und der petrographischen und geochemischen Analysen aufbauend eine Rohstoffkarte angefertigt. Für die Beurteilung von Gefahrenzonen war die genaue Beschreibung und Systematisierung der Wildbäche und Beschreibung der Rutschungen, Sackungen und Bergstürze wichtig.

Die Lockermassen des Arbeitsgebietes wurden einer genauen Kartierung unterzogen, weiters die Kubaturen berechnet. Im Labor wurden Korngrößenanalysen durchgeführt. Die dabei gewonnenen Ergebnisse sind für den Bau der Arlbergstraße (Schotterentnahme) von Bedeutung.

Schließlich wurde eine hydrogeologische Karte erstellt, die sämtliche Quellen des Arbeitsgebietes aufzeigt.

Mikrofazielle und mikrofaunistische Untersuchungen aus  
der Perm/Triasgrenze in Nordiran (Zentralelburz)

von Mohsen Lessani  
(Innsbruck, 1979)

Im Zuge der am Institut laufenden weltweiten Untersuchungen, die Perm/Trisgrenze betreffend, wurden im Anschluß an die wahrscheinlich einzigen lückenlosen Profile der Welt im Raum Abadeh und Dzhulfa (Zentral- und Nordostpersien), denen eine eigene Dissertation gewidmet war, nun auch die in verschiedenen Gebie-

ten Persiens auftretenden oberpermischen und untertriadischen Schichtfolgen einer feinstratigraphischen Analyse unterzogen.

Vor allem ging es darum, die Sedimentationslücken aufzuzeigen, die sich nicht immer in Form von Verwitterungshorizonten (Laterite, Bauxite) zu erkennen geben, sondern auch jene zu erfassen, die weder durch Erosionsdiskordanzen, vor allem bedingt durch Verkarstung und ähnliche Erscheinungen, noch durch Winkeldiskordanzen gekennzeichnet sind.

Als Hauptuntersuchungsergebnis hat sich herausgestellt, daß die stärksten Sedimentationsunterbrechungen während des Oberperms ablaufen, die Perm/Triasgrenze hingegen doch eine relativ kontinuierliche Sedimentation in Flachwasser aufweist. Der Fazieswechsel allerdings ist an der Perm/Triasgrenze deutlich ausgeprägt, wobei vor allem der Biogenreichtum unmittelbar vor Einsetzen der Trias rapid zurückgeht, eine Erscheinung, die auch bei den Bellerophonschichten der Südalpen völlig analog auftritt.

Die Schichtlücken innerhalb der Trias stellen sich erst am Ende der Untertrias, in den meisten Fällen im tieferen Teil der Mitteltrias ein; Obertrias fehlt, könnte aber im basalen Teil der Shemshak-Formation im Rang des höheren Rhäts, die transgressiv über die tiefe Mitteltrias einsetzt, enthalten sein.

Mit dem erstmaligen Nachweis einer "echten Werfener Fazies" (faziiell und faunistisch völlig mit den südalpinen Werfern übereinstimmend) in Persien gelang es nun, die Werfener Schelffazies mit einigen Unterbrechungen bis nach Persien zu verfolgen.

Das Oberperm und Unterskyth wurden in mehrere mikrofazielle Typen aufgegliedert, wobei jeder dieser Typen eine Ausdeutung hinsichtlich der Ablagerungsbedingungen erfuhr. Die mit diesen Untersuchungen einhergehende mikrofaunistische Analyse hat, abgesehen von der stratigraphischen Verwertbarkeit, auch eine Reihe palökologischer Probleme einer Lösung nähergebracht und zum Teil entscheidend zur Abklärung einiger entwicklungsgeschichtlicher Fragen beigetragen. Im Vordergrund standen Conodontenuntersuchungen, die durch jene von Holothurien ergänzt wurden.

## Verkarstung der Kalkgebiete im Golfo di Orosei, Sardinien

von Axel Mahler

(Innsbruck, 1979)

Die Arbeit befaßt sich mit der Verkarstung der Kalkgebiete des östlichen Sardinien im Golfo di Orosei. Neben einigen kleinen isolierten Kalkbergen liegen hier zwei große Kalkkomplexe, die zusammen ca. 500 Quadratkilometer umfassen. Der östliche Kalkkomplex wird vom Meer begrenzt, im Westen trennt ihn ein mehrere Kilometer breites Tal vom zweiten Kalkgebirge.

Die Abfolge der mesozoischen Karbonate beginnt mit meist dolomi-

tischem Dogger und erreicht ihre größte Mächtigkeit im Malm, während Kreide nur stellenweise ausgebildet ist. Das germanotyp beanspruchte Mesozoikum transgredierte über paläozoische, zuletzt bei der variszischen Orogenese gefaltete und granitisierte Gesteine. Im ausgehenden Pliozän durchdrangen Basalte das östliche Kalkgebirge.

Bei der oberflächlichen Verkarstung wurden gesteinsaufbauorientierte Karsterscheinungen von oberflächenorientierten Karsterscheinungen unterschieden.

Die gesteinsaufbauorientierten Karstformen sind vorwiegend an tektonisch geöffneten Klüften und Bankungsfugen angelegt. Kluftkarren, Pitkarren, Trenches, Split-Groovekarren und Mikrokarren sind die typischen Formen. Unterschiede in Chemismus und Porosität des Kalkgesteins führen zu Karren, die als Groovekarren bezeichnet werden.

Oberflächenorientierte Karstformen werden durch anorganische und biologische Verkarstung hervorgerufen. Die anorganischen Karren bilden ihren Formenschatz unabhängig von dem Gesteinsaufbau aus.

Die wichtigsten Formen sind Rillen- und Rinnenkarren. Auch die biologische Verkarstung ist oberflächenorientiert. Durch endolithische Organismen, vorwiegend Flechten, wird das Kalkgestein korrodiert. Dieser angelöste Kalk wird von Gastropoden beim Abweiden der zu den endolithischen Flechten gehörenden Algen abgeraspelt. Als Formen entstehen Rock Pools und Napfkarren.

Neben Dolinen und ähnlichen kluftorientierten Karsterscheinungen treten karähnliche Halbtrichter als eigene morphologische Karstgroßform auf.

Die unterirdische Verkarstung ist gesteinsaufbauorientiert. Höhlengänge sind meist an großen Klüften oder entlang der Transgression der mesozoischen Kalke über variszischen Granit angelegt.

Pliozäne Basalte überdecken stellenweise die verkarsteten mesozoischen Kalke. In die Hohlräume der Grotta del Bue Marino sind Basalte eingedrungen und dort erstarrt. Die Basalte in der Höhle zeigen Karrenformen, die auf Erosion zurückgehen.

Die mesozoischen Kalke sind im oberen Malm als Riffe entwickelt. Hier bildeten sich Spalten, die Ansätze von Verkarstung zeigen. Diese Spalten wurden von marinen Sedimenten ausgefüllt, die aus dem Jura stammen, so daß auch die Spaltenbildung und die Ansätze der Verkarstung in diese Zeit fallen.

Infolge einer starken Bruchtektonik, die mit dem angehenden Eozän eingeleitet wurde, und von nun an in mehreren tektonischen Phasen aktiviert wurde, kam es zu einer sehr ausgeprägten Verkarstung, die bis heute andauert.

Während der großen Regression im Tyrrenischen Becken an der

Wende Miozän/Pliozän begann sich durch Eintiefen der Flußtäler und der breiten Granitsenke zwischen den beiden Kalkkomplexen die heutige Morphologie abzuzeichnen. Eine lebhafteste Verkarstung war bereits vor der Regression im Gang.

Am Ende der Regression, vor ca. 3 Millionen Jahren, ergossen sich Basalte über die verkarsteten mesozoischen Kalke. Zahlreiche, heute noch aktive Höhlensysteme waren bereits damals vorhanden.

In den wahrscheinlich nacheozänen Karsthohlräumen wurden Sedimente terrigenen Ursprungs abgelagert. Neben kalkigen Höhlensedimenten treten allochthone Sedimente silikatischen Ursprungs auf. Als Liefergebiet dienten die vom Mesozoikum transgressiv überlagerten variszischen Granite. Auch Roterden mit Tonmineralien und Karsterzen, die sich während feuchter Klimaphasen aus silikatischem Material bildeten, liegen in zahlreichen Karstspalten und Höhlen.

#### Rohstoffkartierung und Gefahrenzonenplanung im Außermtafon und Silbertal (Vorarlberg)

von Sándor Bertha  
(Innsbruck, 1979)

In geologischer Hinsicht befindet sich das Arbeitsgebiet im Bereich der Sedimentgesteine der Nördlichen Kalkalpen, wobei Gesteine der Trias weitaus vorherrschen. Nach Süden anschließend folgen als nächste größere Zone metamorphe Schiefer, bestehend aus Feldspatknottengneisen, Glimmerschiefern und vereinzelt aus Muskowitgranitgneisen, die als Phyllitgneiszone (-decke) bezeichnet werden. Es handelt sich um retrograd metamorphes Altkristallin.

An diese metamorphe Phyllitgneiszone schließt sich entlang deren Südrand das Altkristallin der Silvrettadecke mit ebenfalls metamorphen Gesteinen an. An der Überschiebungsbahn derselben sind die Gesteine mylonitisch, stellenweise sogar ultramylonitisch.

Auf ihre Eignung als Rohstoffe wurden nur die kalkalpinen Gesteine und deren Verwitterungsbildungen untersucht.

Das Ergebnis dieser Analysen ist die Feststellung, wonach unter diesen Fest- und Lockergesteinen des Außermtafons sicher solche sind, die als Rohstoffe besonders im Straßenbau Verwendung finden können.

Sie sind auch in entsprechend großen Mengen vorhanden.

Es muß aber betont werden, daß besonders in den Lockergesteinen Gips in unterschiedlichen Mengen auftreten kann und daß auch ein vorhandener höherer Tongehalt die Rohstoffqualität herabsetzt.

Die vorliegenden Ergebnisse können daher nur als Übersicht die-

nen und müßten von Fall zu Fall durch Sonderuntersuchungen ergänzt werden.

Die Gefahrenbereiche wurden in dieser Arbeit ebenfalls untersucht. Abgesehen von Schneelawinen und örtlicher Bergsturzgefahr sind die meisten Gefahrenherde an Wildbächen und an durch diese abgelagerten Schuttkegel gebunden.

Trotzdem zeigt sich auch im Montafon, wie auch sonst in den Alpentälern, daß die alten Siedlungsgebiete durchwegs gerade auf Schuttkegeln liegen, d.h., daß die sicher sehr naturverbundenen "Ur"-Einwohner gerade solche als sichere Standorte angesehen haben. Eine Einstufung dieser uralten Siedlungsräume in Gefahrenzonen von heute steht damit in Widerspruch zu solch alten Erfahrungsgrundsätzen.

Im Arbeitsgebiet sind jedoch die meisten der Gefahrenherde bereits verbaut oder ist ihre Verbauung in naher Zukunft geplant.

Eine absolute Sicherung gegen nicht vorhersehbare Ereignisse, die durch extreme klimatische Bedingungen und andere Ursachen, auch durch den modernen Menschen selbst, hervorgerufen werden können, ist kaum möglich.

#### Zur Mikrofazies der oberen Werfener Schichten in den Südtiroler Dolomiten

von Adelbert H.B. Niemeyer  
(Innsbruck, 1979)

Im Bereich der Südtiroler Dolomiten wurden an Hand von fünf Profilen die "oberen" Werfener Schichten sedimentologisch bearbeitet.

Im Gelände wurden auffallende Schichtglieder wie energiereiche, mit Sedimentstrukturen versehene und klastisch beeinflusste Sedimente zu einem Korrelationsversuch herangezogen.

Aus den kalkigen Serien konnten acht Mikrofaziestypen erstellt werden, die man grob gliedern kann in schlammig-kalkige Mergel aus ruhigem Sedimentationsmilieu, Fossilschuttkalke und Oolithe aus Ablagerungsbereichen mit hoher Strömungsenergie, kalkig gebundene Silt- und Sandsteine, die den starken Landeinfluß widerspiegeln und zuletzt Dismikrite, die einem evaporitischen Milieu entstammen. Weitere Rückschlüsse auf Strömungsenergie können aus einigen Detailbeschreibungen der Mikrofazies gezogen werden. Erosionshorizonte, autochthone und allochthone Muschelpflaster sowie Sequenzbereiche und Sedimentstrukturen deuten auf unterschiedliche Strömungsinensität. Das Auftreten von Tempestiten ist wahrscheinlich.

Bleiglanzvererzungen in pyritreichen Sedimenten weisen auf ein reduzierendes Milieu hin, wobei das Blei möglicherweise aus aufgearbeiteten permischen Quarzporphyren stammen könnte. Mit den nur an wenigen Punkten gefundenen Conodonten kann man die bearbeiteten oberen Werfener Schichten größtenteils zur

vierten von STAESCHE (1964) geforderten Conodontenzone stellen, wobei deren höchster Abschnitt mit *Polygnathus gardenae* belegt werden konnte. In einem einzigen Fall wurde mit dem Fund von *Hadrodontina aequabilis* die dritte Conodontenzone angeschnitten. Das Massenaufreten der Conodonten, oft in Verbindung mit Ophiuren-skelettelementen, wird auf Frachtsonderung zurückgeführt. *Spirorbis phlyctaena* ist reichlich vertreten und wurde deshalb auf ihre Verbreitung hin untersucht.

Die im Werfener Flachschelfmeer entstandenen Sedimente entstammen dem subtidalen Bereich in Verbindung mit einem ausgeprägten Relief des Meeresbodens. In wannenförmigen Vertiefungen bildeten sich schlammige Sedimente, während Fossilschutt und Oolithe auf strömungsintensivere Hochlagen hinweisen. Nur regional verbreitete Evaporite deuten auf Sedimentationsbereiche, die möglicherweise durch Ooidsanddünen von der Wasserzirkulation abgeschlossen waren.

Massenbewegungen an Wildbächen in Osttirol  
(Eine ingenieurgeologische Analyse im Raum  
der nördlichen Schobergruppe)

von Heinrich Winkler  
(Innsbruck, 1979)

Voraussetzung für die Bearbeitung von Massenbewegungen im Raum von Kals am Großglockner war eine geologische Kartierung im Maßstab 1:10 000, die weit über das eigentliche Einzugsgebiet der Massenbewegungen des Lesachtalbereiches hinausging. Den Schwerpunkt der Arbeit bildete der Talzus Schub am Lesachbach. Über diesen Schwerpunkt hinaus wurden alle ingenieurgeologisch wichtigen Parameter erfaßt und in einer Erosions- bzw. geotektonischen Karte im selben Maßstab dargestellt. Für den Schwerpunkt "Talzus Schub" wurde ein Überblick über die bisherige Literatur zusammengestellt, womit der Rahmen für die Bearbeitung des Talzuschubes am Lesachbach gegeben war. Der Talzus Schub am Lesachbach besitzt eine Länge von 2250 m, eine Breite von 1050 m, eine Höhe von 660 m, eine Tiefe bis etwa 200 m und eine Gesamtmasse von 100 Mio. m<sup>3</sup>. Im Hangenden ist seine listrische Abrißfläche auf der westlichen Seite an das Streichen der weichen Glimmerschiefer angelehnt, der zentrale und östliche Teil hat sich vom Anstehenden losgelöst. Im Liegenden dürfte eine Sackung infolge glazialer U-Talbildung auslösendes Moment gewesen sein, wodurch sich der hangende Bereich bis heute um etwa 250 m abgesetzt hat. Die Basis des Talzuschubes hat bei dieser Bewegung den Lesachbach im Meterzehnerbereich überfahren, so daß das Bachbett angehoben und zum Gegenhang gedrängt wurde. Das in diesem Bereich völlig aufgelöste Talzus Schubmaterial bildet dabei eine erosionsanfällige, nicht verbaubare Bachsohle samt weitreichenden Uferanbrüchen. Der großräumige Talzus Schub am Lesachbach wurde einer geologischen, tektonischen und felsme-

chanischen Analyse unterzogen (Erfassung physikalischer Parameter, tektonische Analyse in Form von Gefügediagrammen dargestellt, bodenmechanischen Untersuchungen des völlig aufgelösten Talzuschubmaterials sowie hydrogeologische Einflüsse und Berechnung einer Massenbilanz). Daraus ergaben sich folgende wichtige Teilaspekte wie eine gesteins- und korngößenunabhängige (zwischen Glimmerschiefer und Hornblendeglimmerschiefer) gleichbleibende Scherfestigkeit, im Basisbereich infolge stärkerer Durchbewegung mehr Feinkornanteile und eine wesentlich geringere Wasserdurchlässigkeit. Weiters ist mit der Auflockerung eine Volumszunahme der Talzuschubmassen und ein Porenvolumen des Talzuschubmaterials von 13,2% bis 21,2% verbunden. Die Talzuschubmassen sind daher bei höherem Wassergehalt für Bewegung und Erosion sehr anfällig und stellen somit die Hauptmasse des Lesachbachgeschiebes. Eine bauliche Sohlesicherung (Staffelung) ist im Bereich des Talzschubes wegen der Talzschubbewegung nicht möglich. Eine direkte Sanierung des Talzschubs ist nicht möglich. Lediglich flankierende Maßnahmen wie Ableitung des Wassers aus dem Herdbereich sowie die Errichtung einer 50 m hohen Geschieberückhaltesperre, um das Erosionsniveau anzuheben, können die Auswirkungen des Talzschubes mildern. Sie muß an einer freigelagerten (erodierten) Felssrinne errichtet werden, damit das abzulagernde Geschiebe sowohl eine Anhebung des Bachniveaus als auch ein natürliches Widerlager für den Talzschub bewirkt. Sehr wahrscheinlich wird auch die Gefahr des Talzschubes etwas eingeschränkt, zumal die Tiefenerosion des Wildbaches wegfällt und damit einer Versteilung im unteren Bereich des Talzschubes entgegengewirkt wird. Auf lange Sicht nimmt damit die Gefährlichkeit des Wildbaches ab.

Zur Geologie des Blühnbachtales (Salzburger Kalkalpen)

von Thomas Diehm  
(Innsbruck, 1979)

Photogeologische Interpretation hat sich durch die starke Bewaldung, die großflächige Bedeckung durch Moränen und Schuttflächen und durch den Mittelgebirgscharakter im vorderen Blühnbachtal zur Erstellung eines geologischen Gesamtbildes als nicht weiterführend erwiesen.

Eine umfangreiche Begehung mit dazugehöriger Kartierung korrigiert und erweitert das bisherige Wissen über das Blühnbachtal. Dabei wurde das Auftreten der Hallstätter Gesteine im vorderen Blühnbachtal sowohl tektonisch als auch stratigraphisch als Bestandteil des Tirolikums eingeordnet.

Einen weiteren Teil der Dissertation bildete die Herausstellung der tektonischen Schuppen am Blühnteggzug mit der Erkenntnis, daß schwarze Schiefer vom Typus Reingrabener Schiefer in den unteren Bereichen des Gutensteiner Dolomits an tektonischen Bewegungszonen auftreten.

## NACHTRÄGE

### Geologie des Vezzano-Terlago-Gebietes (Provinz Trient/Italien)

von Dimitrios Tsolakis

(Innsbruck, 1970)

Die älteste Ablagerung im Arbeitsgebiet ist der Schlerndolomit. Das Ladin ist aus kristallinen, fein- bis mittelkörnigen, hellgrauen Dolomiten, die durch Zunahme der Schichtmächtigkeit in einen grünlich zuckerkörnigen Dolomit übergehen, zusammengesetzt.

Das Karn besteht aus gut geschichteten, hell- bis dunkelgrauen tonigen Dolomiten und aus den feinschichtigen rot-grünen Dolomitmergeln.

Der Hauptdolomit, wichtigster Felsbildner im Etschbuchtgebirge mit seiner Ladin-Karnbasis, ist ein hell- bis dunkelgrauer, mittelkörniger, kristalliner Dolomit.

Die Rhätschichten im Kartierungsgebiet fehlen, sie könnten aber dolomitisiert vorhanden sein.

Die Liaskalke sind von der Umgebung Trients bis zum Gazzazug verbreitet. Ihr unterer Teil besteht aus stark kompakten grauen Kalken, im Hangenden werden sie allmählich heller und sind stellenweise oolithisch. Sedimentologische Untersuchungen weisen auf, daß zur Zeit der Ablagerung starke Wasserbewegung stattgefunden hat.

Das Malm besteht aus roten, mikritischen, wellig-knolligen Kalken des Ammonitico rosso und den hellgelblich bis rötlichgrauen harten Kalken des Tithons.

Der Biancone ist ein hell- bis dunkelgrauer, porzellanartiger, dichter Kalk, mit oder ohne Hornstein. Nach der Mikrofauna reicht das Alter des Biancone von Gault bis unteres Senon.

Die Scaglia besteht aus roten, sandigen Kalkmergeln und hat senonisches Alter.

Das Alttertiär ist aus den sandigen, grünen, mergeligen Kalken, die teilweise schwarze Kieselgele führen, und aus den Nummulitenkalken zusammengesetzt.

Riß-Würm interglaziale Ablagerungen, brecciöse Bildungen, sind bei Cadine aufgeschlossen.

Die Würmmoränen enthalten Lehm, ebenfalls große und kleine gekritzte Geschiebe aus Karbonatgesteinen. Die Kristallinkompo-

nenten treten stark zurück.

Der tektonische Bau des Arbeitsgebietes ist judikarisch, d.h. alle Hauptstörungen streichen NNE-SSW und fallen nach W ein.

Parallel zur Judikarielinie läuft die Hauptstörung Paganellalinie. Sie streicht  $50^{\circ}$  NE und fällt nach NW mit ca.  $40^{\circ}$  ein.

Parallel zur Paganellalinie läuft die Terlagolinie. Ferner treten andere sekundäre Störungen auf, die das gleiche Streichen wie die Paganellalinie haben.

Es gibt B-Achsen, die in E-W-Richtung streichen und B-Achsen, die NE-SW streichen.

### Das Anis der Olinger Dolomiten (Südtirol)

von Rainer Brandner

(Innsbruck, 1970)

Ausgehend von den hervorragenden Untersuchungen PIAs (1937) wurde das Anis der Olinger Dolomiten nach feinstratigraphischen und mikrofazialen Gesichtspunkten neu bearbeitet und eine Fazieskartierung vorgenommen.

Daraus ergaben sich drei lateral verzahnende und sich z.T. überlagernde Großfaziesräume: eine Schwellenfazies mit einer reichen Diploporenflora, eine Beckenfazies und eine küstennahe Flachwasserfazies.

Unbekannt war bisher im Anis der Südalpen die Entwicklung eines Riffes. Dieses wurde nur zu einem geringen Teil anstehend angetroffen. Der zentrale Riffbereich mit den verschiedenstartigen Biozönosen ist in den öfters mehrere 1000 m<sup>3</sup> großen Rutschblöcken erhalten geblieben. Bei den riffbauenden Fossilien handelt es sich großteils um bisher unbekannte Formen. Eine neue Sphinctozoenfamilie wird beschrieben.

Mit den Rutschblöcken und den drei verschiedenen Konglomerathorizonten, die vom Anfang des Anis bis ins Unterillyr reichen, steht eine synsedimentäre Tektonik in Zusammenhang, die für die lateral und vertikal so stark wechselnde Sedimentation und die großen Mächtigkeitsunterschiede verantwortlich gemacht wird. Als stärkste Auswirkung dieser synsedimentären tektonischen Bewegungen ist die unterillyrische Verlandung im W des Arbeitsgebietes anzusehen; diese wird durch eine reiche Fährtenfauna (u.a. *Chiroterium*) belegt.

Unter den speziellen Untersuchungen ist besonders die Diploporverteilungsanalyse hervorzuheben, aus der sich eine deutliche Faziesabhängigkeit verschiedener Diploporen ergibt.

## Das Anis der Pragser Dolomiten (Südtirol)

von Thilo Bechstädt

(Innsbruck, 1971)

Diese Arbeit baut auf den hervorragenden Untersuchungen PIAS auf (1937). Das Anis der Pragser Dolomiten wurde einer mikrostratigraphischen und mikrofaziellen Untersuchung unterzogen, auch wurde eine Fazieskartierung vorgenommen.

Hieraus wurden verschiedene Faziesräume erkennbar:

- 1) die landferne, biostromartige Diploporenfazies des Sarl-Langkofelgebietes,
- 2) die Beckenfazies im Pragser Raum, die im oberen Pelson weit nach W vorstieß,
- 3) eine Schwellenfazies einer starken Diploporenentwicklung, die aber, zum Unterschied vom Sarlkofel, wesentlich landnäher war und deshalb häufig stark von Ton verunreinigt ist.

Der Obere Sarldolomit des Sarlkofels konnte erstmals untergliedert werden, ein größerer kalkiger Anteil wurde ausgeschieden und wird als "Hauptdiploporenkalk" bezeichnet.

Bislang unbekannt war die Ausbildung eines anisischen Riffes, das in meinem Arbeitsgebiet jedoch nur im unteren Pelson in ersten Ansätzen auftritt (Kühwiesenkopf), im Unterillyr nur mehr in Rutschblöcken, den Cipitkalken vergleichbar, vorliegt. BRANDNER (1970) beschreibt jedoch aus den Olinger Dolomiten unterillyrische Ausläufer eines Riffkomplexes.

In den Rutschblöcken fand sich auch eine neue Sphinctozoenfamilie (Olangocoeliidae), die in einer gemeinsamen Arbeit mit R. BRANDNER (1970) beschrieben wurde.

Mit den Rutschblöcken und Konglomerathorizonten, die vom Beginn des Anis an bis ins Unterillyr reichen, steht eine synsedimentäre Tektonik in Form von Hebungs- und Senkungsbewegungen, vielleicht auch Brüchen, in Zusammenhang.

Unter den speziellen Untersuchungen ist besonders die Diploporenverteilungsanalyse bemerkenswert, aus der sich eine deutliche Faziesabhängigkeit einzelner Diploporengruppen ergibt. Die "Gyttja"verhältnisse des Beckens wie auch Drucklösungen bewirkten die Entstehung von Knollenkalken, die in einem eigenen Kapitel ausführlich behandelt wurden.

Aus der detailliert rekonstruierbaren Paläogeographie ist es auch möglich, die im Ladin kommende Faziesheteropie vorauszusagen.

Geologie des Gebietes Stenico-Tione  
Provinz Trient - Italien

von Pavlos Tsamantouridis  
(Innsbruck, 1971)

Morphologisch zeigt das untersuchte Gebiet zwei verschiedene Einheiten: den durch junge geologische Ereignisse bedingten Verlauf des Tales und der Talform der Sarca (Becken von Tione) sowie die Mulde von Stenico.

Das Erosionsbecken von Tione streicht E-W und ist mit postglazialen Terrassenschotter aufgefüllt. Die Mulde von Stenico streicht NNE-SSW und enthält ältere interglaziale Schotter (Riß-Würm) und Reste ehemals weitverbreiteter glazialer Ablagerungen (Würm-Grundmoräne).

Als stratigraphisch Ältestes tritt im Aufnahmegebiet der Quarzporphyr auf mit seinen Tuffeinschaltungen. Ignimbrite treten zurück.

Der Grödener Sandstein ist ein roter bis grauer, grobkörniger und quarzreicher, in den tieferen Schichten glimmerreicher und feinkörniger Sandstein, der in den oberen Partien sicher ein Aufarbeitungsprodukt älterer Schichten ist.

Die Trias beginnt mit dem buntgefärbten (grau, rot, braun) Servino-Sandstein, der den unteren Werfener Schichten entspricht. Mit dem Zellenkalk (poröse, zellige Kalke und Dolomite mit Gips-Anhydriteinschaltungen als Ablagerungen eines lagunären Bereichs) schließt das Skyth ab.

Das Anis ist in unteren Partien hauptsächlich dolomitisch ausgebildet. Darüber folgen Brachiopodenkalke (mittleres und oberes Anis).

Ladinisch-karnisches Alter hat der Schlerndolomit: ein hellweißer bis grauer, gut gebankter Dolomit, meist fossilarm, örtlich mit Kalken wechsellagernd. Im Gegensatz zu den Südtiroler Dolomiten fehlen vulkanische Einschaltungen oder Gänge (mit einer Ausnahme). Ein vulkanischer Gang wurde nur an einer einzigen Stelle (unterhalb des Mte. Durmonte) beobachtet. Die sonst weit verbreitete klastische karnische Fazies konnte nirgends gefunden werden.

Der Hauptdolomit (Nor) ist im liegenden Teil als ein dunkel-schwärzlicher, bituminöser Dolomit entwickelt, der im ganzen Untersuchungsgebiet einheitlich ist. In oberen Teilen ist er ein rötlicher, grauer Rhythmit, manchmal gut gebankt. Im Grenzbereich zum Rhät tritt eine Wechsellagerung von Doloaphaniten, Laminiten und Doloarenosiltiten auf, wie sie allgemein einem Sedimentationsraum von untersubtidal bis hochsupratidal entspricht.

Gesteine, die bisher dem Rhät in venetianischer Fazies zugerechnet wurden, sind nach ihrer Mikrofauna eher als Lias anzusehen,

auch die Megafauna weist auf dieses Alter.

Das untere Rhät tritt als *Avicula contorta*-Horizont auf. Es läßt sich feststellen, daß das Rhät im westlichen Teil des Gebietes z.T. reich an Fossilien ist und stärkere, von unten nach oben zunehmende terrigene Beeinflussung zeigt. Nach Osten hin nimmt die Lieferung des terrigenen Materials mehr und mehr ab (siehe Profile Amolo-Cort-Rio d'Algone). Es werden zwei verschiedene Sedimentationsbereiche angenommen: im W ein terrigen beeinflusster, mehr lagunär gekennzeichnete Ablagerungsraum mit Muschelanhäufungen und sessilen Foraminiferen; im E dagegen tritt das terrigene Material stark zurück, es herrschen hauptsächlich Biosiltite und Dolomite vor, ein Hinweis auf ein etwas tieferes offenes Sedimentationsbecken.

Das obere Rhät wird durch das Lithodendron-Kalkniveau und den Grenzdolomit vertreten. Wie erwähnt, sind ab dem Lias zwei Großfaziesräume deutlich erkennbar: im venetianischen Lias herrschen die grauen Kalke und Oolithkalke von Kap S. Vigilio vor (Flachwasser). Im lombardischen Lias dagegen weist eine pelagische Fazies mit Radiolarien und Foraminiferen auf einen tieferen, freieren Sedimentationsraum hin.

Die oberen Teile der Cma. Sera, die L. TREVISAN (1939) als Dogger angesehen hat, sind liassischen Alters (durch *Trochalina alpina* LEUPOLD). Im Bereich der Val Laone tritt von Westen her erstmals zwischen den Hornsteinliaskalken ein Horizont grauer, oolithischer Kalke auf, der venetianischen Fazies entsprechend.

Der Dogger ist in der lombardischen Fazies durch die kompakten Kalke und Kieselschiefer im Bereich des Mte. S. Martino vertreten; im Raum der venetianischen Fazies fehlt der Dogger.

Aptychenschichten, Ammonitico rosso und Tithonkalke entsprechen dem Malm. Der Ammonitico rosso legt sich im Bereich der venetianischen Fazies mit einer Schichtlücke auf den Lias, im Bereich der lombardischen Fazies liegen teilweise Aptychenschichten auf Dogger, teilweise liegt Ammonitico rosso auf Hornsteinlias auf, über dem Ammonitico rosso folgen Tithonkalke, die örtlich aber auch fehlen können.

Der Biancone (untere Kreide) fehlt im Osten des Gebietes völlig. Im Westen (Mte. Brugnoli und Mte. S. Martino) dagegen erreicht er eine erstaunliche Mächtigkeit (ca. 250 m).

Die obere Kreide (Saglia rossa) ist charakterisiert durch ziegelrote Mergelkalke mit mehreren Transgressions- (und (?) Regressions-)konglomerathorizonten (turonischen Alters) südlich Stenico. Die Scaglia rossa füllt taschenförmige Erosionsformen im Lias bei Stenico.

Das Tertiär ist in der Mulde von Stenico durch paleozäne Mergelkalke, eozäne Kalkmergel und Nummulitenkalke vertreten. Wichtig für das Eozän ist der Vulkanismus, der in zwei verschiedenen Basistufflagen auftritt.

Tektonik: Der tektonische Bau ist durch eine Reihe um N-S verlaufende durchgreifende Störungen gekennzeichnet, an denen örtlich die Schichten auch steilgestellt sein können. Auffallend

ist, daß diese bedeutenden Störungen mit oft sehr beträchtlichen Verschiebungsbeträgen sich nicht in die tertiären Ablagerungen der Mulde von Stenico hinein verfolgen lassen, obwohl diese Störungen, die ja auch das Tertiär randlich untergreifen, ohne Zweifel jünger als die Tertiärschichten der Mulde sind.

## Geologie des Gebietes von Eppan-Kaltern-Mendelpaß (Südtirol)

von Heinz Georg Krämer  
(Innsbruck, 1973)

Die Gesteinsfolge des Gebietes rund um den Mendelpaß beginnt mit dem permischen Quarzporphyr. Darüber folgt der Grödener Sandstein. Er enthält Pflanzenreste und wird hauptsächlich als ein terrestrisches Sediment angesehen. Es finden sich aber auch aquatische Einschaltungen. Er besteht in seinen tiefsten Teilen meist aus dickgebankten Lagen von rotem bis grauem Sandstein. Nach oben hin werden mergelige Lagen zahlreicher.

Die Bellerophonschichten werden durch dolomitische und harte blaue, teilweise oolithische Kalke vertreten.

Die Werfener Schichten sind im Liegenden durch sandig-mergelige Gesteine vertreten, darüber folgen plattige Kalke. Nach oben folgen bunt gefärbte (meist rote) mergelige Lagen und Kalksandsteine. Das Hangende bildet Zellendolomit.

Der "Muschelkalk" setzt mit einem Konglomerat ein, über dem rote Sandsteine, bunte Mergel und schließlich knollige Kalke folgen. Der Schlerndolomit ist porös-zuckerkörnig ausgebildet. Morphologisch tritt er in der Steilwand des Mendelgebirges stark hervor. Die Raibler Schichten sind eine Gesteinsserie mit mergelig-kalkigen Gesteinen, zu denen vielfach vorherrschend vulkanische kommen. Mergel, Tuffe und Tuffite überwiegen aber stark gegenüber der nur rein örtlich aufgeschlossenen Lava (Nonesit).

Der Hauptdolomit ist der Hauptfelsbildner der Nonsberger Abdachung. Oft zeigt er eine gute Bankung. Seine Gesteinsfarbe wechselt von grau über hellbraun bis zu licht-grünlich. Stellenweise sieht er dem Schlerndolomit sehr ähnlich. Er ist das jüngste im Arbeitsgebiet vorhandene Gestein.

Ablagerungen des Quartärs sind besonders im Überetscher Gebiet und östlich von Fondo verbreitet. Die Terrassensedimente des Überetsch füllen ein altes Etschtal. Sie werden in das Riß/Würm Interglazial gestellt.

Darüber liegt die Würmgrundmoräne. Am Fuß des Mendelgebirges ist sie am mächtigsten.

Der tektonische Bau im großen ist gegeben dadurch, daß der Mendelrücken der Ostschenkel der großen Nonsberger Mulde ist. Diese stößt im Westen an die Judikarienlinie, längs der die Etschbucht (Südalpen) nach R. STAUB (1949) rund 120 km gegen NNE vorgeschoben worden ist. Diesem Vorschub sind auch alle Störungen im Arbeitsgebiet zuzuordnen. Dabei treten die zur Judikarienlinie  $\perp$  parallel laufenden zurück und die Querstörnun-

gen hervor. Dies ist sicher auch zum Teil durch das judikarische Streichen des Mendelzuges selbst verursacht. Von den judikarisch streichenden Längsstörungen tritt die Grauner Überschiebung von Süden her bei Söll ins Arbeitsgebiet ein. Ihr Verlauf ist durch jüngere Schuttablagerungen verdeckt. Wahrscheinlich zieht aber diese Störung westlich des Matschatsch nach Norden. Sie hat damit sicher entscheidenden Anteil -zusammen mit der Heraushebung des Penegalblocks an den Querstörungen -, daß am Matschatsch der Quarzporphyr um mindestens 200 m gehoben ist. Dem judikarischen Störungsbündel dürfte auch die Störung angehören, die die Schlerndolomitscholle von Ruffre im Westen begrenzt.

Die quer über den Mendelzug hinweglaufenden Querstörungen treten besonders am Ostabhang desselben stark hervor. Durch sie wird der Mendelzug in einzelne Schollen zerlegt, die durch diese Störungen gegeneinander gehoben bzw. abgesenkt sind: 1. Penegalscholle zwischen Purglauer- und Mendelpaßstörung, 2. Roenscholle südlich der Mendelpaßstörung.

Aber auch diese beiden Schollen sind ihrerseits durch kleinere Querbrüche weiter unterteilt.

Die Morphologie des Gebietes ist zum Großteil selektiv bedingt im Gesteinsverhalten gegenüber erosivem Angriff. Im Überetsch herrscht stark glaziale Überformung.

#### Mikrofazies und Mikrofauna der Mila-Formation (Kambrium/Ordovizium) im Elburz (Iran)

von Ali Mosleh-Yazdi

(Innsbruck, 1975)

Das Kambrium bzw. tiefere Ordovizium des Elburzgebirges nördlich von Teheran wurde erstmals mikrofaunistisch und mikrofaziell untersucht. Infolge relativ starker Mächtigkeiten (700 m und darüber) war es zuerst notwendig, gut erschlossene Profile auffindig zu machen. Als besonders geeignet hat sich das Profil von Fashand angeboten, das cm-weise aufgenommen und feinstratigraphisch bearbeitet wurde. Ein zweites Profil wurde ebenso genau in der Umgebung von Geirud bemustert.

Die mikrofazielle Analyse hat ganz klar ergeben, daß die faziellen Unterschiede zwischen den beiden Profilen im Kambrium relativ gering sind und sich erst im Ordovizium stärker differenzieren.

Mikrofaziell brauchten die in Serien gegliederten Profilibereiche durchwegs Flachstwasserbereiche, die allerdings interessante Milieustudien, vor allem für die kambrischen Poriferen, ergaben. Auch die Armut an Conodonten (diese treten nur in höheren Profilschnitten auf) geht auf das für Conodonten ungünstige Milieu zurück.

Ein besonderes Augenmerk wurde auf die kambrischen Schwämme gelegt, wobei eine neue Gattung und zwei neue Arten aufgestellt werden konnten. Es handelt sich hierbei um Vertreter der Chanceloridae, daneben wurden noch weitere neue Typen gesehen. Eine Poriferengruppe (regenschirmförmige Schwammspiculae) wurde hier nur randlich gestreift, da darüber eine eigene Arbeit (MOSTLER, H. & A. MOSLEH-YAZDI, 1975) zur Zeit abgedruckt wird. Die Poriferen ermöglichten eine relativ genaue stratigraphische Einordnung, und in Verbindung mit der an sich armen Conodontenfauna konnte die Kambrium/Ordoviziumgrenze gut erfaßt werden.

## Inhalt

HEISSEL, G.: Die geologische Neuaufnahme des Karwendelgebirges und seine tektonische Ausdeutung .....	1
RAHIMI-YAZD, A.: Mikrofazielle und mikrofaunistische Untersuchungen aus der Perm/Trias-Grenze im Nordwest- und Zentraliran .....	3
EXEL, R.: Geologie der Marmolata (Westliche Dolomiten) .....	4
EXARCHOS, A.: Zur Mikropaläontologie und Sedimentologie der Kössener Schichten (Alpine Trias der Nördlichen Kalkalpen) .....	6
WALLNER, H.: Der geologische Bau des Wilden Kaisers unter besonderer Berücksichtigung der Luftbild- und Satellitenbildauswertung .....	7
ENICHLMAYR, E.: Der geologische Bau des Zahnen Kaisers unter besonderer Berücksichtigung der Luftbild- und Satellitenbildauswertung .....	7
GEORGIADIS, P.: Geologie des Gebietes um Lindos und seine Verkarstung (Insel Rhodos - Griechenland) .....	8
GASSER, G.-U.: Zur Mikropaläontologie der Buchensteiner Schichten in den Südtiroler Dolomiten .....	9
ANGERER, J.: Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg) .....	10
AICHHORN, A.: Geologische Untersuchungen im Raum Viehhofen-Zell am See (Nördliche Grauwackenzone, Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Vulkanite und der Vererzungen .....	11
LEICHTFRIED, W.: Feinstratigraphische Untersuchungen im Permoskyth des Montafon (Vorarlberg) .....	12
JACOBY, E.: Zur Geologie des Spannagelhöhlsystems und dessen näherer Umgebung (Zillertal, Tirol) .....	13
POPOROU, B.: Die jungtertiären bis pleistozänen Ablagerungen im Nordosten der Insel Rhodos (Griechenland) .....	14
PETRIDIS, G.: Rohstoffkartierung und Gefahrenzonenplanung im Klostertal (Vorarlberg) .....	15
LESSANI, M.: Mikrofazielle und mikrofaunistische Untersuchungen aus der Perm/Triasgrenze in Nordiran (Zentralelburz) .....	15
MAHLER, A.: Verkarstung der Kalkgebiete im Golfo di Orosei, Sardinien .....	16
BERTHA, S.: Rohstoffkartierung und Gefahrenzonenplanung im Außermontafon und Silbertal (Vorarlberg) .....	18

NIEMEYER, A.H.B.: Zur Mikrofazies der oberen Werfener Schichten in den Südtiroler Dolomiten .....	19
WINKLER, H.: Massenbewegungen an Wildbächen in Osttirol (Eine ingenieurgeologische Analyse im Raum der nördlichen Schobergruppe) .....	20
DIEHM, T.: Zur Geologie des Blühnbachtales (Salzburger Kalkalpen) .....	21
TSOLAKIS, D.: Geologie des Vezzano-Terlago-Gebietes (Provinz Trient/Italien) .....	22
BRANDNER, R.: Das Anis der Olangener Dolomiten (Südtirol) ...	23
BECHSTÄDT, T.: Das Anis der Pragser Dolomiten (Südtirol) ...	24
TSAMANTOURIDIS, P.: Geologie des Gebietes Stenico-Tione (Provinz Trient, Italien) .....	25
KRÄMER, H.G.: Geologie des Gebietes von Eppan-Kalturn-Mendelpaß (Südtirol) .....	27
MOSLEH-YAZDI, A.: Mikrofazies und Mikrofauna der Mila-Formation (Kambrium/Ordovizium) im Elburz (Iran) .....	28