

TRIAS		
Rhät	Rhät. Riffkalke 10-15 m, Kössener Sch.	280 m
Nor-Rhät	Plattenkalk	300 m
Nor	Seefelder Schichten	100 m
	Hauptdolomit	2500 m
	Plattendolomit	400 m
Karn	Raibler Schichten	180 m
Ladin	Plattendolomit	1000 m
	Vulkanite	80 m
	Diploporendolomit	400 m
Anis	Muschelkalk	ca. 80 m
Skyth	Werfener Schichten	100-150 m
BASIS-Konglomerat und -Sandsteine		400-510 m
KRISTALLIN	Glimmerschiefer üb. Amphibolite und Gneise	1000 m

Aus der Gliederung der Schichtfolge ist ersichtlich, daß die älteren Triasstufen in einer Drauzug-eigenen Fazies entwickelt sind, während jüngere Trias, Jura und Kreide vorwiegend nordalpine Faziesmerkmale zeigen. Dabei ist die große Mächtigkeit des Hauptdolomits der mittleren Lienzer Dolomiten im Vergleich zu der in den Nordalpen als augenfällige Einheit der Lienzer Dolomiten zu werten.

Hinsichtlich der Tektonik von Grund- und Deckengebirge wurden folgende Ergebnisse erzielt:

Aus den Darstellungen von s-Flächen, kleintektonischen Achsen und Streckungsrichtungen des Kristallins in Gefügediagrammen zeichnet sich eine Gleichsinnigkeit der Richtungsverhältnisse dieser Gefügeelemente zur Schichtung, Achsenstellung, Klüftung und Störung der Sedimentauflage ab. Aus dieser Richtungsgebundenheit konnte auf gemeinsames tektonisches Geschehen geschlossen werden.

Hieraus ergab sich zwangsläufig Einengung des Deckgebirges in S-N-Richtung nach vorausgegangener Faltung unter randlicher Schuppenbildung, flaches Eintauchen der Hauptantiklinalachse nach Westen. Es wurde dargelegt, daß diese Strukturen Zeugen des Zusammenschubes sind und durch Tangentialtektonik erklärt werden können.

Hinsichtlich der Beziehung von Grund- und Deckgebirge besteht Autochthonie.

Geologie des Gebietes zwischen Fondo-Gampenpaß (Südtirol)

von W. F. Klaus
(Innsbruck, 1965)

Im unteren Perm begann in Südtirol die Bildung der mächtigen Quarzporphyrdecken.

F. von WOLFFs (1909) Theorie, daß es sich bei diesen mächtigen Porphyrgüssen um eine Anzahl submarin abgelagerter Eruptiva handle, wurde von R. von KLEBELSBERG (1928) dahingehend revidiert, daß es sich eher um rein terrestrische Ablagerungen handeln müsse, da den Tuffhorizonten die typischen marinen Sedimenteigenschaften fehlten.

M. MITTEMPERGER (1958) war der erste Autor, der die gesamte Serie als Ignimbrite bezeichnete, und zwar

1. aufgrund der großen flächenhaften Ausdehnung
2. wegen der eutaxitischen Textur.

Unterstützt wird diese Theorie noch durch D. van HILTENS (1960) paläomagnetische Messungen, die auf einen sehr raschen Ablagerungsvorgang des Quarzporphyrs schließen lassen, was bei relativ saurer Lava unwahrscheinlich erscheint.

Die Frage Ignimbrit oder Lava kann aber von einem örtlichen Arbeitsgebiet aus nicht gelöst werden.

Im Südosten der Laugenspitze findet sich über dem Quarzporphyr die Serie von Tregiovo, die im wesentlichen in

1. Tonschiefer
2. Mergel- bituminöse Kalke
3. Konglomerate-Sandsteine
4. Tuffe und Quarzporphyre
5. Augitporphyrite

unterteilt werden kann.

R. STAUB (1950), der auch die Meinung von J. J. DOZY (1935) vertritt, parallelisiert die oberen 200 m der Collio-Schichten (westlich Idro-See) mit den Schichten von Tregiovo.

Diese Übereinstimmung konnte durch eigene Beobachtungen bestätigt werden.

Sollte es W. KLAUS (Wien), der gegenwärtig die Schichten von Tregiovo und auch einige Proben aus Collio sporenanalytisch bearbeitet, gelingen, die gleichen Typen in beiden Serien vorzufinden, so dürften damit die letzten Zweifel beseitigt sein.

Nach den bisherigen Ermittlungen konnte W. KLAUS in den Schichten von Tregiovo einen starken unterpermischen Einschlag in der Flora feststellen.

Das nächsthöhere Glied stellt der Grödener Sandstein, der im allgemeinen als terrestrische Bildung aufgefaßt wird. R. v. KLEBELSBERG (1928) leitet den größten Teil des Materials aus älteren Gesteinen als aus den permischen her; es treten also

hier analoge Erscheinungen wie beim Verrucano in den Bergamasker Alpen auf, nämlich Materialzufuhr vom Grundgebirge. Kupfer- und Urangehalt im Grödener Sandstein dürfte wohl aus der Verwitterungslösung älterer Lagerstätten stammen (A. MAUCHER 1956).

Die Bellerophon-Schichten leiten die marine Schichtfolge ein.

H. J. SCHNEIDER (1953) gliederte erstmalig nach faziellen Gesichtspunkten und unterschied dabei eine untere erzfreie und obere erzführende Zone. Der Metallgehalt dürfte nach A. MAUCHER (1956) durch vulkanische Stoffzufuhr entstanden sein.

Aus den oberpermischen Bellerophonschichten entwickeln sich im Skyth die feinsandigen Mergel und dünn-schichtigen Kalke der Werfener Schichten. Diese können in vier durch Fossilien belegte Glieder unterteilt werden:

1. Zellendolomit
2. Campiller Schichten
3. Gastropodenoolith
4. Seiser Schichten

Darüber folgt der anisische untere Muschelkalk und der Mendel-dolomit. Das Leitfossil dieses Horizontes, *Diplopora annulatissima* PIA, deutet auf tropisches Klima.

Die Sedimentfolge, bestehend aus Riffrasen, Trümmerlagen und feingeschichtetem Schlamm, wurde im Ladin mit dem Schlerndolomit fortgesetzt.

Das Karn zeigt vor allem rote und grüne Mergel in Verbindung mit einem heftigen Vulkanismus.

Bemerkenswert am Hauptdolomit sind wohl jene giftgrünen bis roten Nester, die durch Infiltrationen aus dem Ammonitico rosso in den Hauptdolomit entstanden. Paläogeographisch kann man dies so deuten, daß der Hauptdolomit im Bereich des Monte Ori lange Zeit trocken lag und erst zur Zeit der Ablagerung des Ammonitico rosso überflutet wurde.

Der Ammonitico rosso ist ein sehr fossilreicher Knollenkalk, der aufgrund seiner Filamentführung Anklänge an den Hallstätter Kalk zeigt.

In der Kreide treffen wir im Cenoman Sedimente an, die als Biancone bezeichnet werden. Es handelt sich hierbei um foraminiferenreiche graue Kalke, die parallel ss Feuersteine führen.

Die ebenfalls foraminiferenreichen roten Mergel, Scaglia, weisen ein senones Alter auf.

Ohne merklichen Übergang leitet die Scaglia allmählich ins Eozän über, nur daß die Mergel etwas kalkiger werden und eine graugrüne Farbe annehmen, weshalb für diesen Horizont auch der Name Scaglia grigia geprägt wurde.

Im Postglazial, also nach dem Rückzug des Etsch-Gletschers, breiteten sich übers Gebiet eine Anzahl von Moränen aus, deren Geschiebe aus Kristallin, Tonalit, Quarzporphyr und Geschieben von Sedimentgesteinen bestehen.

Bemerkenswert ist ferner, daß vom Ende des Nor Schichtlücken

bestehen. Nur hin und wieder begegnet man vereinzelt Aufschlüssen von Ammonitico rosso, Biancone und Scaglia.

Die Judikarien-Linie ist ein Teil der großen Naht zwischen Südalpen einerseits, Ost- und Westalpen andererseits. Sie streicht etwa NNE und fällt steil nach W ein.

Westlich Proveis ist der an die Störung grenzende Schlerndolomit in ziemlicher Mächtigkeit vollkommen mylonitisiert. Dagegen ist weiter nördlich, am E-Hang des Kornigls, der Dolomit wohl stark klüftig, aber nicht vollkommen zerbrochen wie bei Proveis.

Die Völlaner Linie, eine Parallelstörung zur Judikarienlinie, steht teils saiger, teils fällt sie steil ostwärts ein. Bei Salobbi ist der Schlerndolomit ähnlich weitgehend mylonitisch wie bei Proveis an der Judikarienlinie.

Geologie des Gebietes zwischen Auer und Lavis (Südtirol)

von Klaus Fipper

(Innsbruck, 1965)

In stratigraphischer, tektonischer und petrographischer Hinsicht ergab die Arbeit "Die Geologie des Gebietes zwischen Auer und Lavis" folgende Neuergebnisse.

Die permo-triadischen Ablagerungen in der östlichen Etschbucht lassen einen Übergang der Fazies zwischen den Sedimenten des Mendelzuges im Westen und den der Dolomiten weiter im Osten erwarten. Die Augitporphyrite im Buchensteiner Niveau am Südwesthang des Tschislon weisen auf die Dolomitenentwicklung der Trias, die Augitporphyrite im karnischen Niveau auf die Etschbucht-Fazies.

Die Transgressionsbreccien der Bellerophon-Schichten über Quarzporphyr und das Ausdünnen bzw. Auskeilen des Grödener Sandsteins zwischen Faedo und Lavis lassen ein Relief erkennen.

Tektonisch keilt die Trudener Linie als Aufschiebungslinie mit einer Sprunghöhe von mindestens 2000 m nicht südlich von Faedo aus, sondern biegt nach SW um und streicht als St. Michaeler Linie unter die Alluvionen des Etschtales.

Aus dem Anis wurden an drei verschiedenen Stellen insgesamt etwa 100 Proben entnommen. Die Untersuchungsergebnisse von 62 Dünnschliffen sind in drei Tabellen (siehe Anhang) zusammengefaßt.

Aus dem Viller Mergelkalk wurden insgesamt vier mikrofaziale Typen und zwei Untertypen aufgestellt.

Sedimentologische Untersuchungen im Quartär des tirolischen Inntales

von Joachim-Wolf Mangelsdorf
(Innsbruck, 1967)

Die vorliegende Arbeit hatte eine umfangreiche sedimentologische Neubearbeitung der Terrassensedimente des tirolischen Inntales in ihrem Hauptverbreitungsgebiet zwischen Landeck und Kufstein zum Ziel, weil bisher zwar viel beschreibend-morphologische Literatur existierte, aber nur sehr wenig sedimentologisches Schrifttum, das zur Klärung der Frage: Interglazialität der Terrassensedimente oder nicht? beitragen konnte.

Aus dem angegebenen Bereich wurden 67 Proben entnommen, die aber nicht nur die Terrassenschotter, sondern auch Ablagerungen der sogenannten Vorterrasse und der Schuttfächer vor schlernzeitlichen Gletschern (einschließlich Moränen) neben Material aus dem Flußbett des heutigen Inns mit umfaßten. Dadurch sollte die Vergleichsmöglichkeit untereinander bzw. zwischen rezenten und den als Riß-Würm-Interglazial angesprochenen Sedimenten hergestellt werden. Die Schotter der Schlernzeit waren zu den Terrassenschottern, auf denen sie liegen, in Beziehung zu setzen und abzugrenzen.

Die Proben wurden in zehn Korngrößenklassen gesiebt und die Ergebnisse als Summenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz dargestellt und ausgewertet.

Es wurden weiters der petrographische Inhalt aller Proben, die Rundungsgrade der Quarzkörner und deren Oberflächenbearbeitung, die Quarzpolitur, in Körnerpräparaten statistisch bestimmt, um nicht nur Korngrößenparameter, sondern auch Zusammensetzung und Kornformausbildung zu prüfen. Eine Methode allein wäre in ihren Aussagen nicht genügend präzise.

Aus allen gewonnenen Ergebnissen läßt sich feststellen:

- 1) Die Terrassensedimente stellen im wesentlichen unter zunehmender Vergrößerung gegen das Hangende das Produkt einer feuchtkalten, große Mengen Verwitterungsschutt liefernden Übergangszeit aus dem Riß-Würm-Interglazial in das neue Hochglazial der Würmvereisung dar. Die sogenannte kalt-ozeanische "Fließerdezeit" ist als wahrscheinlich dafür anzunehmen.

Die ungeheuren Massen anfallenden Schuttes konnten auf die Dauer selbst von großer Wasserführung nicht mehr bewältigt und mußten überstürzt abgelagert werden. Die oft auffallende horizontale Lagerung, gerade in den obersten, größten Pariten, die zumindest im mittleren Inntal zu verfolgen ist, spricht für eine zum Schluß fast schichtflutartige Situation. Sie drang bis ins Alpenvorland hinaus vor, aber auch bereits in einige Unterinntaler Seitentäler, die dem nichts Gleichwertiges entgegenzusetzen konnten. Wieviel Material von der nachfolgenden Vergletscherung wieder ausgeräumt wurde, ist nicht mehr

festzustellen.

- 2) Der Begriff periglazial für ihre Entstehung müßte zumindest im Alpenbereich noch schärfer definiert werden. Eine Schüttung unmittelbar vor einem vorrückenden Eisstromnetz und eine paraglaziale neben dem Eis kommen für die Terrassenschotter und Sande nicht in Betracht.

Möglicherweise ist die spätglaziale Vorterrasse teilweise gegen einzelne Toteiskörper der zurückgehenden Vergletscherung geschüttet worden.

- 3) Die Ablagerungen der Schlernvereisung sind in Zusammensetzung und Charakter anders geartet, als die Terrassensedimente. Sie stellen echte Schüttungen vor den Gletschern der Seitengehänge dar. Ihre Struktur ist z.T. der eines Murschuttetes nicht unähnlich.
- 4) Der Vergleich mit rezenten Sedimenten des Inns stellt die überhastete, unstete und nicht kontinuierliche Ablagerung und Durchentwicklung der Terrassen- und Schlernsedimente klar vor Augen. Allerdings weiß man nicht, wieviel älteres, nur umgeschwemmtes Material in den gesamten Ablagerungen vorhanden ist.

Direkte klimatische Beeinflussung kann man vorläufig nur sehr vorsichtig daraus schließen, die meisten Rückschlüsse sind nur indirekt zu ziehen.

Geologische Untersuchungen im Kupferbergbau Mitterberg in Mühlbach/Hochkönig (Salzburg)

von Heinz J. Unger
(Innsbruck, 1967)

Beim Gainfeldkonglomerat spricht man von einem Transgressionskonglomerat. Es wird dafür eine festlandsnahe Entstehung angenommen.

Das Quarzkonglomerat, ein typisches Schichtglied des Oberkarbons der Ostalpen, kann hier als Quarzrestschotter angesprochen werden.

Die violetten Phyllite und die Grünen Schichten von Mitterberg stehen in sedimentärer Verknüpfung, wobei zunehmende Salinität festgestellt werden konnte.

Der violette Phyllit, ursprünglich aus tonigen Sedimenten hervorgegangen, wurde wahrscheinlich in sauerstoffarmen, H_2S -reichem Milieu sehr schwach salinärer Prägung abgelagert, was auch die Konkretionen belegen, die im violetten Phyllit gefunden wurden. Letztere geben laut Literatur (H. ILLIES 1949, 1950; H. HAYES 1964) Hinweise darauf, daß es sich um ein Sedimentationsbecken mehr lagunären Charakters handelte. Es wurde versucht, für die gefundenen Konkretionen eine Definition aufzustellen.

Das oberkarbone Alter der violetten Phyllite ist belegt durch den Cordaitenstamm (Bestandteil) *Artisia* STERNB. (*Sternbergia* ARTIS) aus der 5. Sohle und durch Pollen, wodurch auf Landnähe geschlossen wird.

Im Hangenden davon tritt gröber klastischer Einfluß ein (Quarzite), was ebenfalls auf landnähere Bildung hinweist. Mit Eintritt in die Grüne Serie setzt sich die Sedimentation in ähnlicher Weise fort, nur daß sich insofern eine allmähliche Änderung einstellt, als die Salinität erhöht wird, was aus der Einschaltung von Gips und Anhydrit hervorgeht. Gips und Anhydrit treten in Lagen- und Linsenform in der Grünen Serie auf, wobei auch Karbonat-Konkretionen mit idiomorphen Anhydritkristallen nach Gips vorkommen können. Nach JUNG (1958) neigt der reine Anhydritanteil in Anhydrit-Dolomit-Gesteinen bereits zur Konkretionsbildung.

Ein Hochsalinar haben wir in den oberen Grünen Schichten von Mitterberg (Gips und Anhydrit in Schnüren) vermutlich mittleres bis oberes Perm.

Die im Mitterberger Raum vorliegende Ausbildung der Gesteinsserien der Violetten und Grünen Serie möchte ich als Mitterberger Sonderfazies bezeichnen. Da der Mitterberger Hauptgang mit seinen 8 km Länge als einer der bedeutendsten Gänge einer regional in den Kitzbüheler Alpen und östlich der Salzach auftretenden Vererzungszone aufzufassen ist, können die Ergebnisse als Grundlage für regionale Untersuchungen Verwendung finden. Verschiedentlich wurde das Alter des Mitterberger Hauptganges als alpidisch angegeben (W. PETRASCHECK 1926, 1928, 1932).

Da aber, wie W. HEISSEL schon öfters bemerkte, der in die Basisschichten der Trias bzw. der Grünen Schichten von Mitterberg durchschlägt, sondern immer an bzw. unter der Basis der Grünen Schichten von Mitterberg endet, traten bezüglich der alpidischen Deutung immer schon berechnigte Zweifel auf.

W. HEISSEL gibt dem Gang ein jungpaläozoisches Alter.

Mit dieser Annahme kann folgendes Bild in Einklang gebracht werden: Nachdem die Sedimentation der Violetten Serie Mitte Oberkarbon bereits abgeschlossen war und die Übergänge zur Grünen Serie schon Ende Oberkarbon eine ansehnliche Sedimentmächtigkeit aufwiesen, riß als späteste Äußerung der variszischen Ära als Vorphase der eigentlichen Intrusion des Ganges die Gangspalte auf. Knapp darauf, im untersten Unterperm, stieg der Gang auf, zu einer Zeit also, als die Grünen Schichten von Mitterberg bereits sedimentiert wurden, jedoch noch eine so große Plastizität besaßen, daß sie Ende Oberkarbon bereits in der Lage waren, ein Durchreißen der Gangspalte bis in die Grüne Serie zu verhindern bzw. ein Durchreißen bis an den Meeresgrund. Die Annahme von J. BERNHARD (1966: 81), daß "z.Z. der Intrusion der Gang-"Diabase" die Grünen Werfener Schichten von Mitterberg überhaupt noch nicht existierten", erscheint mit sehr hypothetisch. (Dieser zeitliche Ablauf, so wie er von mir geschildert wird, wird als Möglichkeit des Vorganges bezeichnet!) Der Gang endet fast durchwegs 5m-50m unter der oberen Grenze der Violetten Serie.

Bereits Mitte Perm könnte also der Aufstieg der I. und II. Haupt-

phase des Mitterberger Hauptganges als abgeschlossen betrachtet werden. Anschließend an die Intrusion ist, wie vielleicht analog mit den Porphyren der Südlichen Kalkalpen, der Diabas im Zeitraum Grenze Unter- zu Oberperm aufgestiegen. Er durchschlägt, nur in einer Generation auftretend (J. BERNHARD 1966: 81) den Mitterberger Hauptgang in seiner I. und II. Phase.

Spätvariszische orogene Vorgänge hinterließen an der Lagerstätte keine nachweisbaren Spuren.

Erst die alpidische Tektonik brachte in diesem Gebiet neben der Zerstückelung des Ganges durch die Störungen und der wahrscheinlichen Absenkung des Westfeldes die sog. III. Hauptphase der Vererzung, die als Remobilisierung (J. BERNHARD 1966) bezeichnet wird. Diese durchschlägt den Diabas.

Demnach könnte man folgendes Bild einer zeitlichen Abfolge für die Intrusion des Mitterberger Hauptganges aufstellen: Das Aufreißen der Gangspalte ist etwa Ende Oberkarbon als Vorphase anzusetzen. Knapp darauf, Anfang Perm, Aufstieg der I. und II. Hauptphase. Anschließend daran Diabasintrusion an der Grenze Unter- zu Oberperm. Die III. Hauptphase, die Remobilisierung nach J. BERNHARD (1966) hat ihre Prägung in der alpidischen Ära erhalten.

Es bleibt also für die Intrusion des Mitterberger Hauptganges nur der Zeitraum Oberkarbon bis spätestens Unterperm übrig. Tektonisch ist der Mitterberger Hauptgang durch die sog. Hauptverwerfer nach NW abgesenkt. Das tektonische Bild ist das von Brüchen mit Seitenverschiebung mit anschließender oder gleichzeitiger Scherenbewegung, d. h. Verdrehung nach Süden. Die Frage nach den noch zu erwartenden Erzvorräten im Westen des heutigen Grubenlaufes wird wahrscheinlich davon abhängen, ob noch weitere Verwurfsysteme den Gang in die Tiefe versetzen werden oder nicht. Nach dem Bild der Obertageaufnahme und untertägigen Ergebnissen möchte ich annehmen, daß man mit der nun aufzuschließenden 10. Sohle die Grünen Schichten von Mitterberg unterfahren wird. Da in der überlagernden Trias keine Hinweise auf die Westbrüche gegeben sind, ist mit weiteren Brüchen alpidischen Alters nicht zu rechnen.

Erzvorräte dürften noch in reichlicher Menge vorhanden sein, doch dürften bei noch größerer Teufe Rentabilitätsfragen ausschlaggebende Kraft erlangen.

Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten zwischen Lumkofel und Gailbergsattel

von Christian Ulrich Schwiedrzik
(Innsbruck, 1967)

Die Lienzer Dolomiten bilden einen schmalen, ungefähr E-W streichenden Gebirgszug zwischen den Zentralalpen (Zone der alten Gneise) und den Karnischen Alpen (Südalpen).

Das diaphtoritische Grundgebirge (Gailtalkristallin) wurde in zwei Profilen an der Grenze zwischen den Phylliten und der Granat-Glimmerschiefer-Serie näher untersucht. Es konnte nachgewiesen werden, daß die Granat-Glimmerschiefer von den Phylliten herzu-leiten sind.

Anhand der auftretenden postkristallinen Deformation aller Hauptgemengteile und der äquivalenten tektonischen Achsen im Kristallin und im Sediment hat es den Anschein, daß das Kristal-lin, zumindestens im Untersuchungsbereich, bis ins Korngefüge alpidisch deformiert wurde.

Einen deutlichen Hinweis für den Paracharakter der Granat-Glimmerschiefer-Serie liefert der Graphitgehalt, der bei Birn-baum beobachtet werden konnte.

Über der Granat-Glimmerschiefer-Serie liegt nur schwach diskor-dant die Basis-Serie. Da der primär-sedimentäre Verband nur schwach alpidisch gestört wurde, muß das Gailtalkristallin, im Gegensatz zu A. TOLLMANN (1963) nicht als "mittelostalpine", sondern als "oberostalpine Einheit" gedeutet werden.

Der sedimentäre, 6140 m mächtige Schichtkomplex umfaßt folgende Schichtglieder: Basis-Serie, Werfener Schichten, Muschelkalk, Partnachsichten, Ladinische Dolomite und Dolomitmergel, Raib-ler Schichten, Hauptdolomit, Plattenkalke und Dolomite, Kösse-ner Schichten und Liasgesteine. Die jüngeren Schichten sind, von den Quartärresten abgesehen, der Erosion zum Opfer gefallen (siehe Anlage 4: Säulenprofil der Sedimente der östlichen Lien-zer Dolomiten).

Wie aus dem Säulenprofil zu entnehmen ist, zeigen die Schicht-glieder bis zum unteren Ladin stark südalpine Anklänge, beson-ders in Bezug auf die vulkanischen Einschaltungen. Die jüngeren Gesteinsserien haben nordalpinen Charakter. Die bemerkenswerte Mächtigkeit des Hauptdolomits steht hiebei nicht im Widerspruch zur nordalpinen Fazies. Die Teilgeosynklinale der Lienzer Dolo-miten wurde im Nor nur stärker abgesenkt und es erfolgte eine stärkere Sedimentation.

Somit kann mit Recht auf die vermittelnde Rolle der Lienzer Dolomiten zwischen den Ost- und Südalpen hingewiesen werden.

Quartärreste der Fernvereisung finden sich im Lesachtal bedeu-tend mehr als im Drautal. Mittels einer pollenanalytischen Unter-suchung einer Tonprobe von W. KLAUS (Wien) aus dem Niveau der Schieferkohlen von Podlanig konnte erstmals eine beachtliche Vielfalt der Florenelemente nachgewiesen werden. Da die Kräu-terpollen gegenüber den Baumpollen stark zurücktreten, muß ein geschlossenes Waldbild angenommen werden. Wie W. KLAUS ferner betont, finden sich ähnliche Verhältnisse nach H. REICH (1953) etwa am Ende eines Interglazials bzw. am Beginn eines Früh-glazials (z.B. Würm).

In sämtlichen Hochkaren des Hochstadelgebietes sind Reste der Rückzugsstadien der Würmeiszeit erhalten geblieben. Die Morä-nenreste in den unteren Teilen der Kare müssen ihrer Lage nach ins Gschnitzstadium gehören. Zur Daunzeit lagen die Gletscher

zurückgezogen in den höchsten Teilen der Kare.

Sowohl die Sedimente der Lienzer Dolomiten, als auch das Gailtalkristallin zeigen einen E-W Faltenbau mit überwiegend flach nach E abtauchenden Achsen. Im Kristallinbereich kommt noch ein zweites, schwächer ausgebildetes Achsensystem hinzu, das auf dem ersten entweder senkrecht steht oder einen stumpfen Winkel zu diesem bildet.

Ein Schichtflächenvergleich zwischen den Sedimenten und dem Gailtalkristallin ergab wiederum eine weitgehende Äquivalenz.

Ferner sind im Gailtalkristallin bis auf zwei Störungssysteme die gleichen Störungsrichtungen zu beobachten wie im Sediment.

Die Einengung der Gesteinsserien erfolgte, wie die überwiegend zu beobachtenden Nordvergenzen zeigen, hauptsächlich in der S-N Richtung und erzeugte das heute zu beobachtende tektonische Bild.

Die Geologie der Kalkkögel bei Innsbruck

von Reza Marvastian

(Innsbruck, 1967)

I. Stratigraphie

1) Die altkristalline Unterlage:

Diese besteht hauptsächlich aus Glimmerschiefern mit Granat und Serizitalbit. Hin und wieder beobachtet man in hangenden Partien dieser Schiefer idiomorphe Magnetitoktaeder.

In der Umgebung der Knappenhütte, auf dem kleinen Sattel zwischen der Riepenwand und Suntiger und am Hoadlsattel sind den Glimmerschiefern Amphibolite diskordant eingeschaltet.

2) Permoskythische klastische Basalserie ("Verrucano"):

Diese Serie liegt zwischen dem kristallinen Untergrund und den triadischen Sedimenten. Innerhalb dieser Serie unterscheidet man zwei Haupttypen: Helle, teilweise geröllführende Quarzite und etwas dunklere Quarzkonglomerate, zwischen denen alle Übergänge bestehen.

Bereichsweise sind diese Gesteine, besonders an der Südseite, vererzt. Als Erze sind Magnetit und Hämatit vertreten.

3) Die Trias:

a) Dunkler Kalk und Dolomit des Anis

Die karbonatische Trias setzt über der basalen Serie mit dunklen Kalken und Dolomiten ein, die ihrer Lagerung nach wahrscheinlich dem Anis angehören.

Schwarzgraue oder dunkelgraue Kalke bzw. Dolomite herrschen vor. An der Basis dieser Schichten zeigt das Gestein häufig kleine Quarzkörner und Glimmerschüppchen. Diese anisische Folge ist auf der Nordseite mehr kalkig, auf der Südseite mehr dolomitisch entwickelt, wobei auf der Südseite keine Pyritschiefer beobachtet wurden.

b) Wettersteindolomit (Ladin)

Aus dunklen Kalken und Dolomiten des Anis geht allmählich der Wettersteindolomit hervor. Der normale Gesteinstypus ist ein lichtgrauer, grob- bis fein-zuckerkörniger Dolomit.

Der Dolomit ist aber oft auch dunkel gefärbt und sieht dann dem Hauptdolomit ähnlich. Lokal zeigt das Gestein stellenweise rötliche Färbung.

Die Mächtigkeit des Wettersteindolomites dürfte durchschnittlich um 350 m betragen. Wo sie wesentlich darunter bleibt, ist die Reduktion tektonisch bedingt.

Der stratigraphische Umfang des Wettersteindolomites umfaßt das gesamte Ladin, wobei unterste Teile vielleicht auch noch in das Anis hineinreichen.

c) Raibler Schichten

Sie bestehen hauptsächlich aus schwarzen bis schwarzgrauen, sehr feinblättrigen Tonschiefern mit seidigem Glanz auf den Schichtflächen und häufig runzeliger Fältelung. Oft findet man in den Tonschiefern Pyrit vor. Dazu kommen noch häufig Sphärocodienkalke und Sandsteine.

Eine weitere Varietät der Raibler Schichten sind weiße bis hellgraue, rostbraun bis gelblich anwitternde feinschichtige Quarzitschiefer mit Serizitbelag auf den Schichtflächen.

Oft sind zwischen den Tonschiefern mehr oder weniger mächtige linsenförmige Dolomitbänke zwischengeschaltet, die nicht horizontbeständig sind.

Die Metamorphose ist gering und dürfte sich auf die Bildung von Serizit auf den Schichtflächen beschränkt haben.

Nur lokal, wie z.B. an der Schneiderwand, bedingte eine stärkere Metamorphose die Bildung von Biotiten. Morphologisch fällt der Raibler Horizont durch die Ausbildung von Terrassen und Verebnungen auf.

d) Hauptdolomit

Der Hauptdolomit ist nicht ganz einheitlich ausgebildet.

Der Haupttypus ist ein dunkelgrauer, lichtgrau oder dunkelgrau anwitternder Dolomit, der beim Zerschlagen oft einen starken bituminösen Geruch merken läßt. Häufig zeigt der Dolomit hellere, meist grobkörnige Typen und sieht dann dem Wettersteindolomit ähnlich. Der Hauptdolomit zeigt nur örtlich geringe Metamorphoseeinwirkung.

Im allgemeinen ist der Hauptdolomit besser gebankt als der Wettersteindolomit.

II. Tektonik

Die Kalkkögel weisen im Gegensatz zur Saile (Gewölbe) flachen Muldenbau auf.

Die Permotrias der Kalkkögel wird im Westen und Norden von bedeutenden Bewegungsflächen gegen das liegende Kristallin begrenzt. An dieser Bewegungsfläche kam es zu gegenseitiger Verschuppung.

An der Nordseite der Kalkkögel ist die Triassschichtfolge durch eine Bewegungsfläche mit Überschiebungscharakter teilweise verdoppelt. Besonders deutlich tritt diese Verdoppelung an den Raibler Schichten hervor.

Der "Halsbruch" ist kein Bruch. Vielmehr taucht nördlich des Halsl die Trias unter Kristallin ein und dieses ist ihr aufgeschoben.

Zur Geologie der Niederndorfer Mulde und Laubenstein-Mulde.
(Nord-nordöstlich von Kufstein, Tirol)

von Ibrahim Alam El Din

(Innsbruck, 1968)

Untersucht und im Maßstab 1:25 000 neu aufgenommen wurde NE von Kufstein in den Niederndorfer Bergen ein ca. 70 km² großes Gebiet im Bereich der Lechtaldecke zwischen Inntal und dem Talzug Wildbichl-Sachrang.

Als Grundlage für die Neuaufnahme diente das Blatt Kufstein (4984) der geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75 000, aufgenommen von O. AMPFERER in den Jahren 1919-1922, ausgegeben 1925. Es war die Aufgabe gestellt, die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse in diesem Gebiet zu untersuchen und, soweit dies nötig war, gegenüber der alten Aufnahme zu verbessern. Zu berücksichtigen waren auch die quartären Ablagerungen und die Morphologie dieses Abschnittes der Nördlichen Kalkalpen.

Im großen und ganzen stimmt die Neuaufnahme mit den Ergebnissen O. AMPFERERS gut überein, es ergeben sich auch keine sehr bedeutenden Gegensätze zur Neubearbeitung des NE anschließenden Laubensteingebietes durch R. FISCHER & S. LANGE (1962).

Die Schichtfolge umfaßt Gesteine des Nor und Rhät in bayerisch-tirolischer Fazies, Jura und Kreidegesteine bis Gosau-Alter. Trias (Hauptdolomit-, Plattenkalk-, Kössener Schichten und Oberrhätikalk) beherrscht vor allem den Norden des Gebiets. Gegenüber der alten Aufnahme waren hier nur geringe Änderungen nötig. Der Plattenkalk W der Oberen Fürstalm wurde als rhätischer Riffkalk erkannt und ausgeschieden. E der Unteren Wiesenalm ist kein Hauptdolomit vorhanden, sondern es grenzen Malmptychenschicht-

ten und Neokom direkt an Riffkalk der südlichen Laubensteinmulde. Durch diese Änderung ist eine wesentlich bessere Übereinstimmung mit der Karte von R. FISCHER & S. LANGE (1963) gegeben. Der Kern der Klausenbergmulde besteht nicht aus Riffkalk, sondern aus Fleckenmergeln, in deren Liegenden der bei O. AMPFERER (1925) eingetragene rote Liaskalk aber fehlt.

Die Kössener Schichten sind, mit Ausnahme der an der Straße von Sebi nach Wildbichl, S vom Kreuz 748 m, im Oberrhätalkalke eingeschuppten Tonschiefer, rein kalkig entwickelt.

Der Hauptdolomit enthält bei Mühlgraben kalkige Zwischenlagen. Jurassische Gesteine, vor allem Lias, haben ihr Hauptverbreitungsgebiet im niedrigen südlichen Teil des Kartierungsraumes. Von O. AMPFERER (1925) wurden hier nur bunter Liaskalk, Kieselkalke und Aptychenkalk unterschieden. In der Neuaufnahme konnten noch Radiolarite des Dogger ausgegliedert werden. Außerdem wurde ein kleines Vorkommen von Lias-Crinoidenkalk entdeckt.

Östlich Otten und westlich des Gasthofes Klausen mußte der bei O. AMPFERER (1925) ausgeschiedene bunte Lias gestrichen werden, während bei Ank und oberhalb der Altkaser Alm neue Vorkommen davon gefunden wurden.

Im Gegensatz zu R. FISCHER & S. LANGE (1963), die in ihrem Teil der Laubensteinmulde keine Fleckenmergel abgliedern, konnte W der Staatsgrenze deren Vorhandensein sicher beobachtet werden.

Kreideablagerungen beschränken sich, von einer Neokomscholle NW des Gasthofes Klausen abgesehen, ganz auf den südlichsten Abschnitt des Gebietes bei Sebi und Niederndorf. Vorhanden sind fossilreiche Neokomaptychenschichten, kalkiges und mergeliges Cenoman, wobei das kalkige Cenoman des Höhenberges bei Niederndorf Konglomerathorizonte enthält, und schließlich noch bei Sebi kalkige Gosau, ebenfalls mit Konglomeraten. Die Gliederung von kalkigem und mergeligem Cenoman war in der alten Aufnahme noch nicht durchgeführt.

Das Streichen der Gesteinszüge ist überwiegend WSW-ENE gerichtet, die Schichten fallen größtenteils nach SSE, an einigen Stellen auch nach NNW ein. Abweichend von der allgemeinen Richtung streicht der Hauptdolomit bei Mühlgraben SSW-NNE, er fällt hier nach E ein. Der tektonische Bau des Arbeitsgebietes ist durch die Niederndorfer Mulde gekennzeichnet, die nach E in Richtung Kössen weiterstreicht, und deren westliche Fortsetzung, aller Wahrscheinlichkeit nach, in der Mulde von Oberaudorf zu suchen ist.

Der mächtige Hauptdolomitzug des Kranzhornes und Spitzsteins bildet den südfallenden Nordflügel der Niederndorfer Mulde, während der Südflügel nur noch in geringen Resten, Riffkalk mit eingeschuppten Kössener Schichten am Ausgang des Ritzgrabens, vorhanden ist.

Den Muldenkern bauen jurassische und kretazische Gesteine auf. Entsprechend dem Absinken der Muldenachse nach SW sind auch die jüngsten Gesteine im äußersten SW des Gebietes bei Niederndorf und Sebi zu finden. Eine WSW-ENE streichende Schwelle von Haupt-

dolomit und Oberrhätalkalk teilt die Niederndorfer Mulde in zwei ungleiche Teile. Die Schwelle sinkt jedoch schon W der Hirschlacke wieder unter die Kieselkalke der Muldenfüllung ab und kommt von da an nur noch mit zwei inselförmigen Aufragungen bei Ank und Wildbühel an die Oberfläche.

Im äußeren NE hat das Arbeitsgebiet noch Anteil am tektonisch kompliziert gebauten System der Laubensteinmulde. Der Hauptdolomit, der den Nordflügel der Niederndorfer Mulde bildet, ist zugleich auch Südflügel der Laubensteinmulde am Klausnerberg. Die Tektonik wird durch meist allerdings wenig bedeutende mehr N-S streichende Störungen kompliziert, die aber, infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse, nicht genauer faßbar sind.

Die Grenze Grauwackenzone-Kalkalpen in der Umgebung von Leogang (Salzburg)

von Panagiotis Proedrou

(Innsbruck, 1968)

Die tieferen Gebirgshänge beiderseits des Leoganger Baches sind einer neuen geologischen Untersuchung unterlegen. Auf dem Abschnitt südlich des Leoganger Tales liegen die Gesteine der Nördlichen Grauwackenzone. Darüber folgen die permotriadischen Schichten der Nördlichen Kalkalpen, die nördlich des Tales allein herrschen. Der Kontakt beider Formationen ist rein tektonisch. Graue und schwarze Grauwackenschiefer (Sandstein- und Tonschiefer) mit eingelagerten mächtigen Dolomitlinsen und -linsen bauen hauptsächlich die paläozoische Serie auf. Dazu treten im Schiefer primär eingeschaltete Diabaslinien auf. Conodontenfunde an der Basis der Dolomite ergeben ein mittel-obersilurisches Alter. Die oberen Teile gehen sicher ins Untere Devon über. Die Grauwackenschiefer als Liegende dieser Dolomite werden älter als Mittelsilur eingestuft. Die Diabase dürften später oder mindestens gleichzeitig mit den Schiefen gebildet sein. An einer Überschiebungsfläche von hellem ordovizischem Grauwackenschiefer und dem aufgelagerten Dolomit hat eine sulfidische Vererzung stattgefunden. Besonders stark vererzt sind die Dolomite. In Nöckelberg und Vogelhalten ist die Vererzung hauptsächlich Ni-Co-führend, im Schwarzleotal bleibt Pb-Cu führend. Der Siderit, auch wahrscheinlich der Magnesit, sind ebenfalls damals entstanden. Der Siderit kann teilweise auch paläozoisch sein. Sideritgerölle in der Transgressionsbreccie sprechen dafür. Selbst die Dolomite sind Fe-haltig (Ankerit-Mesitin). Ob die Überschiebung und damit auch die Vererzung variszisch oder alpidisch ist, läßt sich nicht mit Sicherheit nachweisen. Jüngere Störungen haben die Lagerstätten zerstückelt. Über die paläozoischen Schichten folgt die Transgressionsbreccie (Dolomit- und Schieferbreccie). Die Grenze ist stark gestört,

der Transgressionsverband ist aber wahrscheinlich an einigen Stellen erhalten geblieben. Über der Breccie liegt der Buntsandstein. Die untere Hälfte ist durch die reichlich auftretenden Magnesitkonkretionen charakteristisch, deren Bildung in einer salinaren Fazies erfolgt ist. Darüber folgen der Gutensteiner Kalk und der Ramsau-Dolomit, deren Grenze durch eine Mylonitzone ausgezeichnet ist.

Die alpidische Tektonik hat jedenfalls vielerorts diese normale Schichtfolge gestört. Der untere Buntsandstein (unteres Skyth) ist über oberskythisch-anisische Schichten überschoben worden. Der obere Buntsandstein und Gutensteiner Kalk (Oberskyth-Anis) kommen in einem breiten Fenster unter jüngeren Schichten zum Vorschein.

Die Grenzen von Grauwackenzone und Kalkalpen sind steil gestellt und verschuppt. Permotriadische Breccie und Buntsandstein werden von Grauwackenschiefer überlagert. Grauwackenschieferschuppen sind oft in die Breccie eingeschaltet, und umgekehrt Breccie und Buntsandstein in den Grauwackenschiefer.

Ein allgemeines E-W-Streichen ist sowohl für die Gesteine der Grauwackenzone, als auch für die permotriadischen Gesteine durchaus charakteristisch. Den tektonischen Faltenbau des Arbeitsgebietes bestimmen E-W-, daneben weniger auftretende N-S-streichende Strukturen. In Kleinfaltung ist oft eine Überprägung beider Richtungen beobachtet worden.

Diese Strukturen lassen einen gegen Norden und einen gegen Westen gerichteten Schub erkennen. Eine zeitliche Trennung zwischen diesen kann nicht durchgeführt werden, es muß vielmehr ein zeitliches Zusammenwirken beider Bewegungen angenommen werden. Nach A. TOLLMANN (1961) sind alle diese Strukturen Ergebnis des N-Schubes.

Geologie des Gebietes Schwendt-Gasteig-Unterberghorn (Kaisergebirge-Ost; Tirol)

von Iradj Khaze
(Innsbruck, 1968)

Die Schichtfolge des Aufnahmegebietes reicht mit einzelnen Schichtlücken in Jura und Kreide von der Mitteltrias bis zum Alttertiär (Oligozän).

Am Ostende des Niederkaiser setzen sich die anisich-ladinischen Gesteine aus mehreren, zum Teil miteinander verzahnenden Faziestypen zusammen. Gegen Osten entwickeln sich aus diesen verschiedenen Faziestypen in seitlichem Übergang dunkle Kalke vom Typus des Muschelkalkes, welche hier die Mitteltrias bis hinauf zu den Raibler Schichten vertreten. Der Schichtbestand umfaßt Tonschiefer und Mergel, Sandsteine treten nur untergeordnet auf. Die Tonschiefer der Raibler Schichten wurden durch Fossilfunde

paläontologisch belegt.

Für die Jura-Neokomfolge von Schwendt konnte die stratigraphische Gliederung von K. JAKSCH bestätigt werden. Die alttertiären Schichten wurden in Grundbreccien, Nummulitenbreccien, Sandsteine und Mergel geschieden. Die jüngeren Angerbergkonglomerate liegen mit einer Schichtlücke übergreifend auf den älteren Tertiärschichten und beginnen stellenweise mit groben Breccien.

Der tektonische Bau des Aufnahmegebietes ist wenig kompliziert. Die Schichten sind flach bis mittelsteil gegen Norden geneigt und tauchen unter die Kössener Tertiärmulde ein. Tektonische Störungen machen sich nur im westlichen und südlichen Teil bemerkbar. Es herrschen N-R gerichtete Brüche weitaus vor, die zum Teil durch Querbrüche verspringen. Im nordwestlichen Abschnitt werden die Jura-Neokomschichten von diesen N-S Brüchen begrenzt.

Durch den Einschub der Kaisergebirgsdecke bewirkt, sind westlich des Kohltentalbruches die Jura-Neokomschichten tektonisch zu größerer Mächtigkeit angeschoppt.

Sedimentologische Untersuchungen im Hauptdolomit der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol

von Wolfgang-Ulrich Müller-Jungbluth

(Innsbruck, 1968)

1.
Die Bestandsaufnahme der sedimentologischen Daten (vgl. Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen) des ALPINEN HAUPTDOLOMITS der östlichen Lechtaler Alpen führte zur Einteilung in verschiedene Karbonatgesteinstypen (nach Grundmasse, Komponenten und Gefüge gekennzeichnet).

1.1.
Es sind I. die Gruppen der kristallbestimmten Dolomitgesteine: äqui- und inäquigranular eintönig, als ungeschichtete, indifferent geschichtete bis rhythmisch feingeschichtete und laminierte Gesteine; II. die Gruppen der komponenten- und gefügebestimmten Dolomitgesteine (vielfach dolomitisierte Kalkgesteine), die laut TAB. I durch (1) Klaste, (2) Rundkörperchen, (3) Biogene und (4) Algen-Stromatolithformen charakterisiert sind; III. die Gruppen mit Sonderausbildungen wie (1) Bituminöser Hauptdolomit, (2) "Kreide"-bildungen und (3) Tonschieferereinschaltungen.

1.2. Diese Charakteristika entsprechen Faziestypen, die das jeweilige Milieu und den jeweiligen Ablagerungsraum anzeigen. Die Gruppe I repräsentiert hauptsächlich den Bereich des Supratidals mit "nahezu gleichzeitiger" Dolomitbildung. Die Gruppe II enthält Vertreter des Supra- bis Subtidals, die in Wechsellagerung miteinander und mit den Gruppen I und III stehen. III kann ausschließlich subtidalen Bereichen zugeord-

net werden.

1.3. Der häufige Wechsel der Faziesbereiche von Supra- bis Subtidal innerhalb der Profile spiegelt das Wandern der Fazies in der Horizontalen wider (WALTHERSche Regel, 1894), das hauptsächlich den Schwankungen eines flachen, randlichen Gezeitenmeeres zugesprochen werden kann (s. die unausbleiblichen Resedimenthorizonte an der Basis der Sedimentationseinheiten). Größere Veränderungen in der Horizontalen im Ausmaß von Trans- und Regressionen veranlaßte A. BOSELLINI (1967a) zur Ausscheidung von Zyklen im "Dolomia Principale".

Auf die große Mächtigkeit des Hauptdolomits übertragen entsprechen die Trans- und Regressionen einem abwechselnd stärkeren und schwächeren bzw. völlig aussetzenden, stetigen Absinken des Sedimentationsraumes.

2.

Die Anordnung (nach augenscheinlicher Häufigkeit) der verschiedenen Typen in Verbindung mit anderen Charakteristiken (Biogenen, Tonschiefern, Bitumen) ermöglichte die lithostratigraphische Gliederung des Alpenen Hauptdolomits in: Unteren (UHD), Mittleren (MHD), Bituminösen (BITHD) und Oberen Hauptdolomit (OHD).

2.1.

Der Untere Hauptdolomit ist eine dunkel- bis gelbbraun anwitternde, "zuckerkörnige", mehr oder minder bituminöse, dünnebankte Dolomitgesteinsfolge. Der Wechsel zwischen feinkristallinem, gut sortiertem Doloaphanit und ursprünglich pelletoidem, schlecht sortiertem Aphanit fast ohne Fossilien (nur wenige Foraminiferen und/oder Ostracoden) bildet die auffallend gleichförmige, rhythmisch und laminiert feingeschichtete Abfolge.

Die statistische Verteilung der drei verschiedenen Faziestypen ergibt vom Liegenden zum Hangenden folgendes Bild:

Die vornehmlich im Subtidal entstandenen Raibler Schichten werden im Unteren Hauptdolomit auf ein weit ausgedehntes, gleichförmiges Supratidal nivelliert.

2.2.

Die Monotonie des Unteren Hauptdolomits wird durch Einschaltungen von "Biogenbereichen" unterbrochen, die den Abschnitt des Mittleren Hauptdolomits einleiten. Die monotone Feinschichtung hält an, während der Bitumengehalt und die Kristallgrößen ("Zuckerkörnigkeit") abnehmen. Es herrscht ± gleichmäßige mittlere Bankung vor. Häufigere Fazieswechsel sind kennzeichnend. Der Mittlere Hauptdolomit beginnt mit den Gezeitenschwankungen konformlaufender Fazieswanderungen, die von kleineren Trans- und Regressionen begleitet werden.

2.3.

Der auffallend feingeschichtete Bituminöse Hauptdolomit ist eine rein subtidale Einschaltung (mit Gastropoden, Echiniden, Fischresten, Pflanzenresten und Hornsteinausscheidungen), die die gleichgeartete Abfolge des Mittleren und Oberen Hauptdolomits voneinander trennt.

2.4.
Der Obere Hauptdolomit zeigt die gleichen Merkmale wie der Mittlere, doch deutlicher ausgeprägt. Hierher gehören Bänke mit Großonkoiden, zahlreichen und mächtigen Algen-Stromatolithen, "Messerstich"-Bildungen, kräftigen Megalodontiden und wiederholt zwischengeschalteten Aufarbeitungshorizonten. Es wirken sich demnach die Milieuschwankungen wesentlich stärker aus als im noch ziemlich einförmigen Mittleren Hauptdolomit.

2.5.
Der Trend zu Bedingungen, die zur Bildung der rein subtidalen Kössener Schichten führten, wird bereits durch das PLATTENKALK-NIVEAU des Oberen Hauptdolomits angezeigt. Tonschiefer Einschaltungen und Biogenanteile nehmen zu, der Magnesiumgehalt und die Menge und Größe der Algen-Stromatolithe nehmen ab.

3.
Die in dieser Arbeit durchgeführten Grenzziehungen beruhen auf lithologischen, nicht auf stratigraphischen und fossilbelegten Merkmalen und Daten.

3.1
Mit der hangendsten Tonschiefer Einschaltung innerhalb des "Fss-Rhythmits" enden die Raibler Schichten. Über dem Unteren Hauptdolomit setzt mit dem ersten auffallenden "Biogenbereich" (Megalodontiden) der Mittlere Hauptdolomit ein. Der Bituminöse Hauptdolomit läßt sich durch das plötzliche Einsetzen und Ausbleiben eines stärkeren Bitumengehaltes scharf abgrenzen. Der Obere Hauptdolomit (mit Plattenkalk-Niveau) schließt mit der ersten mächtigeren (30 cm) Tonschiefer Einschaltung ab, die dann schon zu den Kössener Schichten überleitet.

Da die sedimentologischen Daten keinen Hiatus zwischen dem Oberen Hauptdolomit und dem sog. "Plattenkalk" anzeigen, und letzterer nur in einem relativ eng begrenzten Bereich Oberbayerns (z.B. Umgebung Walchsee) entwickelt ist, sollte man die hangendsten Teile des Oberen Hauptdolomits nicht als eigene Einheit ausscheiden, sondern lediglich von einem Plattenkalk-Niveau sprechen.

Zur Geologie der Grauwackenzone zwischen Aschau und dem Rettenstein (Kitzbühler Alpen)

von Nazar Al-Hasani
(Innsbruck, 1969)

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der Kitzbühler Alpen (Nördliche Grauwackenzone) und umfaßt annähernd das Gebiet der Oberen und Unteren Grundache zwischen Aschau im Norden und dem Großen Rettenstein im Süden. Es ist ein relativ sanftes Bergland, in das sich zahlreiche, zum Teil recht steile Gräben ein-

geschnitten haben, und aus dem als markantestes morphologisches Element der Große Rettenstein (2363 m) weithin sichtbar herausragt. Von besonderem Interesse sind die alten Landoberflächen und Flächenreste; letztere in insgesamt vier verschiedenen Niveaus.

Der Gesteinsbestand des Arbeitsgebietes läßt sich in drei Hauptgruppen aufgliedern: 1. Quarzphyllit (mit einzelnen Grüngesteins- und Karbonatgesteinseinschaltungen); 2. Grauwackengesteine (Wildschönauer Schiefer mit verschiedenen vulkanischen und geringmächtigen Karbonatgesteinseinschaltungen); 3. (mächtige) Karbonatgesteine (die in dieser Arbeit mit Hilfe conodonten-stratigraphischer Untersuchungen zum Teil neu eingestuft und gegliedert werden konnten).

Der Quarzphyllit ("Innsbrucker Quarzphyllit) ist die (tektonisch und sicher auch stratigraphisch) tiefste, eindeutig präordovizische Einheit des Untersuchungsgebietes. Sein Auftreten ist auf den Süden des Kartenareales beschränkt. Es handelt sich um meist hellgraue (stellenweise auch dunkelgraue, auch grünlich- bis bräunlichgraue phyllitische Schiefer, die gelegentlich sandig verunreinigt (quarzitisch) sind. In die Tonschiefer sind an mehreren Stellen Grüngesteins- und untergeordnet auch Karbonatgesteinskörper eingeschaltet. Letztere ließen sich aufgrund des Fehlens von (Leit-)fossilien (Conodonten) altersmäßig nicht einstuft. Die Grenze zu den stratigraphisch höheren Wildschönauer Schiefer ist tektonisch (eine Überschiebungsbahn). Beide Gesteine können im engeren Grenzbereich einander sehr ähnlich werden. Für die Abtrennung der beiden Gesteinsserien eignen sich die die Grenze begleitenden Grüngesteinskörper aufgrund ihrer mineralfaziellen Unterschiede besonders gut.

Rein lithologisch lassen sich die Wildschönauer Schiefer in einen mächtigen Liegendkomplex (Ordovizium) und einen geringmächtigen Hangendkomplex (Silur) untergliedern. Die tieferen Wildschönauer Schiefer (etwa 700-800 m) sind eine im allgemeinen recht monotone Serie von zum Teil sandigen, meist hellgrauen, auch grünlich- bis bräunlichgrauen oder dunkelgrauen Tonschiefern oder Serizit-Tonschiefern bis -Phylliten, in die einzelne, zum Teil über 20 m mächtige quarzitische Lagen eingeschaltet sind. Die höheren Wildschönauer Schiefer sind sehr geringmächtig (durchwegs unter 10 m). Sie sind auffallend ärmer an sandigen Einschaltungen; charakteristisch ist die oft mit einer starken Pigmentierung (? Kohlenstoff) Hand in Hand gehende Kieselsäurebildung (zum Teil richtiggehende Kieselschiefer).

In den Wildschönauer Schiefer steckt eine ganze Reihe von sauren und basischen Vulkanitkörpern. Die sauren sind meist sog. Porphyroidschiefer, Abkömmlinge quarzporphyrischer Laven, zum Teil auch Porphyroidtuffe bzw. -tuffite. Untergeordnet kommen auch massige Porphyroide vor. Die basischen Vulkanite bilden verschiedene Grüngesteinstypen, die von richtigen Albitdiabasen über Hornblende-Chloritschiefer zu reinen Chloritschiefern überleiten. Zu den Grüngesteinen des Quarzphyllits ergibt sich ein deutlicher Unterschied, da diese weitaus überwiegend in Prasinifazies vorliegen.

Neu für die Nördliche Grauwackenzone ist eine hochordovizische bis tiefsilurische Feinkonglomerat-, Arkosen- und Subgrauwacken-Serie, die teilweise die Porphyroide vertreten kann.

Das Hauptgewicht dieser Arbeit liegt auf den conodontenstratigraphischen Untersuchungen im Bereich der Spießnägel, wo eine (größtenteils) exakte Neugliederung der Karbonatgesteine gelang. Im Gelände zeichnet sich die Grenze zu den liegenden Wildschönauer Schiefern recht scharf ab, im Mikrobereich ist es ein allmählicher, aber sich rasch vollziehender Übergang. Conodonten sind auf das Gebiet der Spießnägel beschränkt.

Als nächsthöheres Schichtglied treten ca. 30 m mächtige dunkelgraue bis schwarze laminierte Dolomite (höheres Wenlock-tieferes Unter-Ludlow) mit Kieselschiefer einschaltungen auf. Innerhalb der silurischen Karbonatgesteinsserie konnten erstmals 17 m mächtige, hell- bis dunkelgraue Orthocerenkalke in das mittlere bis obere Ludlow eingestuft werden.

Über den Orthocerenkalken, wo diese fehlen über den laminierten Dolomiten, setzen hellere, dickbankige Dolomite ein, von deren Gefüge kaum noch etwas erhalten ist. Ihre Altersstellung ergibt sich nur indirekt (durch die Unterlagerung der laminierten Dolomite oder durch vereinzelt zwischengeschaltete Kalke, die eine Conodontenfauna obersilurischen bis unterdevonischen Alters ergeben haben). In diese Dolomite sind im Bereich der Spießnägel einzelne Magnesitkörner eingeschaltet, deren Alter in den Abschnitt Obersilur/Unterdevon fällt. Für genetische Fragen sind die Magnesit-Dolomitvorkommen nicht geeignet.

Hauptsächlich im Norden des Untersuchungsgebietes tritt eine ganze Reihe von kleineren Karbonatgesteinskörpern auf, die aber aufgrund fehlender (Leit-)fossilien altersmäßig nicht näher eingestuft werden konnten.

Quartäre Ablagerungen sind im Aufnahmegebiet sehr verbreitet: untergeordnet als interglaziale Schotter, in der Hauptsache als würmeiszeitliche Grundmoränen (unsortierte Lockersedimente, die zum Teil schon umgelagert sind). An einigen Stellen konnten Reste von Moränenwällen von Lokalgletschern festgestellt werden. Postglaziale Bildungen treten in Form von ausgedehnten Aufschotterungen (vor allem der Oberen und Unteren Grundache), Schuttfächern (Gehängeschutt) und Bergstürzen auf.

Die komplizierte Tektonik zeigt sich weiter in zahlreichen (jüngeren) Störungen und Verschuppungen, teilweise sogar Überschiebungen mit inverser Schichtfolge. Bevorzugte Störungsrichtungen sind etwa NW-SE, bei kleineren Verwerfungen die sog. "Rettenstein-Linie", eine große Überschiebungsbahn, wo Grauwackengesteine (i.e.S.) auf den Quarzphyllit aufgeschoben sind.

Innerhalb der Wildschönauer Schiefer des Kartierungsbereiches sind allenthalben die Spuren einer älteren Tektonik zu erkennen. Die früher sicher zusammenhängenden Schichtglieder wie Karbonatgesteine, Porphyroide und basische Eruptiva wurden in einzelne Schollen zerlegt, die in die Wildschönauer Schiefer eingefaltet oder eingeschuppt sind.

Geologie des oberen Nonsberges zwischen Fondo und S. Giustina
(Provinz Trient, Italien)

von Konstantin Tsepidis
(Innsbruck, 1969)

Das älteste Gestein im Arbeitsgebiet ist der Quarzporphyr. Nach F. WOLFF (1909) und R. v. KLEBELSBERG (1935) sind mehrere Lava-decken durch Tuffhorizonte voneinander getrennt. Pflanzenreste erlauben den Schluß, daß die Ergüsse terrestrisch waren.

M. MITTEMPERGER (1958) hält den gesamten Bozener Quarzporphyr für ignimbrisch.

Der tiefere Teil des Grödener Sandsteines mit groben körnigen Sandsteinen und Konglomeraten ist ein aufgearbeitetes Produkt des Quarzporphyrs und wurde unter festländischen Bedingungen abgelagert.

Die sandig tonigen, kalkigen und mergeligen Ablagerungen im höheren Teil dürften teilweise unter aquatischem Einfluß entstanden sein.

Mit den Bellerophonschichten fangen die marinen Bildungen an. Der untere Teil besteht aus roten, glimmerhaltigen Tonschiefern und sandigen arenitischen Dolomiten.

Die höheren Schichten sind rauwackenähnliche Dolomite und dunkelgraue Dolomite.

Die darüber folgenden Werfener Schichten (Skyth) bestehen aus plattigen Kalksandsteinen und sandigen Mergeln, aus roten Mergelschiefern, dem Gastropodoolithhorizont und Zellendolomit.

Der untere Muschelkalk beginnt mit Sandsteinen und buntgefärbten mergeligen Ablagerungen, die nach oben kalkig werden.

Aus feinarenitischen Dolomiten, aus etwas grobkörnigen grauen Dolomiten und dem zuckerkörnigen Schlerndolomit ist das Ladin zusammengesetzt. Die feinarenitischen Dolomite dürften altersmäßig dem oberen Anis angehören.

Die Raibler Schichten sind aus Gesteinen vulkanischen Ursprungs, Augitporphyrit und aus schiefrigem rotem, grünem Dolomitmergel und tonigen Dolomiten zusammengesetzt.

Das auffallendste am Hauptdolomit sind die rotgrünen Farbtönungen, und zwar nur dort, wo er von Tithon überlagert wird. Wahrscheinlich ist, daß der Hauptdolomit aufgearbeitet wurde und dadurch das bunte, kristalline Aussehen erhalten hat.

Nach R. LEPSIUS (1878) muß man annehmen, daß das Rhät der Nonsberger Mulde erodiert wurde.

A. FUGANTI & S. MOSNA (1966) nehmen an, daß das Rhät dolomitiert vorhanden ist.

Im Raum Rumo wurden graubraune kompakte, teilweise oolithische Liaskalke beobachtet.

Der Malm besteht aus roten knolligen Kalken des Ammonitico rosso und den hellweißen oder braunen Tithonkalken mit *Terebratula diphya* COLONNA.

Nach der Mikrofauna reicht das Alter des Biancone von Alb bis Turon. Es handelt sich hierbei um hellgraue bis dunkelgraue, hornsteinführende Kalke und Mergel.

Die sandigen Mergel der Scaglia rossa sind senonischen Alters. In der Romallo- und Carnalez-Serie ist die Grenze Kreide und Alttertiär (Dan bis Obereozän) durch die grauen plattigen Kalke markiert.

Das Alttertiär ist aus den sandigen plattigen Kalken in Abwechslung mit roten und grünen Mergeln, aus bunten Mergeln (Scaglia variegata), aus grauen Mergeln (Scaglia grigia), Tuffiten und den Nummuliten- und Lithothamnienkalken zusammengesetzt.

In Rumo und parallel der Judikarienlinie besteht das Alttertiär aus Sandsteinen, Konglomeraten und Marmoren.

Die mikropaläontologischen Untersuchungen haben zu folgenden Ergebnissen geführt:

1. Die bisher für Eozän gehaltenen Mergel von Malgolo gehören der höheren Oberkreide an.
2. Die Tuffite gehören dem Mitteleozän an.
3. Mergel mit *Tritaxia szaboi* HANTKEN sind wahrscheinlich älter als Oligozän.

In der Nonsberger Mulde breiten sich teilweise geschichtete Moränen (fluvioglazial) aus. Unter den Geschieben überwiegen die triadischen Gesteine.

Im Rumotal überwiegen in den Würmmoränen die Kristallinkomponenten.

Die Prävürm-Schotter vom Cleser See sind 30-80 m mächtig.

Die Judikarienlinie ist ein Teil der Periadriatischen Linie. Sie streicht NNE und fällt nach W ein. Der Kontakt Kristallin-Alttertiär nördlich von Baselga spricht für Aufschiebung.

Parallel der Judikarienlinie läuft die Völlaner Störung. Flach- und steilgestellte Schichten, Kniefaltungen und Mylonitzonen sind die wichtigsten Auswirkungen der Störung.

Geologie des Gebietes der Saile bei Innsbruck

von Mohamed Anas Fawaz

(Innsbruck, 1969)

I. Stratigraphie

- 1) Die altkristalline Unterlage:
Es sind Glimmerschiefer mit Granat und Serizit-Albit.

- 2) Permoskythische Basalserie ("Verrucano"):
In dieser Serie sind zwei Haupttypen zu unterscheiden. Helle, geröllführende Quarzite und dunkle Quarzkonglomerate. Die Quarzkonglomerate sind stellenweise vererzt.
- 3) Die Trias:
- a) Skyth: Buntsandstein
 - b) Anis: dunkle Kalke und Dolomite
 - c) Ladin: Partnachschiechten, pyritführende Mergelschiefer, dann Wettersteindolomit; er ist lichtgrau und zuckerkörnig
 - d) Karn: Raibler Schichten; sie bestehen hauptsächlich aus schwarzem, dünntafeligem Pyritschiefer, dunkelgrauem, rostigem Schiefer, metallisch anlaufendem Tonschiefer, feinkörnigem grauem Quarzsandstein und Oolithbänken
 - e) Hauptdolomit; ein dickbankiges, deutlich geschichtetes Gestein, beim Anschlagen bituminös riechend, als Normaltypus kann ein graues, zuckerkörniges Gestein gelten.

II. Tektonik

Im Gegensatz zu den Kalkkögeln, die eine flach muldenförmige Lagerung zeigen, ist die Saile kuppig und weist eine deutliche Wölbung auf. Die Pfriemeswand ist vom Gipfelaufbau der Saile durch eine NS-Störung getrennt. Auf der Westseite der Saile deuten die parallel gelegenen Dolinenreihen und die dunklere Färbung der Partnachschiechten auch auf eine NS streichende Störung.

Auf der Nordwestseite des Halsl werden triadische Gesteine von mylonitischem Altkristallin tektonisch überlagert. Von einem "Halsl-Bruch" im alten Sinne ist nichts zu beobachten. Vielmehr handelt es sich um eine Blattverschiebung, wobei der Westteil (Schneiderwand-Kalkkögel) gegenüber dem Ostteil (Saile) gegen NW vorbewegt worden ist.

Geologie der Umgebung des Spielberghornes
(Nördliche Grauwackenzone, Tirol - Salzburg)

von Anastasios Mavridis

(Innsbruck, 1969)

Die im Untersuchungsgebiet auftretenden Grauwacken wurden in eine liegende Wilschönauer Schiefer- und eine hangende Karbonatgesteinsserie gegliedert. Die Serie der Wildschönauer Schiefer besteht hauptsächlich aus anchimetamorphen Sediment-, und zurücktretend aus Eruptivgesteinen. Den Hauptanteil der Sedimentgesteine der Liegendserie bilden hell- bis dunkelgraue Tonschiefer, in denen geringmächtige Lagen von Subgrauwacken⁺, Kalk- und

⁺"Subgrauwacke" nach der Klassifikation von G.H. HUCKENHOLZ (1963)

Kieselschiefer in Wechsellagerung auftreten. Eng verbunden mit den Wildschönauer Schieferen treten auch basische Vulkanite auf (saure kommen nicht vor). Sie sind in vier Typen (körnige, feinkörnige, schiefrige Diabase und Diabastuffite) gegliedert worden. Ein den schiefrigen Diabasen ähnlicher Typus ist der Diabasmandelstein. Er läßt sich durch die Kälzitmandeln unterscheiden. Es konnte herausgefunden werden, daß die "Mandeln" zum Großteil Pseudomorphosen nach Augit darstellen (und nicht reine Porenausfüllungen, wie es z.T. angenommen wurde). Für eine stratigraphische Zweigliederung der Serie der Wildschönauer Schiefer ist kein Anhaltspunkt vorhanden. Sie ließen sich mit einiger Sicherheit in das Ordovizium einstufen, und zwar aufgrund der Diabasgesteinseinschaltungen, die höchstens bis zum Unteren Silur hinaufreichen (MOSTLER 1968). Das Fehlen des silurischen Komplexes ist auf die Tektonik zurückzuführen.

Die Karbonatgesteine konnten zum ersten Mal in zwei Fazies (nördliche und südliche Fazies) gegliedert werden.

Für die "nördliche Fazies" wurde der Einfachheit halber der Begriff "Spielberg-Dolomit" eingeführt. Diese beiden Fazies sind sowohl bezüglich ihrer stratigraphischen Stellung, als auch ihrer lithologischen Beschaffenheit verschieden und werden von einer etwa E-W ziehenden Störung getrennt.

Der "Spielberg-Dolomit" besteht aus hell- bis dunkelgrauen und roten Dolomiten, die reich an Makrofossilien (Crinoiden, Korallen) sind. Er ergab keine Conodonten, seine stratigraphische Reichweite konnte mit Hilfe von Korallen auf den Abschnitt Ems bis Eifel eingeengt werden.

Die "südliche Fazies" liegt im ganzen Arbeitsgebiet invers und läßt sich größtenteils mit Hilfe von Conodonten stratigraphisch genauer untergliedern. Das Liegende (U. Ludlow-O. Ludlow) dieser Fazies wird von schwarzen Dolomiten gebildet, die erstmals von H. MOSTLER 1968 in der Übersichtskarte ausgeschieden wurden. Es folgen dévonische hellgraue Dolomite (Gedinne-U. Siegen), die gegen den schwarzen Typ scharf abgegrenzt sind. Es sind im Osten Netzkalke und Kieselschiefer, die gegen Westen auskeilen. Darüber folgen rote Flaserdolomite und hell- bis dunkelgraue grob-spätige Dolomite (M. Siegen-U. Oberdevon), die in die oberdevonischen Schichten überleiten. Diese Schichten (to II α - to II β) bestehen aus Tonschiefern mit Kieselschiefer-, Crinoidenkalk- und Dolomiteinschaltungen.

Der Kontakt der an der Nordseite des Kartierungsgebietes vorkommenden Basalbreccie zu den paläozoischen Dolomiten ist zum Großteil tektonisch. Die Komponenten dieses Gesteins sind fast ausschließlich Dolomitgerölle. Diese Gerölle sind vom "Spielberg-Dolomit", der im Kontakt zur Breccie steht, nicht zu unterscheiden. Sie können somit als Aufarbeitungsprodukte dieses Dolomites gedeutet werden.

Bezüglich der Tektonik ergaben sich konstant auftretende Gefügeelemente, die charakteristisch für die gesamte Grauwackenzone sind. Die Gesteine streichen im allgemeinen E-W, während das Einfallen recht verschieden ist. Nördlich des Hauptkammes

herrscht ein N- und südlich S-Fallen. Bei den Gesteinen der Wildschönauer Schiefer wurde neben einer Feinfältelung auch ein Großfaltenbau beobachtet. Durch die die Faltung verursachenden Bewegungen wurden wahrscheinlich die Karbonatgesteine der "südlichen" Fazies in die überkippte Lagerung gekippt. Zwischen Dalsentörl und Bärnkogel ist auch ein intensiver Schuppenbau gegeben. Drei E-W streichende große Störungen durchziehen das ganze Gebiet. Sie treten an der Grenze Wildschönauer Schiefer-"südliche" Fazies, "Spielbergdolomit"- "südliche Fazies" und "Spielberg-Dolomit"-Basalbreccie auf. Vom Spielberghaus über den Dalsentörl bis zum Schwarzleobach zieht eine weitere, etwa E-W streichende Störung, die im Vergleich zu den anderen drei kürzer ist. Von der Postmeisteralm bis in das Wildental und von der Scheltaualm bis in das obere Spielbachtal ziehen zwei Störungslinien, die als Blattverschiebungen interpretiert werden können. Da in beiden Fällen die großen E-W-Störungen versetzt wurden, müssen diese Blattverschiebungen jünger sein als die Aufschiebung.

Das Kitzbüheler Horn und seine Umgebung

von Emmanuilidis Georgios

(Innsbruck, 1969)

Die Gesteinsfolge am Kitzbüheler Horn und dessen Umgebung läßt sich in drei Serien aufgliedern:

- a) Kitzbüheler Horn-Basisserie
- b) Kitzbüheler Horn-Zwischenserie
- c) Kitzbüheler Horn-Hangendserie

a) Kitzbüheler Basiserie

Diese Serie umfaßt die Wildschönauer Schiefer i.e.S. mit ihren sandigen Einschaltungen sowie die sehr geringmächtigen Lagen von Karbonatgesteinen und besonders die sauren und basischen Ergußgesteine und deren Tuffe.

Die Wildschönauer Schiefer wurden in eine tiefere und eine höhere Serie untergliedert. Die Kriterien für diese Untergliederung sind nach H. MOSTLER (1967) z.T. biostratigraphische, z.T. lithologische Merkmale. In dieser Arbeit erfolgte die Untergliederung nur nach lithologischen Merkmalen. Die weit mächtigere tiefere Folge hat ihre Verbreitung im Norden, die höhere Folge in der Mitte und im Süden des Arbeitsgebietes.

Zusammensetzung der Wildschönauer Schiefer:

Matrix: vorwiegend Serizit

Komponenten: Quarz. Plagioklas und Glimmer

Die sauren Ergußgesteine sind durch die Porphyroide bzw. Porphyroidschiefer vertreten. Durch starke Verschieferung haben sie ihre porphyrische Struktur häufig verloren. Die Grundmasse besteht zum Großteil aus einem feinen Gewebe von Serizit und Quarz. Als Einsprenglinge kommen durchwegs Quarz und K-Na-Feldspat vor.

Die basischen Eruptivgesteine (Grüngesteine) sind im Norden des Arbeitsgebietes verbreitet und mit den Wildschönauer Schieferen (tieferer Folge) genetisch verknüpft. Sie sind als submarine Ergüsse zu deuten.

Diese Diabasgesteine werden aufgrund ihrer Gefüge weiter untergliedert. Z.B. Diabase mit körnigem Gefüge und solche mit ophitischen Gefüge.

Im allgemeinen bestehen diese Gesteine aus Plagioklas, Augit (möglicherweise Hornblende), Titanomagnetit bzw. Ilmenit und Apatit. Sehr häufig ist Chlorit, der sekundär entstanden ist.

Das Alter der Gesteine der Kitzbüheler Basisserie:

Die tiefere Folge der Wildschönauer Schiefer und die basischen Eruptiva sind in das Ordovizium zu stellen (tieferer Teile der Wildschönauer Schiefer auch ins obere Kambrium). Die sauren Eruptiva hingegen sind ins tiefere Silur (Gotlandium) zu stellen.

Die höhere Folge ist mittelsilurisch (mittelgotlandisch), denn die hangende Serie Kieselschiefer/schwarze Karbonate markiert bereits die Grenze Mittel-/Obersilur (Mittel-/Obergotlandium).

b) Kitzbüheler Zwischenserie

Dazu zählen:

- 1) Schwarze Graphit-Tonschiefer
- 2) Kieselschiefer
- 3) Schwarzer Dolomit

Der Übergang von der höheren Folge der Wildschönauer Schiefer zum schwarzen Dolomit erfolgt allmählich.

Das wichtigste Glied der gesamten Serie sind die schwarzen Dolomite, die durch ihre reiche Conodontenfauna eine zeitliche Einordnung gestatten. Sie sind in das tiefere Obersilur (Obergotlandium) zu stellen.

Die Gesteine der Zwischenserie nehmen den mittleren Teil des Arbeitsgebietes ein.

c) Kitzbüheler Hangendserie

Sie setzt sich fast durchwegs aus Karbonatgesteinen zusammen. Zwei Fazies konnten abgetrennt werden:

- 1) Kitzbüheler Horn-Fazies
- 2) Wilder Hag - Pfeifer Kogel-Fazies

Die Karbonatgesteine der Kitzbüheler Horn-Fazies bauen den nördlichen Teil der Karbonatgesteine im Arbeitsgebiet auf, während die Wilder Hag - Pfeifer Kogel-Fazies mehr im Süden verbreitet

ist. Aufgrund der Kitzbüheler Horn-Fazies mit ihrer bezeichnenden Conodontenfauna werden die grauen Dolomite ins höhere Ober-silur (oberes Gotlandium) gestellt. Die Rotschiefer bzw. Flaser-dolomite reichen bis ins untere Devon. Die wenigen Conodonten waren leider Durchläuferformen, sodaß keine schärfere Einstufung vorgenommen werden kann. Auch die vorhandenen Orthocerenreste kann man nicht zur Altersdatierung heranziehen.

Die Karbonatgesteine der Wilder Hag - Pfeifer Kogel-Fazies sind sehr eintönig. Stellenweise führen sie Korallen und reichlich Crinoidenstielglieder. Auch die Barytvorkommen sind ausschließ-lich an diese Fazies gebunden. Es fällt auf, daß Conodonten gänzlich fehlen. Die zeitliche Einstufung erfolgte aufgrund der Korallen ins Mitteldevon.

Tektonik

Die Schichten streichen generell E-W und fallen nach S ein. Überschiebungen, Faltungen und inverse Lagerung bestimmen das tektonische Bild.

Eine markante Überschiebung verläuft in E-W-Richtung und teilt das Gebiet in nahezu zwei gleiche Hälften. Außerdem trennt sie die oben erwähnten zwei Karbonatgesteinsfazies. An ihr ist der Porphyroid mit den darüber liegenden Karbonatgesteinen auf die Wildschönauer Schiefer überschoben.

Eine zweite Überschiebung kleineren Ausmaßes und doch von großer Bedeutung für den tektonischen Bau, vor allem des Kitzbüheler Hornes selbst, wird dadurch augenfällig, daß sich die gesamte Kitzbüheler Zwischenserie mit den darüber liegenden roten Ortho-cerendolomiten auf die Gesteine der Hangendserie aufschiebt.

Inverse Lagerung wurde in zwei Fällen festgestellt:

- a) im Raintalgraben und
- b) im Walsengraben Richtung Mittelstation (W.H. Adler-Hütte).

In beiden Fällen sind hauptsächlich die Gesteine der Kitzbüheler Zwischenserie beteiligt.

Infolge der sehr großen Bedeutung dieses Schichtkomplexes wurde er auch als "Leithorizont" bezeichnet.

Mikrofazielle Untersuchungen im Hauptdolomit und im Plattenkalk-Niveau der Klostertaler Alpen (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg)

von Kurt Czurda
(Innsbruck, 1969)

Gesteinstypisierung und petrographische Beschreibung

Grundlage zu allen weiteren Aussagen ist die Klassierung der Vielfalt von Karbonatgesteinstypen, welche den Hauptdolomit (HD) und das Plattenkalk-Niveau (PKN) - grob gesprochen das Nor - aufbauen. Der Dünnschliff war hierfür das wichtigste Arbeitspräparat. Folgende Mikrofaziestypen wurden ausgeschrieben (Nomenklatur nach MONTY, 1963, in modifizierter Form):

1. Grundmassebestimmte Karbonate:

Doloaphanite, -siltite, Calciaphanite, -siltite als primär abgelagerter und lithifizierter Schlamm und die umkristallisierte Varietät des Calci- bz. Dolosparites setzen diese Gruppe zusammen, deren Komponentenanteil jedenfalls unter 30% liegt. (Meist bei 10%).

2. Komponentenbestimmte Karbonate:

Biogene, Pellets (Kotpillen), Ooide, Onkoide und Klaste sind allein oder in Kombination zu mindestens 30% am Aufbau dieser Gesteinstype beteiligt. Die große Vielfalt dieser Typengruppe beruht nicht nur auf der Verschiedenheit der Komponenten, sondern auch auf deren Größe und der Art der Grundmasse. Z.B. Biorudosiltit, Bioarenosiltit, Pelletarenosiltit, Onkorudosiltit, Klast-rudoaphanit etc.

3. Gefügebestimmte Karbonate:

Mechanisch- und organogen-gefügebetonte Ablagerungen sowie die Bildung von Hohlräumen bestimmen den Charakter dieser mikrofaziellen Typengruppe. mm-Rhythmite, Algen-Stromatolithen und Hohlraumgefüge wie LF-A, LF-B, PLF, seien als die wichtigsten angeführt.

Lithostratigraphische Gliederung

Die mikrofazielle Untersuchung des Nors der Klostertaler Alpen ergab die Möglichkeit, nicht nur der Abtrennung eines hangenden Kalkkomplexes, des Plattenkalk-Niveaus, sondern auch die Unterteilung des Hauptdolomites in drei Abschnitte. Die Dreiteilung des Hauptdolomites beruht auf dem abschnittweisen Überwiegen verschiedener Typenkompositionen:

unterer HD: Dolosparit, -arenit, Doloaphanit, PLF-Gefüge
mittlerer HD: Dolosiltit, -aphanit, LF-A-Gefüge, Klastbänke
und Resedimentlagen

oberer HD: mm-Rhythmite, LF-B- und LF-A-Gefüge, Pelletarenosiltite, Onkorudosiltite (Sphaerocodienkalk)

Das gesamte Milieu zeichnen Bedingungen aus, welche die Dolomitierung begünstigten und Biotopen primär keine Entfaltungsmög-

lichkeit boten. Hervorzuheben gegenüber der HD-Entwicklung weiter östlich ist noch das vollkommene Fehlen von Megalodonten und überhaupt die noch größere Biogenarmut.

Plattenkalk-Niveau: dieserhangend des Hauptdolomites ausgebildete Komplex unterscheidet sich deutlich vom Hauptdolomit durch folgende Merkmale: vorwiegend kalkige Ausbildung der Bänke, vorwiegend Bildung unter der Gezeitenwirkung, die Biogene treten arten- und individuenreich auf, stets Megalodonten.

Horizontalprofile am Rüfikopf

Am Rüfikopf bei Lech wurde nicht nur ein vertikales Feinprofil aufgenommen, sondern auch verschiedene Schichten und Schichtkomplexe horizontal verfolgt und profiliert., Dabei ergab sich, daß im Mittelteil der ca. 800 m weit verfolgten Bankstrecken eine Erosionsrinne ausgebildet ist, die sich durch verringerte Bankmächtigkeit, Anhäufung von Klasten, Pellets und Filamenten sowie durch das Zurücktreten der Megalodonten und des Biogenanteiles überhaupt, nachweisen läßt.

Rhythmische Sedimentation

Rhythmische Bankabfolgen sind für den Übergangsbereich vom Hauptdolomit zum Plattenkalk-Niveau typisch.

Als Ursache für die gesetzmäßige Aufeinanderfolge von Mikrofaziestypen wird Bodenoszillation angenommen. Je nach Geschwindigkeit des Absink- oder Auftauchvorganges haben sich zwischen die biogenreichen oder feinstkörnigen Typen des tieferen Wassers und den Flachstwasserbildungen (Dolomite, mm-Rhythmite, Hohlraumgefüge) Aufarbeitungshorizonte eingeschaltet.

Die Zyklen sind drei- oder viergliedrig. Zweiphasige Alternation tritt nur untergeordnet auf.

Die Biogene des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus

Der Biogengehalt des Nors ist vom Hauptdolomit zum Plattenkalk-Niveau charakteristischen Änderungen unterworfen, was Art und Qualität anlangt. Besonders instruktiv - weil individuenreicher - sind die Mikrofossilien.

Die Makrofauna tritt durch Megalodonten und Korallen charakteristisch in Erscheinung. Das vollkommene Fehlen der Megalodonten im Hauptdolomit und das zeitlich beschränkte Auftreten nur im oberen Plattenkalk-Niveau bietet sich zur Stratifizierung an. Ebenso markant wie selten ist das auf eine einzige Bank beschränkte Auftreten von Korallenkolonien am Rüfikopf.

Die aufgezählte Fauna und die häufig, aber in einförmiger Vergesellschaftung auftretenden Algenfragmente, entfalten erst im Plattenkalk-Niveau größere Verbreitungs- und Lebensäußerungen.

Es ist festzuhalten, daß der Hauptdolomit prinzipiell keine neuen Formen gegenüber denen des Plattenkalk-Niveaus aufweist, daß sich vielmehr - bestenfalls in Ansätzen vorhandene - Biozöosen sowohl quantitativ wie qualitativ erweitern oder neu ent-

wickeln. Die zunehmende wassertiefe, die Normalisierung des Salzgehaltes und eventuell auch die bessere Durchlüftung sind dafür verantwortlich zu machen.

Am besten untersucht und z.T. statistisch ausgewertet wurden die Foraminiferen. Die Foraminiferen-Vergesellschaftung im Plattenkalk-Niveau ist am zutreffendsten als Ammodisciden-Textulariiden-Archaedisciden-Komplex zu bezeichnen. Da diese Faunengemeinschaft ständige Wasserbedeckung erfordert, unterstreicht sie die lithofazielle Aussage über das vorwiegend subtidale Bildungsmilieu des Plattenkalk-Niveaus. Das Auftreten von *Glomospira*, *Glomospirella* und *Frondicularia* in inter- und sogar supratidalen Lithotypen des Hauptdolomites dürfte auf postmortale Verdriftung zurückzuführen sein. Der Hauptdolomit ist Faziesrepräsentant für äußerst schlechte Lebensbedingungen. Im Plattenkalk-Niveau verbessern sich diese zusehends, was vor allem in der Faunenverteilung seinen Niederschlag findet.

Zur Paläogeographie

Von grundlegender Bedeutung als Basis für regionale paläogeographische Aussagen ist die von ZANKL (1967) getroffene Feststellung, daß der Ablagerungsraum der Obertrias keine alpine Geosynklinale, sondern ein alpiner Schelf war. Dieser Schelf senkte sich ab dem Obenor stufenweise ab.

Die Ausbildung von Becken und Schwellen im Rhät (Kössener bzw. Riffkalkfazies) wird im Plattenkalk-Niveau des Arbeitsgebietes bereits vorweggenommen.

Offenbar sind die Klostertaler Alpen der Bereich einer Einmuldung im oberen Nor, die sich wieder in kleinere, untergeordnete Schwellen gliedert.

Die "Schwelle" im Bereich des Rüfikopfes ist das Ergebnis der ansonsten allein schwellen- und muldenbildenden Bodenbewegungen in der Obertrias im Zusammenhang mit der altkimmerischen Orogenphase und dem relikthischen Vorhandensein einer "präkarnischen Insel".

Über die Grundwasserverhältnisse im Vorarlberger Bodenseerheintal, unter besonderer Berücksichtigung der Flußwasserinfiltration

von Peter Starck
(Innsbruck, 1970)

Im Untersuchungsgebiet treffen wir auf einen bis 400 m mächtigen Verlandungskörper eines spät- und postglazialen Rheintal-sees, der aus groben Ablagerungen der Flüsse und feinen Seeablagerungen aufgebaut ist.

Die Schwemmfächer der Flüsse reichen nur mit ihren Schwemmfächerkernen nahe dem damaligen Seeufer bis auf den ehemaligen

Seegrund hinab. Die Basis steigt mit der Entfernung vom Rheintalrand an. Die Schwemmfächer verzahnen sich an ihrer Stirn horizontal und vertikal mehr oder weniger stark mit den feinen Seesedimenten.

Nur die Grobablagerungen der Flüsse und Bäche führen Grundwasser in ausbeutbaren Mengen, da die feinen Seeablagerungen nahezu völlig wasserundurchlässig sind. Dort, wo sich die Schwemmfächer mit den Seeablagerungen verzahnen, treffen wir mehrere, völlig voneinander abgedichtete Grundwasserstockwerke, in denen das Grundwasser oft unter hohem artesischem Druck steht.

Mit Hilfe des Grundwasserchemismus lassen sich in den einheitlich aufgebauten Schwemmfächerteilen meist sehr genaue Aussagen über Herkunft und damit auch Ergiebigkeit des Grundwassers geben. Besonders geeignet hiezu sind folgende, sogenannte Tracerionen: der Sulfatgehalt in den Grundwasserfeldern entlang von Rhein und Ill, der Eisengehalt in der Nähe von Torfgebieten, Vererzungszonen des Rheintalrandes und in Schichten mit hohem Lehmanteil, vor allem aber auch die Karbonathärte im unmittelbaren Einflußbereich der Oberflächengewässer. Weiterhin die Verschmutzungsindikatoren wie Chlorid-, Ammoniak-, Nitrit-, Nitrat-, Phosphat- und Urochromgehalt des Grundwassers in Konzentrationen, die durch natürliche Gegebenheiten nicht bedingt sein können. Meist tritt bei Grundwasserunreinigungen auch eine hohe Permanganatzahl auf.

Als weiterer Indikator kann entlang von Ill und Rhein der Strontiumgehalt des Grundwassers verwendet werden, der aufgrund der Untersuchungen von G. MÜLLER (Vortrag am Geol.-Paläontolog. Institut der Universität Innsbruck) und seinen Mitarbeitern im Wasser von Ill und Rhein überdurchschnittlich hoch ist. Wasseranalysen bezüglich Strontium- und Urochromgehalt konnten vom Verfasser nicht durchgeführt werden und standen zur Auswertung auch nicht zur Verfügung.

Durch den hohen Mineralisationsgrad des Grundwassers, durch lokale Verschmutzungszentren und durch die zunehmende Überbauung der Grundwasserfelder werden die noch nutzbaren Grundwassergebiete stark eingeengt, sodaß man im Vorarlberger Bodenseerheintal nur noch folgende Grundwasserreserven ohne kostspielige Aufbereitungsanlagen ausbeuten kann:

- 1) Schwemmfächerkerne (nur nach langem Abpumpen)
- 2) Grundwasserbegleitströme der Flüsse und Bäche, die aufgrund der besseren Wegsamkeit des Untergrundes verhältnismäßig schnell fließendes, wenig mineralisiertes Grundwasser führen (Bregenzer Ache, Dornbirner Ache, Ill und die Grundwasserfelder Koblach und Mäder).
- 3) Felsuntergrund des Rheintales.

Geologische Kartierung zwischen Achenal, Ampelsbach und Grund
Ache (bei Achenal und Steinberg am Rofan, Sonwendgebirge,
Nordtirol) unter besonderer Berücksichtigung der Trias
des Unutz-Guffert-Gewölbes

von Günther Bunza
(Innsbruck, 1971)

Aufgabe des Verfassers bei der vorliegenden Arbeit war, eine genaue geologische Kartierung des Unutz-Uffert-Gebietes und der nördlich anschließenden Neokommulde im Maßstab 1:25 000 durchzuführen.

Eine zweite Aufgabe war die profilmäßige sedimentologische und mikropaläontologische Untersuchung der Raibler Schichten. Die Klärung der tektonischen Verhältnisse stellte den dritten Aufgabenbereich dar.

Älteste Gesteine und Hauptfelsbildner im Untersuchungsgebiet sind Wettersteinkalk und Wettersteindolomit der ladinischen Stufe. Sie bauen die Gipfel der Unutze und den Guffert auf. Aufgrund der aufgesammelten Proben konnte am Guffert eine Riff-Fazies, eine riffnahe Riffschutt-Fazies und eine Lagunen-Fazies abgegrenzt werden (siehe Tafel I). Die ausgedehnte Wettersteinkalkplatte der Unutze und die Gipfelregion des Guffert werden von Lagunensedimenten aufgebaut. Wertvolle Hinweise bei dieser Faziesdifferenzierung lieferten Algenfunde (Dasycladaceen, Codiaceen) und Sphinctozoenfunde.

Am Unutz-NE-Fuß sowie am Enterkopf fanden sich riffnahe Sedimente des Achterriffes mit *Teutloporella herculea* STOPPANI (siehe Taf. I). Durch die Verteilung der verschiedenen Faziestypen konnten im Wettersteinkalk und Wettersteindolomit ein "randlicher Riffgürtel" und eine zentrale Lagune und die Mudfläche des Hochwattes abgegrenzt werden.

Anzeichen einer Diskordanz oder einer "präkarnischen Regression" an der Grenze zu den karnischen Sedimenten sind nicht vorhanden. In den Raibler Schichten des Untersuchungsgebietes wurden anhand dreier feinstratigraphischer Profile (an der Straße zur Köglalm) die Kalkdolomitfolge und die Mergel- und Schieferthonfolge bzw. auch die Zwischenlagen in den Kalken untersucht. Durch sedimentologische und mikropaläontologische Untersuchungen am Handstück und im Dünnschliff konnten fünf Typen der Raibler Kalke und Dolomite unterschieden werden, die zusammen mit den Mergel- und Sandsteinhorizonten eine normale Abfolge der karnischen Sedimente im Sinne JERZs und ANGERMEIERS ergeben.

Die Profile sind allerdings tektonisch reduziert.

Eine petrographische Gliederung der norischen Sedimente (Hauptdolomit und Plattenkalk) im Sinne F. PURTSCHELLERS (1962) erfolgte nicht. Nur die Rotfazies (PURTSCHELLER, 1962) der Rothen Wand konnte mit Sicherheit abgegrenzt werden.

Es folgt eine rein petrographische Beschreibung der jüngeren Schichtglieder (Rhät bis Neokom) des Untersuchungsgebietes. Erwähnenswert wären hier stichprobenartige Untersuchungen (Dünn-

schliffe) in mikropaläontologischer Hinsicht rhätischer und liassischer Gesteine.

Im Bearbeitungsgebiet hat das Quartär dreierlei Spuren hinterlassen: einmal die interglazialen Ablagerungen der Rib-Würm-Zwischeneiszeit. Es sind dies Terrassensedimente, die am besten im Steinberger Becken und im Grund-Achen-Tal aufgeschlossen sind. Zum anderen hinterließ der Achengletscher, ein Seitenarm des Innentalgletschers, Grundmoränen und Findlinge. Dritte Spur der Quartärzeit sind Moränen lokaler Gletscher.

Unutz und Guffert bilden den westlichen Teil des Unutz-Pendling-Gewölbes, das bis zum Innthal bei Kufstein reicht. Auffallend ist, daß der Gewölbescheitel (Unutz-Guffert) im Nordteil der Wettersteinkalkmasse zu finden ist. Die Herauspressung der ladinischen Sedimente erfolgte sowohl nach N (Guffert), als auch nach W (Unutz). Im N der Unutze erfolgte eine Verbiegung des Gewölbes zur Liegendfalte des Hinter-Unutz. Das Unutzgewölbe taucht mit Überkipfung im Hangenden gegen W unter. Bei der Heraushebung des Gewölbes machte der Hauptdolomit eine eigene, abweichende Tektonik mit (Überföhrung der Neokom-Schichten durch ihn an der Unutz W- und N-Seite). Die Raibler Schichten gaben bei der Abgleitung des Hauptdolomites vom Wettersteinkalk das trennende Element ab. Jene sind dadurch über größere Strecken ausgequetscht worden.

Ähnliche Verhältnisse finden wir auf der Guffert-N-Seite, nur kam es hier durch die Abscherung des Hauptdolomites zu einer sekundären Sattelbildung (Abendstein) desselben. Dieser Sattel wird durch eine Störung im Weißenbachgraben vom Nordflügel des Gewölbes getrennt.

Nach Norden, anschließend an den oben erwähnten Sattel, folgen die jungen Gesteine der Neokommulde, die, beeinflußt durch die Sattelbildung der Rothen Wand, ebenfalls senkrecht, z.T. nach Süden überkippt einfallen. Norischer Plattenkalk bildet den Nordflügel der Neokommulde.

Mikrostratigraphische Untersuchungen im Neokom der Thierseer Mulde

von Josef Saman

(Innsbruck, 1972)

Thema der vorliegenden Arbeit war der Versuch einer biostratigraphischen Gliederung des Neokom der Thierseer Mulde (Nördliche Kalkalpen/Tirol) auf mikropaläontologischer Grundlage.

1.

Die Grenze Aptychenschichten zu den Neokommern bildet einen lückenlosen allmählichen Übergang, was die Grenzziehung bei einer Spezialkartierung erschwert.

2.
Die Eintönigkeit der Sedimentabfolgen im Neokom des Südschenkels des Ampelsbach-Profiles wird durch eine ca. 30 m mächtige crinoidenreiche Kalkbank unterbrochen, die in den beiden anderen Profilen nicht vorkommt.

Am Ampelsbach ergaben die mikropaläontologisch untersuchten Proben ein Alter vom oberen Valendis über Hauterive bis Mittelbarrême. Im Nordflügel konnte eine Reduktion von etwa 50 m festgestellt werden, während der Südflügel vollständig erhalten ist.

3.
Im Profil der Erzherzog-Johann-Klaus unterlag der Muldenkern nicht einer so starken tektonischen Beanspruchung wie im Fürschlachtbach-Profil, er ist nur nach Norden überkippt. Die jüngsten Teile des Neokoms sind hier im Muldenkern nicht mehr vorhanden. Dagegen stehen sie im nördlichen Teil in einer sekundären Einmuldung noch an. Sie dürften daher im Muldenkern ausgequetscht worden sein. Die Proben wurden in der Teilmulde vom oberen Valendis bis einschließlich dem Apt eingestuft.

4.
Am Fürschlachtbach sind die jüngsten Neokomablagerungen nicht in der Mitte der Mulde zu finden, sondern am S-Rand der Mulde. Daher muß hier im Neokomkern der S-Flügel tektonisch reduziert sein. Die stratigraphische Stufenleiter reicht vom Valendis über Hauterive, Barrême bis in das Apt hinauf, das jedoch nur an wenigen Stellen festgestellt wurde.

Das von O. AMPFERER als fraglich beschriebene Cenoman (von W. ZEIL ins ntere Alb eingestuft) dürfte eher jüngstes Barrême sein.

Es gibt in diesem Teil der Mulde eine kontinuierliche Schichtfolge ohne merkliche Diskordanzen vom Valendis-Barrême bis zum (nur vereinzelt vorkommenden) Apt und Alb.

Der Südschenkel ist nach Norden überkippt, was den asymmetrischen Bau der Mulde zur Folge hat. Die nördlichste Teilmulde dieses Profils betrachte ich als mögliche Fortsetzung der Mulde an der Südseite der Offensteinwand.

5.
Innerhalb des Neokoms der ganzen Thierseer Mulde ist die rein lithologische Korrelierung zwischen den einzelnen Profilen wegen der Eintönigkeit der Schichten sehr schwierig. Am ehesten läßt sich eine Obergrenze von Kalkeinschaltungen festlegen.

Am mächtigsten ist das obere Valendis bis untere Hauterive entwickelt, weniger mächtig ist das mittlere Hauterive. Das untere Barrême tritt am Ampelsbach in größerer Mächtigkeit als an der Erzherzog-Johann-Klaus und am Fürschlachtbach auf. Dagegen ist das Mittel- und Ober-Barrême geringmächtiger.

Das Apt tritt mikropaläontologisch klar in den Gebieten der Erzherzog-Johann-Klaus und am Fürschlachtbach auf, während es im Gebiet des Ampelsbaches zur Gänze fehlt. Die Sedimentation gegen Hangend hin hat an Mächtigkeit abgenommen. Jüngere Gesteine als Alb fehlen. Im allgemeinen ist die Mächtigkeit im Nordschenkel der Mulde größer als im Südschenkel.

6.
An Foraminiferen kommen vor allem Sandschaler der Gattungen

Textularia, *Bigenerina* und *Gaudryina* vor. An Kalkschalern sind hauptsächlich die Gattungen *Frondicularia*, *Lenticulina*, *Planularia*, *Vaginulina*, *Ramulina* und andere vorhanden; die Gattung *Epistomina* ist auch hier sehr gut vertreten, vor allem *Epistomina caracolla*, *Epistomina tenuicostata* und andere. Die von den anderen Autoren aus der Unterkreide häufig zitierten Gattungen *Spiroplectinata*, *Conorotalites*, konnten in den untersuchten Profilen nicht nachgewiesen werden. Die Gründe ihres offenbaren Fehlens sind nicht bekannt.

Geologische Untersuchungen am S-Rand des Tennengebirges und
in der Werfener Schuppenzone (Salzburg, Österreich)

von Polys Michaelides
(Innsbruck, 1972)

Der Bereich der westlichen Werfen-St. Martiner Schuppenzone zwischen dem Fritzbach im S und dem S-Abfall des Tennengebirges im N wurde in einer geologischen Spezialkarte im Maßstab 1:10 000 erfaßt und der stratigraphisch-tektonische Bau neu bearbeitet. Es sind vor allem folgende Ergebnisse zu erwähnen:

1.

Durch die "Fritzthal-Störung", die ein Bündel von Bewegungsflächen mit Überschiebungscharakter ist, wird die eigentliche Werfener Schuppenzone im N von der paläozoischen Grauwackenzone im S getrennt. Zwischen diesen beiden Einheiten schaltet sich eine Zwischenzone ein, die nach dem Anteil der Gesteine in zwei Teilbereiche untergliedert werden kann:

- a) Bereich der "grünen Werfener Schichten vom Mitterberg",
zusammen mit Triasdolomiten (und z.T. Rauhacken).
- b) Bereich mit Grauwackenschiefer, Quarziten und Triasdolomit.

2.

Die Gutensteiner Kalk-Dolomit-Vorkommen von Pfarrwerfen-Arnoldsegg-Ainleithen und die Gutensteiner + Reingrabener Schichten von Zaismann-Eugenklamm-Schwandbach sind "fensterartig" von unten vorschauende Schollen, die ostwärts unter Werfener Schichten untertauchen.

3.

Die Grenze zwischen der Werfener Schuppenzone und dem Tennengebirge ist eine scharf ausgeprägte Überschiebungsfläche, die konstruktiv WNW-ESE streicht und mit ca. 35° nach Norden einfällt.

4.

Für die "Hochalpen-Überschiebung" F. TRAUTHs sind keine Anzeichen (weder in N-S-, noch in S-Richtung) vorhanden.

5.

Die orographisch hochliegenden Werfener Schichten im Raume

Söldenhütte-Jochriedel sind den starren basalen Schichtgliedern des Tennengebirges an- und aufgeschoben. Ähnliche Verhältnisse sind auch bei den Werfener Schichten und den (tektonisch) reduzierten Gutensteiner Schichten an der SE- und SW-Seite des Hochthron anzunehmen.

6.

Die Schichtenfolge der Werfen-St. Martinener Schuppenzone (als Ganzes) ist lithofaziell mit der Berchtesgadener (=Dachsteinkalk-) Entwicklung zu parallelisieren. Es handelt sich um eine regionale Sonderausbildung der triadischen Berchtesgadener Faziesreihe.

Zur Geologie der Grauwackenzone zwischen der Windauer Ache und Brixenbach (Kitzbühler Alpen)

von Fereydoun Sameh

(Innsbruck, 1972)

Das bearbeitete Gebiet ist ein kleiner Teil der Kitzbühler Alpen. Es umfaßt den Gebirgszug zwischen Windautal und Brixenbach in Tirol.

Gesteinsbestand des Untersuchungsgebietes: Innsbrucker Quarzphyllit. Tektonisch tiefste Einheit des Arbeitsgebietes. Es handelt sich um meist hell- oder dunkelgraue, schwarz bis dunkelgrüne, gefärbte Gesteine. Die Grenze zum Wildschönauer Schiefer ist eine Überschiebungsbahn, die sich von Mittersill bis in die Gegend Hopfgarten zieht.

Altkristallin-Schollen: Sie markieren mehr oder weniger eine tektonische Linie zwischen Quarzphyllit und Gesteinen der Grauwackenzone. Nach Gesteinsvergesellschaftungen von Granatamphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen und Granitgneisen, die praktisch in jedem Altkristallin vorkommen, besteht die Möglichkeit einer Verknüpfung mit Ötztaler Altkristallin und schwarzem Augengneis. Wegen relativ geringen Vorkommens und starker tektonischer Beanspruchung ist eine exakte Zuordnung nicht möglich.

Wildschönauer Schiefer: Sie bestehen aus zwei verschiedenen Komplexen, die unterschiedliches Alter aufweisen. Liegender Komplex (Ordovizium) etwa 800 m mächtig. Eine typisch eugeosynklinale Ablagerung mit konkordant zwischengeschalteten Tuffen und Diabasen, die als Submarine Ergüsse bezeichnet werden können. Hangender Komplex der Wildschönauer Schiefer. Sehr geringmächtig - etwa 5-8 m. Sie sind ärmer an sandigen Einschaltungen. Diese Tonschieferserie ist zum größten Teil mit silurischen Karbonatgesteinen verzahnt. Ein sedimentärer Übergang von tieferem Wildschönauer Schiefer ohne Zwischenschaltung von Porphyroiden wurde im Arbeitsgebiet nicht festgestellt.

Konglomerate innerhalb des tieferen Wildschönauer Schiefers sind etwa 15 m mächtig und 200 m lateral zu verfolgen. Da diese nur an einer einzigen Stelle des Arbeitsgebietes vorkommen, ist

anzunehmen, daß sie lokal gebunden sind. Die Komponenten sind sehr polymikt gebaut und bestehen aus Gesteinen der Grauwackenzone, Amphiboliten, Quarziten und Gneisen. Porphyroide, die im Untersuchungsgebiet auftreten, zeigen gewisse Ähnlichkeit zu Ignimbriten. Für ignimbritische Natur sprechen hier weite, flächenartige Verbreitungen, Mächtigkeitsschwankung und regellos angeordnete Grundmasse. Die Porphyroide beschränken sich auf zwei Typen: massige Porphyroide
Porphyroidschiefer

Karbonatgesteine: Sie bilden das hangendste Glied der Grauwackenzone im Arbeitsgebiet. Im Gelände sind folgende Karbonatausbildungen zu unterscheiden. Rostbraun anwitternde Kalke des tieferen Silurs: Es handelt sich um gut gebankte, im frischen Bruch graugrüne biogenführende Kalke, die stark tuffogen beeinflusst sind.

Schwarze, laminierte Kalke und Dolomite: bestehen aus einer kalkigen Folge, die in Wechsellagerung mit geringmächtigem, schwarzem Kiesel-schiefer steht. Dieser Kalk-Dolomit-Kiesel-schiefer-Komplex ist etwa 30 m mächtig.

Quartär: Als interglaziale Ablagerung kann man im Arbeitsgebiet das Westendorfer Plateau bezeichnen. Unsortierte, lockere Sedimente, die im Brixenbach und Windautal vorkommen, sind hauptsächlich als würmeiszeitliche Grundmoräne zu betrachten.

Tektonik: Zwei Überschiebungsbahnen, die das Arbeitsgebiet durchziehen, bilden das großtektonische Geschehen dieses Raumes.

- a) Rettenstein-Hopfgarten-Linie: Eine große Überschiebungsbahn, die Grauwackengesteine sind auf dem Quarzphyllit aufgeschoben.
- b) Eine inverse Schichtfolge bei Porphyroidmassen und Karbonatgesteinen, die durch Conodonten einwandfrei festzustellen ist, bildet eine weitere tektonische Einheit.

Geologie der Karwendelmulde westlich des Achentales und nördlich des Gröbner Halses

von Mohammad Nouri

(Innsbruck, 1973)

Die Neokommulde zeigt nach N überkippten Faltenbau, der einen normalen Ost-West-Verlauf aufweist. Hauptdolomit ist stratigraphisch der tiefstliegende Gesteinskomplex. Dieser gehört der norischen Stufe in der Triasformation an. Darüber lagern sich konkordant Plattenkalk, Kössener Schichten, Rhätische Riffkalke, Lias - Doggergesteine und Aptychenschichten. Der Kern dieser Mulden wird durch die Neokomschichten gebildet.

Im untersuchten Gebiet zeigt sich eine starke tektonische Beanspruchung durch die Achentaler Schubmasse, die sich auch morphologisch abzeichnet. Diese Beanspruchung findet sich vor allem im südlichen Teil des Gebietes. Der nördliche Teil zeigt dagegen ruhigere Lagerung. Das ist darauf zurückzuführen, daß

die Einwirkung der Schubmasse mehr den überkippten Hangendflügel der Mulde erfaßte.

Im allgemeinen sind die tektonischen Äußerungen die Knickung der Mulde, in Zerquetschung und damit in Zusammenhang stehend der Aufstieg der Faltenachsen nach West-Nord-West. Eine Drehungswirkung der Schubmasse auf die Faltenachsen ist sehr wahrscheinlich.

Am Stirnrand der Schubmasse zeigen die Faltenachsen ein Herausdrehen aus der Normalrichtung, was sich aber nicht unbedingt sehr weit erstrecken muß. Die tektonische Beanspruchung in diesem Teil der Neokommulde reicht bis südlich der Blauberge, 5 km westlich des Achentales, im Knickungsbereich. Nachher verläuft die Mulde in ihrer normalen Ost-West-Richtung.

Die morphologischen Strukturen, die im Zusammenhang mit dem allgemeinen tektonischen Bau die Ost-West-Richtung bevorzugen, werden hier durch die Achentaler Schubmasse so beeinflusst, daß sie an manchen Stellen richtigen Nord-Süd-Verlauf aufweisen.

Das beste Beispiel dafür ist das Nord-Süd verlaufende Achental selbst und der dazu parallel laufende Marlrichler-Kaffel-Retherberg-Kamm. Die Achentaler Schubmasse selbst ist eine Dolomitmasse, die durch die Heraushebung des Unutz-Guffert-Pendling-Gewölbes in West-Richtung über die Neokom- und Aptychenschichten der großen Karwendel-Thiersee-Mulde in diesem Bereich überschoben worden ist.

Die Stirn dieser Schubmasse wird aus invers gelagerten Aptychenschichten, Lias, Kössener Schichten und Plattenkalk gebaut. Diese Gesteine lassen sich nach E unter die Schubmasse hinein verfolgen.

Mikrofazielle und geochemische Untersuchungen des Plattenkalks und der Kössener Schichten der mittleren Gailtaler Alpen (Kärnten)

von Manfred Köhler
(Innsbruck, 1973)

Im 1. Teil werden Methoden zur Bestimmung des Calcit- und Dolomitgehaltes beschrieben. Es sind dies:

- 1) Gasometrische Bestimmung:
 - a) Chittik-Apparat
 - b) Bernard-Calcimeter
 - c) Scheibler-Apparatur
 - d) Karbonatbombe
- 2) Komplexometrische Bestimmung des Calcit- und Dolomitgehaltes mittels Titration von Ca und Mg.
- 3) Röntgenographische Ermittlung des Calcit/Dolomit-Verhältnisses aus dem Intensitätsverhältnis stärkster Calcitpeak/stärkster Dolomitpeak nach einem modifizierten Verfahren von TENNANT & BERGER.

4) Lichtoptisch-elektronische Bestimmung der Calcit- und Dolomitflächenanteile mit dem DIGISCAN-PHASENINTEGRATOR der Fa. Kontron, München. Es werden dabei teilweise neue bzw. modifizierte Methoden beschrieben und ihre Anwendungsmöglichkeiten bei sedimentpetrographischen Untersuchungen diskutiert. Im 2. Teil erfolgt die Besprechung der mikrofaziellen, geochemischen und sedimentologischen Ergebnisse. Der bei van BEMMELEN als Unterer Rhät bezeichnete Abschnitt der Obertrias gliedert sich in den Unteren und Oberen Plattenkalk, wobei als deutliche Grenze ein Geröllhorizont auftritt. Die Abtrennung des Hauptdolomits vom Plattenkalk, sofern dieser am Übergang dolomitisch entwickelt ist, konnte mit Hilfe der Zusammensetzung der Ca-Dolomite eindeutig getroffen werden. Die Ca-Dolomite stellen daneben wichtige Salinitätsanzeiger (Milieuindikatoren) dar. Die bisher in das Oberrhät gestellten Kössener Schichten erwiesen sich durch mikrofaunistische Untersuchungen als Mittel-Oberer. Der Übergang zu Rhät bzw. Lias ist im Untersuchungsbereich nicht aufgeschlossen.

Aufgrund ihrer zyklischen Sedimentation lassen sich die Kössener Schichten in mindestens 4 Abschnitte gliedern. Es wurden dazu Untersuchungen über den Karbonatgehalt, die Fossilführung, die Zusammensetzung der Ca-Dolomite, die Tonmineralzusammensetzung und die Schichtmächtigkeiten durchgeführt. Aus den vorliegenden Daten läßt sich ein paläogeographisches Bild des Ablagerungsraumes rekonstruieren: das Liefergebiet für Plattenkalk und Kössener Schichten lag im NW. Nach SE werden die Schichtmächtigkeiten und die Korngröße der Tonminerale geringer, Tonschieferlagen werden zunehmend von Mergeln bzw. Kalken vertreten. Die Wassertiefe nahm von W (Flachwasserbereich) nach E stetig zu, im Plattenkalk dürfte sie die 50 m-Marke (Radiolarien) überschritten haben.

Im 3. Teil werden die Kartierungsergebnisse diskutiert. Neben einer eingehenden Revision der Kartendarstellung bei van BEMMELEN wird zur Tektonik des Untersuchungsgebietes Stellung genommen. Das tektonische Geschehen erfolgte in mehreren Akten, wobei neben Kompression auch Dehnung mit schwerkraftbedingten Abschiebungen einzelner Schollen an ac-Klüften entlang auftrat. Neben achsengebundenen Störungen, wie Aufschiebungen und Verschuppungen, treten bedeutende Diagonalverschiebungen auf, die NW bzw. NE streichen.

A) Zur Geologie der südlichen Umgebung von Fieberbrunn

B) Ein Beitrag zur Feinstratigraphie der Hallstätter Kalke
am Sirius-Kogel (Bad Ischl, Oberösterreich)

von Parwiz Parwin

(Innsbruck, 1974)

Das Arbeitsgebiet umfaßt die südliche Umgebung von Fieberbrunn und wurde, auf die alte Aufnahme von Th. OHNESORGE aufbauend, im Maßstab 1:10 000 neu aufgenommen.

Der größere Teil des Gebietes wird von Gesteinen der Nördlichen Grauwackenzone eingenommen, die im nördlichen Teil von Permoskyth überlagert werden.

Der Gesteinsbestand läßt sich in drei Hauptgruppen aufgliedern.

1. Wildschönauer Schiefer mit ihren saueren vulkanischen Einschaltungen
2. Mächtige Karbonatgesteine
3. Permoskythische Ablagerungen

Innerhalb der Grauwackengesteine lassen sich die Wildschönauer Schiefer in einen (600-800 m) mächtigen liegenden Komplex (Ordovizium) und einen geringmächtigen Hangendkomplex (Silur) untergliedern. Die tieferen Wildschönauer Schiefer sind im allgemeinen eine recht monotone Serie von hellgrauen, auch grünlich bis bräunlich-grauen Tonschiefern, in denen geringmächtige Lagen von Subgrauwacken in Wechsellagerung auftreten. Den Abschluß der tieferen Wildschönauer Schiefer bilden saure Vulkanite, die sich ausschließlich von Quarzporphyren und deren Tufffolge ableiten. Sie liegen zum Teil als Porphyroidschiefer, meist aber als massige Porphyroide und zu einem geringen Teil als Porphyroidtuffe bzw. Tuffite vor. Die massigen Porphyroide zeigen eine ausgeprägte engständige Klüftung, wobei die Klüfte durch Quarz und Kalkfeldspat verheilt sind. Die grün gefärbten Porphyroide lassen makroskopisch rote Kalinatronfeldspat- und große weiße Quarzkörner sowie Biotit erkennen.

Neben den Mineraleinsprenglingen fallen rötliche Komponenten auf, die sich als Obsidianfetzen u.d.M. zu erkennen geben.

Die höheren Wildschönauer Schiefer sind sehr geringmächtig (um 10 m). Sie sind auffallend ärmer an sandigen Einschaltungen. Charakteristisch sind die oft starke Pigmentierung und intensive schwarze Farbe, die auf Kohlenstoffgehalt zurückzuführen ist. Diese tieferen Wildschönauer Schiefer leiten zu Dolomiten über.

Rein lithologisch lassen sich im Aufnahmegebiet folgende Karbonatgesteinstypen unterscheiden:

1. Schwarze bis dunkelgraue Dolomite
2. Rote massige Dolomite
3. Rote schiefrige Dolomite
4. Hellgraue bis weiße Dolomite

Die permoskythische Schichtfolge läßt sich im Kartierungsgebiet als einleitendes Glied der mesozoischen Sedimente auffassen, die den verschieden alten paläozoischen Gesteinen der Grauwackenzone auflagern. Aufgrund eigener Beobachtungen und in Anlehnung an H. MOSTLER, 1972, konnten folgende Einheiten innerhalb der permoskythischen Ablagerungen unterschieden und aufgenommen werden.

1. Eine dem Unterrotliegenden zuordenbare Basalbreccie, untergrundbezogen und reliefauffüllend.
2. Eine Serie, aus roten Tonschiefern und Magnesitkonkretionen bestehend (unterrotliegend).
3. Quarzkonglomerate.
4. Darüber Permoskythsandsteine mit stellenweise deutlichen Schrägschichtungen.

Der Kontakt der Breccie zu den paläozoischen Dolomiten ist zum Teil tektonisch gestört, oft aber stellen sie Ablagerungen eines typischen Verwitterungsschuttes dar, der sich in flachen Wannen sammelt. Die Tektonik des zu bearbeitenden Gebietes, als Teil der Grauwackenzone, ist durch das recht unterschiedliche Festigkeitsverhalten und die Widerstandsfähigkeit der verschiedenen Gesteine gekennzeichnet.

Die gute Verformbarkeit der Wildschönauer Schiefer, Tuffe und tuffitisch beeinflussten Schiefer führt zu einem engen Faltenbau mit zum Teil einander überprägenden Achsenrichtungen.

Die kompakten Schichtglieder, massige Porphyroide und vor allem die Karbonatgesteine, zeigen im Gegensatz zu den oben erwähnten Gesteinen eine deutliche rupturale Verformung. Wie aus der geologischen Karte zu entnehmen ist, lassen sich drei parallel zueinander streichende Großstörungen erkennen. Die erste und südlichste Störung mit normalem E-W-Verlauf, ausgehend vom Hördlinger Graben über den Südrand des Wildsees oder bis südlich zur Niederen Alm (1300 m). Entlang dieser Störungslinie, die steil bis mittelsteil nach Süden einfällt, wurde die Porphyroidmasse hochgeschleppt und randlich stark verschiefert.

Die nächstfolgende tektonische Linie setzt unmittelbar westlich des Schwarzachbaches ein und führt über die Schmerlalm (1542 m) zum Rabenkopf (1846 m) und läuft vor dem Erreichen des Sulzbaches aus. Die dritte Störung setzt unmittelbar am Schwarzachbach ein, führt über den Mosesbrunnen bis südlich der Niederen Kantalm (1140 m).

Dort, wo die Karbonatgesteine ausgebildet sind, reagieren sie rupturrell; sie bilden regellose Brüche wie Horste, Gräben und Staffelbrüche.

Der am Südrand der Stadt Bad Ischl gelegene Siriuskogel wird von ca. 160 m mächtigen Kalken aufgebaut. Entgegen der bisherigen Meinung, es handle sich ausschließlich um Kalke norischen Alters, beginnt die Schichtfolge mit dem Cordevol (für den basalsten Teil ist ein langobardisches Alter nicht auszuschließen) und reicht bis in das Obenor. Die Alterseinstufung wurde mit Hilfe von Conodonten, Holothuriensklerriten, Roveacriniden

und Mikroproblematika vorgenommen.
Lithologisch, besonders durch die mikrofaziellen Untersuchungen, war es möglich, die Karbonatgesteine zu untergliedern. Die basalen, rund 75 m mächtigen Kalke sind fast ausschließlich filamentführende, biogenarme Pelletmikrite und weichen damit stark von den typischen Hallstätter Kalken ab; sie entsprechen am ehesten der Bankkalkfazies innerhalb von Reiflinger Kalken. Die hangendsten, etwa 85 m mächtigen Kalke sind typische Hallstätter Kalke (pelletfreie, stark bioturbate Biomikrite), die sich durch eine reiche Ammoniten- und Lamellibranchiatenfauna auszeichnen. Nahezu die gesamte Schichtfolge ist von Spalten durchschlagen; während im basalen Abschnitt (Cordevol) nur Spalten mit Spatitfüllung bzw. mit seltenem, stets sterilem Mikrit auftreten, sind es im Jul mehrphasige Internsedimente mit zunächst gleichaltrigem Material. Darüber folgen Spalten, mit unternorischem Kalkschlamm plombiert, wobei Risse den stark wasserhaltigen Schlamm bis in mm-Bereiche vordringen ließen, wodurch bei den Rückstandsuntersuchungen Mischfaunen, aus julischen und unternorischen Elementen bestehend, anfallen. Vertikal wird diese Folge von rund 20 m mächtigen, nur selten spaltenführenden, julischen Kalken abgelöst. Darüber setzen nach einem geringmächtigen basalen Tuval 6 m mächtige, hochgradig kondensierte Kalke mit einer Tuval-Unternor-Mischfauna ein. Über einer mit mittelnorischen Sedimenten plombierten Spalte folgen die typischen Hallstätter Kalke, die sich anhand von Conodonten und Holothurienskleriten stratigraphisch sehr gut aufgliedern lassen. Charakteristisch für die höhere Schichtfolge sind durch Frachtabsonderung entstandene Lamellibranchiaten-"Bänke", die sowohl dem Mittelnor, als auch Obenor angehören. Vereinzelt treten auch zeitgleiche Spaltenfüllungen auf.

Geologische Untersuchungen im Raume Saalfelden-Filzensatteldienten (Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen, Salzburg)

von Josef-Michael Schramm

(Innsbruck, 1974)

Im Bereich Maria Alm-Hintertal-Dienten (östlich Saalfelden, Salzburg) wurde vom Verfasser eine geologisch-tektonische Detailkartierung im Maßstab 1:10 000 durchgeführt.

Dabei konnte aufgrund der Untersuchungen der Basalserie, die bisher von allen Autoren zu den Werfener Schichten gestellt wurde, einerseits permisches Alter (Rotliegend) und andererseits anhand klastischer Spatmagnesitkomponenten Art und Alter der Magnesitgenese der Spatmagnesitlagerstätten zwischen Zeller Furche und Dientener Graben festgestellt werden. Da die Komponenten nachweislich als "echte" Spatmagnesite in die Brekzie gelangt sind, kann präpermische Magnesitbildung abgeleitet werden.

Weiters lassen die von der Metasomatose erfaßten Karbonatgesteine, welche den Zeitraum vom mittleren Ludlow (Obergotlandium) bis unterem Emsium (Unterdevon), also rund 30 Millionen Jahre umfassen (aufgrund conodontenstratigraphischer Untersuchungen von H. MOSTLER nachgewiesen), sedimentäre Magnesitgenese (evaporitische Verhältnisse) als Bildungsursache äußerst unwahrscheinlich erscheinen. Die Magnesitbildung hat mit größter Wahrscheinlichkeit zwischen Unterdevon und Oberkarbon (nach der Sedimentation), also im Zuge der variszischen Metamorphose stattgefunden.

Seit einiger Zeit ist postdeformative Blastese von Chloritoid in Wildschönauer Schieferen (Nachweis niedrigtemperierter Grünschieferfazies) bekannt. Eine Abtrennung variszischer von alpidischer Metamorphose ist in Gesteinen der Grauwackenzone nicht gelungen, da sowohl metamorphe Mineralsprossung, als auch Gesteinsdeformation variszischen Alters sein können, jedoch dürften die Chloritoidsprossungen eher der alpidischen Metamorphose zuzuschreiben sein. Diese Neubildungen haben sich unmittelbar südlich der Nördlichen Kalkalpen gefunden und einige Autoren haben bisher (nur) vermuten können, daß auch die daran nördlich anschließenden Bereiche von eventuell anchizonaler Metamorphose erfaßt worden sind. Nun konnte zum ersten Mal in fossilbelegten skythischen Horizonten (Werfener Schichten) das wichtige Indexmineral Pyrophyllit nachgewiesen werden. Die alpidische Metamorphose hat also zumindest die tiefsten Bereiche der Nördlichen Kalkalpen sicher anchi-, bis vielleicht sogar epizonal erfaßt.

Die Grenze Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen ist durch intensivste, komplizierte südvergente Schuppentektonik gekennzeichnet. Der weiter im Süden von H. MOSTLER festgestellte Baustil findet seine Fortsetzung. Es handelt sich um einen intensiven, flach nordfallenden Schuppenbau (die Verschuppungstendenz nimmt gegen die Grenze Grauwackenzone/Nördliche Kalkalpen zu) mit annähernd E-W-streichenden, zumeist gegen Osten flach abtauchenden b-Achsen. Ebenfalls im Grenzbereich beider Baueinheiten fällt alpine Bruchtektonik auf, wobei 2 Richtungen vorherrschen: NW-SE und NE-SW. Beide Störungssysteme durchschlagen die Gesteine der zwei großen Baueinheiten, die NE-SW-Brüche sind im bearbeiteten Bereich die jüngsten.

Mikrofaunistische Untersuchungen der Hallstätter Kalke in den Berchtesgadener Alpen

von Donato Antonio Donofrio
(Innsbruck, 1975)

Das Hallstätter Kalkvorkommen zwischen Berchtesgaden und Hallein

wurde einer feinstratigraphischen Bearbeitung unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofauna unterzogen. Obwohl die gesamte Mikrofauna sogar semiquantitativ erfaßt wurde (es handelt sich insgesamt um fünfzehn Tiergruppen), konzentrierte sich der Schwerpunkt der Untersuchungen auf Schwebcrinoiden, Holothuriensklerite und Conodonten. Für die Schwebcrinoiden, die in einer eigenen Arbeit (DONOFRIO & MOSTLER, 1974) behandelt wurden, konnte sowohl die stratigraphische, als auch die fazielle Bedeutung aufgezeigt werden. Eine neue Gattung bzw. drei neue Arten werden in einer systematischen Beschreibung erfaßt. Darüber hinaus wurden sämtliche in der Trias auftretenden Arten in ihrer stratigraphischen Reichweite zusammengestellt, seien es Formen, die in Massen auftreten, seien es jene Typen, die relativ stark zurücktreten. Die intensive Befassung mit den Echinodermaten erbrachte insofern auch neue Ergebnisse, als Formen, die bisher zu den Mikroproblematika gezählt wurden, eigenen Echinodermengruppen zugeordnet werden konnten. Die untersuchte Kalkfolge umfaßt einen Zeitraum, der vom Ladin bis zum Nor reicht. Somit konnte auch die ladinische Stufe für diese Hallstätter Zone, entgegen früheren Auffassungen, nachgewiesen werden. Die Ladin/Karn- bzw. Karn/Nor-Grenze wurde anhand der gesamten Mikrofauna, aber besonders mit Hilfe der Conodonten und Holothuriensklerite gezogen. Vergleiche mit der Conodontenreichweite im Salzkammergut, geeicht an der Orthochronologie, haben sich als notwendig erwiesen. Was die Karn/Nor-Grenze betrifft, war folgendes zu berücksichtigen:

- 1) den Probenabstand im zunächst festgestellten Grenzbereich so eng als möglich zu veranschlagen;
- 2) genaue mikrofazielle Analyse des Grenzbereiches, um eventuellen faziellen Wechsel auszuschließen, der sich, bedingt durch Biotopwechsel, in der Mikrofauna niederschlagen könnte;
- 3) die Abgrenzung durch Conodonten wird durch einen Biotopwechsel innerhalb der Beckenfazies nicht berührt;
- 4) Die Abgrenzung durch Holothuriensklerite allerdings bringt bei fazieller Änderung auch innerhalb der Beckenbereiche eine nicht unbedeutende Differenzierung;
- 5) eine Abgrenzung mit Hilfe der Roveacriniden (Einsetzen im Fassan/Langobard-Grenzbereich, Aussetzen im Tuval/Lac-Grenzbereich) ist zwar in allen Beckenbereichen möglich, wird aber bei faziellem Wechsel starken Mengenschwankungen unterworfen.

Zusätzliche Kriterien für diese Grenzziehung kann man durch die kombinierte Verwendung der Mikrofazies und Mikrofauna gewinnen.

So fällt mit dem Aussetzen der Roveacriniden im Karn/Nor-Grenzbereich das Einsetzen eines sehr homogenen Mikrites zusammen (gleichzeitig markantes Aussetzen der Pellets), der über das ganze Nor hinweg konstant anhält.

Der Bau der Überschiebungszone der Inntal-Decke
zwischen Halltal und Mahdgraben (Tirol)

von Walid Sadeddin
(Innsbruck, 1975)

Das Gebiet wird von zwei großen, übereinandergeschobenen tektonischen Einheiten aufgebaut: der liegenden Lechtal-Decke und der hangenden Inntal-Decke.

Im bearbeiteten Gebiet liegen auf einer Strecke von mehr als 30 km Länge ältere Gesteine (Triasformation) der überschiebenden Einheit über den jüngeren Gesteinen (Juraschichten) der überschobenen Einheit. An der S-Seite des Stallentals sind Buntsandstein, Muschelkalk und Wettersteinkalk auf Hauptdolomit, Kössener Schichten und Juraschichten, die hier in normaler Abfolge übereinander liegen, aufgeschoben. Hier und im Mahdgraben zieht eine steil südfallende Störung durch. NW von Fiecht im unteren Tal des Mahdgrabens (ca. 800 m) biegen diese Schichten nach Westen um.

Vom Mahdgraben westwärts, am Inntalhang, schaltet sich zwischen die jungen Schichten (Hauptdolomit bis Oberjura) und den darüber geschobenen Wettersteinkalk ein Zug von Raibler Schichten, der bis zur Hinterhornalm zu verfolgen ist.

Die Juraschichten queren das Vomper Loch und passieren bei der Ganalm eine steil nordfallende Störungszone. Bei der Walder Alm sind die Schichten wirr gelagert, hier treten wieder tiefere Triasgesteine über Juraschichten auf. SW der Walder Alm (am Gungglkopf) sind hellgraue Aptychenmergel anzutreffen, die von O. AMPFERER als Liasfleckenmergel angesprochen wurden.

Der Verlauf der Juraschichten wird zwischen der Hinterhornalm und dem Urschenbach durch Gehängeschutt des Wettersteinkalkes verdeckt. Im Urschenbach treten die Juraschichten wieder zutage, von Haselgebirge mit Gips überlagert. Die Überschiebung ist am Fallbach wieder sehr gut aufgeschlossen, als ca. 10 m mächtige Mylonitzone.

In gelben Mergeln der Kössener Schichten kommen Phosphoritknollen vor, die wahrscheinlich von zersetzten Wirbeltierknochen (Bonebed) herzuleiten sind.

Weiter im Westen keilen die Juraschichten östlich der Alpensöhnehütte aus und die Überschiebung von Wettersteinkalk über Hauptdolomit zieht ins Halltal hinunter.

Die tektonische Stellung des Dobratsch unter spezieller
Berücksichtigung der Mikrofazies

von Elmar A. Colins de Tarsienne
(Innsbruck, 1975)

Während eine zeitliche Fixierung der einzelnen Bewegungsvorgänge, wie in diesem Kapitel bereits mehrfach angedeutet, nicht möglich ist, kann man die zeitliche Abfolge der Tektonik der Villacher Alpe gut rekonstruieren. Die Überschiebung gehört zweifellos der ältesten tektonischen Phase an. Glättet man nämlich beide Stockwerke aus, so reicht die Trias des Dobratsch weit nach S über die Gailtallinie hinaus und es ist schwer vorstellbar, daß es während tektonischer Aktivität der alpin-dinarischen Grenzzone noch zu einer so kleinräumigen Überschiebung gekommen ist. Dazu kommt noch, daß sowohl Liegend-, als auch Hangendscholle von der Anpressung an den Bleiberger Erzberg in Mitleidenschaft gezogen worden ist, wofür in dem Bereich, der nicht überfahren wurde, also östlich der Kaserin, kein Grund vorhanden wäre, wenn die Liegendscholle nicht ebenfalls bewegt worden ist. Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, daß als zweite Phase nur Bewegungen an der Gailtallinie, durch die der ganze Block der Villacher Alpe von SE nach NW bewegt wurde, in Frage kommen. Dadurch ist auch die heutige Form des Bleiberger Bruches, mit der Aufschiebung der Dobratscheinheit auf die Trias des Erzberges, entstanden. Es ist dabei durchaus wahrscheinlich, daß der Bleiberger Bruch, wie es z.B. KOSTELKA vermutet, schon früher angelegt worden ist, wobei es zu einem tieferen Absinken der südlich des Bruches gelegenen Bereiche kam. Diese konnten also von der Dobratscheinheit leicht überfahren werden, die dadurch erst am Erzberg auf ein Widerlager traf. Dieses wurde zum Teil auch noch überfahren, verursachte aber gleichzeitig ein Steilstellen der Schichten am Nordhang des Dobratsch. Wurde der Druck allerdings zu groß, reagierten die Gesteine darauf mit Zerscherungen, wie sie in den E-W-Störungen (z.B. Strengenstörung) gegeben sind. Die letzte tektonische Phase, die ihre Ursache in der Absenkung des Villacher und Klagenfurter Beckens hat, reichte sicherlich noch in das Quartär, dauert aber möglicherweise noch an. Dieses Absinken führte zuerst zu einem Hinunterbiegen der Schichten gegen E und schließlich zur Entstehung von N-S-Brüchen, die für die Abtreppung der Villacher Alpe gegen E verantwortlich sind. Die Längsbrüche auf der Südseite, die auch heute noch entstehen, sind dagegen vermutlich nicht primär tektonisch angelegt, sondern auf eine Unterschneidung des Dobratsch durch den Gailtalgletscher sowie auf die Entlastung der durch den SE-NW-Druck gestauchten Schichten zurückzuführen. Kann man also Ursachen und Wirkung der Tektonik in diesem doch recht kleinen Gebiet als einigermaßen geklärt ansehen, so bleibt doch immer noch die Frage offen, in welcher Beziehung die Triasgesteine des Dobratsch zu den heute am nächsten gelegenen, gleich alten Vorkommen stehen. Während sich nämlich Permoskythsandsteine und Werfener Schichten noch gut parallelisieren lassen, tritt im Anis eine Faziesabfolge auf, die, mit Ausnahme der

hängenden Zwischendolomite, sonst nirgends gefunden werden kann. Dasselbe gilt für das Ladin, das normalerweise in Partnach- oder Wettersteinfazies ausgebildet ist, am Dobratsch jedoch durch die Buntkalkfazies vertreten ist. Wettersteinkalke treten hier in der Liegendscholle erst im höchsten Langobard, in der Hangendscholle erst im Cordevol auf. Ein weiterer Unterschied liegt in den bislang fraglichen Raibler Schichten der Hangendscholle, die mergelig-kalkig ausgebildet sind und erst im Jul einsetzen würden. Sowohl zeitlich, als auch faziell übereinstimmende Ablagerungen sind also mit Sicherheit erst wieder im Hauptdolomit gegeben.

Trotz dieser Unterschiede lassen sich aber einige Parallelen ziehen, die zwar nicht überbewertet werden dürfen, im Zusammenhang mit den Arbeiten von BAUER (1970) und BRANDNER (1972) aber weitere Hinweise für die Rekonstruktion der Paläogeographie dieses Gebietes während Anis, Ladin und Karn liefern. Betrachtet man nämlich Mächtigkeit, fazielle Ausbildung, Morphologie und Tektonik des Bleiberger Erzberges, von Petzen und Obir sowie des Dobratsch, so fällt auf, daß die Wettersteinkalke des Erzberges mit den schwarzen Breccien, milchigen Bänken sowie der Vererzung mit Petzen und Obir, die diese Faktoren, wenn auch nicht in diesem Umfang, ebenfalls aufweisen, verbunden werden kann, während diese, was Morphologie und Tektonik betrifft, der Villacher Alpe entsprechen. Man kann also annehmen, daß diese drei Ausbildungen ursprünglich hintereinander gelegen sind, womit allerdings nicht gesagt ist, daß sie in unmittelbarem Verband miteinander standen. Für diese Annahme sprechen auch die Mächtigkeitsunterschiede des Wettersteinkalkes sowie seine Ausbildung in Riff- und Lagunenfazies. Am Erzberg treten die gut 1000 m Wettersteinkalk vorwiegend in Lagunenfazies auf, während bei Petzen und Obir nur mehr ca. 800 m vorhanden sind, wobei die Basis bereits riffogen entwickelt ist. Die Wettersteinkalke beider Einheiten des Dobratsch werden dagegen nur mehr 600-700 m mächtig, wobei in der Liegendscholle die Anteile von Riff- und Lagunenfazies ungefähr gleich verteilt sind, während in der Hangendscholle, wo der laterale Faziesübergang von Lagune zu Riff aufgeschlossen ist, praktisch nur mehr Riff vorhanden ist. Legt man diese Bereiche nun von N nach S hintereinander, so ergibt sich, wenn auch mit Unterbrechungen, eindeutig das Bild eines von N nach S in ein Becken vorwachsenden Riffes, an dessen Rückseite sich lagunäre Sedimente ablagerten, die bei zunehmender Entfernung vom Riff, und damit auch längerer Sedimentationsdauer, immer mächtiger wurden. Damit wäre auch das verspätete Einsetzen der Wettersteinkalke am Dobratsch erklärt, da das Riff ja nurlangsam nach S in das Becken vorgewachsen ist. Diese Ergebnisse entsprechen auch genau den Vorstellungen von BAUER (1970), der annimmt, daß der Wettersteinkalk der Nordkarawanken durch ein Becken mit dem Schlerndolomit der Südkarawanken verbunden war. Damit ergibt sich also folgendes paläogeographisches Bild: Während des Anis wurden die Gesteine nördlich und südlich der alpin-dinarischen Grenzzone in einem zusammenhängenden Meer abgelagert. Gewisse fazielle Unterschiede sind dabei auf das starke Relief zu dieser Zeit zurückzuführen.

Gegen Ende des Anis kam es dann zusammen mit vulkanischer Tätig-

keit zu einer verschieden starken Absenkung, die - gleich wie der Vulkanismus - in der Zone zwischen Süd- und Nordkarawanken am längsten andauerte und deren Auswirkungen in der Dobratscheinheit zu sehen sind. Auf den nicht so stark abgesenkten Bereichen entwickelten sich zu Beginn des Ladins Riffe, die sowohl von S, als auch N gegen dieses Becken hin vorwuchsen. Dieses Riffwachstum dauerte bis an die Grenze Cordevol/Jul. Erst zu diesem Zeitpunkt kam es zu einer Schwellenbildung, was möglicherweise auf das Zusammentreffen der beiden Riffe zurückzuführen ist, und damit zur verschiedenen Ausbildung der Raibler Schichten in südalpiner und nordalpiner Fazies.

Da jedoch zwischen den einzelnen Vorkommen größere Bereiche fehlen (besonders zwischen Süd- und Nordkarawanken), ist klar, daß es sich hier nur um ein mögliches Modell der Paläogeographie der Mitteltrias handelt.

Die Sedimente der Wettersteinformation am Dobratsch sind in einem ausgesprochenen Flachmeer entstanden und können durch ihre unterschiedliche fazielle Ausbildung in eine noch weiter untergliederbare Riff- und Lagunenfazies eingeteilt werden. So können z.B. in der Rifffazies Vorriff, zentraler Riffkern und Rückriff, in der Lagunenfazies inter-, supra- und subtidale Bereiche ausgeschieden werden. Der Beginn des Riffwachstums ist am Dobratsch nicht aufgeschlossen, ist jedoch zu Beginn des Ladins auf Schwellen oder Plattformbildungen des unterlagernden anisischen Zwischendolomits weiter im N anzusetzen, während es im S zu einer Absenkung und damit Beckenbildung kam. Während des Ladin und Cordevol wuchs das Riff, immer auf seinem eigenen Schutt aufbauend, langsam gegen S vor, während an der Rückseite des Riffs lagunäre Sedimente zur Ablagerung gelangten, wobei es hier, vermutlich infolge der auflastenden Sedimente, zu einer stärkeren Absenkung kam als im Becken. Die Wettersteinkalke bestehen zu einem großen Teil aus Biogenen bzw. aus Detritus, der von Biogenen herzuleiten ist. Der primär vorhandene Aragonit ist heute nicht mehr vorhanden, sondern wurde gelöst und durch körnigen Calcit- oder Dolomit ersetzt. Auch die Verringerung der ursprünglich großen Porosität ist auf Zementation durch körnigen oder fibrösen Calcit und Dolomit zurückzuführen. Diese Verfestigung erfolgte zum überwiegenden Teil sehr früh, während z.T. noch anhaltender Sedimentation, wie es z.B. die Riffschuttalke oder die Intraklaste der Lagunenfazies zeigen. Ebenfalls noch während der Sedimentation kam es zu Meeresspiegelschwankungen bzw. Hebungen des Untergrundes und damit zu Trockenlegungen, die sich in verschiedenen Charakteristika (caliche-Bildungen) äußern können. Meeresspiegelschwankungen haben sicher auch die frühdiagenetische Dolomitisierung gefördert, sind jedoch nicht unbedingt dafür notwendig. Alle diese Vorgänge können sich auch noch unter geringer Sedimentbedeckung vollziehen, sind aber auch dann noch als frühdiagenetisch anzusehen. Zementation und Verfestigung der Sedimente werden in diesem Stadium bereits völlig abgeschlossen.

Während der späteren Diagenese kommt es infolge von erhöhtem

Druck und Temperatur nur mehr zu Umkristallisationen, im gegenständlichen Fall hauptsächlich zu Kornvergrößerungen, wobei die entstehenden Dolomit- und Calcitkristalle auch über vorgegebene Strukturen (z.B. Biogene) hinweggreifen, und zur spätdiagenetischen Dolomitisierung. Eine letzte spätdiagenetische Umbildung der Wettersteinakalke ereignet sich schließlich infolge tektonischer Vorgänge. Dabei kommt es zu einer Störung des Gefüges (Stylolithen usw.), was aber durch die hier ebenfalls auftretende Kornvergrößerung und Dolomitisation überprägt werden kann.

Zur Sedimentologie des Alpenen Muschelkalks in den
östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten)

und

Geologie der westlichen Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten

von Wolfgang Nachtmann

(Innsbruck, 1975)

1) Sedimentologie

In den östlichen Gailtaler Alpen ist aufgrund lithologischer Kriterien eine Dreiteilung des Alpenen Muschelkalks möglich in:

a) Flaser-, Bank- und Wurstelkalkserie: eine relativ fossilarme Abfolge von Flachwasserbildungen mit wechselndem Terrigeneinfluß. Der basale Abschnitt ist durch eine unregelmäßige Wechselagerung von zumeist ooidführenden Kalken mit feinen sandigen Lagen gekennzeichnet, wodurch es vor allem in der Anwitterung zu einer deutlichen Flaserung kommt. Mit dem Ausklingen der sandigen Lagen setzt eine durchgehende karbonatische Sedimentation ein, welche sich in dm-gebankten Kalken mit wechselndem Gehalt an Ooiden, Pellets und anspruchslosen Biogenen ausdrückt. Entweder auf die Bankkalke folgend oder mit diesen in Wechselagerung stehend, treten die einer Stillwassersedimentation zugeschriebenen und durch intensive Horizontalturbation geflaserten Wurstelkalke, welche noch bis 12% - schlierig angereicherte - tonige Substanz enthalten.

b) Fossil- und Übergangskalkserie: infolge sich rasch bessern-der Lebensbedingungen erfolgt ein sprunghafter Anstieg des Biogengehaltes, der gemeinsam mit Laminiten, Oo- und Onkoiden sowie durch totale Auswaschung angezeigte Wasserbewegung eine Fortsetzung der Flachwassersedimentation kennzeichnet. In diesen an sich rein karbonatischen Fossilkalken kommt es zu plötzlich ein- und wieder aussetzenden Schüttungen sandiger Lagen, die zufolge ihrer Wechselagerung mit fossilführenden Kalken eine boudinagebedingte Knolligkeit der Kalke hervorrufen. Abgelöst werden die dem Pelson und Unterillyr zugezählten Fossilkalke von den aus Onkoidkalken, laminierten Kalken und Dolomiten, tonarmen Wurstelkalken und Oolithen bestehenden Übergangskalken, welche kaum bis keine Fossilien führen.

c) Dolomitisches Zwischenniveau: eintönige Folge von gut gebankten, \pm laminierten, fossil- und terrigenfreien Dolomiten, in die sporadisch sehr feine bis dickere vulkanische Lagen eingestreut sind. Dank der unmittelbar darüber folgenden oberillyrisch einsetzenden Plattenkalke ist die Einstufung des einer Plattform-sedimentation zugeschriebenen Zwischendolomits ins Illyr gesichert.

Nicht anwendbar ist diese Dreiteilung des Muschelkalks auf den Dobratsch, wo neben dem Zwischendolomit noch eine Tonschiefer-Dolomit-Wechselagerung ausgeschieden wird, deren Tonschiefer neben anisischen Sporen über beachtliche Gipseinschaltungen verfügen. Während diese Gipse einem Trockenfallen unter Sabkha-Bedingungen entstammen, weisen die Dolomite auf flache und übersalzene, küstennahe Lagunen hin. Abzüglich des einheitlich 150-200 m umfassenden Zwischendolomits verbleibt eine Mächtigkeit des Muschelkalks von ca. 400 m am Staff gegenüber geschätzten 120-150 m am Dobratsch. Dieser große Unterschied dürfte darin begründet sein, daß in den Tonschiefern des Dobratsch wesentlich mehr Zeit steckt als in gleichmächtigen Kalken des Staff.

2) Paläogeographie

Das "Muschelkalkmeer" der östlichen Gailtaler Alpen kann durchwegs als Flachmeer angenommen werden, das zunächst im Schüttungsbereich eines nahen, eventuell im SE bis E anzunehmenden flachen Hinterlandes lag, das allmählich abgetragen bzw. infolge in ihrer Ursache ungeklärter Meeresspiegelschwankungen überflutet wurde.

Im Unter- wie im mittleren Anis liegt eine nur wenige Meter tiefe und weitausgedehnte "Plattform = Schelf vor, die ein ausgeprägtes Relief mit unterschiedlich großen, wannenartigen lagunären "Becken" mit Ruhigwasserbedingungen sowie flachen Rücken mit hoher Wasserturbulenz aufweist. Dieses Relief wird im Laufe der Zeit ausgeglichen und im Zuge von Boden- bzw. Meeresspiegeländerungen entsteht die nun fernab eines Festlandes befindliche, äußerst seichte Karbonatplattform des oberen Anis.

Eine Klimaänderung von arid im unteren zu humid im oberen Muschelkalk kann vielleicht davon abgeleitet werden, daß im inter- bis supratidalen Zwischendolomit keine Gipsbildungen bislang beobachtet worden sind, während in den trockengefallenen Tonschiefern des Dobratsch stark entwickelte Gipslagen vorkommen, denen im höheren Bereich der Flaser-Wurstelkalkabfolge der Lienzer Dolomiten vereinzelt eingelagerte Gipsknöllchen gegenüberstehen (BRANDNER, 1972: 149). Da aber für den Zwischendolomit auch ein hypersalines Milieu angenommen wird, könnte das Fehlen von Gips auf Auswaschung durch heftige Niederschläge zurückgeführt werden.

Ich bin mir natürlich bewußt, daß aus den Erkenntnissen eines so kleinen Gebietes wie dem der östlichen Gailtaler Alpen nur sehr schwer Angaben von Allgemeingültigkeit abzuleiten sind, sodaß gerade die paläogeographische Deutung noch weitgehend hypothetisch ist. Liegen aber erst einmal Deteilergebnisse aus den gesamten Gailtaler Alpen vor, so wird man in der Zusammenschau

aller dieser Daten sicherlich größere Klarheit schaffen können, als das jetzt der Fall ist.

Die einzelnen Permotriasschichtglieder vom Permoskyth bis zum Nor sowie die kristalline und karbonate Basis des Dobratsch werden näher beschrieben, wobei das Hauptgewicht auf die Mitteltrias gerichtet ist, aus der die Buntkalke mit den ihnen eingeschalteten Vulkaniten besonders hervorstechen und erstmals einer genaueren Untersuchung unterzogen werden.

Der Alpine Muschelkalk läßt sich in eine durch Anissporen belegte Tonschiefer-Dolomit-Wechselagerung und in den darüber folgenden laminierten Zwischenolomit mit ersten Vulkanitlagen unterteilen. Mit Hilfe von Conodonten und Holothurienskleriten erfahren die vom obersten Anis (trinodosus-Zone) bis zur Ladin/Karn-Grenze (Langobard/Cordevol) reichenden Buntkalke eine sehr gute zeitliche Gliederung, die gemeinsam mit mikrofaziell-lithologischen Kriterien die Existenz einer Liegend- und einer mit dem Muschelkalk einsetzenden Hangendscholle bestätigt. Die Buntkalke der Liegendscholle sind grüne, rote und graue, fossil- und filamentreiche Mikrite bis Arenite mit stellenweisen Anklängen an die Hallstätter Fazies und haben in den tieferen Bereichen im allgemeinen zwei, wenige Meter bis Meterzehner mächtige Vulkanitlagen zwischengeschaltet, während die Hangendscholle durchwegs graue, den Reiflinger Kalken nicht unähnliche Kalke mit bis zu 14 verschiedenen und cm bis 1,5 m dicken, über das ganze Profil verteilten Tuffbändern aufweist.

Innerhalb des fast ausschließlich cordevolischen Wettersteinkalks werden Riff und Riffschutt sowie Lagune unterschieden, wobei echte Riffkerne aber selten sind.

Zum Abschluß wird im Rahmen der Tektonik anhand verschiedener Hinweise der Verlauf der Überschiebungslinie der Dobratschüberschiebung rekonstruiert.

A) Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Kreuzbergstraße und Reißkofel (Kärnten)

B) Mikrofazielle Untersuchungen im Alpinen Muschelkalk der zentralen Gailtaler Alpen (Kärnten)

von Christoph Hauser
(Innsbruck, 1975)

Das Gailtalkristallin bildet den Sockel der permotriadischen Schichtglieder, welche mit einer permotriadischen Transgressionsserie einsetzen. Die chronologische Einordnung des Permoskyth und der Werfener Schichten ist schwierig, nach H. MOSTLER (1972) ist etwa Perm bis oberstes Campill anzunehmen (nach eigenen Untersuchungen im Alpinen Muschelkalk ist als Hangendgrenze mittleres bis unteres Hydasp nicht auszuschließen). Während

das Liegende der Transgressionsserie von Konglomeraten und Sandsteinenaufgebaut ist, treten nach oben zu sandige Mergellagen mit zwischengeschalteten Rauhdecken und gelegentlich Gips auf.

Im Anis beginnt mit der Serie des Alpenen Muschelkalks die Karbonatsedimentation. Eine ausführliche Behandlung erfolgt in Teil "C" dieser Arbeit. Bereits im Illyr beginnt über dem dolomitischen Zwischenniveau die Sedimentation der mitteltriadischen Plattenkalke (bisher meist als "Partnachkalke" bezeichnet). Sie stellen eine Ablagerung in tieferem Wasser bei meist reduziertem Milieu dar. Der Fund einer Fossilagerstätte gelang mir im Liegenden des Plattenkalkes. Noch zur Zeit des Beginnes der Sedimentation des mitteltriadischen Plattenkalkes waren die Faziesunterschiede in der näheren Umgebung des Arbeitsgebietes gering. Bald zeigt sich aber eine Aufspaltung in verschiedene Areale. Im Süden entwickelte sich die Riffazies des Reißkofels. Das Riff, über seine Ränder hinauswachsend, ermöglichte die Bildung einer Lagune. Im Norden hielt die Beckensedimentation noch weiter an. Bei früheren Bearbeitungen im Drauzug (H. HOLLER, 1960, S. 74; O. KRAUS, 1969, S. 129; A. WARCH, 1973; u.a.) wurde die Bezeichnung "Nordfazies" und "Südfazies" im Ladin und zum Teil auch für das Karn eingeführt, in der Annahme einer großen Ost-West-Konstanz der Fazies und großer Differenzierung in Nord-Süd-Richtung. Aus meinem Gebiet ist ein echter Beitrag zur Frage der Nord- und Südfazies zwar nicht möglich, es scheint aber, daß auch in Ost-West-Richtung starke Faziesänderungen auftreten und daher wird diese These zum Teil in Frage gestellt.

Neue Aufschlüsse von Raibler Schichten und die Andeutung einer durchgehenden Störung im Norden des Reißkofels widerlegten "das primäre Auskeilen" der Raibler Schichten im Bereich des Riffwachstums (R.W. van BEMMELEN, 1957, S. 187); somit war auch die Verwendung der stratigraphischen Einheit "Jaukenserie" überflüssig und abzulehnen. Die Aufgliederung des Ladin in drei Fazies in Abb. 33 ist noch sehr spekulativ und schematisch; echte Ergebnisse wird die Arbeit P.J. MÜLLERS liefern.

Die Raibler Schichtfolge setzt über dem Wettersteinkalk und -dolomit mit einer meist pyritisierten Grenzbank ein. Die Gliederung in drei Schiefer- und drei Karbonathorizonte konnte nur östlich des eigenen Arbeitsgebietes nördlich des Weißensees bestätigt werden. Im Kartierungsgebiet selbst waren nur je zwei Horizonte verlässlich festzustellen.

Liegende Teile des Hauptdolomits stellten im Aufnahmegebiet das stratigraphisch höchste Schichtglied dar. Aufbauend auf die umfassende Bearbeitung durch R. von SRBIK (1947/48) wurde ein kurzer Abriß der Quartärgeschichte gegeben.

Der strukturelle Aufbau des bearbeiteten Gebietes zeichnet eine starke Einengung des triadischen Schichtpaketes zwischen dem Gailtalkristallin im Süden und dem Kreuzeckkristallin im Norden ab. Es herrscht ein relativ einfacher Faltenbau (Ost-Westachsen) mit aufrechten Sätteln und Mulden; eine vorherrschende Vergenz ist nicht feststellbar.

Die vorwiegend gravitative Deutung der Tektonik, wie sie bei R.W. van BEMMELEN (1957, 1961, 1965) erfolgte, fand keine Bestätigung.

Die Tektogenese wird in Anlehnung an W. SCHLAGER (1963) gesehen: In einem Ost-West gerichteten Kristallintrog ist ein Rest der sedimentären Hülle erhalten; die Kristallinränder werden steil aufgebogen, der schon bestehende Faltenbau wird weiter "wie in einem Schraubstock" zusammengepreßt (zum Teil bis zur Totfaltung).

Auf weitere Einengung reagieren vor allem die kompetenten Komplexe mit der Ausbildung von diagonalen Scherflächenscharen. Nach Abschluß der Gebirgsbildung im Jungtertiär formte sich im Laufe des Quartär das heutige Erscheinungsbild.

Der zweite Abschnitt dieser Dissertation (Teil C) befaßt sich mit der Mikrofazies des Alpenen Muschelkalks in den zentralen Gailtaler Alpen. Es wurden zwei Profile und zahlreiche Aufschlüsse innerhalb des Kartierungsgebietes sowie vier weitere Profile östlich davon im Fellbachgraben und in der Latschurgruppe systematisch untersucht. Nach Probenentnahme und Bemusterung im Gelände erfolgte die Bearbeitung an Anschliffen und Dünnschliffen. Ergänzend dazu wurde bei einigen Profilen der Karbonatgehalt quantitativ bestimmt. Mikrofossilien wurden durch Aufschließen des Gesteins aus dem Lösungsrückstand gewonnen. Der Alpine Muschelkalk wurde lithologisch in drei Abschnitte unterteilt. Stratigraphisch waren diese nicht exakt festlegbar, wie die folgende Tabelle zeigt:

	Skyth	"Hydasp"	Pelson	Illyr
mitteltriadischer Plattenkalk				XXX
Zwischendolomit				XXX
Knollenkalkkomplex			XXXXXX	XX
Flaser- und Wurstelkalkabfolge		XXXXX	XXXX	
Werfener Schichten	XXXXXX	XXXX		

Der Ablagerungsraum der Flaser- und Wurstelkalkabfolge kann entsprechend den darin enthaltenen Mikrofaziestypen und ihrer Aussagekraft folgendermaßen rekonstruiert werden:

Ein flacher Wattmeerbereich (höheres Subtidal bis etwa 20 m Tiefe) stand unter konstantem Festlandeinfluß (terrigen-klastisches Material); Turbulenz war stets vorhanden und sorgte für ausreichende Nahrungszufuhr für die Wühler. Allerdings sind die Lebensbedingungen wegen der artenarmen spärlichen Fauna im

übrigen nicht allzu günstig gewesen. Die Kompaktkbankkalke (Schlickbänke) sprechen für eine Verbesserung der ökologischen Verhältnisse (abwechslungsreichere Fauna). Eine Übersalzung unter lagunären Verhältnissen (teilweiser Abschnürung vom offenen Meer) ist zeitweilig angedeutet (Gips?, authigener Quarz). Die laminierten Dolomite, Stromatolithen, Ooide, Pellets sowie LF-Gefüge sind als Schwellensedimentation deutbar. Entsprechend der Walther'schen Regel sind die Faziestypen und -übergänge lateral und vertikal vorhanden. Nach einer letzten Verflachung (Schwellenbildung mit lagunärer Entwicklung) kommt es mit der Bildung der Knollenkalke zu einem lebensfreundlicheren Sedimentationsabschnitt (Wasservertiefung, Beckenbildung). Brachiopoden, Ammoniten sowie eine reiche Mikrofauna sind hier ausgebildet. Die Knollenbildung wurde nach dem von J. GRÜNDEL & H.J. RÖSLER (1963) aufgestellten Fällungsmechanismus (Wechselspiel reduzierender, als auch oxidierender Verhältnisse) gedeutet. Der Knollenkalk in den Profilen im Süden des Reißkofels ist bathymetrisch tiefer und auch mächtiger ausgebildet als der in der Latschurgruppe.

Im Hangenden zeigen sich erneute Hebungerscheinungen des Meeres und lösen die terrigen beeinflussten Sedimente ab. Es treten wieder Typen weniger tiefen Wassers auf, ähnlich denen in der Flaser- und Wurstelkalkabfolge, welche dann zum Zwischendolomit überleiten. Riffkörper, wie sie R. BRANDNER (1972) in diesem Niveau von den Lienzer Dolomiten beschreibt, waren in den zentralen Gailtaler Alpen nicht zu finden. Tuffitlagen im Zwischendolomit (? Tuffite bereits im Knollenkalk) zeugen von den ältesten vulkanischen Ereignissen in der Trias. Der Übergang des Zwischendolomits nach oben hin zum mitteltriadischen Plattenkalk erfolgt im Süden ziemlich scharf, im Norden in einem allmählichen Wechsel.

Die Massenbewegungen im Gschlifgraben bei Gmunden
(Traunsee, Oberösterreich) -
Eine Analyse aus hydrogeologischer und
ingenieurgeologischer Sicht

von Peter Baumgartner
(Innsbruck, 1976)

An der Nahtstelle zwischen Nördlichen Kalkalpen und Flyschzone liegt im nördlichen Salzkammergut (Oberösterreich) das Talsystem des Gschlifgrabens am Ostufer des Traunsees.

Schon seit langem sind die im Gschlifgraben entstehenden Gesteine und ihre Art der Verwitterung als geologische Rarität bekannt. Das Talsystem liegt im Einflußbereich, jedoch zur Gänze außerhalb der Serien der Nördlichen Kalkalpen. Die Gesteine des Gschlifgrabens (kurz Gschlif genannt), wurden lange als "Nierenthaler Schichten" angesprochen und erst spät als helvetisches

Fenster im Flysch beschrieben (S. PREY, 1949).

Das eigentliche Phänomen des Gebietes sind jedoch acht bis zehn in Geländefurchen gletscherähnlich zu Tal fließende Erdströme. Ihr Substrat, eine Tonmatrix mit Gesteinstrümmern und Altholz als Komponenten, wird durch Zerstörung der Pflanzendecke und der nachfolgenden Entfestigung der anstehenden Tonschiefer und Mergel produziert. Die Anrißbildung und Verwitterung der Gesteine wird durch folgende Faktoren verursacht und begünstigt:

Vegetation:

überständige, flachwurzelnde Fichten (Stampfbewegung)

Klima:

Nordstaulage, Föhn-gasse, ausgeglichene Temperatur durch Seennähe

Gesteine:

tektonisch extrem beansprucht, tonreich, wasserstauend

Für die Aufrechterhaltung der rückschreitenden Erosion kommt vor allem der über dem Gschlif fallende Niederschlag in Frage, da wesentliche große Einzugsgebiete fehlen. Hier ist jedoch zu beachten, daß der direkt über bereits freigelegtem Gestein fallende Regen rasch abfließt (verminderte hygroskopische Eigenschaft der feuchten Tone). Vielmehr kommt den in Hangwasserzügen, noch lang nach Niederschlagsereignissen den Erosionsherden zufließenden Wässern die größte Bedeutung zu.

Es erscheint daher der Schluß gerechtfertigt, daß durch die Ableitung der Wasserzüge im Rücken der Anrisse eine wesentliche Verminderung der Erosionstätigkeit erreicht werden kann. Diese Maßnahme kann jedoch nicht ohne eine Entschärfung der bereits produzierten Geschiebemengen durch Plastikrohrentwässerung und eventuell durch ein Zerteilen der Erdströme (Kap. 33) gesehen werden. Schließlich scheint noch eine Verhinderung jeder Art von stagnierenden Gewässern notwendig.

Als eines der dringendsten Probleme stellt sich die Notwendigkeit, die Waldwirtschaft - wie schon seit langem gefordert - in einen Niederwaldbetrieb mit Weißerle überzuführen. Dies scheint umso mehr geraten, als in den verhältnismäßig niederschlagsreichen Jahren 1973, 1974 und 1975 eine vermehrte Anrißbildung durch Umstürzen überständiger Fichten zu registrieren war.

Zur Geologie des Gridlontobels bei Pettneu a. Arlberg und seines Einzugsgebietes unter besonderer Berücksichtigung der Massenbewegungen

von Leonhard Moll

(Innsbruck, 1976)

Der Gridlontobel in Pettneu am Arlberg und sein Einzugsgebiet wurden geologisch und ingenieurgeologisch untersucht, wobei das

Hauptaugenmerk auf die Massenbewegungen gerichtet war. Dazu wurden eine geologische Karte, 1:2 800, und eine erosionsmorphologische Karte, 1:2 800, mit einem ingenieurgeologischen und Geschiebekartendeckblatt erstellt.

Bei der ingenieurgeologischen Untersuchung wurde festgestellt, daß es sich unterhalb des Kammgebietes nicht um einen Moränenwall (O. AMPFERER, 1932), sondern um einen sowohl gleitenden, als auch sackenden Talzus Schub handelt.

Hauptgeschiebeproduzenten sind der Hauptdolomit und die Kössener Schichten.

Zur Bestimmung des Anteils der kritischen Korngröße in den Lockermassen am Fuße des Talzschubes wurden Korngrößenanalysen durchgeführt. Eine Analyse der Katastrophe von 1965 brachte heraus, daß nicht kurze, exzessive, sondern langdauernde, abnormale Niederschläge, konzentriert mit einer überaus späten Schneeschmelze in den höheren Regionen, auslösende Faktoren für eine Katastrophentätigkeit sind.

Es wurde errechnet, daß es sich maximal um 300 000 m³ handeln würde, die bei einer erneuten Katastrophe ins Tal gelangen könnten, die aber von der neu errichteten Geschieberückhaltesperre oberhalb von Pettneu aufgefangen werden können und somit für das Dorf Pettneu keine unmittelbare Gefahr mehr droht.

Für die geologische Untersuchung und Kartierung wurden zwei Profile in dem Grenzbereich Rhätolias und Lias entnommen, und sowohl mikropaläontologisch, als auch mikrofaziell untersucht. Es wurde festgestellt, daß die von O. AMPFERER auskartierte Fleckenmergelserie fehlt.

Sedimentologische Untersuchungen an Karbonatgesteinen des
autochthonen Malm in Niederösterreich
(Raum Altenmarkt-Staatz)

von Hans Werner Ladwein
(Innsbruck, 1976)

Es werden die Karbonatgesteine des autochthonen Malm im Raum Altenmarkt-Staatz, Niederösterreich, mikrofaziell gegliedert. Die einzelnen faziellen Typen werden paläogeographisch interpretiert und bestimmten Entwicklungsstadien zugeordnet, wobei zum ersten Mal in diesem Raum Algen-Schwammriffe beschrieben werden.

Diese Gliederung wird an der Bohrung Altenmarkt im Thale 1 vorgenommen, da diese das vollständigste Profil aufweist und daher als Typuslokalität aufgefaßt wird. Die allgemeine Gültigkeit wird durch Vergleiche mit anderen Bohrprofilen aufgezeigt. Es können folgende Bereiche vom Hangenden zum Liegenden unterschieden werden: Die Korallen-Spongiomorphafazies mit Riff- und Riffschuttablagerungen, darunter die Algen-Schwamm-Riffazies, die durch verschiedene Algenbildungen und Schwämme, die zusammen riffbildend auftreten, charakterisiert ist. Diese Fazies kann

durch verschiedene Kriterien weiter aufgegliedert werden. Im Liegenden dieser verschiedenen Riffaziesentwicklungen folgt die Hornstein-Spiculitserie und darunter die Spiculitserie, die teilweise eine kennzeichnende hochpelagische Fauna aufweist. Die Basis bildet eine terrigen-klastisch beeinflusste Serie, die wieder in glaukonitführende und nicht glaukonitführende Sedimente aufgespalten werden kann.

In der paläogeographischen Interpretation können die Riffentwicklungen verschiedenen Typen von Randausbildungen einer Karbonatplattform zugeordnet werden. Hornstein-Spiculitserie und Spiculitserie werden aufgrund spezifischer Kriterien verschiedenen Positionen im Bereich des äußeren Schelfes zugeordnet.

So können im Raum Altenmarkt-Staatz, Niederösterreich, für den Malm eine Transgression (Beginn im Callovien) mit folgender Regression, die zur Ausbildung zweier Karbonatplattformen verschiedenen Alters im Malm führen, nachgewiesen werden.

Hinsichtlich des größeren paläogeographischen Rahmens wird für den Malm eine Meeresverbindung mit Schelfrandentwicklung im Süden der Böhmisches Masse von der Tschechoslowakei nach Süddeutschland gefordert.

Zur Geologie des Raumes zwischen Reißkofel und Jauken, unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofazies mitteltriadischer Becken- und Plattformensedimente
(Westliche Gailtaler Alpen, Kärnten)

von Peter-Jürgen Müller

(Innsbruck, 1977)

Die mikrofazielle Kartierung erbrachte in erster Linie eine weitgehende Untergliederung der "Jaukenserie" (van BEMMELEN, 1957) in Raibler Schichten und Wettersteinkalk. Ausschlaggebend für die Untergliederung der Jaukenserie war einerseits die Auflösung der Tektonik des Jaukenkammes, andererseits setzte die mikrofazielle Bearbeitung dieser Schichtfolge wichtige Fixpunkte. Ein weiteres Neuergebnis innerhalb der Kartierung stellte die genaue Auskartierung der Schuppenzone zwischen Heugraben und Finstergraben dar, in die die Schichtglieder vom Permoskyth bis Wettersteinkalk einbezogen sind.

Die mikrofazielle Bearbeitung der ladinischen Gesteine führt zu einer guten feinstratigraphischen Untergliederung gewisser Bereiche und zu folgender paläogeographischer Rekonstruktion: Zum Zeitpunkt des Illyr wurde die Plattform des Zwischendolomits (O-Anis) durch syndimentäre Bruchtektonik zerlegt. Es bildeten sich eine Hochzone (Reißkofel) und davon nördlich und südlich gelegene Beckenbereiche heraus. Mit dem Zerbrechen der Zwischendolomitplattform lief auch Förderung von vulkanischem Material einher. Aus den stratigraphischen Untersuchungen ergab

sich, daß der Vulkanismus im Illyr eingesetzt hat und tief in das Langobard hineinreicht.

Nördlich der Hochzone (Reißkofel) bildete sich ein tiefes Becken heraus, in dem sich bis zu 500 m mächtige Sedimente in Plattenkalkfazies ablagerten. Im Süden entstand ein in sich etwas gegliedertes Becken, in dem 100 m mächtige Plattenkalke sedimentiert wurden ("Hungersedimentation"). Die im Vergleich zum N-Becken relativ geringe Mächtigkeit der Beckensedimente im S-Becken dürfte auf geringe Subsidenz des Beckenbodens und geringe Materialanlieferung zurückzuführen sein. Die Beckensedimentation beginnt im höheren Illyr und endet im Langobard.

Während beim Niederbrechen der Zwischendolomitplattform pelagische Faunenelemente einwandern konnten, und damit anfänglich in beiden Beckenbereichen gute Lebensbedingungen herrschten, wurde durch das auf der Hochzone einsetzende Riffwachstum das N-Becken vom offenen Meer abgeschnürt. Dadurch entstanden im N-Becken gänzlich andere Lebensbedingungen als im S-Becken. Wie die verarmte pelagische Fauna des N-Beckens zeigt, kam es nur gelegentlich über Kanäle der Karbonatplattform zu einer Frischwasserzufuhr von Süden her. Der Beckencharakter blieb jedoch erhalten und es wurden 500 m mächtige Plattenkalke sedimentiert, die bituminöse biogenarme Stillwasserkalke darstellen, nur von episodischen Flachwasserschüttungen, slumping und tuffitischen Einschaltungen unterbrochen.

Im südlich der Hochzone gelegenen Becken herrschten dagegen, aufgrund der Verbindung zum offenen Meer, optimale Lebensbedingungen, wie reiche pelagische Faunen beweisen. Ab dem Fassin treten aperiodische, turbiditische Riffeinschüttungen (echte Allodapische Kalke) auf. Mit Hilfe der Allodapischen Kalke war es möglich, die Beckentiefe auf 600-800 m abzuschätzen. Der Schutt, der zur Ausbildung Allodapischer Kalke führte, stammt von dem von der Hochzone des Reißkofels nach S vorwachsenden Riff.

Im höheren Langobard sind nur mehr chaotisch gelagerte Riffschuttsedimente vorhanden, auf denen das Riff aufbauend weit gegen SE in das Becken vorstößt. Obwohl im N und S der Hochzone Beckenbereiche angelegt waren, hat sich nur das nach S gerichtete Riffwachstum behaupten können. Das N-Becken war zu diesem Zeitpunkt bereits vom offenen Meer abgetrennt und dadurch wurde die Riffentwicklung am Nordrand der Hochzone im Keim erstickt.

Gegen N und NW breitet sich im Rücken des Riffes die Lagune aus. Im nicht ganz aufgefüllten Becken im Norden wurden die zwischen Beckenfazies und Lagunenfazies vermittelnden Übergangskalke (subtidal-intertidal) in Form von mud-mounds abgesetzt. Schließlich kommt es zu einem endgültigen Vorgreifen der alles überdeckenden Lagunenfazies. In der riffernen Lagune stellten sich Trockenlegungen und Evaporation ein; damit dürfte die Blei-Zinkvererzung der Jauken in Verbindung stehen.

Hydrogeologische Aufnahme des östlichen Karwendels

Rainer-M. Eckart
(Innsbruck, 1977)

Das östliche Karwendel, Teil der Nördlichen Kalkalpen, wurde in den Jahren 1974 bis 1976 nach geologischen und hydrogeologischen Gesichtspunkten untersucht.

Die 90 km² große Gebirgsregion nordöstlich Innsbrucks wurde im Maßstab 1:25 000 kartiert. Die Arbeit erbrachte im wesentlichen eine Bestätigung der bereits vorhandenen geologischen Karten. Das Gebiet, aufgebaut aus Gesteinen in nordtirolischer Fazies, besteht aus zwei Decken: Die tektonisch tiefere Lechtaldecke mit Ablagerungen triadischen und jurassischen Alters wird von der Inntaldecke überlagert, die hier Sedimente permischen und triadischen Alters aufweist. Durch die Wahl des Kartierungsgebietes und die Beschreibung von Aufschlüssen tieferer Teile der Lechtaldecke konnten die faziellen Unterschiede in der mittleren Trias beider Decken - Riffazies (Wettersteinkalk) in der Inntaldecke, überwiegend tonige Beckenfazies ("Hoheneggfazies": Partnachschichten), untergeordnet auch Wettersteinkalk, in der Lechtaldecke - für diesen Teil der Nördlichen Kalkalpen deutlich dargestellt werden.

Die hydrogeologische Aufnahme führte zu einer Klassifizierung der Quellen nach dem Grundwasserleiter. Die Schüttungseigenschaften und die chemischen Werte ließen sich gut, die Temperaturen der Quellwässer nur in beschränktem Maße auf das Ausgangsgestein zurückführen. Die muldenartig in die Lechtaldecke eingebettete Inntaldecke (überwiegend Wettersteinkalk) wird durch die tonigere Lechtaldecke wie eine Wanne abgedichtet und entwässert in stark schüttenden Quellen über tiefgelegene Einschnitte. Sowohl die geologischen Untersuchungen im Gelände, als auch die Auswertung der hydrologischen Beobachtungen und Meßwerte führen für den Wettersteinkalk des östlichen Karwendels zu der Vorstellung eines Gebietes mit geringer Verkarstung, wofür der Gebirgsbau - überwiegend steilstehende Schichten (bei nordvergenten Falten) - verantwortlich sein dürfte. Der Hauptdolomit der Lechtaldecke liefert geringerschüttende, jedoch charakteristische Quellen. Mit Ausnahme der Lockergesteine in Talfüllungen spielen die übrigen Sedimente als Grundwasserleiter nur eine unbedeutende Rolle.