

lung der Schichtfolge vorliegt, wobei die Schieferbreccien zwischen den Karbonat-Breccien als Bewegungshorizont gedient haben können. Diese höhere Einheit wird schließlich wieder von Wildschönauer Schieferrn an einer flach liegenden Störung überschoben.

Die paläozoischen Gesteine werden auf den flachen Böden zwischen Oberhofalm und Rastboden durch oberflächlich umgelagerte Moräne und an den Hangflanken von Schuttkörpern überdeckt.

Blatt 124 Saalfelden

Siehe Bericht zu Blatt 123 Zell am See von G. POSCHER.

Blatt 127 Schladming

Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 127 Schladming

Von DIRK VAN HUSEN
(auswärtiger Mitarbeiter)

Neben Begehungen am Südrand des Dachsteinplateaus, die, außer kleinen Nivationswällen im Lahnfriedtal, verschwemmten Moränen (Brandner Urwald) und Terrassenschüttungen an Toteis in großen Dolinenformen (Große Wiesmahd) keinerlei ausgedehntere Spuren der letzten Eiszeit erbrachten, wurde die spätglaziale Entwicklung an der Dachsteinsüdseite und im Unter- und Obertal bearbeitet.

Am Aufstieg vom Feisterer zum Guttenberg-Haus sind an der westlichen Flanke der Kalchwand deutliche Moränenwälle erhalten, die eine Eiszunge aus dem Grub- und Feisterkar anzeigen, die bis an die Wurzel des Schwemmkegels beim Feisterer reichte. Außer diesen Moränen ist keine Endmoräne erhalten geblieben. Wahrscheinlich zur gleichen Zeit wurde auch die moränenartige Anhäufung groben erratischen Schuttes an der Westflanke des ersten Rückens östlich des Grubrückens und in seiner Fortsetzung abgelagert. Spuren jüngerer Gletscherstände sind die kleinen Wälle im Tiefkar, die von Eis- und Schneefeldern stammen, die sich noch unter den Felswänden von Kammspitz und Mitterstein hielten. Ebenso eine kleine Eiszunge aus dem Grubkar dürfte die Anschoppung gelblich verwitternden Schuttes in 1840–1900 m Höhe südlich des Mittersteins verursacht haben. Diese recht feinkörnigen Schuttmassen sind wahrscheinlich im Zungenbereich des Gletschers abgelagert und kompaktiert worden. Ihre Erhaltung wird durch die darunter liegende Felsauftragung begünstigt. Im Hangenden werden sie von sehr groben Moränenblöcken überlagert.

Weiter im Westen lagen während des Spätglazial in den Karräumen Torboden, Marboden, Schwandering und Edelgries noch Gletscher, die so lange Zungen ausbildeten, daß sie noch die Talböden erreichten. So ist auf dem Rücken vom Marbach zur Bachlalm ein deutlicher Moränenwall erhalten, der bis zu dem Staukörper bei der Schartalm reicht. In derselben Höhe ist auch östlich des Marbaches im Waldboden ein grobblockiger Wall erhalten. Sie zeichnen einen Gletscher nach, der das Marbachtal bis ca. Kote 1115 m (Stra-

ßenbrücke) erfüllte und nur aus dem Tor- und Marboden kam. Er hatte keinen Zufluß mehr aus dem Windleckerkar im Westen. Diese Gletscherzunge trat gerade noch mit der des Scharfensteinbaches in Kontakt, die durch die Moränenzüge zu beiden Seiten des Grabens gut markiert wird. Der südliche, unterhalb Luxwiesen, ist eine sehr grobblockige, vielgliedrige Moräne, die bis unterhalb der Neustadtalm zu verfolgen ist. Die südlich davon liegenden Wälle bei Luxwiesen und ihre Fortsetzung SW Kote 1392 m zeigen unbedeutend größere Gletscherstände an. Im Staubereich zwischen den beiden Eiszungen des Marbaches und des Scharfensteinbaches wurden mächtige Schuttkörper sedimentiert. Hier finden sich neben den erratischen Karbonaten auch viele Kristallingerölle, die aus umgelagerten Moränen des Hochglazials stammen.

Aus einer Zeit, als die beiden Gletscher noch eine größere Mächtigkeit aufwiesen, stammen die Mittelmoräne westlich Lerchet, und die dichte Streu großer Dachsteinkalkblöcke im Bereich Waldboden.

Der Rückzug der Gletscherstirn in den beiden Bächen wird durch Moränen bei Kote 1460 m (Scharfensteinerbach) und auf der Maralm markiert. Hier bildete die Eiszunge aus dem Torboden einen breiten Wall mit riesigen Blöcken, während die aus dem Marboden eine vielgliedrige Moränenfolge hinterließ, die grob die Gletscherstände nachzeichnet. Welche zeitliche Stellung diese Eiszungen innerhalb des Spätglazials auf der Dachsteinsüdseite einnehmen, kann ebenso wie in den Niederen Tauern erst ein weiträumiger Vergleich der Gleichgewichtslinien ergeben.

Im Obertal findet sich NW Schönauer ein kurzer Endmoränenwall im Talboden. Zwischen Bärenhoferwirt und Silbersteinalm sind am orographisch rechten Hang Staukörper und Moränenwälle erhalten, die von 1020 m auf 1100 m Höhe ansteigen und viel erratisches Material enthalten. Diese Spuren zeichnen einen Talgletscher nach, der das Obertal noch bis auf ca. 960 m Höhe erfüllt hat. Bei Fenzenlehen staut ein kleiner Bergsturz das Obertal um ca. 10 m auf, was zu einer ausgedehnten Versumpfung führte.

Im Petzenkar war ebenso eine Gletscherzunge entwickelt, die nordwestlich und südöstlich der Petzenalm sehr deutliche Wälle hinterlassen hat, die die Rekonstruktion von zwei etwas unterschiedlich langen Eiszungen erlauben. Die ausgedehntere reichte sicher als Hanggletscher über die Steilstufe und lieferte den Moränenschutt am Hangfuß, der sich wahrscheinlich an der Gletscherzunge im Obertal gestaut haben dürfte.

Im Untertal findet sich bei der Unteren Gfölleralm ein Moränenwall (Talstation der Seilbahn). Ebenso sind bei der Seiteralm eine mächtige Anhäufung von Moränenmaterial und viele grobe Blöcke erhalten, die das Ende einer Gletscherzunge markieren dürfte, die das Untertal bis auf ca. 1050 m Höhe erfüllte.

Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 127 Schladming

Von GERHARD W. MANDL
& MARTIN SCHAUER
(auswärtiger Mitarbeiter)

Einen Schwerpunkt der diesjährigen Aufnahmen im Dachsteingegebiet stellte die Untersuchung der großflä-

chigen Dachsteinkalk-Areale dar. Mehr als einen groben Überblick und eine Lokalisierung morphologisch bzw. strukturell auffälliger Bereiche war aus der Auswertung von Luftbildern nicht zu erhalten, eine sichere Unterscheidung von sedimentärem S und karstlösungsüberprägter, engständiger Klüftung erwies sich auf weiten Strecken hin als problematisch. Nach bisheriger Erfahrung aus Begehungen des Plateau-Südrandes und Ostabschnitte scheint die folgende fazielle Gliederung des Dachsteinkalkes im Gelände faßbar und in der Karte darstellbar:

Entlang des Plateau-Südrandes grenzt massiger Dachsteinkalk mit morphologisch deutlicher Grenze an cordevolisch – ?tuvalischen Wetterstein-/Tisovecdolomit. Erste Probenauswertungen (siehe in MANDL et al., 1987, Arbeitstagung Geol. B.-A., 127 Schladming) ließen eine heterogene, kleinräumig wechselnde Zusammensetzung des massigen Kalkes erkennen. Es liegen einerseits arenitische bis ruditische Schuttkalke vor, die hauptsächlich aus fibrös kalzitisch zementiertem Riffdetritus bestehen, andererseits treten floatstones auf, in deren \pm pelagische, feinarenitisch bis mikritische Grundmasse auch Komponenten aus dem lagunären Bereich eingeschwemmt worden waren. Der letztere Typus überwiegt mengenmäßig. Der Riffdetritus stammt von kleinen (m-Bereich) isolierten Riffknospen, welche im 10er bis 100 m-Abstand postiert waren und keine größeren gewachsenen Riffstrukturen bildeten.

Paläogeographisch gesehen dürfte am Dachsteinsüdrand im Unternor ein mit geringer Neigung beckenwärts (\pm nach Süden) abfallender Karbonatplattformrand ausgebildet gewesen sein, der keinen markanten Abbruch gegen den offenmarinen Bereich besaß. In der flach subtidalen Zone entwickelten sich nur kleinere Fleckenriffe.

Nach Norden hin, nach den großräumigen Lagerungsverhältnissen also gegen das Hangende zu, setzt allmählich eine undeutliche, häufig kaum erkennbare Bankung ein. Buntfärbung einzelner dünner Lagen oder Linsen durch synsedimentäre Einschwemmung roter Residualtone von Auftauchbereichen sind für diesen Bereich typisch, auffällige Komponenten sind lokale Anreicherungen von „black pebbles“ und mikritisch umkrusteten, gerundeten Litho- und Bioklasten (Rindenkorn – Seichtwasserbereich).

Mit dem Hinzutreten von dolomitischen Loferitbänken ist schließlich die „Loferer Zyklis“ (A. G. FISCHER, 1964) voll entwickelt, welche das charakteristische Erscheinungsbild des gebankten Dachsteinkalkes bewirkt. Schön ausgebildet ist diese Fazies z. B. im Bereich der Gjaidsteine und des Dachsteins, oder auch im Umfeld der Brandalm (Plateau-Ostabschnitt).

Zur Klärung der Altersfrage gesammelte Conodontenproben erwiesen sich zu etwa $\frac{2}{3}$ als völlig steril, die fündigen Proben lassen folgende Aussage zu: Nahe der Hangendgrenze des Wetterstein-/Tisovecdolomites sind des öfteren bunte, teilweise kalkig erhaltene Bänke eingeschaltet, die nördlich des Gutenberghauses (Weg zur Feisterscharte) eine reiche oberkarnische Fauna enthielten:

87/04 *Gondolella polygnathiformis* BUD. & STEF. ca. 50x
Gondolella sp. 1 sensu KRYSZYN 1983 3x
Alter: Tuval 1 (-2)

In dem darüber folgenden massigen grauen Dachsteinkalk sind pelagische, gleichfalls graue Einschaltungen mit Lamellichbranchiaten-Schill erkennbar. R.

LEIN (1987, Aufnahmebericht 1986) führt von hier *Epigondolella primitia* MOSHER an, der Dachsteinkalk setzt hier also im Unternor (Lac 1) ein.

Auf der Westflanke des angrenzenden Sinabel (K 2340 m) stehen zwischen Höhe 2280 m und 2300 m Ooid/Rindenkorn-Kalke an, die einen kurzfristigen Vorstoß der Seichtwasserplattform gegen ?Süden markieren dürften. Hangend folgen erneut float- und rudstones mit Riffschutt. Eine Probe vom Sinabel-Gipfel erbrachte:

87/07 *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 2x
Epigondolella triangularis (BUDUROV) 20x
Alter: Lac 2

Sowohl bunte Kalke im Grenzbereich zum liegenden Dolomit als auch mikritische Dachsteinkalktypen im Raume Eselstein – Landfriedstein erbrachten nur wenige unbestimmbare Conodontenbruchstücke. Gleiches gilt für den Bereich zwischen Grafenbergalm und Schildenwangalm.

Von der beschriebenen Folge abweichend und damit im nächsten Geländesommer näher untersuchenswert ist die Situation zwischen Großer Wiesmahd und Plankenalm (Plateau Ost). Störungsbedingt ist hier ein schmaler SE-NW streichender Streifen des unterlagernden Dolomites aufgeschlossen, der sich im Norden vermutlich noch verbreitert und den großen Kessel nördlich der Plankenalm einnehmen dürfte. Das Besondere an diesem Dolomitaufbruch ist die Überlagerung des Dolomites durch hell- bis dunkelgraubraune, ebeflächige, 5–20 cm gebankte Kalke, die z. T. Lagen mit feinem Biogendritus enthalten und an Pedataschichten des Gosaukammes erinnern. Von der Basis dieser Serie südöstlich des Sattels zwischen Mooseck und Tumerach enthielt eine Sammelprobe über mehrere Bänke 25 Conodonten des Unternor:

87/28 überwiegend *Metapolygnathus communisti* HAYASHI
Morphotyp B
Epigondolella primitia MOSHER
Alter: Lac 1/I

Der Grenzverlauf zum überlagernden Dachsteinkalk ist noch zu kartieren. Der Zeitumfang der Bankkalke dürfte trotz der Mächtigkeit von mindestens 40 m recht gering sein, da der Dachsteinkalk südlich dieses Aufbruches eine nur geringfügig jüngere Conodontenfauna enthielt:

87/27 *Epigondolella primitia* MOSHER 25x
Cornudina sp. 3x
Alter: Lac 1/II

Ergänzende Proben wurden in den Hornsteinkalken der Weißen Kögel genommen, welche bisher (Dachsteinkarte GANSS, KÜMEL & SPENGLER, 1954) als Jura interpretiert worden waren. Eine erste Testproben hatte überraschenderweise Conodonten geliefert:

85/327 *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE)
div. Astformfragmente des tethydis Multielementes
Alter: Ladin bis Unterkarn

Das neue Material enthielt wieder nur spärliche Reste in Form von Bruchstücken sowie ein Exemplar aus dem Formenkreis um *Gondolella constricta*. Diese Form weist auf Oberadin bis Unterladin. Zur Beurteilung der begleitenden massigen Hellkalke ist die Auswertung von Dünnschliffen abzuwarten.

Eine Übersichtsbegehung der südlichen Vorberge der Kammspitze (ÖK 128/Gröbming) ließ erkennen, daß die

Schichtfolge des Mandlingzuges gegen Osten hin lithologisch reichhaltiger wird. Schwarze Schiefer und dunkle, fossilreiche Kalke im Karn und helle bis bunte, knollige Hornsteinkalke in der Mitteltrias sind hier charakteristisch. Letztere enthielten unterhalb der Wandstufe K 1337 auf Höhe 1220 m:

87/01 *Gladigondolella lethydys* (HUCKRIEDE) 4 Bruchstücke
Epigondolella cf. mungoensis (DIEBEL) 1x (korrodiert)
Cornudina sp. 2x
diverse Astformfragmente
Alter: Oberladin

Eine Weiterverfolgung der Serien gegen Osten und die Erfassung fazieller Änderungen erscheint für die Beurteilung von Stratigraphie, Fazies und Position des Mandlingzuges lohnenswert.

Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Kalkspitzenmesozoikum auf Blatt 127 Schladming

Von PETER SLAPANSKY
(auswärtiger Mitarbeiter)

Es wurden mehrere Revisionsbegehungen im Kalkspitzenmesozoikum durchgeführt.

Die in der Mesozoikumseinfaltung W Oberhützensattel auftretenden Dolomite zählen zur Serie der dunklen gebankten ladinischen Dolomite des Muldenkerns. Der helle massige Wettersteindolomit fehlt hier, wie im gesamten nordwestlichen Kalkspitzengebiet vollständig.

Nordöstlich der Steirischen Kalkspitze konnte an der Grenze zwischen Bänderkalk und massigem hellem Wettersteindolomit der für diesen Horizont typische graubraune grobspätige Dolomit bis zu 2 m mächtig aufgefunden werden. Er tritt in einer N-S streichenden Rinne zwischen 1850 und 1950 auf. Einzelne größere Blöcke dieses Dolomits liegen auch am unteren Rand der großen Schutthalde bei etwa 2000 m. Innerhalb der Bänderkalke treten hier keine Dolomite auf.

Im kompliziert isoklinal verfalteten Grenzbereich zwischen Bänderkalke und Dolomiten im Bereich SW Znachsattel konnte die Kartierung in einigen wichtigen Details deutlich verbessert werden. Auch wurde eine Abgrenzung der von unten steil aufgefalteten aufrechten Bänderkalke gegen den Hauptanteil der weitgehend verkehrt liegenden Bänderkalke durchgeführt. Es bestehen zwei größere, intern kompliziert gestaltete Einlappungen von Dolomit in die Bänderkalke des verkehrten Hangendschenkels. Auf eine interne Deformation weist stellenweise diskordantes Streichen (Winkel von 10–40°) innerhalb der Bänderkalke hin.

Dieser komplexe Bau dürfte durch die Überprägung von zwei Faltungsakten gebildet worden sein. Eine ältere isoklinale Fließfaltung ist mit intensiver Auswulzung des Materials verbunden. Eine Faltenachsenrichtung konnte nicht festgelegt werden. Eine jüngere Stauchung bildet relativ offene Falten mit NW-SE-Achsen, die Schieferung im Faltenscheitel erweist die NE-Vergenz dieser Beanspruchung. Dabei wurden ältere isoklinalstrukturen z. T. zu Tauchfalten verbogen, z. T. entstanden auch beutelmuldenartige Strukturen.

Die Quarzite im Bereich Schatzbühel – Greimeisteralm werden aufgrund weiterer Geländebeobachtungen doch als Mylonitquarzite gedeutet (im Gegensatz zum vorjährigen Bericht). Von massigen bis gebankten

Quarziten, die grobkörniger als die typischen Lantschfeldquarzite sind, bestehen stellenweise Übergänge zu mylonitischen Orthogneisen. Die Bankung der Quarzite dürfte auf deformationsbedingte lagenweise Korngrößenunterschiede parallel zum mylonitischen s bedingt sein.

Am Südrand des breiten Schuttfächers etwa 450 m SE Schatzbühel fällt Paragneis unter die massigen Quarzite ein. In den unmittelbar an die Quarzite angrenzenden Paragneisen findet sich eine etwa 1/2 m mächtige s-parallele Quarzitlage, die boudiniert ist. Der hier sonst kaum verfaltete Paragneis ist beiderseits der Quarzitlage im m- bis dm-Bereich wellig verfaltete.

Die Bildung dieser Mylonite wird als alpin betrachtet, da sie die direkte Fortsetzung des Muldenschlusses des Kalkspitzenmesozoikums darstellen. Der stark mylonitisierte Bereich zwischen Schatzbühel und Greimeisteralm stellt offenbar eine kuppelförmige Aufwölbung um eine WNW-ESE-Achse dar. Es erscheint allerdings nicht völlig klar, ob es sich um nur einen einzigen stark verfalteten oder um mehrere Mylonithorizonte handelt.

Blatt 133 Leoben

Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Gleinalmkristallin auf Blatt 133 Leoben*)

Von FRANZ NEUBAUER
(auswärtiger Mitarbeiter)

Während des Jahres 1987 wurden die geologischen Arbeiten im Gleinalmkristallin auf drei Problemkreise fokussiert:

- 1) Auswahl von Proben für geochronologische Untersuchungen an Amphiboliten und feinkörnigen Orthogneisen (v. a. für U/Pb an Zirkonen):
 - Es wurden einige Wegprofile zwischen Pöllgraben und Schartnerkogel/Gamsgraben in den feinkörnigen Orthogneisen aufgenommen. Diese hochdefinierten Orthogneise (vormals als Plagioklasgneise bezeichnet) zeigen eine Variabilität von Granodiorit-, Tonalit- zu Trondhjemitgneisen, sind ausgeprägt geschiefert und mit einer flachen, ENE streichenden Lineation versehen. Lagige cm-dicke Amphiboliteinschlüsse, manchmal extrem gestreckte Amphibolitlinsen werden als Schollen in diesem primär intrusiven Gestein gedeutet. Diese Orthogneise sind arm an Zirkonen. Diese sind nie idiomorph, sondern mehr oder weniger gerundet.
 - Detailprofile durch den massiven gabbroiden Amphibolit beim Roßstall (Roßstall-Amphibolit) zeigen dessen Variabilität und dessen Mächtigkeit von mehreren 100 m (südlich der Pöller-Linie im Gamsgraben). In großen Bereichen ist dieser Amphibolit grobkörnig, ist mit maximal 7–8 mm großen, hypidiomorphen bis rundlichen Plagioklasen versehen und kaum geschiefert. In ihm sind ca. 3–4 m dicke, granatreiche und plagioklasarme Granatamphibolite mit scharfen Kontakten eingeschaltet. Die gabbroiden Amphibolite sind durch dm-dicke Scherzonen mit normalen, hochdefinierten Amphiboliten des Gleinalmkernes verbunden. Dieser gabbroide Amphibolit weist mit seinen Charakteristika auf eine