

lich von Reichenthalheim konnte ich bis dato allerdings noch nicht lokalisieren.

Das Gebiet zwischen Reichenthalheim und Gründberg

Hier wurden die Ribëndmoränen von den ausfließenden Schmelzwässern an mehreren Stellen durchbrochen. Einmal bei Walchen und bei Haid; diese Wässer flossen zur Vöckla bei Vöcklamarkt hin ab. Das andere mal bei Reichenthalheim; die Wässer flossen wie heute durch das Dürre Agertal. Beim Bahnhof von Vöcklamarkt war durch einen Straßenneubau auch der Übergang von den darunterliegenden Quarz- und Kristallinschottern zu den rein Kalkalpin- und Flyschschottern der Hochterrasse aufgeschlossen. Auch die Endmoränen des Ribßmaximalstandes sind hier noch vorzufinden; und zwar bei Gründberg, beim Straßbauer und bei Waschprechting nördlich von Gründberg außerhalb des Kartenblattes.

Das Gebiet des unteren Dürren Agertales und des südlich anschließenden Ribëndmoränenbereiches

Von Reichenthalheim ostwärts läßt sich deutlich beobachten, wie aus bzw. unter den Endmoränen des Ribßhochstandes die Hochterrasse hervorgeht und Richtung Timmelkam zieht. Der Einschnitt der Niederterrasse der Dürren Ager bietet gute Aufschlüsse. Die südlich gelegenen Endmoränen des Ribßhauptstandes des Schörflinger Lobus sind in diesem Bereich nur schlecht in die zwei Gruppen zu unterscheiden und sind ebenfalls vom Ribßmaximalstand stark überschiffen. Daß der Maximalstand auch hier über die Hochterrasse hinausreicht, kann anhand von grundmoränenähnlichen Sedimenten nördlich und südlich von Haunolding geschlossen werden. Die zugehörigen Endmoränen liegen nördlich außerhalb des Kartenblattes.

Siehe auch Bericht zu Blatt 64 Straßwalchen von D. VAN HUSEN.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1982 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone nördlich Viechtwang–Scharnstein auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von SIEGMUND PREY

Die vorläufig in Teilen noch etwas lückenhafte Aufnahme betraf das Gebiet nördlich von Viechtwang und einen Streifen am Bergrand bis Aubichl. In mehreren Teilen sind die Aufschlüsse heute wesentlich schlechter als zur Zeit der ersten Begehungen nach dem Krieg.

Eines der Hauptobjekte war das aus dem Rehkogelgraben herüberziehende Helvetikumfenster im Greisenbachtal NE Hackelberg. Es ist 200–300 m breit und leidlich gut auskartierbar. Ein am Südrand feststellbarer schmaler Streifen Oberer bunter Schiefer ist allerdings nur selten zu sehen. Darüber liegt der überschobene Oberkreideflysch, dessen Strukturen aber von der Überschiebung in spitzem Winkel abgeschnitten werden. So scheint die von Hinterbuchegg an der Störung gelegene Zementmergelserie bis etwa 400 m W–WSW P. 45 m zu reichen, dann streicht eine Mulde mit Mürbsandsteinführender Oberkreide über Rath von Westen heran, und beim Reitbauer wiederum scheint Zementmergelserie den Fensterrand zu bilden. Die Auf-

schlußverhältnisse sind aber so miserabel, daß in dem von Gekriech bedeckten Gelände keine genaue Gesteinsfeststellung und Abgrenzung gelingt.

Die Störung muß am Reitbauer vorbei in den unteren Teil des Greisenbachgrabens ziehen, denn 250 m NNW Hofbauer steht etwas Helvetikum an, 100 m SE davon eine kleine Partie Zementmergelserie und 150 m NE Hofbauer erkennt man Obere bunte Schiefer. Am Fuß des Rückens W Almaumühle stehen ebenfalls Obere bunte Schiefer an, die normal von Zementmergelserie überlagert werden. Diese beginnt offenbar nun nördlich der Fensterstörung einige hundert Meter ESE Im Fleck der Fensterstörung bis zum Gehöft Baumgarten hinauf. Die nördlich davon anstehende Mürbsandsteinführende Oberkreide ist das stratigraphisch Hangende dieser Zementmergelserie gewesen, wie ein schmaler Zug von Obersten bunten Schiefen an dem sicherlich tektonisch überarbeiteten Kontakt westlich Baumgarten beweist. Die Mürbsandsteinführende Oberkreide erreicht im Bäckerberggebiet etwa 2,5 km Breite. Sie enthält auch jene Sandsteine, die westlich vom Bahnhof Steinbachbrücke noch vor wenigen Jahrzehnten für Schleifsteine bergmännisch abgebaut worden sind.

Ferner wurde versucht, das mir schon seinerzeit bekannte Helvetikumfenster NE Bäckerberg genauer zu kartieren, zumal die (spärlichen) Eintragungen in meinen älteren Karten zu ungenau sind. Die heute denkbar schlechten Aufschlüsse erlauben zwar die Verfolgung dieser Zone, die durch Rutschgelände markiert ist, aber brauchbare Aufschlüsse, insbesondere für Proben, gibt es kaum. Dafür wurde W Brunnhaus im Graben ein Helvetikum sichtbar, das in meinen Karten nicht eingetragen ist. Spuren von Gaultflysch (Ölquarzite) gibt es gelegentlich E–ESE Brunnhaus. Die steileren Hänge des überschobenen Flysches bestehen aus Mürbsandsteinführender Oberkreide und NNE Bäckerberg einer schmalen basalen Scholle aus Zementmergelserie. Auch im Norden des Fensters, das auch hier von tieferen Flyschschichten umrahmt zu sein scheint, liegt Mürbsandsteinführende Oberkreide, die indessen kaum befriedigend vom Fensterbereich abgegrenzt werden kann.

Der Hackelberg bei Viechtwang besteht aus Zementmergelserie. Westlich Viechtwang beginnt aber am Hangfuß Mürbsandsteinführende Oberkreide, deren Nordgrenze über das Laßelgut nach Westen zieht und W Hackelberg den Kamm überschreitet. Die Richtung Hofbauer und Viechtwang abfallenden Hänge des Hackelberges bestehen aus Zementmergelserie.

Es bedurfte mehrerer Begehungen, ehe in dem unaufgeschlossenen sanften Gelände um den Hofbauer bis zum Greisenbach genug Klarheit gewonnen wurde, daß es sich um tief verwitterte Altmoräne handelt. Auch Ausläufer der SE der Mündung gelegenen Ribßterrasse reichen ein Stück in den Graben hinein. Eine analoge Lage hat der Altmoränenrest W der Grabenmündung bei P. 468 m (NE Almaumühle). Würmterrassen gibt es am Talrand unterhalb Viechtwang. Im Raume zwischen Bauernreith und Aubichl wurden schöne Almterrassen teilweise kartiert.

Blatt 71 Ybbsitz

Siehe Bericht zu Blatt 54 Melk von W. SCHNABEL.

W Gasthof Fürberg besteht das hügelige Wiesenge-lände aus Sandsteinen (Gosau?).

Die Kirchsteinkalkzone SW Himmelspforte sind nicht weit gegen E verfolgbar, hier liegen Hierlatzkalke und Plattenkalke vor.

Die Plattenkalke E Sommerau (B. PLÖCHINGER) sind Kirchsteinkalke.

Die Kirchsteinkalke sind am Südrand des Mönichsees weit verbreitet.

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 65 Mondsee*)

Von DIRK VAN HUSEN (auswärtiger Mitarbeiter)

Neben ausgedehnten Revisionsarbeiten wurden nur die Spuren der Lokalvergletscherung um die Eisenauer Alm und das Gebiet westlich der Vöckla kartiert.

Um die Eisenauer Alm ist eine Abfolge von Moränen erhalten, die von den Eiszungen aus den Karen des Suissen- und Mittersees abgelagert wurden. Den höchsten Eisstand zeigt der mächtige N-S streichende Wall östlich Weinkogel (Weg von der Alm auf den Schafberg) an, der die westliche Begrenzung des Eisstromes markiert. Zu dieser Zeit waren die Lokalgletscher mit dem Eisstromnetz des Traungletschers verbunden, aus dem nur die Ackerschneid und der Hügel nördlich Buchberghütten als Nunataker herausragten. Dieser trägt eine ca. 15 m mächtige Kappe aus Konglomeraten, die aus mäßig gerundeten Komponenten bestehen, von denen einige bereits Verwitterungserscheinungen zeigen. Es dürfte sich dabei um einen Eisstaukörper aus der Abschmelzphase der Rißeiszeit handeln.

Einen bereits wesentlich kleineren Eisstrom markiert die mächtige Moräne, auf der die Hütten der Eisenauer Alm stehen. Er zeigt gemeinsam mit den Wällen auf dem Rücken westlich des Grenzgrabens einen Gletscherrand an, als beide Eisströme noch vereinigt, aber bereits wesentlich stärker zum Ackergraben hin orientiert waren.

Aus den ersten Abschmelzphasen dürften dann noch die deutlichen Wälle südlich des Weges Eisenauer Alm, Oberacker Alm (Kote 1003 m) sein, als beide Zungen bereits getrennt waren. Dieser Zeit sind auch die Wälle im Grenzgraben zuzuordnen. Die letzten Spuren der Eiszunge aus dem Suissensee Kar sind die Wälle, die das kleine Zungenbecken südlich der Jagdhütte umschließen.

Im Bereich des Vöcklatales wurde der Rißgletscher in der Zellerseefurche in drei Lappen geteilt. Der erste überströmte den Sattel beim Hochmoos, der zweite die breite Mulde bei Haslau nördlich des Lackenberges, und der dritte drang nördlich des Kogler Berges bis gegen Langholz – Obermühlham vor. Dieser hinterließ einen breiten Wall, der von Hochfelder über Mazlröth – Hochfeld bis Unterreith zu verfolgen ist und mit einer Sanderschüttung ins Vöcklatal verbunden ist. Ihm vorgelagert sind noch Reste von Moränenwällen bei Obermühlham und nördlich der Bahn bei Mazlröth, die einem etwas größeren Stand angehören dürften, ohne aber mit einer erkennbaren Sanderschüttung verknüpft zu sein. Beide Wallgruppen tragen eine ca. 1–2 m mächtige Verwitterungsschicht ohne Karbonate, die dunkelbraun gefärbt ist und diese Ablagerungen deutlich von den jüngeren Niederterrassen und den wesentlich stär-

ker verwitterten Moränen bei Reitzing und Pölzleiten abgrenzbar macht.

Die Eiszunge bei Haslau schüttete die weit geschwungene Moräne Radlhof – Golau auf, wodurch der Haltgraben zu seinem eigentümlichen Verlauf gezwungen wurde. Die Fortsetzung dieses Walles stellen die Wälle bei Breitenau – Vormoos dar. Äquivalente zu dieser Moräne sind die Wälle bei Oberholz – Jagdhub, die sich nach einer kurzen Unterbrechung noch nach Süden in einer deutlichen Staukante fortsetzen. Diese Wälle führen neben den Flyschgeschieben 20–30 % kalkalpines Material, das oft stark korrodiert ist (die Mächtigkeit der Verwitterungsschwarte konnte nicht beobachtet werden).

Mit diesen Wällen ist der steile Übergangskegel nördlich Mühlbauern Säge und Angern verknüpft, der nach anfänglich steilem Gefälle und unruhiger Oberfläche in die flachere, glatte Hochterrasse Schlag–Schwendt übergeht.

Die kleinste der drei Eiszungen entwickelte sich über dem Sattel beim Hochmoos. Sie reichte bis ca. 400 m südlich der Vormoos Mühle und hinterließ den deutlichen Wall bei Ebnat und äquivalente Sedimente östlich der Vöckla. An diese schließt eine Hochterrasse an, die bis über die Vormooser Mühle zu verfolgen ist. Durch die Erosion der Vöckla ist in dem breiten solifluidal überformten Moränenwall eine ausgedehnte Massenbewegung entstanden, die wahrscheinlich noch nicht zur Ruhe gekommen ist.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Report 1986 on Geological Mapping in the Northern Calcareous Alps on Map Sheet 67 Grünau im Almtal

Von OLE GRAVERSEN, KIM ZINCK JØRGENSEN,
CHRISTIAN KRÜGER & JENS SÖLLING
(auswärtige Mitarbeiter)

In 1985 a mapping program was established in the Northern Calcareous Alps in the Grünau area by Institut for almen Geologi (Institute of General Geology), University of Copenhagen, involving a group of undergraduate students (* = Diplomkartierungen). Two mapping areas are situated south of the Cretaceous Flysch Zone:

1) Hauergraben – Zwieseleck (J. SÖLLING*)

2) Kasberg (C. KRÜGER*)

while two areas ESE and NE of Grünau cover the Grünau Halbfenster (Flysch) and the adjoining part of the Northern Calcareous Alps to the south and north:

3) Geißstein – Schindlbach – Brenntbach (K. Z. JØRGENSEN*)

4) Tissenbach – Hochsalm (O. GRAVERSEN).

For the areas 1, 2 and 3 the mapping program was completed in the summer 1986.

The early mapping of the area was published in the map sheet Kirchdorf (1 : 75.000) by GEYER & ABEL (1913). Later more detailed studies covering the areas now under investigation are published by GASCHÉ (1938), KIRCHMAYER (1956, 1957), PREY (1950, 1953) and WEBER (1960).

The following account of the geology is based on field observations made in 1985 and 1986 and names are given according to correlations with the current nomenclature of published sections and maps in the Northern Calcareous Alps (ZANKL, 1971; PLÖCHINGER, 1980).

The following main bed rock units have been established in the area (listed in descending order):

- Quaternary
- Flysch
- Oberalmer Schichten/Schrambachschichten
- Plattenkalk
- Hauptdolomit
- Wettersteinkalk
- Wettersteindolomit
- Reiflinger Kalk
- Gutensteiner Kalk

Furthermore minor outcrops of Gosau sandstein, Tressensteinkalk and Helvetikum, only occurring within a single area, are described in the presentation of each area.

Gutensteiner Kalk

Gutensteiner Kalk is a dark, mostly bituminous, wellbedded limestone alternating with subordinate marl bands. The lithology varies from a bituminous mudstone, which is the most frequent facies, over paler wackestones and packstones to a grainstone composed entirely of echinoderm fragments. Most of the limestone beds have developed a network of stylolites.

In the Gutensteiner Kalk occur several 10–40 m thick intervals characterized by different bedding types. The transitions between these intervals are normally gradual over a few meters, but abrupt changes occur. The bedding types vary from thin (1–3 cm) laminated limestone alternating with mm-thin marl bands, to thicker bedded (5–20 cm) massive limestone alternating with marlbeds of c. the same thickness. In places the marl is missing and the beds are then defined by dissolution and non-deposition surfaces. The bedding may further vary from fine bedded nodular dark limestone with small druses, and flint and dolomite concretions alternating with thin marl bands, to more massive (1–3 cm) nodular limestone. The rock is at certain horizons very fossiliferous with reference to bodyfossils, particularly echinoderms and brachiopodes, as well as tracefossils e. g. *Thalassinoides*.

The Gutensteiner Kalk reaches a maximum thickness of c. 400 m, but this unit is cut by several thrusts, so the true stratigraphical thickness is expected to be much less.

Reiflinger Kalk

The lithology of the Reiflinger Kalk is largely similar to the upper part of the Gutensteiner Kalk. It is a nodular, dark, partly bituminous limestone with chert nodules in the lower part.

From a mapping point of view the boundary between Gutensteiner and Reiflinger Kalk is defined as the first occurrence of large chert nodules. A stratigraphical more correct boundary should presumably have been defined lower in the Gutensteiner Kalk sequence.

The chert rich layers locally alternate with marly crinoid and brachiopod limestone. This facies is followed by fine bedded, nodular limestone having varying darker and paler bedding and lacking chert nodules. 20–30 m above the first chert nodules, greenish, marly laminae between beds have been observed.

Wettersteinkalk

This rock unit varies from an unfossiliferous micritic limestone over an algae-bearing packstone to a coral grainstone. Since different facies occur in each area, a more detailed description will be given by each in the individual areal descriptions.

Wettersteindolomit

This unit is entirely uniform and consists of a massive, white to pale grey dolomite having a characteristic sugary appearance. Locally dark impurities (clay?) occur in small fractures. The unit has no bedding except for the lowermost 5–6 m on the boundary to the Reiflinger Kalk.

Hauptdolomit

A major part of the mapped area is covered by a thick dolomite unit. A total thickness of at least 600 m has been observed at some places. Because of thrusting and locally intense mesoscale folding within the unit, the stratigraphic thickness is likely to be less. The colour of the rocks is mainly pale brown to grey, but darker beds also occur. The dolomite rocks are often well bedded with individual beds ranging from c. 10 cm to 2 m in thickness. Stylolites occur both within single beds and along bedding boundaries. In some places individual beds may show lateral outwedging. Sedimentary structures within the beds are mostly lacking, probably caused by the dolomitization of the unit. At some outcrops well preserved sedimentary structures are observed. Sometimes the bedding types seem to alter in a cyclic manner. Each cycle starts with a 10–30 cm thick, erosive, greenish conglomeratic bed with intraclasts and shell fragments. The conglomeratic bed is often succeeded by a 1–4 m thick sequence of pale to dark grey vuggy dolomudstones containing shell fragments. Thereafter follows a 1–3 m thick sequence of algal laminated birds-eye dolomite. Sometimes small erosive channels containing intraclasts fillings cut the lamination. The colour is mainly pale grey to white, but dark grey (organic rich?) laminae occur. A 1–3 cm thick greenish clay horizon terminates each cycle. We propose that this cyclic behaviour of bedding types could represent a dolomitic version of Lofer cycles (FISHER, 1964). In many outcrops only two of the above mentioned bedding types are present, namely the massive dolomudstone and the algal laminated birds-eye dolomite.

At the upper levels of the dolomite unit intercalations of pale grey limestone beds and limestone nodules in the dolomite tend to become frequent.

Rocks of this unit may show intense fracturing and any bedding is impossible to recognize.

In agreement with earlier mapping in this area the dolomite unit is correlated with the Hauptdolomit.

Plattenkalk

The Plattenkalk unit consists of pale greyish brown to nearly white limestone beds alternating with dolomite beds. The latter vary from massive speckled beds to finely irregular laminated beds. As in the upper part of the Hauptdolomit thin irregular layers of clay randomly

occur in the sequence. They are believed to terminate Lofers cycles being soil horizons. The transition from almost pure dolomite to nearly pure limestone within the Plattenkalk is gradual. The boundary to the Hauptdolomit has arbitrarily been chosen where the occurrence of laterally persistent limestone beds constitute more than c. 50 percent of the rock (in a vertical scale).

Fossils are abundant, especially Megalodonts in varying sizes are commonly observed.

In general the Plattenkalk outcrops in synclines on the ridges. However, in some areas the Plattenkalk is emplaced along steep thrustfaults.

Flysch

An association of clastic sediments has been observed in the north eastern part of the mapped area. The unit consists of rapidly changing lithologies of mainly pale grey marls and sandstones with minor layers of shales and clays. The sandstones are often lime and mica bearing; the weathering colours are typically in grey to brown and reddish brown shades.

During the mapping the flysch association has been treated as a single mapping unit. This flysch unit is of Cretaceous age and outlines the Grünau Halbfenster.

Oberalmer Schichten / Schrambachschichten

The unit consists of brecciated massive pale grey to greenish grey and reddish brown micritic limestones. Thin sections of the rocks contain large numbers of Calpionellids. One species has been identified as a *Calpionella alpina*. In agreement with the earlier mapping in this area, and on basis of the observed Calpionellids, these limestones are correlated with the Oberalmer Schichten/Schrambachschichten of upper Jurassic to lower Cretaceous age. Rocks belonging to this unit have been observed in a single road exposure on the Falkenmauer ridge in the north eastern part of the mapped area.

Quaternary

In the Quaternary cover the following deposits have been distinguished: Alluvium, moraine, gehängeschutt, hangbreckzie, bergsturz and landslide.

Alluvium

Deposits of this unit cover the floor of the main valleys in the area, the Almtal and the valleys of Grünaubach and Schindlbach. The alluvium is often bordered by river terraces. The deposits are mainly coarse grained fluvial gravels with clasts almost entirely derived from the local limestone units.

Moraine

Occurrences of moraines are mostly restricted to gentle slopes leading down to the valleys. The moraines are mostly coarse grained with only a little content of fine clastic material. Like the alluvium, the moraine contains mostly limestone clasts.

Gehängeschutt

Deposits of this unit are observed on the slopes of the hills and in minor gullies in the whole area. The deposits are composed of coarse grained gravels, individual clasts are very angular. The lithologies of these clasts correspond very closely to the lithologies of nearby underlying bedrock in almost all cases. The fractured Hauptdolomit rocks are easily weathered out, the gehängeschutt deposits are therefore very frequent in areas of this bedrock unit. The gravels contain very

little fine grained matrix. Because of the similarities in lithology it can be difficult to distinguish between deposits of this unit and the moraines. It is assumed that boundaries between the two units can be transitional.

Hangbreckzie

The hangbreckzie is distinguished from the gehängeschutt by the calcite cementation of the hangbreckzie. The occurrence of the hangbreckzie is similar to the gehängeschutt. Transitional deposit types to gehängeschutt have been observed at several places.

Bergsturz

Deposits of this unit have been observed beneath steep slopes. Individual rock fragments are often very large (m size). These deposits also show transitional deposit types to the gehängeschutt unit.

Landslide

Landslides have been recorded only from areas where rocks of the flysch unit are present in the bedrock.

Structural relationships

Fracturing and minor faulting and thrusting of limestone- and dolomite rocks are important components of the deformation pattern. Brittle deformation tends to be more frequent in dolomite rocks than in limestone rocks, probably due to a greater competence of the dolomites. This is clearly demonstrated at fault/thrust controlled boundaries between e. g. the Hauptdolomit and the Gutensteiner/Reiflinger Kalk units. Close to these boundaries intense cataclasis of the rocks of the Hauptdolomit is seen, whereas the primary beddingplanes of rocks of the Gutensteiner/Reiflinger Kalk units are preserved intact. In some places minor thrusting without cataclasis is seen within the Hauptdolomit unit, but only in connection with thin clay beds acting as décollement planes.

Complete dolomitization is often observed in rocks bordering thrust/fault planes within pure limestone units. It may be assumed that cataclasis along shear-zones favours permeation of Mg-rich brines, thus giving rise to a late dolomitization of the limestone rocks.

The general orientation of folds of the mesoscopic scale is given by a roughly east-west trend of foldaxes, plunges are gently towards both east and west, generally less than 15°. Mostly the folds are of the flexural slip type. Wavelengths vary from decimeter size to tens of metres, much depending on the local average thickness. E. g. finely bedded rocks of the Gutensteiner Kalk unit often show intense small scale folding (dm size), whereas the smallest fold wavelengths seen in Hauptdolomit rocks are about 2 to 5 m.

Interference with a more weakly pronounced north-south trend of foldaxes is seen in some places. In still other places no obvious trend of axes is seen at all. The folds are often asymmetrical showing northern vergence, which is in agreement with a general northerly direction of tectonic transport.

Hauergraben – Zwieseleck (SÖLLING)

The area is located west of Almtal, south of Hauergraben – Linaubach and north of Kleiner Karbach – Gasslkogel. The stratigraphic units recognized in this area are the Gutensteiner Kalk (tmg), the Reiflinger Kalk (tmr), the Wettersteinkalk (twk), the Hauptdolomit (td) and the Plattenkalk (tdk). Furthermore the Jurassic

Tressensteinkalk (itr) and the Cretaceous Gosau Sandstein (krs) outcrop to the west.

Topographically the area is dominated by east–west striking ridges and valleys although this pattern is less obvious to the west where the Wasserkogel – Schnellerplan ridge strikes north–south.

The Hauptdolomit represents more than fifty percent of the bedrock within the mapped area. Primary sedimentary structures, including lamination and birds eye structures, are only locally preserved, and the Hauptdolomit appears mostly massive with a pale yellowish colour, though it might be white and sugary. The latter is observed in the Vorderer Rinnbach Valley, where bedding is completely lacking. In Vorderer Rinnbach Valley and further south the stratigraphically highest part of the Hauptdolomit is present. This is recognized by intercalations of limestone beds and marly layers which increase in number upwards until the Plattenkalk takes over. North of Vorderer Rinnbach pure dolomite makes up the Hauptdolomit, probably representing a lower stratigraphic level.

To the north the lowermost stratigraphic units, the Gutensteiner Kalk, the Reiflinger Kalk and the Wettersteinkalk have been thrust on top of the Hauptdolomit at Zwillingskogel. The Gutensteiner Kalk and the Reiflinger Kalk have been mapped as one unit owing to the poor quality of outcropping. Lowermost in the sequence the rock is dark, commonly bituminous and with thin well defined bedding.

The Reiflinger Kalk is recognized in the upper part of the sequence by nodules of chert and dolomite in a dark limestone becoming paler upwards.

Near Grünau a variant of the Reiflinger Kalk, the Raminger Kalk, has been observed. It is characterized by bands of chert in a pale dolomitic limestone, but as it is only observed once, it has been included in the lower part of the Wettersteinkalk exposed at Wiesleithen.

The combined sequence of Gutensteiner Kalk and Reiflinger Kalk reaches a total of 550 metres in thickness to the east of Zwillingskogel but tectonics are likely to be responsible for some repetition within the sequence.

Ammonites (*Balatonites* c. f. *balatonicus* MOJS.) have been reported (E. GASCHE, 1938 in A. TOLLMANN, 1976, p. 79) in Hauergraben to the north dating the lower part of the sequence, the Gutensteiner Kalk, to Middle Anisian.

The Wettersteinkalk makes up the top of Zwillingskogel and can be traced along the ridge to Hochkogel in the west. It is mostly a massive pale rock but poorly defined bedding occurs. Crinoids have been observed north of Gsolberg but mostly the limestone is unfossiliferous.

To the south the Plattenkalk outcrops as synclines on top of the Mangstlberg – Kiesenberg and Zwieseleck – Gasskogel ridges. A stratigraphic sequence of more than 500 meters of Plattenkalk is measured at Tennalm with no sign of repetition. The limestone is well bedded with a greyish colour and contains numerous fossils including small megalodonts. A slightly different limestone, rich in giant megalodonts, is present in the bottom of the Vorderer Rinnbach Valley. Omission surfaces are here revealed by a red or green colouring. This unit is bounded by faults to the north and south and dips gently (7–8°) to the east. The southern syncline at Schnellerplan outcrops with an axis dipping

of 20–30° to the west, while the northern syncline at Mangstlberg is subhorizontal to gently eastdipping.

To the west of Wasserkogel a major fault parallel to the Traunsee cross cuts the area and much younger rock units are exposed to the west.

To the north, just west of Hochkogel, Hauptdolomit is in contact with Cretaceous Gosau Sandstein. Though poorly exposed it is readily recognized being an arenaceous dark bluish limestone weathering out reddish. It can be traced to the mapsheet to the west covering the Traunsee area. To the south this Cretaceous unit is bounded by a pale massive limestone. It is brecciated eliminating any former bedding. On the map sheet to the west covering the Traunsee area the Gosau is bounded to the south by the Jurassic Tressensteinkalk indicating that this is also the case here.

Structural description

The area is dissected by faults/thrustfaults dividing the area into four tectonic units.

At Zwillingskogel the most prominent structural feature, a major thrustfault has brought Lower Triassic rock units on top of Middle Triassic Hauptdolomit. The thrustfault runs along the Zwillingskogel – Hochkogel ridge and has a dipping of c. 60° to the north. Going west the thrustfault cuts up through the stratigraphic sequence, Gutensteiner Kalk, Reiflinger Kalk and Wettersteinkalk only leaving Wettersteinkalk at Wandkogel and Hochkogel. The thrustplane flattens northward and describes a gentle syncline.

The underlying tectonic unit is made up of Hauptdolomit and Plattenkalk. It is further cross cut by minor faults. They are steeply southdipping and have a general east – west strike. This pattern is disturbed to the west close to the second major fault striking north – south. Here the minor faults are deflected to the south. Within the Vorderer Rinnbach Valley secondary dolomitization along faults causes bedding to be only locally preserved. Between the faults the rocks are mostly gently folded except to the north where a fault brings the bedding in an almost upright position.

West of the second major fault running from Hochkogel to Gasskogel the third tectonic unit is exposed. Faults within this unit are deflected to the north close to the major fault.

To the east Hauptdolomit rests, discordantly, in a steep angle on Wettersteinkalk and reveals the third major fault. This fault can be traced across the Almtal and connected with a fault formerly named the Teichl-(Schwereck)Störung. To the northwest it disappears below the thrustfault at Zwillingskogel.

Tectonic summary

A major thrustfault at Zwillingskogel brings lower Triassic rocks on top of middle Triassic Hauptdolomit. The thrustfault cuts off the Teichl-Störung to the east and a north–south striking fault to the west. This dates the thrustfault as the tectonically youngest feature. The fault to the west deflects minor faults east and west of the fault bringing post Triassic rocks in contact with Triassic rocks.

Kasberg (KRÜGER)

To the west the Kasberg area is limited by Almtal and towards the south by Straneggbach over Ringhütte to Steyrling, which together with the border of the map de-

limits the area to the east. The northern boundary against the Geißstein – Schindlbach – Brenntbach area is drawn along the Hochstein high over the north side of the Kasberg-plateau to Wasenbach. Six mapping units have been recognized in this area: Plattenkalk (tdk), Hauptdolomit (td), Wettersteindolomit (twd), Wettersteinkalk (twk), Reiflinger Kalk (tmr) and Gutensteiner Kalk (tmg).

Tectonics has caused a somewhat inverted stratigraphical succession though a normal sedimentological succession is present within each tectonic unit. Upper Triassic Hauptdolomit and Plattenkalk is overlain by Middle Triassic Gutensteiner Kalk – Reiflinger Kalk – Wettersteindolomit and Wettersteinkalk.

The Hauptdolomit occurs along the west side of Kasberg from Wasenbach in the north to the western end of Meisenberg in the south. In this area the Hauptdolomit has a thickness of up to c. 500–550 m, which is not necessarily the true stratigraphic thickness owing to thrusting.

On the Kasbergalmstraße, from 699–950 m a. s., the Hauptdolomit is uniform and contains few or no sedimentological structures.

Above 950 m, greenish marly layers begin to occur between the dolomite beds. A little further upward a dolomitic version of Lofer cycles is developed. This cyclicity continues for c. 50 m, and varies in degree of development. From 1020 m, darker dolomite with limestone intercalations occurs, and locally still containing greenish-layers.

At 1070 m black, bituminous marly dolomite, the so-called Seefelder facies, occurs in isolated (5–10 m) lenses, and a major lens of Gutensteiner Kalk is present.

In the uppermost part of the Hauptdolomit the bedding planes are diffuse and the number of limestone beds increases. A pure limestone that could be called Plattenkalk is not developed. The only area where Plattenkalk has been observed as a bedded, pale limestone is in the NE part of Wallibach between 1150–1200 m.

The Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk beds are the most widely distributed rock units in the area. They occur on the Kasberg plateau above c. 1200 m and continuing over Schwalbenbauer to Jausenkogel in the north-east and along the southern part of Kasberg from the crest of Meisenberg over Rabenstein to Zösenbach in the east. The best exposures are seen on the Kasbergalmstraße above 1130 m. From 1130 m to c. 1350 m the rock is well bedded with distinct, thin (1–20 cm) parallel beds. Apart from a single gastropod in the lowermost part no fossils have been observed. At 1360 m the first crinoid layers start to occur and a little above the beds become nodular and irregular.

This facies continues to 1440 m where the crinoid beds reappear but in a more thickly bedded version. Above these beds follows nodular, highly bioturbated limestone (presumably "Wurstl-Kalk"). These beds grade up – with minor Brachiopodcoquina intercalations – into paler, nodular, poorly fossiliferous limestone containing slump structures. The sequence is terminated partly by a bank like thick bedded (0.5–2 m), pale limestone, and partly by a chert rich, nodular limestone. This determines the Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk boundary.

The chert rich layers alternate with marly, well bedded, fossiliferous layers containing 2–3 species of crinoids and at least 6–7 species of brachiopods (one

has been determined to be a *Tetractinella trigonella*, SCHLOTH). Furthermore a single, well preserved conodont has been found and identified as *Gondolella foliata inclinata* (KOVACS), giving a late Ladinian to early Carnian age (KOVACS, 1983).

At Benn Nock and north to the boundary to the Hauptdolomit, the Gutensteiner Kalk and Reiflinger Kalk is dolomitic. The rocks are still slightly bituminous with primary lamination and bedding.

The boundary between Reiflinger Kalk and Wettersteindolomit is either a sharp contact or a gradual transition from bedded, nodular Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk to well bedded, reddish and greenish mottled, sugary dolomite which within 5–6 m, becomes a massive sugary white dolomite.

Wettersteindolomit occurs in the eastern and south-eastern part of the area i.e. in the south from Hundskogel, Brunnkogel over Zösenbach to Hochkogel and with a northern limit in the Katzengraben. No bedding has been observed and apart from some minor bodies of Wettersteinkalk above the Wettersteindolomit on Hochkogel. No upper boundary has been mapped, so the thickness is impossible to obtain, but on Hundskogel there is at least 500 m of dolomite.

On the Hochkogel ridge at least two separate Wettersteinkalk units occur, of which the contacts with the underlying dolomite are irregular. It seems that much of the dolomitization has occurred along faults cutting into the limestone.

The Wettersteinkalk on the Hochkogel peak consists mostly of oncolites, crinoid and coral fragments, sphinctozoans etc. with a matrix of micrite, while the western unit is composed entirely of corals in or very close to life position. The matrix here is partly micrite and partly sparite.

Along the north side of Straneggbach at Seeleiten Wettersteinkalk is developed as a monotonous, pale limestone with no or very faint irregular bedding. The rock is poor in fossils except at one location where the rock was found to be a grainstone composed entirely of crinoid fragments.

At G. Ödsee, further to the south, the limestone (found only as loose blocks) is composed of orientated intraclasts resembling a turbiditic flow. Generally the boundary to Wettersteindolomit is somewhat arbitrary since the transition Wettersteinkalk/Wettersteindolomit is gradual over 20 m and because minor dolomitized bodies occur within the limestone.

Structural description

A general south-east dip of the bedding in the area implies that the lower tectonic units outcrop to the west while the highest units occur to the east.

The most striking structural feature of the area is the thrust that brings the Middle Triassic Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk and Wettersteindolomit to overlie the Upper Triassic Hauptdolomit.

The thrust itself can be followed along the west side of Kasberg. It rises from Straneggbach where it either runs parallel to the Hauptdolomit bedding or cuts the bedding at a very low angle. The thrust plane (outlined by the Hauptdolomite – Gutensteiner Kalk boundary) flattens over Wallibach and dips gently northward creating a flat anticlinal structure having a fold axis orientated c. 100°/10–20°. Along Kasberg the thrustzone seemingly runs parallel to the bedding unit – over Wasenbach – it apparently cuts up through the

Hauptdolomit, creating a relative steeply southward dipping slope.

The thrust plane should more correctly be considered as a broad irregular zone which on the Kasbergalmstraße starts at c. 1070 m with highly disturbed Hauptdolomit bedding followed by an inclined Gutensteiner Kalk lens (across c. 15–20 m).

Above this, a disturbed Hauptdolomit sequence occurs, which is somewhat different from the underlying Hauptdolomit having a pronouncedly higher content of pale limestone beds. Since the sedimentological succession has not been observed as being complete it is likely that the upper parts of the Hauptdolomit have been tectonically displaced. At 1130 m the transition from Hauptdolomit to Gutensteiner Kalk is very sharp, containing only a thin (few cm) crushed zone.

Within the Hauptdolomit itself there are signs of minor thrusts/movements, e. g. Wallibach 720 m, where the bedding is highly folded in an otherwise undisturbed sequence. A further mapping of these zones has not been possible.

The hanging wall rock units consist of a stratigraphically correct succession of Gutensteiner, Reiflinger Kalk, Wettersteindolomit and -kalk. The lowermost 80–90 m of Gutensteiner Kalk is intensely folded and cut by several minor thrusts. This implies that the thrust zone has affected c. 150–200 m of Hauptdolomit and Gutensteiner Kalk rocks.

Within the Gutensteiner Kalk, folds and crushed zones indicate thrusting. This is the case along the southern margin of the Kasberg plateau, where the bedding is highly disturbed. Crushed zones have been observed between the Kasberg peak and Schwalbenmauer, and further southward along Rabenstein. These disturbed zones all occur in the upper part of Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk which, together with differences in Reiflinger Kalk levels, indicate one or maybe several minor thrust planes within the upper part of Gutensteiner Kalk.

The great thickness of the Gutensteiner Kalk, especially, could partly be explained by a stacking of low angle thrust lenses internally within Gutensteiner Kalk. Alternating thicknesses going from west to east could be explained by irregularities in the bounding thrust-plane.

The boundary between Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk and Wettersteindolomit is somewhat dubious, although the rocks lie stratigraphically correct.

Two features favour the explanation that Wettersteindolomit has been tectonically displaced upon Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk in this area.

The first observation is that Wettersteindolomit is cutting the chert nodule (Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk boundary) horizon on the north and west sides of Langscheidalm where the dolomite is in direct contact with Gutensteiner Kalk.

The second feature is that, according to observations during this fieldwork and the 1913-map of GEYER, Wettersteindolomit rests directly on Hauptdolomit west of Almtal opposite Stranneggbach. This implies that a major thrust directly underlies Wettersteindolomit. It is most likely that this feature may continue east of Almtal, and it is reasonable to assume that the Wettersteindolomit here likewise has been tectonically placed upon the Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk.

The thrust, underlying Wettersteindolomit west of Almtal, is the one that cuts Gutensteiner Kalk/Reiflinger

Kalk and further has minor later thrusts carrying lenses of Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk into Wettersteinkalk.

The lens of Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk in Wettersteindolomit in Zösenbach (600 m) and Langscheidalm (700–800 m) is surrounded by three thrusts. One on either side which have to join and cut through the Wettersteindolomit from Zösenbach over Hochkogel down to Katzengraben. The Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk lens is cut by a third thrust at a high angle in Zösenbach by the unit that covers Brunnkogel – Hundskogel.

Tectonic summary

Summarizing this interpretation, the area consists of three major tectonic units: The lowermost Hauptdolomit/Plattenkalk unit separated by a thrust to the Gutensteiner Kalk/Reiflinger Kalk unit, that in its turn is separated by another thrust carrying the Wettersteindolomit/-kalk unit as the uppermost unit. All three units are cut internally by minor thrusts. This is best visualized within the Wettersteindolomit unit where obvious different lithologies are involved.

Geißstein – Schindlbach – Brenntbach (JØRGENSEN)

The area is located south of Grünaubach – Stoßbach – Schwarzenbach, east of Almtal and north of the Wasenbach – Hochstein line. The mapping units in the area are the Gutensteiner Kalk (tmg), Reiflinger Kalk (tmg), Wettersteinkalk (twk), Hauptdolomit (td), Plattenkalk (tdk), Oberalmer Schichten/Schrambachschichten (io/kn), Cretaceous flysch (fy), Helvetikum? (he) and Quaternary. The distribution of the pre-Quaternary rock units in the area are governed by a number of south dipping thrust faults striking c. WNW–ESE, separating the area into four major tectonic units.

The northernmost main unit (the lowest structural level) is bordered to the south by a major southdipping (45° subvertical) thrustplane striking ESE from Langau to Jhtt. Keferreuth. Towards the western part of the area a continuation is expected of this thrust fault situated along Grünaubach (this assumption is based upon field data obtained by O. GRAVERSEN). The main unit can be subdivided into three minor thrust sheets, all southdipping. A succession of Wettersteinkalk – Hauptdolomit – Oberalmer Schichten/Schrambachschichten is overthrust by a Hauptdolomit unit (maybe Wettersteinkalk at the base?) along the Falkenmauer ridge. Both thrust sheets are again overthrust by a Wettersteinkalk unit along Stoßbach – Schwarzenbach. Rocks of the Wettersteinkalk unit from the lower thrust sheet are mostly poorly bedded pale grey limestones, but wellbedded sections are observed at several localities. Here algal laminated beds seem to alter with massive grainstone beds in a rhythmic manner. Erosive channels with algal laminated intraclast fillings are also observed in these sections. The massive grainstone beds contain large numbers of Dasycladacean algae. Some horizons consist entirely of Dasycladacean alga fragments. On basis of the erosive channels it is assumed that the rock unit is lying in an upright stratigraphic position (this assumption is supported by evidence from thin sections).

The following Hauptdolomit unit consists of fairly wellbedded massive pale to brownish grey dolomite rocks. Folding and intense fracturing are often seen in

this unit. Towards the boundary to the underlying Wettersteinkalk unit the dolomite rocks show shearing and cataclasis. The Oberalmer Schichten/Schrambachschichten unit have only been recorded from the westernmost part of the Falkenmauer ridge. The rocks are exposed in a few hundred meters broad zone in the thrust zone that separates the two Hauptdolomit units. The following Hauptdolomit unit above the thrustplane is composed of fractured pale grey poorly bedded dolomitic rocks. Rocks of this unit are only exposed in the north easternmost part of the mapped area.

Above the thrust plane of the Stoßbach – Schwarzenbach thrust fault follows a succession of poorly bedded pale grey to grey limestone rocks that are correlated with the Wettersteinkalk unit. Weathered rocks of this unit often show a characteristic spotted surface pattern. Thin sections of the rocks reveal what could be interpreted as completely recrystallized Dasycladacean alga. The rock unit becomes wider in the easternmost part of the area.

South of the previously described Wettersteinkalk unit follows the second major tectonic unit; to the south bordered by a steep (70° subvertical) dipping thrust fault extending in a east southeasterly direction from Obere Höll to Wasserböden. This thrust fault is also known as the Teichl (Schwerek) Fault (A. TOLLMANN, 1976). The main unit can be subdivided into several minor steeply dipping thrust sheets (laterally not very persistent) composed of rocks of the Gutensteiner Kalk unit, the Reiflinger Kalk unit, the Hauptdolomit unit, the flysch unit and possibly the Helvetic unit. The main unit wedges out towards ESE. The structural relationships within this unit are likely to be more complicated than it appears from the geological map. Bedrock units are not well exposed and it is difficult at individual exposures in the field to distinguish rocks of the Gutensteiner Kalk unit and the Reiflinger Kalk unit.

Rocks of the second unit are partly overthrust by rocks of the Gutensteiner/Reiflinger Kalk units belonging to the fourth main unit (the Kasberg sheet). These overthrust rocks are lying as klippen in a zone extending from Zwillingskogel along Zuckerhut, Dachskopf and Kieshütte to Geißstein. The rocks of the klippen zone do not seem to differ lithologically from the rocks of Gutensteiner/Reiflinger Kalk units of the second main unit, so only the structure makes a differentiation of the rocks of the two tectonic units possible. The lithologies are almost similar to the ones described from Kasberg Almstraße. Although in the western part of the klippen zone rocks of the Gutensteiner Kalk unit tend to become more thick bedded and less bituminous. This could mark a transitional facies to the Annaberger Kalk unit (A. TOLLMANN, 1966). Unidentified brachiopods and crinoids have been observed in the Gutensteiner Kalk unit at a few localities in the klippen zone. Due to intense weathering and erosion, the flysch sequences of the second main unit are very badly exposed and structural and stratigraphic observations are scarce.

The fine grained clastic rocks within the flysch unit favour the landslidings observed at many places in the flysch areas. Measurements of beddingplanes mostly show very random orientations, thus indicating a "floating" behaviour of the flysch rocks. Tectonic lenses of metamorphic rocks (garnet mica schists) (Helvetikum?) outcrop at two localities near Dachskopf within the

flysch zone, indicating a profound thrusting within this second main unit.

South of the Teichl (Schwerek) Fault follows the third major tectonic unit, bordered to the south by a flatly thrust (SSE dipping in the easternmost parts of the area), known as the Kasberg thrust (A. TOLLMANN, 1976), extending from Wasenbach along Schwalbenmauer, Turmmauer to Steyrling on the neighbouring mapsheet. The unit consists of rocks of the Hauptdolomit and Plattenkalk units. The Plattenkalk unit outlines the internal structures of the whole main unit, the Plattenkalk unit being in stratigraphic contact to the Hauptdolomit unit. Strata are relatively flatlying in a stratigraphic upright position. Mesoscale folding, faulting and thrusting of the rocks are frequent, particularly close to the Teichl (Schwerek) Fault. A major south dipping thrust fault has been discovered in the north western part of the main unit where it runs parallel with the Teichl (Schwerek) Fault. A repetition of the Plattenkalk unit in this area outlines the thrust fault. A 200–300 m broad east–west striking zone of almost white brecciated dolomite rocks have been observed at Farrenauhütte. The zone seems to be steeply south dipping and cuts of the Plattenkalk unit to the north. I believe that the zone is a fault zone and that late dolomitization took place in the rocks of this zone. The Plattenkalk unit wedges out towards the eastern part of the area, and east of Jausenkogel the unit is cut off by the Kasberg thrust. In general the observed thickness of the unit is less than 80 m, but at Hochberg the thickness is c. 200 m. This difference in thickness could be explained by facies variations, but internal thrusting and folding in rocks of the Hochberg area indicate that tectonics are responsible for most of the increase of thickness. Fossils are rare in rocks of the Hauptdolomit unit, unidentified shellfragments have been observed at a few localities. Fossiliferous beds are numerous in Plattenkalk beds from where foraminiferas, gastropods and bivalves have been identified.

The southernmost part of the mapped area is occupied by the fourth major tectonic unit (the highest structural level), consisting of rocks of the Gutensteiner/Reiflinger Kalk units overthrust on rocks of the third main unit. Intense mesoscale folding and thrusting have occurred in rocks close to the thrust plane (the Kasberg thrust). In the northeastern part of the thrust sheet (south of Farrenauhütte) deformation is accompanied by a major dolomitization of the limestone rocks. Structural and petrographic observations within rocks of the klippen zone (previously described from the second main unit) support the assumption that these rocks structurally belong to this thrust sheet (the fourth main unit).

Tectonic summary

More than ten individual thrust sheets can be classed with four major tectonic units (unit 1 to 4).

The lowest structural level is represented by the northernmost tectonic unit (unit 1), composed of steep south dipping Wettersteinkalk and Hauptdolomit units. To the south along the Grünaubach – Geißstein line, unit 1 is overthrust by steep SSE-dipping rock units of flysch, Helvetikum and Gutensteiner/Reiflinger Kalk (unit 2, the Grünau Halbfenster). The most profound thrusting of the whole area is seen in this unit. Along the steep SSE-dipping Teichl (Schwerek) Fault, unit 2 is overthrust by unit 3, composed of flatlying

Hauptdolomit and Plattenkalk rock units. In the southernmost part of the area along the subhorizontal Kasberg thrust, rock units of Gutensteiner- and Reiflinger Kalk (unit 4, the Kasberg sheet) are overthrust on unit 3. Klippen derived from unit 4 are now resting on top of parts of unit 1 and unit 2, in a zone extending from Zuckerhut to Geißstein.

Distribution of rock units in the whole area reveals the presence of a complicated imbricate SSE-dipping thrust system, with indications of a duplex-like thrust system.

Tissenbach – Hochsalm (GRAVERSEN)

The geology of the northeastern borderzone of the Kalkalpen in the Grünau area reflects the structural position north of the Grünau Halbfenster. The bedrock is mainly made up of the Hauptdolomit unit and a number of limestone units that outline the structure. The mapping is, however, complicated by the discontinuous character of the outwedging mapping units that make it difficult to establish a general stratigraphy.

The structure of the area is outlined by a NW–SE strike with layers dipping 40–60° to the southwest. The general variation also includes southdipping and steeply westward dipping strata, and in a few areas northdipping strata are seen in connection with major thrusting. Minor thrusting is a general feature especially in the Hauptdolomit, while mesoscale folds are only very seldom observed. The major thrust levels are marked by crushing and shearing and the main outline must be the result of a number of disintegrated thrust sheets. The correlation and identification of the stratigraphic position of the individual limestone units have not yet been satisfactorily established.

A white compact limestone outcropping above the Hauptdolomit has been established as a continuous marker unit in the southwestern part of the area, where it has been followed from Janslkogel passing Windhagkogel to Gangjodl north of Grünauberg to the WNW. Above the white limestone unit, east of Gangjodl, there follows a layered grey limestone containing brecciated dolomite nodules. In the northern part of Grünauberg, in an overlying thrust unit, a shaly marlstone followed by a homogeneous grey limestone occurs above the nodulous limestone. On this basis it may then be tentatively suggested that the white compact limestone above the Hauptdolomit and the nodule containing limestone may be included in the Plattenkalk and the Gutensteiner Kalk respectively, while the shaly marlstone and the overlying limestone may possibly reach into the uppermost Triassic or lower Jurassic.

Although the mapping is incomplete, it is evident that a complicated imbricate thrust pattern must follow to the north indicated by successive Hauptdolomit/limestone sequences often separated by intensive thrusting. At the northernmost margin of the Kalkalpen, north of Hutkogel, the thrusting is underlined by sheets of flysch being thrust up into the tectonic succession from below.

Reconnaissance in the eastern part of the mapped area has revealed a single outcrop area of the white dolomite on Loskogel resting on the Hauptdolomit or possibly flysch as a tectonic klippe bordering the Grünau halbfenster. Intensive imbricate thrusting can

also be demonstrated east of Engeleck where the flysch, containing blocks of the white dolomite, is outcropping in the 1000–1100 m level compared to the general 500–600 m level of the Grünau Halbfenster to the west.

Blatt 69 Großraming

Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming

Von RAINER BRAUNSTINGL (auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet umfaßte einen etwa 5 km breiten Streifen am Westrand des Kartenblattes. Von der Mollner Linie im N (Roßberg – In den Mösern) reicht das Aufnahmsgebiet bis knapp an das Sengsengebirge im Süden heran. Es wird zur Gänze zur hochbajuvarischen Reichraminger Decke gezählt.

Der hier etwa 1000 m mächtige Hauptdolomit dominiert das Kartenbild. Gegen seine Hangendgrenze treten aus dem generell massig ausgebildeten, kleinstückig verwitternden Hauptdolomit zunehmend 1 bis 3 m dicke Bänke hervor. Dazwischen schalten sich etwas geringmächtigere Kalkbänke ein, die gegen das Hangende immer dünnbankiger werden und die Dolomitbänke allmählich in den Hintergrund drängen. Dieses Einsetzen des Dachsteinkalkes ist an folgenden Forststraßen aufgeschlossen: Großer Buchberg, Eiseneck (W der Kr. Steyrling), sowie Lindeck, Schneeberg und E Scheiblingau (E der Kr. Steyrling). Die Mächtigkeit des Dachsteinkalkes schwankt zwischen 20 m im N (Lindeck) und 50 m im S (Buchberg). Darüber folgen meist Kössener Schichten, die nur selten aufgeschlossen sind, sowie eine Jurakalkentwicklung, deren massige, rote, selten hellbraun Krinoidenspatkalk im S eine Mächtigkeit von 200 m übersteigen. In den nördlichen Juramulden (Lindeck, Großer Buchberg) erreichen sie maximal 50 m Mächtigkeit, wobei allerdings keine stratigraphische Überlagerung gefunden wurde.

Im Vergleich zur Geologischen Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Weyer, konzentrieren sich die Neuerkenntnisse auf 3 Gebiete:

- Mollner Linie (In den Mösern),
- Kleiner Buchberg – Jaidhaus (Krumme Steyrling) und
- Raum Klausgraben – Vorderreuter Stein.

Der Streifen S der Mollner Linie, die „Breitenauschuppe“, ist wesentlich komplizierter gebaut, als bisher angenommen; Reiflinger Kalk in verschiedenen Ausbildungen (massig oder gebankt, mit und ohne Hornsteinknollen), Lunzer Schichten, Opponitzer Schichten (Rauhwacken, braune Kalke) und Hauptdolomit sind eng miteinander verschuppt (z.B. beim Gehöft Schraml, Maroldenalm und Rosenegger Alm). Die Gesteine sind vielfach auch intern stark gestört, brekziiert und gefaltet. Schöne Falten im Reiflinger Kalk findet man an der Forststraße im Schneegraben, W Kote 815.

Im S schließt steil südfallender Hauptdolomit an. Der Kleine Buchberg (Blattrand W Jaidhaus) besteht nicht aus Hauptdolomit, wie bisher angenommen, sondern hier taucht unter dem Dolomit eine Antiklinale mit Reiflinger Kalk und Opponitzer Schichten empor. Die Achse

kalk unterlagert wird. Dieser vertritt die im Schafbergzug kartierungsmäßig im allgemeinen nicht vom Plattenkalk zu trennenden Kössener Schichten. Eine ca. 3 m mächtige, enggefaltete Zwischenlage darin verweist auf eine intralaminare Gleitung.

Zur Liasfüllung der Schafbergmulde gehören ein dünnbankig-schiefriger, an Spongiennadeln reicher Kalk (Liasspongienkalk bzw. Kirchsteinkalk) und ein gebankter bis massiger, an Crinoidendetritus reicher, heller bis rötlicher Echinodermenspatkalk (Liascrinoidenkalk bzw. Hierlatzkalk). Dank der guten Aufschlüsse entlang der Glasherrenalm-Forststraße konnten diese sich durch Verzahnung ablösenden Gesteine gut voneinander getrennt ausgeschieden werden; auf der 1972 ausgegebenen geologischen Karte des Wolfgangseegebietes 1 : 25.000 wurde eine Punkte-Übersignatur verwendet.

Der mächtige, die Schafberg-Gipfelzone aufbauende Crinoiden-(Brachiopoden-)Kalk keilt im Bereich des Kesselgrabens aus und wird seitlich von den kieselig-tonigen Sedimenten des Kirchsteinkalkes abgelöst. Der tiefere Zweig der Glasherrn-Froststraße quert den im Kirchsteinkalk liegenden Crinoidenkalk zwischen 900 und 1000 m NN beiderseits des Kesselgrabens: der höher hinauf führende Forststraßenzweig quert ihn zwischen 1150 und 1260 m NN. Die Verzahnung der beiden Schichtglieder ist mehrfach zu beobachten. Eine wenige 10 m mächtige Kirchsteinkalk-Einschaltung im Crinoidenkalk liegt bei ca. 1220 m NN vor.

Blöcke aus den Gesteinen der Schafberg-Westseite sind unter den zur Zeit 15 Exponaten des kürzlich an der Strobler Bürglpromenade aufgestellten Lapidariums zu sehen.

Zwischen den Liassedimenten und dem über 100 m mächtigen, vom Kesselkopf (K. 928) zur Butterwand streichenden norisch-rhätischen Plattenkalk des Mulden-Nordflügels liegt eine Störung, die in der unmittelbar nördlich des Schafberggipfels (K. 1785) durchlaufenden Grünseescherflähe E. SPENGLER's ihre östliche Fortsetzung findet.

Eine vom Hüttenstein ausgehende, zur Valtlalm führende Forststraße verbleibt ab 700 m NN, kurz nach einem Wasserreservoir, im Hauptdolomit. An der Eibenberg-Forststraße bei Winkl befinden sich zwei kleine, nur wenige 10 m lange Kirchsteinkalk-Vorkommen, die zum Nordrand der Schafbergmulde gehören. Ein Vorkommen liegt 200 m NE Gehöft Zeppenau, in 660 m NN und ein zweites, ca. 150 m westlich davon, vor der ersten Spitzkehre in 680 m NN. Beim erstgenannten Vorkommen schaltet sich gegen den Hauptdolomit des Eibenberg-Südfußes noch eine kleine Plattenkalkpartie ein; das letztgenannte Vorkommen ist durch eine Störung vom Hauptdolomit abgesetzt und zeigt eine NE-SW-streichende Falte.

Ein von K. BREUER in St. Gilgen beim Haus Pöllingerstraße 7 gefundenes, kopfgroßes Quartärgeröll aus einem mittelkörnigen Konglomerat weist \pm gut gerundete Kristallin- und Karbonatgesteinskomponenten, darunter nach G. FRASL drei Granitoidgerölle auf.

Das Konglomerat, das im sandigen Bindemittel ein Exemplar von *Nummulites* sp. führt, dürfte den eozänen Sedimenten des Wolfgangseefensters entstammen. In diesem Zusammenhang soll erinnert werden, daß die Buntmergelserie des Wolfgangseefensters, die senone bis mitteleozäne Sedimente erfaßt, nahe dem tirolischen Fensterrahmen, und zwar im Graben bei Laim

(ESE von St. Gilgen) und am Nordfuß der Bleckwand WSW von Strobl, tektonisch vom Flysch überlagert wird. Sie entspricht dem im tieferen marinen Milieu abgesetzten, südlichsten Helvetikum dem Ultrahelvetikum S. PREY's, das dem mächtigeren, im seichteren Meer gebildeten Schweizer Helvetikum gegenüber zu stellen ist. Die weißlichen, dunkel gefleckten Senonmergel im Moosbachgraben SW von Strobl sind, wie M. FREIMOSER bestätigte, nach ihrer Fazies und nach ihrem Mikrofossilinhalt jenen des Ruhpoldinger Helvetikums äquivalent.

Bekanntlich verweisen Aufschlüsse am Nordfuß der Bleckwand (Blatt 95) auf eine sedimentäre Überlagerung der eozänen Buntmergel über einem vulkanitführenden, bunten Tithonkalk und einem grauen, dunkel gefleckten unterkretazischen Mergelkalk der Klippenserie und werden deshalb zusammen zum Ultrahelvetikum gestellt (B. PLÖCHINGER, 1964, 1973, 1982). Wollte man diese Klippengesteine wie die ophiolitführenden Gesteine der St. Veiter Klippenzone (S. PREY, 1973) und der Ybbsitzer Klippenzone (W. SCHNABEL in F. BAUER et al., 1979) als Anteil der normalen Basis des nordpenninischen Flysches sehen, müßten die Klippengesteine des Fensters von einer normalen Flyschüberlagerung tektonisch getrennt und in die ultrahelvetischen Buntmergel eingewickelt worden sein – ein Vorgang, der nach dem derzeitigen Stand der Kenntnis nicht vertretbar ist.

Im Sinne einer transgressiven Stellung der Buntmergelserie über der Klippenserie vermerkt S. PREY, daß auch der vom Ultrahelvetikum bedeckte Kontinentalrand basische Eruptiva führen könnte – eine Meinung, der sich auch W. SCHNABEL anschließt. R. OBERHAUSER wirft in diesem Zusammenhang die Frage auf, ob nicht auch die Feuerstätter Klippenzone mit ihrem Tithon-Neokom und ihrem allerdings nicht in unmittelbarem Kontakt damit stehenden basischem Eruptivgestein eine äquivalente Stellung einnimmt.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von GERD FRIK (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen, die eine quartärgeologische Kartierung im Raum zwischen Scharnstein und Pettenbach umfassen, wurden im Gebiet um Steinbach/Ziehberg begonnen. Das nur ungenügend aufgeschlossene Gebiet zeigt bis zum Talausgang bei Steinfeldern keine quartären Reste. Ob es sich bei einer, das ganze Tal hindurch verfolgbareren Einebnungsfläche etwa 30 Meter über dem heutigen Talniveau um Lithologiegrenzen oder ein altes Talniveau handelt, muß sich aus weiteren Untersuchungen ergeben.

Das Terrassenniveau zwischen Scharnstein und Steinfeldern wird aufgrund der sehr jungen Oberflächenform, der geringen Bodenausbildung (– 50 Zentimeter) und der auch unmittelbar unter der Bodenkrume kaum verwitterten Karbonatschotter (vor allem Wettersteinkalke, Reiflinger und Gutensteiner Kalke) wohl

einer würmeiszeitlichen Aufschotterung zugeordnet werden müssen, die eigenständig Höhenlage im Vergleich zu den außerhalb des Almtales aufgenommenen Würm- und Rißterrassen macht es zweckmäßig, vorerst von einem (würmeiszeitlichen) „Scharnsteiner Terrassenniveau“ zu sprechen. Dem entsprechend werden auch nur oberflächlich konglomerierte, wenig verwitterte Schotterniveaus westlich Almaumühle am Ausgang des Greisenbaches und an der Straße nach Bauernreith diesem Schotterstand zugeordnet.

Der bei Dorf südwestlich Scharnstein aufragende Flyschhügel ist nur bei Haid mit Moränenmaterial bedeckt, wie aus einer Baugrube im nördlichen Teil dem vorhandenen Moränenmaterial zu entnehmen war; das zum Teil schon recht kräftig zersetzte Karbonatmaterial und die bis 1,7 m mächtige Lehmschwarte lassen hier Riß-Alter wahrscheinlich sein. Gleiches gilt auch für den schmalen Terrassenstreifen, der, an die Moräne anschließend, in Haid mit einem kleinen Steinbruch endet.

Inwieweit es sich bei dem von Mühldorf bis knapp vor Viechtwang vorhandenen, etwa 10 Meter über dem Scharnsteiner Niveau verfolgbar Terrassenrest um einen Erosionsrest einer Rißterrasse handeln kann, müssen im Moment noch nicht vorhandene Aufschlüsse zu Tage bringen.

Mehrmalige Begehungen der Hänge westlich und nordwestlich Viechtwang und Scharnstein brachten keinerlei Hinweise auf etwaig noch erhaltene Reste von Altmoränen, ein Garagenneubau am Almtalausgang südöstlich Rankleiten auf 515 m zeigte aber eine Bedeckung mit Solifluktionsschutt von mindestens 3,5–4 Metern. Auch zahlreiche kleine Rutschungen, so zum Beispiel oberhalb des östlichen Endes der Steinfeldner Terrasse am nördlichen Berghang lassen eine Erhaltungsfähigkeit von glazigen Ablagerungen am Ausgang des Almtales sehr unwahrscheinlich werden. Almabwärts lassen sich ab Steinbachbrücke zwei bis drei Niederterrassenniveaus unterscheiden; Sandgruben zeigen wie auch in der „Pettenbach-Hochterrasse“ eine deutliche Vormacht an Karbonatschottern wie Wetterstein-, Reiflinger-, Gutensteiner Kalken, höhere Flyschanteile treten nur im Bereich der Einmündungen von Bachläufen aus dem Flysch auf.

Der bewaldete Hügel etwa 500 Meter nordwestlich Heiligenleithen ist in seinem Verlauf bis zum Bauern Scharzer ungewöhnlich stark vernäbt und mit kleinen Tümpeln geradezu übersät, zwei Bachläufe zeigen auch hier eine Lehmschwarte von mindestens 2,5 Metern. Ob es sich hier wirklich nur um den westlichsten Teil des Flyschrückens vom Magdalensberg oder vielleicht um tiefgründig verwitterte und verlehnte Reste einer Altmoräne handelt, ist vorerst noch nicht feststellbar. Aushubmaterial eines Neubaus im Talniveau 200 Meter südlich Dürn brachte unter ebenfalls mächtiger Lehmbedeckung auch zahlreiche stark zersetzte Reste von Kristallinmaterial zum Vorschein. Inwieweit es sich dabei um verschwemmte Reste des bis Pettenbach heranreichenden Astes der Mindelmoräne des Kremstales handelt, muß vorerst noch offenbleiben. Die südliche Abgrenzung der jüngeren Deckenschotter nördlich Pettenbach ist auch nur aufgrund von Material aus Neubauten möglich, eine deutliche morphologische Grenzziehung ist erst weiter im Norden möglich. Die Verwitterungsschwarte an zwei Neubauten bei Bergern zeigt aber eine Mächtigkeit von hier mindestens 2,5–3 Metern.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Bereich Almtal – Laudachsee auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von CHRISTINA ROGL
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Ablagerungen der Alm und des Almtalgletschers zwischen Almegg und der Haltestelle Kothmühle

Über den rezenten Ablagerungen der Alm ist noch eine weitere, ca. 10 m höhere Terrassenebene ausgebildet. Am Rand dieser Terrassenflur ziehen sich Moränenablagerungen etwa parallel zum Talrand hin (vermutlich Würm). Es ist auch zwischen den Moränen und dem Hangschutt des anstehenden Kristallingeröls aufgeschlossen, das aber wahrscheinlich dem Flysch zuzuordnen ist. Diese Gerölle bilden ebenfalls kleine Wälle, die leicht mit den Moränenablagerungen zu verwechseln sind. Bei Almegg reichen die Moränenzüge des lokalen Hauergrabengletschers relativ weit in die Terrassenflur des Almtales hinein.

Nur der Hügel bei Bühel dürfte der Rest einer älteren Terrasse sein, er ist gänzlich aus einem Konglomerat aufgebaut, das hauptsächlich kalkalpines Material enthält.

Ehemalige kleine Bäche haben aus dem Gebiet des Hauergrabens und der diesem vorgelagerten Moräne flache Schuttkegel über die Terrassen geschüttet.

Bereich Schratzenau – Kornstein – Hochbuchegg

Nördlich der Schratzenau befindet sich eine große, vor allem aus Flyschgesteine gebildete Rutschmasse, die sich weiter unten zu einer schmalen Zunge verengt und fast bis zu den Häusern „In der Au“ reicht. Eine markante Erhebung ca. 400 m nordöstlich der Schratzenau und der südliche Teil des Kornsteins bestehen aus einer schwach verkitteten Kalkbrekzie. Der nördliche Teil des Kornsteins ist ein hausgroßer Kalkblock, der nach Osten in einen Schuttstrom bis nach Forst zerfließt.

Die übrigen Hänge nördlich der Schratzenau und des Kornsteins bestehen aus Flysch mit zwischengelagerten Helvetikumsschuppen. Diese Gesteine rufen wegen ihrer wasserstauenden Eigenschaften immer wieder kleinere und größere Rutschungen hervor.

Südlich der Schratzenau schließt die kalkalpine Gesteinsabfolge an. Im Kar östlich des Schratzensteins hat sich ein Gletscher befunden, dessen jüngere, noch gut sichtbare Moränenwälle bis ca. 920 m hinunterreichen.

Blatt 69 Großraming

Bericht 1986/87 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Schneeberges bei Reichraming im Ennstal auf Blatt 69 Großraming

Von MOHAMMED A. ANWAR & PETER FAUPL
(Auswärtige Mitarbeiter)

Das bearbeitete Gebiet umfaßt die Schneeberg- und Anzenbachmulde der Reichraminger Decke, westlich des Reichramingbaches. Die Südgrenze wird vom Wei-

einer würmeiszeitlichen Aufschotterung zugeordnet werden müssen, die eigenständig Höhenlage im Vergleich zu den außerhalb des Almtales aufgenommenen Würm- und Rißterrassen macht es zweckmäßig, vorerst von einem (würmeiszeitlichen) „Scharnsteiner Terrassenniveau“ zu sprechen. Dem entsprechend werden auch nur oberflächlich konglomerierte, wenig verwitterte Schotterniveaus westlich Almaumühle am Ausgang des Greisenbaches und an der Straße nach Bauernreith diesem Schotterstand zugeordnet.

Der bei Dorf südwestlich Scharnstein aufragende Flyschhügel ist nur bei Haid mit Moränenmaterial bedeckt, wie aus einer Baugrube im nördlichen Teil dem vorhandenen Moränenmaterial zu entnehmen war; das zum Teil schon recht kräftig zersetzte Karbonatmaterial und die bis 1,7 m mächtige Lehmschwarte lassen hier Riß-Alter wahrscheinlich sein. Gleiches gilt auch für den schmalen Terrassenstreifen, der, an die Moräne anschließend, in Haid mit einem kleinen Steinbruch endet.

Inwieweit es sich bei dem von Mühldorf bis knapp vor Viechtwang vorhandenen, etwa 10 Meter über dem Scharnsteiner Niveau verfolgbar Terrassenrest um einen Erosionsrest einer Rißterrasse handeln kann, müssen im Moment noch nicht vorhandene Aufschlüsse zu Tage bringen.

Mehrmalige Begehungen der Hänge westlich und nordwestlich Viechtwang und Scharnstein brachten keinerlei Hinweise auf etwaig noch erhaltene Reste von Altmoränen, ein Garagenneubau am Almtalausgang südöstlich Rankleiten auf 515 m zeigte aber eine Bedeckung mit Solifluktionsschutt von mindestens 3,5–4 Metern. Auch zahlreiche kleine Rutschungen, so zum Beispiel oberhalb des östlichen Endes der Steinfeldner Terrasse am nördlichen Berghang lassen eine Erhaltungsfähigkeit von glazigen Ablagerungen am Ausgang des Almtales sehr unwahrscheinlich werden. Almabwärts lassen sich ab Steinbachbrücke zwei bis drei Niederterrassenniveaus unterscheiden; Sandgruben zeigen wie auch in der „Pettenbach-Hochterrasse“ eine deutliche Vormacht an Karbonatschottern wie Wetterstein-, Reiflinger-, Gutensteiner Kalken, höhere Flyschanteile treten nur im Bereich der Einmündungen von Bachläufen aus dem Flysch auf.

Der bewaldete Hügel etwa 500 Meter nordwestlich Heiligenleithen ist in seinem Verlauf bis zum Bauern Scharzer ungewöhnlich stark vernäbt und mit kleinen Tümpeln geradezu übersät, zwei Bachläufe zeigen auch hier eine Lehmschwarte von mindestens 2,5 Metern. Ob es sich hier wirklich nur um den westlichsten Teil des Flyschrückens vom Magdalensberg oder vielleicht um tiefgründig verwitterte und verlehnte Reste einer Altmoräne handelt, ist vorerst noch nicht feststellbar. Aushubmaterial eines Neubaus im Talniveau 200 Meter südlich Dürn brachte unter ebenfalls mächtiger Lehmbedeckung auch zahlreiche stark zersetzte Reste von Kristallinmaterial zum Vorschein. Inwieweit es sich dabei um verschwemmte Reste des bis Pettenbach heranreichenden Astes der Mindelmoräne des Kremstales handelt, muß vorerst noch offenbleiben. Die südliche Abgrenzung der jüngeren Deckenschotter nördlich Pettenbach ist auch nur aufgrund von Material aus Neubauten möglich, eine deutliche morphologische Grenzziehung ist erst weiter im Norden möglich. Die Verwitterungsschwarte an zwei Neubauten bei Bergern zeigt aber eine Mächtigkeit von hier mindestens 2,5–3 Metern.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Bereich Almtal – Laudachsee auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von CHRISTINA ROGL
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Ablagerungen der Alm und des Almtalgletschers zwischen Almegg und der Haltestelle Kothmühle

Über den rezenten Ablagerungen der Alm ist noch eine weitere, ca. 10 m höhere Terrassenebene ausgebildet. Am Rand dieser Terrassenflur ziehen sich Moränenablagerungen etwa parallel zum Talrand hin (vermutlich Würm). Es ist auch zwischen den Moränen und dem Hangschutt des anstehenden Kristallingeröls aufgeschlossen, das aber wahrscheinlich dem Flysch zuzuordnen ist. Diese Gerölle bilden ebenfalls kleine Wälle, die leicht mit den Moränenablagerungen zu verwechseln sind. Bei Almegg reichen die Moränenzüge des lokalen Hauergrabengletschers relativ weit in die Terrassenflur des Almtales hinein.

Nur der Hügel bei Bühel dürfte der Rest einer älteren Terrasse sein, er ist gänzlich aus einem Konglomerat aufgebaut, das hauptsächlich kalkalpines Material enthält.

Ehemalige kleine Bäche haben aus dem Gebiet des Hauergrabens und der diesem vorgelagerten Moräne flache Schuttkegel über die Terrassen geschüttet.

Bereich Schratzenau – Kornstein – Hochbuchegg

Nördlich der Schratzenau befindet sich eine große, vor allem aus Flyschgesteine gebildete Rutschmasse, die sich weiter unten zu einer schmalen Zunge verengt und fast bis zu den Häusern „In der Au“ reicht. Eine markante Erhebung ca. 400 m nordöstlich der Schratzenau und der südliche Teil des Kornsteins bestehen aus einer schwach verkitteten Kalkbrekzie. Der nördliche Teil des Kornsteins ist ein hausgroßer Kalkblock, der nach Osten in einen Schuttstrom bis nach Forst zerfließt.

Die übrigen Hänge nördlich der Schratzenau und des Kornsteins bestehen aus Flysch mit zwischengelagerten Helvetikumsschuppen. Diese Gesteine rufen wegen ihrer wasserstauenden Eigenschaften immer wieder kleinere und größere Rutschungen hervor.

Südlich der Schratzenau schließt die kalkalpine Gesteinsabfolge an. Im Kar östlich des Schratzensteins hat sich ein Gletscher befunden, dessen jüngere, noch gut sichtbare Moränenwälle bis ca. 920 m hinunterreichen.

Blatt 69 Großraming

Bericht 1986/87 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Schneeberges bei Reichraming im Ennstal auf Blatt 69 Großraming

Von MOHAMMED A. ANWAR & PETER FAUPL
(Auswärtige Mitarbeiter)

Das bearbeitete Gebiet umfaßt die Schneeberg- und Anzenbachmulde der Reichraminger Decke, westlich des Reichramingbaches. Die Südgrenze wird vom Wei-

ten von Quarzgeröllen im Waldboden dokumentiert. Diese älteren Sedimente setzen sich nach NW in der Hochfläche von Enharting – Holzfeld fort.

Der Rand des Würmgletschers wird dann noch durch den Wall westlich des Breinberges markiert, an den er im Westen angelagert ist. Von hier zieht er nach Süden Richtung Wertheim und war beim Einschnitt der Umfahrungsstraße gut aufgeschlossen. Von dem Wall geht bei Sighartstein – Wertheim die Niederterrasse aus, die das breite Tal des Pfongauer Baches bis Steindorf erfüllt. Hier vereinigt sie sich mit der Niederterrasse des Tales vom SW (Neumarkt), die auf Höhe des Bahnhofes Neumarkt ansetzt. Diese zeigt eine sehr unruhige Oberfläche mit Toteislöchern und wird von sehr groben Geröllen (bei einem Aushub S des Sägewerkes in Steindorf hatten ca. 20–25 % der Gerölle einen Durchmesser größer als 30 cm) aufgebaut. Die Niederterrasse ist ebenso noch in der Fortsetzung des Trockentaales entlang des Moränenwalles von Tannham entwickelt, wo sie bei einer schmalen Kerbe in den Moränenwällen (Wh. Tilli) ansetzt. Die Niederterrasse ist heute von einer ca. 4–5 m tief eingeschnittenen Rinne wieder zerschnitten, die im Niveau der Bahn bei Neumarkt ansetzt und auf einen Abfluß während der ersten Abschmelzphase zurückzuführen ist.

Außerhalb der Würmmoränen sind grobe, meist gut verkittete Kiese zu beiden Seiten der Niederterrasse erhalten. Es sind dies teilweise sehr grobe Kiese (W Stadlberg), die sehr viel Flysch und kalkalpine Gerölle aber wenig Kristallin und Quarz führen. Sie bilden den Breinberg, die Hochfläche östlich Steindorf bis Straßwalchen, sowie die Fläche beim Johannesberg und bei Enharting – Holzfeld. Am Breinberg (bei der neuen Straßenbrücke) und westlich Kleinstadtberg (alter Konglomeratbruch) werden die groben Kiese von feinkornreicheren Sedimenten überlagert, die gekritzte Karbonatgeschiebe führen. Ob hier eine generelle Moränenbedeckung der groben, allgemein am Talrand gut verkitteten Kiese (viele alte Steinbrüche zu beiden Seiten des Tales bei Steindorf) vorliegt, kann nicht gesagt werden. Wahrscheinlich entstammt die ganze Sedimentfolge einem kurzen Gletschervorstoß aus der Rißeiszeit, der eine kurzzeitige Oszillation während der ersten Abschmelzphase darstellte und eine kurze Sanderschüttung noch randlich überfahren hat. Ein Äquivalent zu diesem Vorstoß könnte am Traungletscher im Irrseebecken der breite Moränenwall bei Neuhofen–Bodenberg sein.

Wesentlich älter sind die Konglomerate nördlich des Irrsberges, die die reich reliefierte Hochfläche zwischen Stadlberg und Straßwalchen aufbauen. Sie bestehen aus gut gerundeten Kiesen, die neben Flysch auch viele kalkalpine Gerölle, sowie Quarz und Kristallin führen. Sie sind sehr gut konglomeriert, wie entlang der Bahn und in dem großen alten Steinbruch beim Bahnhof zu sehen ist. Die Verwitterungsschicht auf diesen Konglomeraten war bis zu 3 m Tiefe beim Bau einer Güllegrube nördlich Stadlberg aufgeschlossen. Es waren dies völlig entkalkte, dunkelgelbbraune Lehme, in denen noch vereinzelt große Flyschgeschiebe als völlig desintegrierte Geschiebeleichen zu erkennen waren. Diese intensive Verwitterung deutet mindestens auf ein mindeleiszeitliches Alter dieser Konglomerate hin, das auch nur durch die hier sehr hohen Niederschlagswerte möglich wäre.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone, den Klippenzonen und den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von HANS EGGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden Begehungen einerseits in der Flyschzone zwischen Laudachtal und Almtal unternommen, andererseits im Grünauer Halbfenster und in dessen kalkalpinem Rahmen.

In den nördlichsten Flyschaufschlüssen des erstgenannten Gebiets stehen in südliche Richtungen einfallende Altenglbacher Schichten an; diese lieferten sowohl Nannoplankton des Maastricht als auch solches des Unter- und Oberpaläozän.

Die erwähnten Altenglbacher Schichten werden von einer höheren Schuppe (Bäckerbergschuppe) nordvergent überschoben. Die Schichtfolge der Bäckerbergschuppe beginnt mit der Zementmergelerde, über welcher Pernecker Schichten (Oberste Bunte Schiefer) folgen. Diese enthielten in mehreren Aufschlüssen Nannoplankton des oberen Campan (CC22 – *Quadrum trifidum*-Zone). Die Altenglbacher Schichten, aus denen hier nur Maastricht nachgewiesen werden konnte, bilden die jüngsten Schichtanteile der Bäckerbergschuppe. In den Gräben nördlich des Bäckerbergs ist an der Überschiebungsbahn dieser Einheit eoazäner Stockletten des Ultrahelvetikums eingeklemmt; mittels Nannoplankton konnte daraus sowohl Unter- als auch Mittel- und Obereozän nachgewiesen werden.

Die nächsthöhere Überschiebungseinheit wurde mit der Arbeitsbezeichnung „Hacklbergschuppe“ belegt. Auch an der Basalfläche dieser Schuppe ist ultrahelvetische Buntmergelerde hochgeschürft; es sind dies die altbekannten Vorkommen im Wahliner Graben (nördlich von Hinterbuchegg) und im Einschnitt des Greisenbachs nördlich des Hacklbergs. Aus diesen Aufschlüssen konnten bislang nur Kreidealter belegt werden, tertiäre Schichtanteile scheinen nicht vorhanden zu sein. Bei den bisher besprochenen Ultrahelvetikumsvorkommen handelt es sich eindeutig um typische Schürflingsfenster, welche an Überschiebungen innerhalb der aufrecht gelagerten und südfallenden Flyschgesteine gebunden sind.

Der oben kurz erläuterte Schuppenbau wird durch einen jüngeren Querbruch gestört, welcher knapp östlich des Laudachtales verläuft. Westlich dieses Bruches, der möglicherweise einen Teil der Traunseestörung repräsentiert, wurden mehrfach paläozäne Altenglbacher Schichten angetroffen: Südlich der Glatzmühle stehen in einem Straßenaufschluß unterpaläozäne Gesteine an (NP2 – *Cruciplacolithus tenuis*-Zone). Sohlmarken belegen in diesem Aufschluß eine Paläoströmungsrichtung von Osten nach Westen. Im Grabeneinschnitt westlich von Wiesberg wurde eine pelitreiche Flyschfazies auskartiert, die dem Oberpaläozän (NP9 – *Discoaster multiradius*-Zone) zugeordnet werden konnte. In diesem Profilabschnitt dokumentieren die Kolkungsmarken eine Bewegungsrichtung der Trübeströme von Westen nach Osten. Ein derartiger Umschwung der Paläoströmungsrichtung um 180° im Paläozän konnte auch schon in der Salzburger Flyschzone beobachtet

werden (s. EGGER, 1989, Jb. Geol. B.-A., 132/2) und ist inzwischen auch in der Flyschzone südlich von Amstetten erkannt worden (EGGER, in Vorbereitung).

Als älteste Gesteine des Inhalts des Grünauer Halbfensters wurden Grestener Schichten erkannt, welche vor allem im Süden und Osten des Dachkopfes auskartiert werden konnten. Es handelt sich dabei um gelbliche Quarzsandsteine und um braune hellglimmerführende Arkosen. Letztere enthalten typischerweise oft kleine Bruchstücke von Granatglimmerschiefer.

Zwischen den Grestener Schichten und der kalkalpinen Deckscholle des Dachkopfes, welche aus Gutensteiner Schichten aufgebaut wird, schaltet sich tektonisch ein größeres Vorkommen von ultrabasischen Gesteinen ein. Diese stehen hier in Kontakt zu einem roten Kalk (vermutlich Oberjura). Einzelne Rollstücke zeigen blasige (variolithische) Oberflächenstrukturen, was auf das Vorhandensein von Pillowlaven hindeutet. Zwei weitere kleine Vorkommen von Ophikarbonaten fanden sich östlich des Loskogels und nördlich des Hinteren Krahngrabens, jeweils in der Nachbarschaft von neokomen Aptychenschichten bzw. von Buntmergelserie.

Die Aptychenkalke, in die sich nicht selten Kalksandsteine und gelegentlich auch spätige gebundene Feinbrekzienbänke einschalten, sind die verbreitetsten Gesteine des Fensterinhalts. Vor allem im Gebiet zwischen Schindlbach und Geißstein sind sie häufig anzutreffen. Kleinere Vorkommen existieren aber auch ESE vom Ort Grünau und nicht zuletzt am Kalkalpenrand westlich des Almbachs.

Oft glaukonitführende, splitterig brechende Quarzsandsteine sind vermutlich ins Gault zu stellen und können somit als das stratigraphisch Hangende der erwähnten Neokomgesteine betrachtet werden. Rollstücke dieser Quarzsandsteine sind besonders östlich und nördlich des Dachkopfes häufig zu finden. Etwas westlich davon stehen in einem größeren Grabeneinschnitt grobkörnige, oft dickbankige hellglimmerführende Sandsteine an, welche gelegentlich mit grauen, karbonatfreien Pelitgesteinen wechsellagern. Daneben konnten auch grüne und rote Tonsteine und dünne Siltsteinbänkchen in dieser Abfolge beobachtet werden. Allem Anschein nach handelt es sich dabei um Reilsberger Schichten, worauf auch die Schwermineralspektren hinweisen.

Die jüngsten Anteile des Fensterinhalts bildet die Buntmergelserie, welche vor allem wieder im Gebiet zwischen Schindlbach und Geißstein auftritt.

Zusammengefaßt ergeben die bisherigen Beobachtungen folgendes Bild: Das Auftreten von Grestener Schichten und von Buntmergelserie belegt das Vorhandensein der Grestener Klippenzone. Gaultflysch, Reilsberger Schichten und die Ultrabazitvorkommen, welche am Dachkopf und in der Bohrung Grünau unmittelbar unter der kalkalpinen Trias liegen, verweisen dagegen auf die St. Veiter bzw. Ybbsitzer Klippenzone. Im Grünauer Halbfenster scheinen somit beide Klippenzonen gemeinsam aufzutreten; jüngere Anteile des Rhenodanubischen Flysches hingegen fehlen vollständig.

Der unmittelbare Rahmen des Halbfensters wird von Gutensteiner Schichten gebildet; über diesen liegen Reiflinger Schichten und darüber manchmal noch Wettersteinkalk. Diese Gesteinsabfolge bildet eine aufrechte Antiklinale, in deren Kern die Gesteine des Klippenraumes zutage treten.

Im Norden wird diese Sattelzone von einer großen E-W- bzw. SE-NW-streichenden Störung abgeschnitten, von welcher mehrere kleinere Teiläste abzweigen. Nördlich von dieser Störung liegt eine mächtige invers gelagerte Schichtfolge – vermutlich der Liegendschenkel der Sengsengebirgsantiklinale – die vom Wettersteinkalk des Windhagkogels über Lunzer Schichten, Opponitzer Schichten und Hauptdolomit bis zum Plattenkalk des Hochsalmkammes reicht. Eine vergleichbare verkehrt gelagerte und südfallende Abfolge baut das Gebiet vom Rauhkogel bis etwa zum Hollerberg auf.

Die oben erwähnte Störung, an welcher es zu einer bedeutenden Hebung der Südscholle gekommen sein muß, scheint die Fortsetzung der Teichl-Störung zu sein. Diese streicht damit nördlich des Grünauer Beckens vorbei. Bei der bislang als Teichl-Störung angesehenen Störung am Südrand des Halbfensters hingegen scheint es sich um den Ausstrich der Überschiebung der Höllegebirgsdecke zu handeln: die Gutensteiner und Reiflinger Schichten des eigentlichen Fensterrahmens (s. o.) fallen hier nämlich durchwegs mittelsteil unter den tektonisch hangenden Hauptdolomit ein, welcher selbst ebenfalls gegen Süden geneigt ist. Die erwähnten Gutensteiner und Reiflinger Schichten könnten dann, im Gegensatz zu ihrer bisherigen Zuordnung zum Tirolikum, dem Hochbajuvarikum zugerechnet werden. Vom Tiefbajuvarikum hingegen treten weder im Bereich des Fensterrahmens noch in der Bohrung Grünau irgendwelche Anzeichen auf; damit hat die Ansicht des Verfassers (EGGER, 1988, Jb. Geol. B.-A., 131/2), daß im Mittelabschnitt der Kalkalpen der tiefbajuvarische Faziesraum nicht ausgebildet war, eine weitere Bestätigung erfahren.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von GERD FRIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die quartärgeologische Aufnahme des Almtales, 1988 im Bereich Scharnstein/Pettenbach begonnen, wurde almbwärts bis in den Bereich Vorchdorf/Eggenberg ausgedehnt und mit sedimentologischen Untersuchungen ergänzt.

Die quartärgeologische Situation im Bereich westlich von Scharnstein am Südrand des Arbeitsgebietes konnte weitgehend geklärt werden.

Die im Bauhof in Haid aufgeschlossenen, zum Teil konglomerierten, schlecht sortierten Schotter, die auch vereinzelt gekritzte Geschiebe enthalten, können als durch den Flyschhügel von Dorf konserviertes, sehr moränennahes Sediment angesehen werden. Die nur 15–20 m höhere Lage über den heutigen Niederterrassenschottern und der, im Vergleich zu den Ablagerungen der mindelzeitlichen Alm deutlich geringere, Verwitterungszustand der aufgeschlossenen Ablagerungen machen eine Zuordnung dieser Moränen zu einem Stand der Rißeiszeit sinnvoll.

Im Bereich der Rotte in der Thann und am Südrand des Flyschhügels in Dorf konnten kleine Vorkommen von verschwemmter Moräne der Rißvereisung lokalisiert werden.

werden (s. EGGER, 1989, Jb. Geol. B.-A., 132/2) und ist inzwischen auch in der Flyschzone südlich von Amstetten erkannt worden (EGGER, in Vorbereitung).

Als älteste Gesteine des Inhalts des Grünauer Halbfensters wurden Grestener Schichten erkannt, welche vor allem im Süden und Osten des Dachkopfes auskartiert werden konnten. Es handelt sich dabei um gelbliche Quarzsandsteine und um braune hellglimmerführende Arkosen. Letztere enthalten typischerweise oft kleine Bruchstücke von Granatglimmerschiefer.

Zwischen den Grestener Schichten und der kalkalpinen Deckscholle des Dachkopfes, welche aus Gutensteiner Schichten aufgebaut wird, schaltet sich tektonisch ein größeres Vorkommen von ultrabasischen Gesteinen ein. Diese stehen hier in Kontakt zu einem roten Kalk (vermutlich Oberjura). Einzelne Rollstücke zeigen blasige (variolithische) Oberflächenstrukturen, was auf das Vorhandensein von Pillowlaven hindeutet. Zwei weitere kleine Vorkommen von Ophikarbonaten fanden sich östlich des Loskogels und nördlich des Hinteren Krahngrabens, jeweils in der Nachbarschaft von neokomen Aptychenschichten bzw. von Buntmergelserie.

Die Aptychenkalke, in die sich nicht selten Kalksandsteine und gelegentlich auch spätige gebundene Feinbrekzienbänke einschalten, sind die verbreitetsten Gesteine des Fensterinhalts. Vor allem im Gebiet zwischen Schindlbach und Geißstein sind sie häufig anzutreffen. Kleinere Vorkommen existieren aber auch ESE vom Ort Grünau und nicht zuletzt am Kalkalpenrand westlich des Almbachs.

Oft glaukonitführende, splitterig brechende Quarzsandsteine sind vermutlich ins Gault zu stellen und können somit als das stratigraphisch Hangende der erwähnten Neokomgesteine betrachtet werden. Rollstücke dieser Quarzsandsteine sind besonders östlich und nördlich des Dachkopfes häufig zu finden. Etwas westlich davon stehen in einem größeren Grabeneinschnitt grobkörnige, oft dickbankige hellglimmerführende Sandsteine an, welche gelegentlich mit grauen, karbonatfreien Pelitgesteinen wechsellagern. Daneben konnten auch grüne und rote Tonsteine und dünne Siltsteinbänkchen in dieser Abfolge beobachtet werden. Allem Anschein nach handelt es sich dabei um Reiselberger Schichten, worauf auch die Schwermineralspektren hinweisen.

Die jüngsten Anteile des Fensterinhalts bildet die Buntmergelserie, welche vor allem wieder im Gebiet zwischen Schindlbach und Geißstein auftritt.

Zusammengefaßt ergeben die bisherigen Beobachtungen folgendes Bild: Das Auftreten von Grestener Schichten und von Buntmergelserie belegt das Vorhandensein der Grestener Klippenzone. Gaultflysch, Reiselberger Schichten und die Ultrabazitvorkommen, welche am Dachkopf und in der Bohrung Grünau unmittelbar unter der kalkalpinen Trias liegen, verweisen dagegen auf die St. Veiter bzw. Ybbsitzer Klippenzone. Im Grünauer Halbfenster scheinen somit beide Klippenzonen gemeinsam aufzutreten; jüngere Anteile des Rhenodanubischen Flysches hingegen fehlen vollständig.

Der unmittelbare Rahmen des Halbfensters wird von Gutensteiner Schichten gebildet; über diesen liegen Reiflinger Schichten und darüber manchmal noch Wettersteinkalk. Diese Gesteinsabfolge bildet eine aufrechte Antiklinale, in deren Kern die Gesteine des Klippenraumes zutage treten.

Im Norden wird diese Sattelzone von einer großen E-W- bzw. SE-NW-streichenden Störung abgeschnitten, von welcher mehrere kleinere Teiläste abzweigen. Nördlich von dieser Störung liegt eine mächtige invers gelagerte Schichtfolge – vermutlich der Liegendschenkel der Sengsengebirgsantiklinale – die vom Wettersteinkalk des Windhagkogels über Lunzer Schichten, Opponitzer Schichten und Hauptdolomit bis zum Plattenkalk des Hochsalmkammes reicht. Eine vergleichbare verkehrt gelagerte und südfallende Abfolge baut das Gebiet vom Rauhkogel bis etwa zum Hollerberg auf.

Die oben erwähnte Störung, an welcher es zu einer bedeutenden Hebung der Südscholle gekommen sein muß, scheint die Fortsetzung der Teichlstörung zu sein. Diese streicht damit nördlich des Grünauer Beckens vorbei. Bei der bislang als Teichlstörung angesehenen Störung am Südrand des Halbfensters hingegen scheint es sich um den Ausstrich der Überschiebung der Höllegebirgsdecke zu handeln: die Gutensteiner und Reiflinger Schichten des eigentlichen Fensterrahmens (s. o.) fallen hier nämlich durchwegs mittelsteil unter den tektonisch hangenden Hauptdolomit ein, welcher selbst ebenfalls gegen Süden geneigt ist. Die erwähnten Gutensteiner und Reiflinger Schichten könnten dann, im Gegensatz zu ihrer bisherigen Zuordnung zum Tirolikum, dem Hochbajuvarikum zugerechnet werden. Vom Tiefbajuvarikum hingegen treten weder im Bereich des Fensterrahmens noch in der Bohrung Grünau irgendwelche Anzeichen auf; damit hat die Ansicht des Verfassers (EGGER, 1988, Jb. Geol. B.-A., 131/2), daß im Mittelabschnitt der Kalkalpen der tiefbajuvarische Faziesraum nicht ausgebildet war, eine weitere Bestätigung erfahren.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von GERD FRIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die quartärgeologische Aufnahme des Almtales, 1988 im Bereich Scharnstein/Pettenbach begonnen, wurde alabwärts bis in den Bereich Vorchdorf/Eggenberg ausgedehnt und mit sedimentologischen Untersuchungen ergänzt.

Die quartärgeologische Situation im Bereich westlich von Scharnstein am Südrand des Arbeitsgebietes konnte weitgehend geklärt werden.

Die im Bauhof in Haid aufgeschlossenen, zum Teil konglomerierten, schlecht sortierten Schotter, die auch vereinzelt gekritzte Geschiebe enthalten, können als durch den Flyschhügel von Dorf konserviertes, sehr moränennahes Sediment angesehen werden. Die nur 15–20 m höhere Lage über den heutigen Niederterrassenschottern und der, im Vergleich zu den Ablagerungen der mindelzeitlichen Alm deutlich geringere, Verwitterungszustand der aufgeschlossenen Ablagerungen machen eine Zuordnung dieser Moränen zu einem Stand der Rißeiszeit sinnvoll.

Im Bereich der Rotte in der Thann und am Südrand des Flyschhügels in Dorf konnten kleine Vorkommen von verschwemmter Moräne der Rißvereisung lokalisiert werden.

Der schon 1988 beschriebene, schmale Schotterstreifen, der sich ab Mühldorf mit 8–10 Metern in S–N-Richtung über die Scharnsteinterrasse erhebt, wird daher als Rest der rißzeitlichen Hochterrasse eingestuft. Ein Neubau in Haid (nördlich Scharnstein) brachte in dieser Terrasse stark verlehnte, oberflächlich schon kräftig angewitterte, schlecht gerundete Schotter ans Tageslicht, die im Vergleich mit der unmittelbar westlich anschließenden Niederterrasse als präwürmzeitlich angesprochen werden können. In Haid ist die Verzahnung dieser Schotter mit der Moräne des Riß morphologisch unmittelbar zu erkennen.

Ein kleines Vorkommen von konglomerierten Schottern am Talrand westlich von Almau wird, wie ein ähnlich positionierter Terrassenrest nordwestlich Almau (Kote 468) und ein verkitteter Schotterkörper am Oststrand des Steinbaches 500 m SE der Mündung in die Alm, als Rest der Hochterrasse angesehen.

Die im Vorjahr noch als „Scharnsteinstand“ bezeichnete Fläche zwischen Scharnstein und Steinfeldern entspricht der Niederterrasse und ist als eigentliche „Hauptterrasse“ des Würm bis in den Theuerwanger Forst bei Vorchdorf kartierbar. Ein weiterer, im Süden 15 Meter, im Norden 7–10 Meter unter der Hauptniederterrasse liegender, ebenfalls durchgehend kartierbarer Terrassenkörper wird als Tiefes Niveau bezeichnet. Er ist aufgrund fehlender Aufschlüsse derzeit nicht als Akkumulations- oder Erosionsterrasse interpretierbar.

Eine zwischen drei und fünf Meter über heutigem Almniveau liegende, durchgehend verfolgbare Fläche wird als (holozäne) Obere Austufe bezeichnet.

Typisch in beiden NT-Niveaus sind die häufig beobachteten Driftblöcke, die diffus im ganzen Schotterkörper verteilt sind. Außerdem wurde in allen einzusehenden Niederterrassenkörpern ein gehäuftes Auftreten von Blockwerk in den obersten drei bis vier Metern unter GOK festgestellt. Diese Häufung ist wohl auf Kondensationserscheinungen zurückzuführen.

Bei Pettenbach stößt der Moränengürtel der Mindelmoräne aus dem Steyrtal weit nach Westen vor. Ob am Aufbau dieses Moränenkranzes auch ein mindelzeitlicher Almgletscher beteiligt war (das würde die weit ins Almtal vorstoßenden Moränenkörper besser erklären), ist wegen der Aufschlußlosigkeit des flachhügeligen Geländes derzeit nicht zu klären.

In den Terrassenkörpern des jüngeren Deckenschotter entlang der Alm sind gut sortierte und gerundete, nur lokal konglomerierte Schotter mit unterschiedlich schön ausgebildeten Strukturen eines „braided river“ zu studieren. Die lithologische Beprobung ergab für diese wie auch für die jüngeren Körper folgendes Bild: Hauptdolomit tritt zu etwa 15–20 %, das restliche kalkalpine Spektrum zu 50–60 % auf. Die Anteile des Flysch (vorwiegend Tonmergel) bewegen sich um die 15–20 %, Kristallin tritt nur stark untergeordnet auf.

Die westlich von Pamet und bei Egenstein aufgeschlossenen Schotter der Weissen Nagelfluh zeigen ausgezeichnete Rundung und Sortierung bei hoher Konglomerierung. Sie weisen daher auf deutlich längere fluviatile Transportwege als die sie umgebenden fluvioglazialen Schotter der anderen Eiszeiten hin. Im Steinbruch Egenstein und an den Hängen zur Alm konnte mehrmals Driftblöcke aufgenommen werden, die die kaltzeitliche Schüttung der Nagelfluh beweisen. In der lithologischen Zusammensetzung gleicht die

Weisse Nagelfluh den jüngeren Terrassenkörpern der Alm.

Eine eindeutige altersmäßige Zuordnung muß allerdings weiter offen bleiben. Zu erkennen ist nur, daß die jüngeren Deckenschotter über dieser Nagelfluh liegen, und daß diese keinerlei Verbindung zu der im Bereich von Pamet unmittelbar westlich anschließenden Günzmoräne zeigt.

Die Aufnahmen an der Erosionsterrasse von Vorchdorf bringen über einem etwa 10 Meter über Almniveau liegenden Schliersockel schlecht sortierte, zum Teil geschichtete, stark verwitterte Schotter ans Tageslicht, die fließend in moränenartige Ablagerungen bis zu Blockwerksfraktion mit gekritzten Geschieben übergehen. Die Anteile an Dolomit sind häufig schon völlig verascht, auch die auftretenden Glimmerschiefer sind meist nur noch als Gesteinsleichen vorhanden.

Die Bodenmächtigkeit liegt um 1,5–2 Meter und ist damit deutlich geringer als für altpleistozäne Ablagerungen zu erwarten wäre, außerdem fehlt die für glaziale Körper dieses Alters notwendige, reife Morphologie. Einige Konglomeratgerölle dieses moränennahen Materials, die knapp unter der Bodenkrume gefunden wurden, deuten auf eine erosive Überarbeitung der moränenahen Ablagerungen wahrscheinlich im Spättriss hin. Eine ähnlich junge Prägung der Oberfläche ist auch für die Fläche der Weissen Nagelfluh um Egenstein anzunehmen.

Abschließend wurde noch der Versuch unternommen, die kristallinen Geschiebe ihrer Herkunft entsprechend zuzuordnen. Das Geröllspektrum der untersuchten Terrassen umfasst Quarzporphyre, (Granat-)Glimmerschiefer, Orthogneis und verschiedene granitische Varietäten. Die Quarzporphyre treten im unmittelbaren Hinterland im Randcenoman des Steinbachtals auf. Die anderen Kristallinanteile lassen sich ausschließlich aus dem geröllführenden Ultrahelvetikum zum Beispiel des Kornsteins herleiten. Es ist für diese Anteile also kein Ferntransport aus anderen Gletschereinzugsgebieten nötig.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen des Gebietes zwischen Laudachsee und Almtal auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von CHRISTINA ROGL
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Rahmen einer Diplomarbeit an der Universität Wien sollen die Moränen der Lokalgletscher des Traunstein – Zwillingskogel-Kammes und deren Beziehung zu den quartären Ablagerungen des Almtales neu kartiert werden. Diese Neuaufnahme stellt im wesentlichen eine Überarbeitung der Veröffentlichung von S. PREY (1956) dar.

Das zu kartierende Gebiet liegt auf der Grenze zwischen Kalkalpen, Helvetikum und Flysch. Vor allem der Bereich der Flyschgesteine ist durch zahlreiche Rutschungen und Sackungen, die meist an der Grenze zu den Kalkalpen ansetzen, gekennzeichnet. Das Helvet neigt ebenfalls zu Massenbewegungen. Durch den raschen Wechsel der Lithologie sind die Moränen der Lokalgletscher, die praktisch nur kalkalpines Material führen, auf den anstehenden Flysch- und Helvetgesteinen gut zu erkennen.

Der schon 1988 beschriebene, schmale Schotterstreifen, der sich ab Mühldorf mit 8–10 Metern in S–N-Richtung über die Scharnsteinterrasse erhebt, wird daher als Rest der rißzeitlichen Hochterrasse eingestuft. Ein Neubau in Haid (nördlich Scharnstein) brachte in dieser Terrasse stark verlehnte, oberflächlich schon kräftig angewitterte, schlecht gerundete Schotter ans Tageslicht, die im Vergleich mit der unmittelbar westlich anschließenden Niederterrasse als präwürmzeitlich angesprochen werden können. In Haid ist die Verzahnung dieser Schotter mit der Moräne des Riß morphologisch unmittelbar zu erkennen.

Ein kleines Vorkommen von konglomerierten Schottern am Talrand westlich von Almau wird, wie ein ähnlich positionierter Terrassenrest nordwestlich Almau (Kote 468) und ein verkitteter Schotterkörper am Oststrand des Steinbaches 500 m SE der Mündung in die Alm, als Rest der Hochterrasse angesehen.

Die im Vorjahr noch als „Scharnsteinstand“ bezeichnete Fläche zwischen Scharnstein und Steinfeldern entspricht der Niederterrasse und ist als eigentliche „Hauptterrasse“ des Würm bis in den Theuerwanger Forst bei Vorchdorf kartierbar. Ein weiterer, im Süden 15 Meter, im Norden 7–10 Meter unter der Hauptniederterrasse liegender, ebenfalls durchgehend kartierbarer Terrassenkörper wird als Tiefes Niveau bezeichnet. Er ist aufgrund fehlender Aufschlüsse derzeit nicht als Akkumulations- oder Erosionsterrasse interpretierbar.

Eine zwischen drei und fünf Meter über heutigem Almniveau liegende, durchgehend verfolgbare Fläche wird als (holozäne) Obere Austufe bezeichnet.

Typisch in beiden NT-Niveaus sind die häufig beobachteten Driftblöcke, die diffus im ganzen Schotterkörper verteilt sind. Außerdem wurde in allen einzusehenden Niederterrassenkörpern ein gehäuftes Auftreten von Blockwerk in den obersten drei bis vier Metern unter GOK festgestellt. Diese Häufung ist wohl auf Kondensationserscheinungen zurückzuführen.

Bei Pettenbach stößt der Moränengürtel der Mindelmoräne aus dem Steyrtal weit nach Westen vor. Ob am Aufbau dieses Moränenkranzes auch ein mindelzeitlicher Almgletscher beteiligt war (das würde die weit ins Almtal vorstoßenden Moränenkörper besser erklären), ist wegen der Aufschlußlosigkeit des flachhügeligen Geländes derzeit nicht zu klären.

In den Terrassenkörpern des jüngeren Deckenschotter entlang der Alm sind gut sortierte und gerundete, nur lokal konglomerierte Schotter mit unterschiedlich schön ausgebildeten Strukturen eines „braided river“ zu studieren. Die lithologische Beprobung ergab für diese wie auch für die jüngeren Körper folgendes Bild: Hauptdolomit tritt zu etwa 15–20 %, das restliche kalkalpine Spektrum zu 50–60 % auf. Die Anteile des Flysch (vorwiegend Tonmergel) bewegen sich um die 15–20 %, Kristallin tritt nur stark untergeordnet auf.

Die westlich von Pamet und bei Egenstein aufgeschlossenen Schotter der Weissen Nagelfluh zeigen ausgezeichnete Rundung und Sortierung bei hoher Konglomerierung. Sie weisen daher auf deutlich längere fluviatile Transportwege als die sie umgebenden fluvioglazialen Schotter der anderen Eiszeiten hin. Im Steinbruch Egenstein und an den Hängen zur Alm konnte mehrmals Driftblöcke aufgenommen werden, die die kaltzeitliche Schüttung der Nagelfluh beweisen. In der lithologischen Zusammensetzung gleicht die

Weisse Nagelfluh den jüngeren Terrassenkörpern der Alm.

Eine eindeutige altersmäßige Zuordnung muß allerdings weiter offen bleiben. Zu erkennen ist nur, daß die jüngeren Deckenschotter über dieser Nagelfluh liegen, und daß diese keinerlei Verbindung zu der im Bereich von Pamet unmittelbar westlich anschließenden Günzmoräne zeigt.

Die Aufnahmen an der Erosionsterrasse von Vorchdorf bringen über einem etwa 10 Meter über Almniveau liegenden Schliersockel schlecht sortierte, zum Teil geschichtete, stark verwitterte Schotter ans Tageslicht, die fließend in moränenartige Ablagerungen bis zu Blockwerksfraktion mit gekritzten Geschieben übergehen. Die Anteile an Dolomit sind häufig schon völlig verascht, auch die auftretenden Glimmerschiefer sind meist nur noch als Gesteinsleichen vorhanden.

Die Bodenmächtigkeit liegt um 1,5–2 Meter und ist damit deutlich geringer als für altpleistozäne Ablagerungen zu erwarten wäre, außerdem fehlt die für glaziale Körper dieses Alters notwendige, reife Morphologie. Einige Konglomeratgerölle dieses moränennahen Materials, die knapp unter der Bodenkrume gefunden wurden, deuten auf eine erosive Überarbeitung der moränenahen Ablagerungen wahrscheinlich im Spättriss hin. Eine ähnlich junge Prägung der Oberfläche ist auch für die Fläche der Weissen Nagelfluh um Egenstein anzunehmen.

Abschließend wurde noch der Versuch unternommen, die kristallinen Geschiebe ihrer Herkunft entsprechend zuzuordnen. Das Geröllspektrum der untersuchten Terrassen umfasst Quarzporphyre, (Granat-)Glimmerschiefer, Orthogneis und verschiedene granitische Varietäten. Die Quarzporphyre treten im unmittelbaren Hinterland im Randcenoman des Steinbachtals auf. Die anderen Kristallinanteile lassen sich ausschließlich aus dem geröllführenden Ultrahelvetikum zum Beispiel des Kornsteins herleiten. Es ist für diese Anteile also kein Ferntransport aus anderen Gletschereinzugsgebieten nötig.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen des Gebietes zwischen Laudachsee und Almtal auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von CHRISTINA ROGL
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Rahmen einer Diplomarbeit an der Universität Wien sollen die Moränen der Lokalgletscher des Traunstein – Zwillingskogel-Kammes und deren Beziehung zu den quartären Ablagerungen des Almtales neu kartiert werden. Diese Neuaufnahme stellt im wesentlichen eine Überarbeitung der Veröffentlichung von S. PREY (1956) dar.

Das zu kartierende Gebiet liegt auf der Grenze zwischen Kalkalpen, Helvetikum und Flysch. Vor allem der Bereich der Flyschgesteine ist durch zahlreiche Rutschungen und Sackungen, die meist an der Grenze zu den Kalkalpen ansetzen, gekennzeichnet. Das Helvet neigt ebenfalls zu Massenbewegungen. Durch den raschen Wechsel der Lithologie sind die Moränen der Lokalgletscher, die praktisch nur kalkalpines Material führen, auf den anstehenden Flysch- und Helvetgesteinen gut zu erkennen.

Es konnten fünf ehemalige Gletscherbereiche gefunden werden:

Am westlichsten befand sich der Laudachgletscher. Das durch die Vergletscherung entstandene Kar wird an seiner tiefsten Stelle vom Laudachsee erfüllt, der durch Moränenwälle nach Norden hin abgedämmt wird.

Etwas weiter östlich, kurz vor dem Jagdhaus Schratzenau, schließen die Moränen des Schratzenau-gletschers an. In diesem Bereich sind die ursprünglichen Wallformen kaum mehr zu erkennen, das Moränenmaterial dürfte nachträglich wieder ausgeräumt worden sein.

Zwischen diesen beiden Moränenbereichen ist keine Verbindung festzustellen. Eine solche hat auch in der letzten Eiszeit wohl kaum bestanden.

An den drei östlichsten Gletschern, dem Matzinggraben-, Hochreithgraben- und Hauergrabengletscher ist im oberen Bereich eine ehemalige Verbindung anhand von Moränenmaterial gut zu erkennen. Diese Verbindung dürfte aber nur beim Höchststand des Eises intakt gewesen sein.

Der untere Bereich dieser Moränenzungen ist durch die Mobilität des Untergrundes stark verändert worden. Die Wallformen wurden nicht von einem aktiven Gletscher abgelagert. Nur in den Karbereichen sind die ursprünglichen Moränenwälle erhalten.

Im Raum Hochreith und nordöstlich des Gehöfts Hochbuchegg sind noch ältere Moränenreste erhalten.

Die Moräne bei Hochreith dürfte eine ribzeitliche Ablagerung des Matzinggrabengletschers sein. Die Stellung der Moräne beim Hochbuchegg ist noch fraglich, da die Kartierung in diesem Gebiet noch nicht abgeschlossen ist.

Ein weiteres interessantes Phänomen ist die Gehängebreccie, die als Erosionsrest an mehreren Stellen im Gebiet vorkommt. Sie besteht aus eckigem, hellem Wettersteinkalkschutt und enthält praktisch kaum Feinmaterial. Sie weist dadurch zwischen den Komponenten zahlreiche Hohlräume auf. Nur der Breccienrücken westlich des Laudachsees besteht aus verschiedenen Gesteinen, er weist auch eine höheren Feinkornanteil auf und ist daher wesentlich kompakter verkittet. Dieses Vorkommen muß aber noch genauer untersucht werden.

Die Breccien waren vermutlich Teil eines ehemaligen Schuttmantels, die genaue Einstufung ist aber noch nicht ganz sicher.

Der Kornstein, ein hausgroßer Wettersteinkalkblock, die benachbarte Gehängebreccie und ein ca. 200 m nordöstlich anschließender Breccienrücken sind Ausgangspunkt von Schuttströmen, die durch den darunter anstehenden und zergleitenden Flysch begünstigt werden. Das Material dieser Schuttströme entstammt entweder einem Bergsturz oder der Gehängebreccie selbst.

Von den Lokalgletschern erreichten in der letzten Eiszeit nur der Hochreithgraben- und der Hauergrabengletscher den Einflußbereich des Almtales. Wie genau der so markante „Moränenkuchen“ des Hauergrabengletschers zustande gekommen ist, muß erst noch durch weitere Untersuchungen der Ablagerungen im Almtal geklärt werden.

Die Zusammenhänge der Terrassenniveaus von Mühldorf bis Almegg und eine Einstufung der verschiedenen Wallreste in diesem Bereich werden hoffentlich

im Zuge der noch durchzuführenden Kartierung deutlich werden.

Blatt 69 Großraming

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming

Von HANS EGGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden 2 Aufnahmestage für ergänzende Begehungen im Reichraminger Hintergebirge verwendet. Im Bereich des Jörglgrabens stehen steilgestellte, meist leicht nach Norden überkippte Hauptdolomitbänke des Nordflügels der Sengsengebirgsantiklinale an. Südlich des Hauptdolomits folgen Opponitzer und Lunzer Schichten und schließlich im Scheitel der Antiklinale der Wettersteinkalk.

Die nordvergente Überschiebung der Sengsengebirgsantiklinale wird am Ausgang der Haselbachschlucht durch einen Schürfling von Reiflinger Schichten markiert (s. Bericht 1988); leider konnten bislang keine weiteren Hinweise für den Verlauf dieser Störung gefunden werden, welche vermutlich innerhalb des Hauptdolomitareals verläuft.

Eine NW–SE-streichende Störung folgt in etwa dem Graben nördlich der Jörglalm: im Gebiet über 1000 m Seehöhe liegt hier Plattenkalk und Dachsteinkalk im Westen neben Hauptdolomit im Osten. Interessant ist in diesem Bereich auch ein kleines Grundmoränenvorkommen an der Forststraße westlich des erwähnten Grabens. Hinweise auf eine ehemalige Moränenbedeckung lieferte auch ein erratischer Block von Granatglimmerschiefer unmittelbar westlich des Graßlgrabens (südwestlich der Geiernesthütte). Fast 5 km weiter nördlich davon wurde ein Grundmoränenrest mit gekritzten kalkalpinen Geschieben nördlich der Trogtalhütte (Rabenbach) an einer neugebauten Forststraße entdeckt.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Quartär des Hieselberges auf Blatt 69 Großraming

Von HEINRICH PAVLIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Entwicklung der Gosauschichten am Hieselberg wurde zuletzt von A. MÜLLER (1984, unveröff. Vorarb. Geol. Inst., Univ. Wien) kartiert. MÜLLER faßte dabei die hier auftretenden Schichten unter dem Sammelbegriff „Tiefere Gosau“ zusammen, wobei mit Übersignatur Basalbrekzien, mergelige Sandsteine und Kalkarenite getrennt wurden.

Neuere Bearbeitungen, v.a. P. FAUPL & M. WAGREICH (1989, Jb. Geol. B.-A., 132, 1989) führten zu einer differenzierteren Betrachtung dieser Schichten, wodurch eine Neukartierung zweckmäßig erschien. Die Gosau des Hieselberges ließ sich dabei in drei verschiedene Faziesbereiche trennen:

deutlichen Stauhorizont, der vor allem in Beckenlagen zur Entstehung von ausgedehnten Vernässungszonen mit z. T. Moorbildung führte (Peripherie des Wenger Moores, Plakner, Fahrnberg, Fischachmühle). Drumlinartige Rücken, die in ihrer Streichrichtung SW-NE (bzw. WSW-ENE) streng die Gletscherzugbahn des Wallerseezweiges des Salzachgletschers nachzeichnen, erreichen Längserstreckungen bis ca. 1000 m und relative Höhenausdehnungen bis maximal 40 m (Drumlin von Dödtleinsdorf bzw. S von Helming) beziehungsweise gehen nur minimal gegeneinander versetzt ineinander über (Drumlin von Weng).

Die breite Moorebene S von Weng wird sowohl im W wie auch im E von drumlinartigen Rücken begrenzt, die z.T. zungenartig in das Mooregebiet hineinreichen (Drumlin von Wierer). Das Wenger Moor ist als offenes Hochmoor zu bezeichnen, dessen Wachstum bei einer spät- bis postglazialen Seespiegelhöhe des Wallersees von knapp 510 m, auf hochglazialer, feinstoffreicher Grundmoräne am Rande, sowie auf spätglazialen Seetonen im Zentralbereich begann. Aufschlüsse dazu findet man in kleinen Moorbächen W Pragerfischer. Bei Wallersee/Zell und bei Weng wurden größere randliche Moorflächen drainiert, um landwirtschaftliche Nutzflächen zu gewinnen.

Bei Hallerhölzl (628 m) ist eine würmzeitliche Endmoräne eines Rückzugsstandes ausgebildet, die N von Dopl gut aufgeschlossen ist. Das Material ist frisch im Aussehen, gerundet, gering verfestigt, sowie leicht geschichtet, und besitzt nur einen geringen Anteil an Tonen und Schluffen.

Die Tiefsteinklamm bei Fischachmühle baut ein von Würmgrundmoräne überlagertes, deltageschüttetes, gut verfestigtes und gut gerolltes Konglomerat auf. Die zur Deltaschüttung dazugehörige Terrassenfläche zieht von Reischberg im S bis N Dopl und bricht auf 560 m mit einer deutlichen Geländekante gegen SE ab. Es handelt sich hier um eine präwürmzeitliche Schüttung (mögliches Reiß/Würm-Interglazial) des Tiefsteinbaches in einem Wallersee mit eben dieser Seespiegelhöhe. Im Wurzelbereich setzt die Schüttung des Tiefsteinbaches bei ca. 590 m an.

Dieses Niveau stellt ebenso für die beiden Schüttungen von Helming und Nothwinkl den Wurzelbereich dar. Vom Sedimentaufbau sowie von der Abfolge (Grundmoräne über Konglomerat) handelt es sich um Deltaschüttungen, gleich jener von Fischachmühle auf selbigem Niveau mit gleichem Alter. Jedoch sind diese nur mehr an ihrem Ursprung partiell erhalten geblieben.

Eine weitere Schüttung mit Terrasse findet man bei Hirscheiten. Die Terrassenfläche befindet sich auf 540 m, das Sediment ist ein gut gerolltes und verfestigtes Konglomerat. Ähnliches gilt für die Terrasse S von Weng, die vom Sediment her gleich ist, aber eine Terrassenfläche bei 520 m aufweist. Diese Schüttungen erfolgten ebenfalls bei einer Seespiegelhöhe des Wallersees, die deutlich über dem heutigen Niveau lag (505 m). Auch diese Ablagerungen dürften aufgrund der deutlichen Verfestigung, sowie ihres nicht mehr frischen Aussehens (gelbliche Verwitterungsfarbe) als präwürmzeitlich eingestuft werden.

Alluvionen konnten in den schmalen Sohlenbereichen des Schönbaches (S von Dödtleinsdorf), wie auch im Tiefsteinbach und Dopler Bach (bei Fischachmühle) auskartiert werden.

Der anstehende Flysch ist, außer wie bei der letztjährigen Kartierung bereits vermerkt im Schönbach, auch

noch in einem kleinen namenlosen Gerinne N von Hutlich aufgeschlossen.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von WOLFGANG PAVLIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Norden der Schatzwand wurden im Rahmen einer Übersichtsbegehung noch einige Ergänzungen durch neue Jura- und Kreideaufschlüsse am Hangfuß durchgeführt. Die in der Verebnung auftretenden Trias- bis Kreidefelsen und -aufschlüsse konnten an einigen Stellen als abgerutschte Körper eingestuft werden.

Nordöstlich Fuschl am See konnten am Hangfuß des Schober noch einige Gosauaufschlüsse aufgenommen werden, und die Mitteltrias ließ sich noch etwas genauer gliedern.

Nordwestlich Ellmaustein wurde der Hang untersucht, wobei sich zeigte, daß die Gutensteiner Schichten und die Reiflinger Schichten eine weitere Verbreitung haben als bisher angenommen.

Im Graben nördlich Gimpelbauer ließ sich zwischen Oberalmer Schichten und Plattenkalken noch eine schmale Zone mit Kössener Schichten, roten Spatkalken (Hierlatzkalken) und Ruhpoldinger Schichten abgliedern.

Eine neue Straße im Faistenauer Graben südöstlich Mitterau lieferte neue Daten über die Verteilung von Quartär, Gosau sowie Wettersteinkalken und -dolomiten in diesem Wiesengelände.

Weiters wurde der Hangfuß des Rannberg Richtung Nordost genau untersucht. Es zeigte sich ein durch Störungen intensiv gegliederter Bereich. Eine mächtige Quartärbedeckung verschleiert zusätzlich den komplizierten Bau. Westlich des Graben Mahd-Jagdhütte wird der Hangfuß stark verstellt, so daß Ruhpoldinger Schichten neben Plattenkalken zu liegen kommen.

Gegen das Tal hin wird die Schichtfolge von Kirchsteinkalken, Allgäuschichten, Kössener Schichten und Plattenkalken ergänzt.

Erst westlich der Bruchlinie Mahd – Rannberg schalten sich wieder Kössener Schichten und Allgäuschichten zwischen die Plattenkalke und die Ruhpoldinger Schichten. Eine intensive Bruchtektonik und Faltenbau führt zur weiteren Gliederung.

Im Graben des Döllerer Waldes zeigt sich sehr gut die flache Lagerung der Ruhpoldinger Schichten durch einige kleine Aufbrüche mit Kössener Schichten und Plattenkalken.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von HANS EGGER

Im Berichtsjahr konzentrierte sich die Aufnahmestätigkeit auf Blatt Grünau vor allem auf die Rhenodan-

bische Flyschzone: Der Flachberg am Westrand des Kartenblattes wird aus stark tektonisch gestörtem Oberkreide- und Alttertiärflysch aufgebaut. Paleozäne Altlenbacher Schichten (*Cruciplacolithus tenuis*-Zone) konnten im Graben südlich von Rabersberg nachgewiesen werden, oberstes Maastricht mit *Micula prinsii* im Grabeneinschnitt östlich von Unterwald. Diese Vorkommen von jungen Anteilen der Altlenbacher Schichten liegen in der streichenden Fortsetzung der im letztjährigen Bericht erwähnten Paleozänaufschlüsse südlich der Glatzmühle. Die dort tektonisch dem Alttertiär benachbarte Zementmergelserie streicht nach Südwesten weiter und konnte auch am Flachberg (Graben nördlich von Schulering) nachgewiesen werden. Die mittelsteil gegen Südosten einfallende Zementmergelserie bildet mit obercampanen Pernecker Schichten und mit Altlenbacher Schichten des Untermaastricht eine aufrechte Schichtfolge.

In den Gräben südlich vom Ghf. Franzl im Holz steht eine mächtige Abfolge von mittelsteil gegen Südwesten einfallenden, invers gelagerten Altlenbacher Schichten an. Diese streichen gegen Osten weiter in das Gebiet des Wieserberges. Die Zementmergelserie des etwas südlich davon gelegenen Hochriedels gehört ebenfalls zu dieser inversen Abfolge, die den überschlagenen Südschenkel einer großen isoklinalen Mulde bildet. Der aufrechte Nordschenkel dieser Struktur wurde bereits im letzten Jahr beschrieben („Hacklbergschuppe“).

Auch östlich des Almflusses konnte die erwähnte Synklinale auskartiert werden. Der inverse Südschenkel ist dort am besten im Gebiet des Hamberges aufgeschlossen, wo die Zementmergelserie über den Altlenbacher Schichten liegt. Der aufrechte Nordschenkel baut die Südabhänge des Höhenzuges vom Kaiserkogel zum Pernecker Kogel auf. Knapp nördlich des Kammes dieser Erhebung verläuft der Scheitel einer großen isoklinalen, nordvergenten Antiklinale, deren Achse gegen Südosten abtaucht. Als älteste Gesteine sind im Antiklinalkern nördlich des Kaiserkogels Seisenburger Schichten aufgeschlossen. Mehrere Nannoplanktonanalysen von Proben dieses Schichtgliedes ergaben santone Alter; die überlagernde Zementmergelserie setzt erst im Grenzbereich Santon–Campan ein. Westlich der erwähnten Seisenburger Schichten ist der überschlagene Nordschenkel der Antiklinale völlig der Erosion zum Opfer gefallen. Am Erosionsrand ist gut zu erkennen, daß die Altlenbacher Schichten einer tektonisch tieferen Einheit (= „Bäckerbergschuppe“ – siehe Bericht 1989) von Westen kommend unter die Hacklbergschuppe hineinstreichen.

Der Nordrand der Bäckerbergschuppe wird von ultrahelvetischen Schürflingen begleitet. Westlich des Almflusses steht eozäne Buntmergelserie am Nordosthang des Bäckerberges, in der Umgebung vom Gehöft Kleinhöllnberg, an. In der streichenden Fortsetzung davon östlich der Alm wurde das Ultrahelvetikum in den Gräben beim Weiler Mauß auskartiert. Diese Vorkommen setzen sich gegen Osten über Dörfel bis zum Inslingbach fort. Es handelt sich dabei zum überwiegenden Teil um oberkretazische, rot- und gelbgrau gefärbte Buntmergelserie; der Farbumschlag von rot zu grau markiert nach den Nannofossilbefunden in etwa den Übergang vom Campan ins Maastricht. Im Graben süd-

lich von Kirchberg stehen in rund 560 m Seehöhe mittelgraue, siltige, hellglimmerführende Mergel an, welche Nannofloren aus dem Mitteleozän lieferten. In der streichenden Fortsetzung dieser Gesteine gegen Südosten tritt eine kleine Felsrippe aus dem Waldboden, die von hellbraunem Nummulitenkalk aufgebaut wird.

Im Norden dieser Ultrahelvetikumvorkommen treten mehrfach paleozäne Altlenbacher Schichten einer tieferen Flyschschuppe auf, welche mittelsteil gegen Südwesten einfällt. Dazu gehören die Paleozänaufschlüsse nördlich von Kleinhöllnberg und nördlich von Mauß (Graben südöstlich von Rankleiten). Vermutlich sind dazu auch die Paleozänvorkommen am Ostrand des Kartenblattes in den Grabeneinschnitten zwischen Dornleiten und Inzersdorf zu zählen. Es sind dort von Grundmoräne überlagerte Altlenbacher Schichten mit stark variierenden Fallrichtungen aufgeschlossen. Bemerkenswert sind die Vorkommen von Oberpaleozän (NP9) und basalen Eozän (NP10 – im südlichen Grabenast in 450 m Seehöhe) im Graben ENE vom Gehöft Oberboxleiten. Etwas weiter im Norden (Graben E Unterboxleiten) stehen unterpaleozäne Altlenbacher Schichten an.

Von den zahlreichen Massenbewegungen in der Flyschzone auf Blatt Grünau seien nur die wichtigsten erwähnt: Westlich der Alm treten größere Rutschungen am rechten Ufer des oberen Laudachtales auf und im Umkreis des Ultrahelvetikumfensters am Nordosthang des Bäckerberges. Östlich der Alm ist das Gebiet der Seisenburger Schichten im Kern der Pernecker Antiklinale von zwei großen Massenbewegungen betroffen.

Im kalkalpinen Anteil von Blatt Grünau wurden Begehungen im Nordteil der Hochsalmgruppe unternommen. Die kalkalpine Randschuppe (Randcenoman) ist am besten in den Zubringergräben des Brücklgrabens aufgeschlossen: Die durchwegs südfallende Schichtfolge besteht im tieferen Abschnitt vorwiegend aus grauen, siltigen bis feinsandigen Mergeln, in welche sich einzelne dünne Sandsteinbänckchen einschalten. Gegen das Hangende nimmt der Anteil an Psammiten zu und schließlich treten auch Konglomerate auf. Typisch sind für diesen Bereich gut gerundete Komponenten mit porphyrischem Gefüge („Quarzporphyre“), welche bis zu 0,5 m Durchmesser aufweisen können.

Über der Randschuppe folgt im Süden eine inverse gegen Südwesten einfallende Schichtfolge mit Wettersteinkalk, Opponitzer Schichten und Hauptdolomit. Es handelt sich dabei um die streichende Fortsetzung jener inversen Abfolge, welche im letztjährigen Bericht aus dem Gebiet zwischen Rauhkogel und Hollerberg beschrieben wurde. Die verkehrt gelagerte Schichtfolge wird im Südwesten von einem SE–NW-streichenden Ast der Teichlstörung abgeschnitten. An diesem sind gelegentlich Späne von Aptychenschichten eingeklemmt.

Nördlich des Grünauer Taleinschnittes zerschlägt sich die Teichlstörung in mehrere solcher Äste und bildet so eine „Horsetail-Struktur“. Nach den bisherigen Beobachtungen handelt es sich bei dieser Störung um eine große Linksseitenverschiebung, die das Vorspringen des Kalkalpennordrandes im Bereich der Hochsalmgruppe bewirkt.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von CHRISTINA ROGL
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Die im Jahr 1989 begonnene Kartierung der quartären Sedimente des Almtales von Almegg bis Mühldorf konnte nun abgeschlossen werden. Es sind Ablagerungen der letzten beiden Eiszeiten erhalten.

Ein Streifen Rißmoränen zieht sich von Matzing über Herndlberg bis „In der Thann“. Zahlreiche talparallele Wälle sind noch gut zu erkennen. Beim Gehöft Hochbuchegg und N davon liegt ebenfalls ein präwürmzeitlicher Moränenrest. Es könnte sich auch hier, aufgrund eines Vergleichs mit dem Trauntal (D. VAN HUSEN, 1977), um Rißmoränen handeln. Da aber auf den Wiesen keine geeigneten Aufschlüsse vorhanden sind, war eine sichere Einstufung nicht möglich.

Der langgestreckte Wall SE des Flugfeldes bei Mayrhof ist der etwas eingeebnete Rest eines Rißkames. Das Ende des Rißgletschers lag außerhalb des Arbeitsgebietes.

Der Maximalstand des Würmgletschers reichte bis auf Höhe der Haltestelle Kothmühle. Vor allem im Bereich Fischerbühel und Bühel sind recht breite Moränenwälle erhalten. Nach S hin folgen noch zwei weitere, etwas jüngere Moränenbögen, die aber schon teilweise erodiert sind. Sämtliche würmzeitliche Wallformen wurden nachträglich randlich fluviatil überformt. Es haben sich kleine Trockentäler und Erosionskanten gebildet. Der Schuttkopf aus dem Hauergraben hat den südlichsten Wall noch durchschlagen, er muß also jünger sein als dieser Gletscherstand.

Unmittelbar am Ende der Würmmoränen des Maximalstandes schließt nach NE die Niederterrasse an. Sie wird seitlich vom Rißkame und der Alm begrenzt. Bei Matzing zweigt eine wenige Meter höher liegende flache Rinne ab. Es dürfte sich hier um ein würmzeitliches Nebengerinne der Alm handeln. Starke Schotterakkumulationen haben nicht stattgefunden, es wurde vor allem die benachbarten Rißsedimente umgelagert. An den kleinen würmzeitlichen Schwemmkegeln von Matzing und E Herndlberg bildete sich eine wenige Meter hohe Erosionskante. Im Spätglazial wurde ein weiterer Schotterkörper, dessen Oberfläche etwa 8 m über der holozänen Austufe liegt, in den eisfrei gewordenen Raum des Würmgletschers sedimentiert. Er endet am Südrand der Niederterrasse.

Östlich Bühel ist noch ein isolierter Hügel aus konglomerierten Schottern der Alm erhalten, der ein prärißzeitliches Alter haben dürfte, da im Rißkame und in seiner Umgebung ebenfalls Reste dieses Konglomerats gefunden wurden.

Blatt 69 Großraming

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming

Von HANS EGGER

Im Berichtsjahr fanden ergänzende Begehungen im Reichraminger Hintergebirge, im Umkreis der Eben-

forstalm und des Trämpl, statt. Der Rücken südlich der Ebenforstalm wird von Schrambachschichten aufgebaut, welche gegen Süden zunehmend Einschaltungen von Sandsteinbänken aufweisen (Roßfeldschichten). Nach einer kleinen vernäbten Verebnungsfläche folgt dann der eigentliche Anstieg des Trämplnordhanges mit einer inversen Schichtfolge von Jurahornsteinkalk am Hangfuß und braunen, oft ooidführenden Rhätkalcken im Gipfelbereich. Im oberen Abschnitt der Forststraße südwestlich des Trämpl grenzt der Rhätkalk tektonisch an stark beanspruchte Schrambachschichten. Im tiefer gelegenen Teil der erwähnten Forststraße, im Umkreis der Schaumberghütte, ist ein schönes Profil aufgeschlossen, welches von grauen Jurahornsteinkalcken über rote Knollen- und Flaserkalke und wenige Meter mächtige Oberalmer Schichten bis in die Schrambachschichten reicht. Im Süden grenzen an die Hornsteinkalke mit tektonischem Kontakt graue und schwarze Pelitgesteine vermutlich der Lunzer Schichten an, an welche ein Quellhorizont gebunden ist. Südlich davon, an der Forststraße WNW des Scheiterkogels, sind gut gebankte graue und braune Kalke anstehend, welche im Streichen der Opponitzer Schichten von der Schaumbergalm liegen.

Die Jura- und Neokomgesteine markieren den Verlauf einer bedeutenden Störung, die der markante Geländeeinschnitt zwischen Scheiterkogel und Trämpl nachzeichnet. Diese Störung – der Ausstrich der Überschiebungsfläche der Sengsenbirgsantiklinale – streicht gegen ESE weiter in das Jörglgrabengebiet und verläuft dort innerhalb eines Hauptdolomitareals, das sie schräg durchschneidet. Damit erklären sich die großen Mächtigkeitsunterschiede des Hauptdolomits im Südschenkel der Ebenforstmulde. Am Ausgang der Haselbachschlucht markiert ein Schürfling von Reiflinger Schichten (s. Bericht 1988) die Position dieser Störung, die in der streichenden Fortsetzung der Überschiebungsfläche des Tirolikums liegt.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Gosauablagerungen auf Blatt 69 Großraming

Von PETER FAUPL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmestätigkeit im Jahre 1990 war vor allem auf das Schließen von Aufnahmlücken im Bereich der Gosau des Gebietes Brennhöhe – Kaibling, zwischen Brunnbach und Anzenbach, sowie des Gebietes Gscheidgraben – Großer Reitpfadkogel – Roterd ausgerichtet.

Brennhöhe – Kaibling

In diesem Gebiet lagern Gosauablagerungen diskordant dem Südschenkel der Anzenbachmulde auf. Die Gipfelpartie des Kaiblings (Kt. 846) wird von Plattenkalk, der mit 70° nach ENE einfällt, aufgebaut. Seine Mächtigkeit im Bereich des Pleißabaches (Mündungsgebiet des Gscheidgrabens) beträgt ca. 350 m. Der Rücken, der vom Kaiblinggipfel über die Kaiblingmauer (Kt. 791) Richtung NW in das Pleißabachtal (Straßentunnel) zieht, wird von Juraschichtgliedern des Südschenkels der Anzenbachmulde aufgebaut. Diese Abfolge ist entlang der Forststraße, die in einer Höhe von

hehenfeldes (SE von Schörfling), im Geländeeinschnitt zwischen Kronberg und Vöcklaberg und nahe dem Südrand der Flyschzone, im Bereich Aurachbach - Weidenbach - Herbstaugraben. Im letztgenannten Gebiet konnten gleich westlich von Almstall (Kote 814) mehrere Zehnermeter lange Aufschlüsse von dunkelgrauen bis schwarzen, etwas siltigen Mergeln beprobt werden, die vermutlich aus der späten Unterkreide stammen. Ansonsten werden die Aufschlüsse in allen zuvor aufgezählten Gebieten vor allem aus campanen Mergeln aufgebaut, deren ältere Anteile vorwiegend Rotfärbung zeigen, während die jüngeren Anteile graue Farben aufweisen. Mastricht konnte aus gelbgrauen, stückig brechenden Mergeln an zwei Stellen im Umkreis des Oberhehenfeldes nachgewiesen werden: im Geländeeinschnitt zwischen Trattberg und Schiefgrubberg in 720 m NN und weiters im Graben nordöstlich vom Gahberg in 610 m NN. Im zuletzt genannten Grabeneinschnitt stehen auch graue Mergel aus dem frühen Paleozän (*Chiasmolithus danicus*-Zone) in 630 m NN an. Spätes Paleozän (*Discoaster multiradiatus*-Zone) wurde im Herbstaugraben aus einem rechtsseitigen Prallhang in 620 m NN nachgewiesen. Beide Paleozänvorkommen grenzen tektonisch an, ebenfalls graue, campane Mergel.

Der tektonische Bau im Norden des Arbeitsgebietes ist durch den Ausstrich mehrerer Überschiebungen charakterisiert, die durch eine jüngere Bruchtektonik versetzt sind. So werden z.B. die jüngeren Anteile der Altlenbacher Schichten am Hang nordwestlich vom Alpenberg von einer höheren Schuppe mit Seisenburger Schichten an der Basis überschoben. An einem NW-SE-streichenden Querbruch, vermutlich einer Rechtsseitenverschiebung, wird diese Überschiebung dann rund 1,3 km nach Südosten versetzt: ihr Ausstrich streicht dort nördlich vom Hongar vorbei und konnte auch – wieder durch mehrere Brüche versetzt – bis zum Hohen Luft (Kote 917) und von dort weiter in den Wolfsbach auskartiert werden, den sie in etwa 560 m NN quert.

Die Schichtfolge der liegenden Schuppe reicht nördlich des Hongar bis in das tiefere Paleozän hinauf. Ihre älteren Anteile sind am besten im Umkreis des Schimplgupfs aufgeschlossen, der von Zementmergelserie aufgebaut wird. Im Liegenden dieser Formation folgen Seisenburger Schichten und verschürfter Gaultflysch. Gegen Osten werden diese Schichtglieder tektonisch eliminiert, sodaß dann am Kronberg die Schichtfolge dieser Schuppe mit den Basissandsteinen der Altlenbacher Schichten beginnt. Im Geländeeinschnitt nördlich des Kronberges steht ultrahelvetische Buntmergelserie an, welche an der Schuppengrenze hochgeschürft wurde. Auch das Ultrahelvetikumsvorkommen im Oberhehenfeld kann als Schürflingsfenster interpretiert werden.

Der beherrschende Deformationsstil im Südtel des Arbeitsgebietes ist ein Faltenbau. So wird z.B. der Richtberg westlich von Reindlmühl von einer großen nordvergenten isoklinalen Mulde aufgebaut. Die bankinternen Sedimentstrukturen der hier mittelsteil gegen Süden einfallenden Altlenbacher Schichten (Subformation mit reichlich turbiditischen Kalkmergeln) lassen manchmal einen raschen Wechsel von inverser und aufrechter Lagerung erkennen, wodurch auch eine intensive Kleinfaltung belegt ist. Auch das Ultrahelvetikumsvorkommen im Gebiet des Aurach- und Weidenbaches ist an einen Antiklinalkern gebunden, wie der symmetrische und gegengleich einfallende Rahmen dieser Struktur belegt.

Im Arbeitsgebiet treten auch zahlreiche Massenbewegungen auf. Besonders betroffen von Rutschungen –

vermutlich bedingt durch das hangparallele Einfallen der dort anstehenden Altlenbacher Schichten – ist die Südost- und die Südwestflanke des Richtberges. Größere Massenbewegungen befinden sich auch an den Hängen des Trattberges und des Schiefgrubberges, wo die Abrißflächen vor allem in der Buntmergelserie und innerhalb der bunten Flyschschiefer (Seisenburger und Pernecker Schichten) gelegen sind. Glazial übersteilte Hänge, wie die Ostflanke des Gmundner Berges oder die Westflanke des Häfelberges sind ebenfalls für Massenbewegungen prädestiniert. Zahlreiche kleinere Rutschungen ließen sich entlang der Bachläufe auskartieren; hier kann auch darauf hingewiesen werden, daß die Erosion in den Bachbetten noch immer sehr hoch ist, worauf die oft steilen Grabenflanken, die fehlenden Wandergeschiebe in den Bachbetten und die Unterspülungen der Bachverbauten hinweisen.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen und in der Flyschzone auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von HANS EGGER

In den Nördlichen Kalkalpen fanden im Berichtsjahr Beggehungen im Bereich südöstlich von Steinbach am Ziehbach (Lackerbachgraben) und im Gebiet westlich und südwestlich von Grünau (Rinnbachtäl, Linaubachtal) statt.

Südlich von Steinbach zeigt der Kalkalpennordrand einen deutlichen Versatz: er liegt östlich vom Spießengraben deutlich weiter im Norden als westlich dieses Tales. Verantwortlich dafür ist eine NW-SE-streichende Störung, welche im Geländeeinschnitt südlich des Kunzenberges und dann weiter annähernd parallel zum Lackerbachgraben verläuft. Im Süden dieser Störung stehen gefaltete Gutensteiner Schichten an, im Norden davon Hauptdolomit. Wegen der Art des Versatzes und aufgrund der beobachteten Strömungen auf den zahlreichen Harnischflächen kann diese Struktur als Linksseitenverschiebung interpretiert werden. Es handelt sich dabei vermutlich um einen Seitenast der großen Teichl-Störung, welche einen analogen Bewegungssinn aufweist (s. Bericht 1990).

Der Höhenrücken nordöstlich des Lackerbachgrabens wird von einer nordvergenten Synklinale aufgebaut, deren Achse gegen Südosten einfällt. Über dem Hauptdolomit folgen im Hangenden Plattenkalk und Dachsteinkalk, darüber korallen- und ooidführende Rhätkalke und als jüngstes, angrenzend an den östlichen Blattschnitt, schließlich die Allgäuschichten.

Westlich von Grünau wurden die Reiflinger Schichten am Weg zum Zwillingkogel beprobt. Eine Probe aus dieser Formation, welche etwa 7 Profilmeter unter der Unterkante des Wettersteinkalkes genommen wurde (in 1330 m NN), lieferte folgende Conodontenarten (det. G. MANDL, GBA): *Gladiogondolella tethydis*, „*Epigondolella*“ *mungoensis*, *Gondolella inclinata*. Diese Fauna belegt das späte Ladin (Langobard 2-3); der hangend folgende Wettersteinkalk setzt hier daher frühestens im jüngsten Ladin ein, vielleicht aber auch erst im Cordevol.

Das Vordere Rinnbachtal wird etwa bei Kote 601 von einer großen NE-SW-streichenden Störung gequert. Im

Osten dieser Bruchlinie steht flach bis mittelsteil gegen Nordwesten einfallender Hauptdolomit und Dachsteinkalk an, im Westen Wettersteinkalk und Wettersteindolomit. Diese Störung konnte bislang von der erwähnten Kote mehr als 3 km weit nach Südwesten, bis etwa zur Mörtelmann-Jagdhütte, auskartiert werden; von dort streicht sie vermutlich weiter in den Sattel westlich vom Schnellerplan.

Auch die nordwestliche Begrenzung des erwähnten Wettersteinkalkes ist tektonischer Natur: Im Geländeeinschnitt rund 500 m westlich der Mörtelmannhütte grenzen diese Gesteine wieder an Dachsteinkalk und Hauptdolomit an. Letzterer bildet auch den Anstieg zum Wasserkogel; das Einfallen ist dort durchwegs mittelsteil gegen Nordwesten gerichtet. Im Sattel zwischen Wasserkogel und Hochkogel verläuft eine Störung, der Hauptdolomit dort ist steilgestellt. Am Anstieg zum Hochkogel fällt der Hauptdolomit wieder gegen Nordwesten ein; der aus Plattenkalk aufgebaute Kamm zwischen Hochkogel und Wandkogel zeichnet das Schichtstreichen nach. Im Einschnitt zwischen Wandkogel und Gsolberg verläuft eine bedeutende Bruchlinie mit breiten Mylonitzonen. Diese Störung kann nach Osten zu am Südadhang des Zwillingkogels weiter verfolgt werden.

In der Rhenodanubischen Flyschzone fanden im Berichtsjahr zahlreiche ergänzende Begehungen statt; Schwerpunkte waren dabei das Laudachtal zwischen Kranichsteg und Eisengattern, das Trambachtal und schließlich, ganz im Osten des Kartenblattes, das Gebiet des Sonnberges. Im genannten Abschnitt des Laudachtals stehen gefaltete Altenglbacher Schichten des späten Maastricht und des frühen Paleozän an. Gute Aufschlüsse befinden sich vor allem an den linksseitigen Prallhängen der Laudach zwischen Kote 501 und Kote 518. Auch am Güterweg von Kaltenmarkt nach Wiesberg stehen bis zur ersten Kurve südfallende Altenglbacher Schichten an. Hangaufwärts treten dann Pernecker Schichten auf, welche entlang der großen Störung eingeklemmt sind, die knapp östlich des Laudachtals verläuft (s. Bericht 1989). Die besten Aufschlüsse der Pernecker Schichten befinden sich im Graben südlich des erwähnten Güterweges.

Die rechtsseitigen Prallhänge des Trambaches schließen westlich von Kote 637 invers gelagerte, gegen SSW einfallende Altenglbacher Schichten auf. Es handelt sich dabei um die Subformation mit reichlich harten, grauen Kalkmergeln. Diese Aufschlüsse gehören zum inversen Südschenkel einer isoklinalen Mulde, der – wie schon im letztjährigen Bericht beschrieben wurde – von den Gräben südlich vom Gasthaus Franzl im Holz zum Wieserberg und von dort weiter zu Kote 637 streicht. Einzelne Kolkungsmarken an den Sohlflächen der Kalksandsteinbänke belegen Paläoströmungsrichtungen von Westen nach Osten. Rund 1 km nordwestlich von den Aufschlüssen im Trambach, nämlich im Graben nördlich vom Badeteich bei St. Konrad, ergaben mehrere Messungen analoge Werte. Dort stehen aufrecht gelagerte, südfallende Altenglbacher Schichten des höheren Maastricht (*Lithraphidites quadratus*-Zone) an.

Zu der inversen Abfolge im Trambachtal gehört auch noch die Zementmergelserie des Hochriedels und jene im Graben westlich von Hochbuchegg. Gegen Süden, hangaufwärts, schließt an das zuletzt genannte Vorkommen dann eine Schuppenzone an. In dieser konnte etwa 300 m westlich von Hochbuchegg ein Vorkommen von Helvetikum auskartiert werden. Es handelt sich dabei um einen mehrere Kubikmeter großen Block von gelben, et-

was glaukonit-führenden Nummulitenkalk. Der Block liegt in einer auffälligen Verebnungsfläche.

Gegen Süden zu steigt von dort das Gelände wieder steiler an, und es sind gute Aufschlüsse von Seisenburger Schichten zu beobachten. Dann folgen grobkörnige braune Sandsteine, deren Schwermineralspektren (det. W. SCHNABEL, GBA) deutlich von Granat dominiert werden, daneben treten hohe Apatitgehalte (bis 26 %) auf. Vermutlich gehören diese Sandsteine zu den Reiselberger Schichten.

Am Sonnberg und Ziehberg wurden die Gräben nördlich vom Kernwirt aufgenommen. In den tiefergelegenen Teilen dieser Einschnitte wurden Grundmoränenaufschlüsse beobachtet. In etwa 650 m NN stehen stark zerbrochene Kalksandsteine und Kalkmergel an. Nach dem Nannoplanktonbefund handelt es sich dabei um Neokomflysch. Aus der verrutschten rechten Grabenflanke treten in 660 m NN Rollstücke von roten Peliten hervor; sie scheinen die Position einer Störung zu markieren. Bachaufwärts folgen dann Aufschlüsse mit reichlich Kalkmergel, die zu den Altenglbacher Schichten gehören. Das Einfallen ist hier meist steil gegen Norden gerichtet. Auf der anderen Seite des Kammes, in den Gräben östlich vom Kronbauer, stehen dagegen südfallende Bänke an.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Quellgebiet der Laudach sind südlich Klamm sehr unterschiedliche Ablagerungen des Quartärs entwickelt, die nur zum geringen Teil der Aktivität des Laudachgletschers entsprangen, wie dies S. PREY (Z. Gletscherk., 1956) annahm.

Südlich der Häuser von Klamm liegen auf dem Rücken östlich des Baches unterhalb Radmoos grober Schutt aus Kalken und Breccie dem Flysch auf. Der matrixreiche Schutt ist teils einige Meter mächtig, teils aber nur auf eine dünne Decke beschränkt. Er findet sich ebenso auf dem SW-Hang des Rückens, der den Graben von Klamm vom Laudachtal trennt. In den beiden kleinen Gräben westlich Kote 659 m ist diese Ablagerung tiefreichend aufgeschlossen. Es handelt sich dabei vorwiegend um Karbonatschutt des Traunsteins, der auch bis m³-große Blöcke der älteren Gehängebreccien vom Fuß des Traunsteins (westlich Laudachseealm) führt. Die groben sowie die feinen Komponenten des Schuttes zeigen keinerlei Rundung und schwimmen in einer tonig-schluffigen, blaugrauen Matrix, die nur eine geringe Konsolidierung zeigt. Es handelt sich bei diesen Ablagerungen um mächtige, periglaziale Schuttströme, die als Blockgletscher während der Eiszeit durch die starke Schuttproduktion am Nordrand der Kalkalpen entstanden. Diese wurde sicher auch durch die Auflage der harten, steifen kompetenten Karbonate auf den verwitterungsanfälligen, weichen inkompetenten Tonschiefern und Mergeln gefördert. Dabei sind morphologisch mehrere Generationen zu erkennen. So stellen die beiden endmoränenartigen Rücken westlich Kote 695 m randliche Reste zweier solcher Bildungen dar, die heute bereits durch die Bäche wieder zerschnitten sind, wodurch erst die wallartige Form ent-

Osten dieser Bruchlinie steht flach bis mittelsteil gegen Nordwesten einfallender Hauptdolomit und Dachsteinkalk an, im Westen Wettersteinkalk und Wettersteindolomit. Diese Störung konnte bislang von der erwähnten Kote mehr als 3 km weit nach Südwesten, bis etwa zur Mörtelmann-Jagdhütte, auskartiert werden; von dort streicht sie vermutlich weiter in den Sattel westlich vom Schnellerplan.

Auch die nordwestliche Begrenzung des erwähnten Wettersteinkalkes ist tektonischer Natur: Im Geländeeinschnitt rund 500 m westlich der Mörtelmannhütte grenzen diese Gesteine wieder an Dachsteinkalk und Hauptdolomit an. Letzterer bildet auch den Anstieg zum Wasserkogel; das Einfallen ist dort durchwegs mittelsteil gegen Nordwesten gerichtet. Im Sattel zwischen Wasserkogel und Hochkogel verläuft eine Störung, der Hauptdolomit dort ist steilgestellt. Am Anstieg zum Hochkogel fällt der Hauptdolomit wieder gegen Nordwesten ein; der aus Plattenkalk aufgebaute Kamm zwischen Hochkogel und Wandkogel zeichnet das Schichtstreichen nach. Im Einschnitt zwischen Wandkogel und Gsolberg verläuft eine bedeutende Bruchlinie mit breiten Mylonitzonen. Diese Störung kann nach Osten zu am Südabhang des Zwillingkogels weiter verfolgt werden.

In der Rhenodanubischen Flyschzone fanden im Berichtsjahr zahlreiche ergänzende Begehungen statt; Schwerpunkte waren dabei das Laudachtal zwischen Kranichsteg und Eisengattern, das Trambachtal und schließlich, ganz im Osten des Kartenblattes, das Gebiet des Sonnberges. Im genannten Abschnitt des Laudachtals stehen gefaltete Altenglbacher Schichten des späten Maastricht und des frühen Paleozän an. Gute Aufschlüsse befinden sich vor allem an den linksseitigen Prallhängen der Laudach zwischen Kote 501 und Kote 518. Auch am Güterweg von Kaltenmarkt nach Wiesberg stehen bis zur ersten Kurve südfallende Altenglbacher Schichten an. Hangaufwärts treten dann Pernecker Schichten auf, welche entlang der großen Störung eingeklemmt sind, die knapp östlich des Laudachtals verläuft (s. Bericht 1989). Die besten Aufschlüsse der Pernecker Schichten befinden sich im Graben südlich des erwähnten Güterweges.

Die rechtsseitigen Prallhänge des Trambaches schließen westlich von Kote 637 invers gelagerte, gegen SSW einfallende Altenglbacher Schichten auf. Es handelt sich dabei um die Subformation mit reichlich harten, grauen Kalkmergeln. Diese Aufschlüsse gehören zum inversen Südschenkel einer isoklinalen Mulde, der – wie schon im letztjährigen Bericht beschrieben wurde – von den Gräben südlich vom Gasthaus Franzl im Holz zum Wieserberg und von dort weiter zu Kote 637 streicht. Einzelne Kolkungsmarken an den Sohlflächen der Kalksandsteinbänke belegen Paläoströmungsrichtungen von Westen nach Osten. Rund 1 km nordwestlich von den Aufschlüssen im Trambach, nämlich im Graben nördlich vom Badeteich bei St. Konrad, ergaben mehrere Messungen analoge Werte. Dort stehen aufrecht gelagerte, südfallende Altenglbacher Schichten des höheren Maastricht (*Lithraphidites quadratus*-Zone) an.

Zu der inversen Abfolge im Trambachtal gehört auch noch die Zementmergelserie des Hochriedels und jene im Graben westlich von Hochbuchegg. Gegen Süden, hangaufwärts, schließt an das zuletzt genannte Vorkommen dann eine Schuppenzone an. In dieser konnte etwa 300 m westlich von Hochbuchegg ein Vorkommen von Helvetikum auskartiert werden. Es handelt sich dabei um einen mehrere Kubikmeter großen Block von gelben, et-

was glaukonit-führenden Nummulitenkalk. Der Block liegt in einer auffälligen Verebnungsfläche.

Gegen Süden zu steigt von dort das Gelände wieder steiler an, und es sind gute Aufschlüsse von Seisenburger Schichten zu beobachten. Dann folgen grobkörnige braune Sandsteine, deren Schwermineralspektren (det. W. SCHNABEL, GBA) deutlich von Granat dominiert werden, daneben treten hohe Apatitgehalte (bis 26 %) auf. Vermutlich gehören diese Sandsteine zu den Reiselsberger Schichten.

Am Sonnberg und Ziehberg wurden die Gräben nördlich vom Kernwirt aufgenommen. In den tiefergelegenen Teilen dieser Einschnitte wurden Grundmoränenaufschlüsse beobachtet. In etwa 650 m NN stehen stark zerbrochene Kalksandsteine und Kalkmergel an. Nach dem Nannoplanktonbefund handelt es sich dabei um Neokomflysch. Aus der verrutschten rechten Grabenflanke treten in 660 m NN Rollstücke von roten Peliten hervor; sie scheinen die Position einer Störung zu markieren. Bachaufwärts folgen dann Aufschlüsse mit reichlich Kalkmergel, die zu den Altenglbacher Schichten gehören. Das Einfallen ist hier meist steil gegen Norden gerichtet. Auf der anderen Seite des Kammes, in den Gräben östlich vom Kronbauer, stehen dagegen südfallende Bänke an.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Quellgebiet der Laudach sind südlich Klamm sehr unterschiedliche Ablagerungen des Quartärs entwickelt, die nur zum geringen Teil der Aktivität des Laudachgletschers entsprangen, wie dies S. PREY (Z. Gletscherk., 1956) annahm.

Südlich der Häuser von Klamm liegen auf dem Rücken östlich des Baches unterhalb Radmoos grober Schutt aus Kalken und Breccie dem Flysch auf. Der matrixreiche Schutt ist teils einige Meter mächtig, teils aber nur auf eine dünne Decke beschränkt. Er findet sich ebenso auf dem SW-Hang des Rückens, der den Graben von Klamm vom Laudachtal trennt. In den beiden kleinen Gräben westlich Kote 659 m ist diese Ablagerung tiefreichend aufgeschlossen. Es handelt sich dabei vorwiegend um Karbonatschutt des Traunsteins, der auch bis m³-große Blöcke der älteren Gehängebreccien vom Fuß des Traunsteins (westlich Laudachseealm) führt. Die groben sowie die feinen Komponenten des Schuttetes zeigen keinerlei Rundung und schwimmen in einer tonig-schluffigen, blaugrauen Matrix, die nur eine geringe Konsolidierung zeigt. Es handelt sich bei diesen Ablagerungen um mächtige, periglaziale Schuttströme, die als Blockgletscher während der Eiszeit durch die starke Schuttproduktion am Nordrand der Kalkalpen entstanden. Diese wurde sicher auch durch die Auflage der harten, steifen kompetenten Karbonate auf den verwitterungsanfälligen, weichen inkompetenten Tonschiefern und Mergeln gefördert. Dabei sind morphologisch mehrere Generationen zu erkennen. So stellen die beiden endmoränenartigen Rücken westlich Kote 695 m randliche Reste zweier solcher Bildungen dar, die heute bereits durch die Bäche wieder zerschnitten sind, wodurch erst die wallartige Form ent-

stand. Nur die jüngste Form in ca. 750 m unterhalb der Forststraße Klamm – Laudachsee ist noch weitgehend intakt.

Das Alter diese Schuttströme ist wohl würmzeitlich, wobei die intakte Form dem beginnenden Spätglazial zuzuordnen sein wird. Die höchst gelegenen, speziell die gering mächtigen Reste auf dem Rücken südlich Klamm, könnten auch aus älteren Eiszeiten (Riß) stammen, was auch durch die fortgeschrittene Verwitterung (Korrosion) der Blöcke angezeigt werden könnte, wenn diese nicht auf stärkere Lösungsvorgänge in der durch Flyschschutt (pH-Wert) dominierten Verwitterungszone zurückzuführen ist.

Weiters finden sich SE der Kote 695 m die selben Ablagerungen, die den Hang bis gegen Kote 855 m aufbauen. Diese werden von den westlichen durch den Flyschrücken getrennt, der von Kote 695 m bis zur Kuppe 930 m westlich der Kote 855 m zieht.

Die Ablagerungen des Schuttstromes gehen von wallartigen Rücken aus, die parallel zur Laudach verlaufen und hoch über dieser auslaufen. Eine äquivalente Form, ebenso aus dem unbearbeiteten, groben Schutt, findet sich auf dem Rücken östlich der Laudach, die hoch über dem Schrattenbach vor der Mündung in die Laudach ausstreicht. Dieser Schutt bedeckt den Rücken nur zur Hälfte, so daß der nächste, östlich gelegene Graben nur noch im Flysch verläuft.

In den tieferen Teilen der Hänge zur Laudach zu finden sich einerseits an der Forststraße oberhalb der Schrattenbachmündung, andererseits am orographisch linken Ufer in kleinen Rutschungen (alter, verfallener Weg) wesentlich besser gerundete und manchmal gekritzte Gesteine in einer feinkörnigen, gut konsolidierten Grundmasse. Es sind dies Grundmoränen des Laudachseegletschers, der in einer steilen engen Zunge bis in diesen Raum (Zusammenfluß Laudach-Schrattenbach) gereicht hat. Durch die Verteilung der verschiedenen Sedimente ergibt sich, daß diese Gletscherzunge zumindest randlich – wenn nicht völlig – von grobem Karbonatschutt bedeckt war, der dann weiter talaus als Schuttstrom weiter vordrang, da hier keinerlei Moränenablagerungen zu finden waren. Die durch die Schuttströme erfolgte Verfüllung des Tales (Kote 695 – Klamm) hat dazu geführt, daß die Laudach weiter nordöstlich ein neues Tal anlegte, das heute steil in den Flysch eingeschnitten ist. Wahrscheinlich erfolgte diese Verlegung aber nicht erst nach der letzten Eiszeit.

Der Gletscher der letzten Eiszeit im Becken des Laudachsees läßt sich an seinem linken Ufer gut rekonstruieren. Er verlief von der Kote 855 m nach SW um die Kuppe 930 m herum, an deren Südseite kleine Wallformen eine Höhe von 920 m für den Eisrand markieren. Der flache Sattel westlich der Kuppe 930 m wurde noch vom Gletscher mit einer kurzen Zunge überflossen. Weiter südlich lag der Eisrand dann am Steilabfall der älteren Gehängebreccie. Über diese kurze Eiszunge ist viel Schutt (Breccie sowie Kalke) transportiert worden, der dann den Schuttstrom nach Norden bildete. NE des Katzensteins ist eine ausgedehnte Massenbewegung entstanden, die die tiefe Kerbe im Hang verursachte. Die Abrißnische greift bis auf 1060 m Höhe bis an die Überschiebung der Kalkalpen zurück. Darunter zeigen sehr scharfe, frische Formen zumindest nicht lange zurückliegende Bewegungen in manchen Teilen an.

Unterhalb der Straße in ca. 900–920 m Höhe ist morphologisch ein Übergang von einzelnen, bewegten Schollen zu langgestreckten Rücken, die der Fallinie folgen, zu

erkennen. Ab hier ist in den Gräben nur Murenschutt mit tonig-schluffiger Matrix aufgeschlossen. Diese mächtigen Murenschübe haben auch dazu geführt, daß die Laudach an die orographisch linke Böschung gedrängt wurde, wo sie die grobblockigen Moränen unterschneidet. Daß diese Bewegungen auch über den Zeitraum unmittelbar nach dem Abschmelzen des Eises andauert haben, wird dadurch angezeigt, daß es der Laudach bis jetzt nicht gelang, ein ausgeglichenes Gefälle herzustellen, sie muß östlich Kote 855 m eine hohe Steilstufe überwinden.

Im Bereich der Laudach ist oberhalb der Mündung mit dem Schrattenbach mächtiges Murenmaterial aufgeschlossen, das das nördlichste Ausgreifen dieser Muren-tätigkeit anzeigt. Innerhalb dieser Materialien war ein Horizont mit organischen Resten (Blätter, Äste, Holzstücke) zu finden, der einer Zone stärkerer Verwitterung und Oxydation auflag. Das ca. 5 m mächtige hangende Murenmaterial war völlig unverwittert.

Zwei ¹⁴C-Datierungen an größeren Holzstücken aus diesem Horizont ergaben übereinstimmende Ergebnisse:

VRI 1234 3900 ± 50 BP (calibriert BC 2470–2330) und
VRI 1235 3900 ± 50 BP (calibriert BC 2580–2330).

Dies bedeutet, daß der jüngste Murenstrom, der das Laudachtal auffüllte, in dem Zeitraum zwischen 2580 und 2330 vor Christi Geburt erfolgte.

Weitere kleinere Massenbewegungen im Fels entstanden durch die Ausräumung der Täler nach der Eiszeit am orographisch rechten Ufer der Laudach bei Klamm und am südlichen Hang des Schrattenbaches, ca. 500 m östlich seiner Mündung in die Laudach.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Bereich Kasberg – Meisenberg auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von MICHAEL MOSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Zur geographischen Lage und tektonischen Position des Kartierungsgebietes

Das Kasbergmassiv ist ein etwa 100 km² umfassendes, zwischen dem Almtal, Steyerlingtal, der Hochsalmgruppe und dem Toten Gebirge gelegenes Mittelgebirgsmassiv, das im wesentlichen aus zwei tektonischen Stockwerken, nämlich der tieferen Höllengebirgsdecke und der höheren Totengebirgsdecke aufgebaut ist. Beide tektonische Einheiten werden dem Tirolikum zugerechnet.

Der Nordteil des Kartierungsgebietes wird im Bereich des Wallibach-Grabens von der relativ einfach gebauten, tektonisch tieferen Höllengebirgsdecke (hauptsächlich Hauptdolomit, der im Osten in Plattenkalk übergeht) eingenommen, während die tektonisch höher positionierte Totengebirgsdecke (Deckengrenze auf etwa 1100 m SH) mit einer vorläufig noch schlecht erfaßten Schuppenabfolge verschiedener mitteltriadischer Schichtglieder den oberen Teil der Spitzplaneck-Kasberg-Roßschopf-Gruppe aufbaut. Die Deckengrenze zwischen Höllengebirgsdecke und Totengebirgsdecke kann am bequemsten entlang des von der Jh. Wallibach nach Norden in Richtung Kasberg führenden Jagdsteiges studiert werden.

Der dem Kasbergmassiv südlich vorgelagerte Meisenberg-Rabensteinzug stellt den Südteil des Kartierungsgebietes dar und wird allgemein der aus tieferer Mitteltrias bestehenden Basis der Totengebirgsdecke zugeordnet. Entsprechend der deckenbasinaren Position ist diese

stand. Nur die jüngste Form in ca. 750 m unterhalb der Forststraße Klamm – Laudachsee ist noch weitgehend intakt.

Das Alter diese Schuttströme ist wohl würmzeitlich, wobei die intakte Form dem beginnenden Spätglazial zuzuordnen sein wird. Die höchst gelegenen, speziell die gering mächtigen Reste auf dem Rücken südlich Klamm, könnten auch aus älteren Eiszeiten (Riß) stammen, was auch durch die fortgeschrittene Verwitterung (Korrosion) der Blöcke angezeigt werden könnte, wenn diese nicht auf stärkere Lösungsvorgänge in der durch Flyschschutt (pH-Wert) dominierten Verwitterungszone zurückzuführen ist.

Weiters finden sich SE der Kote 695 m die selben Ablagerungen, die den Hang bis gegen Kote 855 m aufbauen. Diese werden von den westlichen durch den Flyschrücken getrennt, der von Kote 695 m bis zur Kuppe 930 m westlich der Kote 855 m zieht.

Die Ablagerungen des Schuttstromes gehen von wallartigen Rücken aus, die parallel zur Laudach verlaufen und hoch über dieser auslaufen. Eine äquivalente Form, ebenso aus dem unbearbeiteten, groben Schutt, findet sich auf dem Rücken östlich der Laudach, die hoch über dem Schrattenbach vor der Mündung in die Laudach ausstreicht. Dieser Schutt bedeckt den Rücken nur zur Hälfte, so daß der nächste, östlich gelegene Graben nur noch im Flysch verläuft.

In den tieferen Teilen der Hänge zur Laudach zu finden sich einerseits an der Forststraße oberhalb der Schrattenbachmündung, andererseits am orographisch linken Ufer in kleinen Rutschungen (alter, verfallener Weg) wesentlich besser gerundete und manchmal gekritzte Gesteine in einer feinkörnigen, gut konsolidierten Grundmasse. Es sind dies Grundmoränen des Laudachseegletschers, der in einer steilen engen Zunge bis in diesen Raum (Zusammenfluß Laudach-Schrattenbach) gereicht hat. Durch die Verteilung der verschiedenen Sedimente ergibt sich, daß diese Gletscherzunge zumindest randlich – wenn nicht völlig – von grobem Karbonatschutt bedeckt war, der dann weiter talaus als Schuttstrom weiter vordrang, da hier keinerlei Moränenablagerungen zu finden waren. Die durch die Schuttströme erfolgte Verfüllung des Tales (Kote 695 – Klamm) hat dazu geführt, daß die Laudach weiter nordöstlich ein neues Tal anlegte, das heute steil in den Flysch eingeschnitten ist. Wahrscheinlich erfolgte diese Verlegung aber nicht erst nach der letzten Eiszeit.

Der Gletscher der letzten Eiszeit im Becken des Laudachsees läßt sich an seinem linken Ufer gut rekonstruieren. Er verlief von der Kote 855 m nach SW um die Kuppe 930 m herum, an deren Südseite kleine Wallformen eine Höhe von 920 m für den Eisrand markieren. Der flache Sattel westlich der Kuppe 930 m wurde noch vom Gletscher mit einer kurzen Zunge überflossen. Weiter südlich lag der Eisrand dann am Steilabfall der älteren Gehängebreccie. Über diese kurze Eiszunge ist viel Schutt (Breccie sowie Kalke) transportiert worden, der dann den Schuttstrom nach Norden bildete. NE des Katzensteins ist eine ausgedehnte Massenbewegung entstanden, die die tiefe Kerbe im Hang verursachte. Die Abrißnische greift bis auf 1060 m Höhe bis an die Überschiebung der Kalkalpen zurück. Darunter zeigen sehr scharfe, frische Formen zumindest nicht lange zurückliegende Bewegungen in manchen Teilen an.

Unterhalb der Straße in ca. 900–920 m Höhe ist morphologisch ein Übergang von einzelnen, bewegten Schollen zu langgestreckten Rücken, die der Fallinie folgen, zu

erkennen. Ab hier ist in den Gräben nur Murenschutt mit tonig-schluffiger Matrix aufgeschlossen. Diese mächtigen Murenschübe haben auch dazu geführt, daß die Laudach an die orographisch linke Böschung gedrängt wurde, wo sie die grobblockigen Moränen unterschneidet. Daß diese Bewegungen auch über den Zeitraum unmittelbar nach dem Abschmelzen des Eises andauert haben, wird dadurch angezeigt, daß es der Laudach bis jetzt nicht gelang, ein ausgeglichenes Gefälle herzustellen, sie muß östlich Kote 855 m eine hohe Steilstufe überwinden.

Im Bereich der Laudach ist oberhalb der Mündung mit dem Schrattenbach mächtiges Murenmaterial aufgeschlossen, das das nördlichste Ausgreifen dieser Muren-tätigkeit anzeigt. Innerhalb dieser Materialien war ein Horizont mit organischen Resten (Blätter, Äste, Holzstücke) zu finden, der einer Zone stärkerer Verwitterung und Oxydation auflag. Das ca. 5 m mächtige hangende Murenmaterial war völlig unverwittert.

Zwei ¹⁴C-Datierungen an größeren Holzstücken aus diesem Horizont ergaben übereinstimmende Ergebnisse:

VRI 1234 3900 ± 50 BP (calibriert BC 2470–2330) und
VRI 1235 3900 ± 50 BP (calibriert BC 2580–2330).

Dies bedeutet, daß der jüngste Murenstrom, der das Laudachtal auffüllte, in dem Zeitraum zwischen 2580 und 2330 vor Christi Geburt erfolgte.

Weitere kleinere Massenbewegungen im Fels entstanden durch die Ausräumung der Täler nach der Eiszeit am orographisch rechten Ufer der Laudach bei Klamm und am südlichen Hang des Schrattenbaches, ca. 500 m östlich seiner Mündung in die Laudach.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Bereich Kasberg – Meisenberg auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von MICHAEL MOSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Zur geographischen Lage und tektonischen Position des Kartierungsgebietes

Das Kasbergmassiv ist ein etwa 100 km² umfassendes, zwischen dem Almtal, Steyerlingtal, der Hochsalmgruppe und dem Toten Gebirge gelegenes Mittelgebirgsmassiv, das im wesentlichen aus zwei tektonischen Stockwerken, nämlich der tieferen Höllengebirgsdecke und der höheren Totengebirgsdecke aufgebaut ist. Beide tektonische Einheiten werden dem Tirolikum zugerechnet.

Der Nordteil des Kartierungsgebietes wird im Bereich des Wallibach-Grabens von der relativ einfach gebauten, tektonisch tieferen Höllengebirgsdecke (hauptsächlich Hauptdolomit, der im Osten in Plattenkalk übergeht) eingenommen, während die tektonisch höher positionierte Totengebirgsdecke (Deckengrenze auf etwa 1100 m SH) mit einer vorläufig noch schlecht erfaßten Schuppenabfolge verschiedener mitteltriadischer Schichtglieder den oberen Teil der Spitzplaneck-Kasberg-Roßschopf-Gruppe aufbaut. Die Deckengrenze zwischen Höllengebirgsdecke und Totengebirgsdecke kann am bequemsten entlang des von der Jh. Wallibach nach Norden in Richtung Kasberg führenden Jagdsteiges studiert werden.

Der dem Kasbergmassiv südlich vorgelagerte Meisenberg-Rabensteinzug stellt den Südteil des Kartierungsgebietes dar und wird allgemein der aus tieferer Mitteltrias bestehenden Basis der Totengebirgsdecke zugeordnet. Entsprechend der deckenbasinaren Position ist diese

Mitteltriasabfolge stark tektonisiert und verschuppt worden. Die tektonofaziell äußerst interessante tirolische Stellung dieser Mitteltrias ist Ziel der gegenwärtigen Untersuchungen, die vor allem von Doz. Dr. Leopold KRZYSTYN vorangetrieben werden. Ihm verdanke ich neben der Bestimmung der Conodonten manchen wertvollen Hinweis für meine Kartierungsarbeiten.

Mitteltrias im Bereich Meisenberg – Rabenstein

Für das Anis konnte im Bereich des unteren Rabensteines (gute Aufschlüsse vor allem entlang der neuen Forststraße, die vom Rabenstein Richtung Langscheidalm führt) folgende Abfolge erfaßt werden:

- **Unteres Anis – Gutensteiner Kalk**
Zumeist dunkelgrau bis schwarz gefärbter, bituminöser, dünnbankig-dünnschichtiger Kalk mit ebenen Schichtflächen, dessen Mächtigkeit 100 m nicht überschreiten dürfte (häufig tektonisch zugeschnitten und verfault); nicht selten ist der durch wurstförmig-gekrümmte Marken gekennzeichnete "Wurstelkalk" zu beobachten;
- **Mittleres Anis – Knollenkalk**
Im Bereich des Rabensteines auf etwa 1000 m SH ist gut der Übergang von typisch ebenflächig-dünnbankigem Gutensteiner Kalk in zunächst noch dünnbankige, sehr knollige, feinspätig-dichte, dunkelgrauschwarze Kalke des Unter-Pelson (*Nicorella kockeli*) zu beobachten. Diese Knollenkalke gehen nun allmählich in zumeist noch dunkle, im Hangenden eher braungraue bis seltener mittelgraue, meist feinspätige, durchwegs dm- (und dicker) gebankte knollig-welligschichtige Kalke (denen im Liegenden lagenweise auch mittelgraue, dünnschichtig-ebenflächige Kalke eingeschaltet sind) über. Eine Conodontenprobe aus dem obersten Abschnitt der dm-gebankten, mittel- bis braungrauen Knollenkalke, die hier stellenweise auch (sekundär) dolomitisiert sein können, ergaben Ober-Pelson-Alter (*Gondolella bifurcata*). In diesem höheren Abschnitt des mittelalanischen Knollenkalkes sind Einschaltungen von dunklen Biogenschuttkalken mit Crinoiden und Bivalven zu beobachten. Der unmittelbar darüber folgende Wettersteindolomit des Brunnkogels ist diesen mittelalanischen Knollenkalcken mit großer Sicherheit tektonisch aufgelagert.

Interessant ist ein im Bereich des oberen Rabensteines auf etwa 1300 m SH (etwa 800 m SSW' K.1647 Roßschopf) zwischen dem Gutensteiner Kalk und dem mittelalanischen Knollenkalk eingeschaltetes, geringmächtig wandbildendes Band von teils undeutlich gebankten bis massigen, teils dünnschichtig bis dm-gebankten ebenflächig bis welligschichtigen, mittel-dunkelgrauen feinspätigen Kalken, die z.T. Brachiopoden, z.T. dunkle, mittelkörnige Crinoidenspatkalke führen. Dieses Schichtglied, aus dem eine Schliffprobe mit ?Meandrosiren, *Pilamina densa*, und anderen Foraminiferen gewonnen wurde, habe ich vorerst als Steinalmkalk bezeichnet und findet sich z.B. auch in einem wiederum wandbildenden schmalen Streifen an der Forststraße etwa einen Kilometer WSW' der Langscheidalm wieder.

Der oben bereits erwähnte Wettersteindolomit ist stets als massiger, kleinklüftiger, hellgrau bis weiß gefärbter Dolomit entwickelt und lagert offensichtlich immer tektonisch den unter- und mittelalanischen Gesteinsserien auf. An der Südseite des Meisenberges lagert der Wettersteindolomit oftmals den unteralanischen Gutensteiner Kalken

auf und spiegelt somit einen sehr engen, lamellenförmig anmutenden Schuppenbau wieder.

Interessanterweise sind im Bereich unmittelbar nordöstlich der Iserwiese helle Wettersteinkalke in Form von hellmittelgrauen, massig bis undeutlich gebankten, feinspätigen Kalken dem Dolomit, aber auch den Gutensteiner Kalken eingelagert. Eine Conodontenprobe aus einer hellen Massenkalkrippe 700 m ENE' der Iserwiese ergab unterladinisches Alter dieses offensichtlich beckennahen Wettersteinkalkes (undeutliche Bankung!).

Tektonik im Bereich Meisenberg – Rabenstein

Der tektonische Baustil des Meisenberg – Rabenstein-Zuges ist durch einen auffällig lamellenförmigen Schuppenbau dünner, rasch auskeilender Mitteltriasschichtglieder mit starker Internfaltung charakterisiert. Zusätzlich wird dieser Schuppenbau durch etwa N–S-streichende Störungen bzw. Störungszonen an der Südseite des Meisenberges kompliziert. Besonders auffällig ist der deutlich ausgeprägte Einschnitt zwischen Meisenberg und Rabenstein, bei dem entlang einer N–S-streichenden Störungszone in der westlichen Grabenflanke die Gutensteiner Kalke mit den mittelalanischen Knollenkalcken und den hellen Wetterstein-(?Steinalm-)kalcken verschuppt worden sind. Einen ähnlich engen, mehr lamellenförmig W–E-streichenden Schuppenbau findet man oberhalb der Forststraße 600 m WSW' der Langscheidalm wieder.

Die b-Achsen-Analyse aus dem Bereich Meisenberg – Rabenstein zeigt zwar stark streuende, zumeist jedoch nach SW und auch ESE einfallende Faltenachsen. Das generelle Einfallen der Schichtflächen ist gegen Süden gerichtet.

An der Nord- und der Westseite des Meisenberges ist die flach nach Süden einfallende Deckengrenze zwischen der tektonisch höheren Totengebirgsdecke und der tektonisch tieferen Höllengebirgsdecke (Gutensteiner Kalk auf Hauptdolomit der Höllengebirgsdecke) gut verfolgbar.

Mitteltrias an der SW-Seite des Kasberg–Roßschopf-Zuges

An der SW-Seite des Kasberg – Roßschopf-Zuges treten oberhalb der Deckenbasis der Totengebirgsdecke weit verbreitet stark verfaulte Gutensteiner Kalke in tektonisch bedingt übergroßer Mächtigkeit auf. Ein in etwa 1300 m SH gut durchverfolgbares Dolomitband ermöglicht eine Untergliederung in eine tiefere, weitestgehend aus 80–100 m mächtigem Gutensteiner Kalk bestehende Schuppe, die sich offensichtlich in den Meisenbergzug fortsetzt, und in eine höhere, aus Gutensteiner Kalk, „Steinalm/Annaberger Kalk“ und Reiflinger Kalk zusammengesetzte Schuppe, die bis an den Gipfelkamm des Kasbergmassives heranreicht. An dieser offenbar sehr flach gelagerten (evtl. subparallel zur Deckengrenze verlaufenden) Schuppengrenze tritt 450 m E' Jh. Wallibach in etwa 1300 m SH eine Kalkrippe aus dickbankigen bis massigen, hellmittelgrauen feinspätigen Kalken vom Typus Steinalm- oder Wettersteinkalk auf. Diese Situation ist auffälligerweise gut mit den Verhältnissen SE' der Iserwiese, wo sich diese Schuppengrenze evtl. fortsetzt, vergleichbar.

In der tieferen Schuppeneinheit ist das mittlere Anis scheinbar völlig abgeschert worden, lediglich die an der Oberkante der Gutensteiner Kalke vereinzelt auftretenden Crinoidenkalke und auch seltener Knollenkalke dürften als erste Indizien für „basales Mittelalanis“ gewertet werden können.

Vollkommener erhalten ist die Abfolge der höheren Schuppeneinheit des Kasberg – Roßschopf-Kammes. Sie

beginnt wiederum mit unteranischem Gutensteiner Kalk, der im Hangendsten heller, zunehmend dickbankiger und später entwickelt ist und von folgendem, etwas eigenständig anmutendem Schichtglied, das offensichtlich den gesamten Wandzug an der Kasberg – Roßschopf-SW-Seite aufbaut, abgelöst wird:

- Zunächst noch dünnbankige bzw. dm-gebankte, welligschichtige aber auch ebenflächige, mittelgraue, feinspätige, teilweise auch feinkörnige Kalke.
- Darauf folgen mittel- bis dunkelgraue, spätige Bankkalke (teilweise grobspätige Crinoidenkalke), die im Liegenden noch mehr dünngebantk-welligschichtig, im Hangenden jedoch durchwegs dm-gebantk und mehr ebenflächig ausgebildet sind.

Für dieses Schichtglied wurde vorläufig die sich auf lithologische und stratigraphische Überlegungen stützende, vorläufig noch weitgespannte Bezeichnung „Steinalm-Annaberger Kalk“ verwendet. Im Bereich des Roßschopf-Gipfels folgen auf etwa 1600 m SH helle (teilweise auch mehr mittelgraue), spätige Hornsteinkalke, die spärlich auch Filamente führen.

Tektonik des Kasberg – Roßschopf-Zuges

Wie schon im letzten Kapitel erwähnt, vermute ich, daß die Totengebirgsdecke des Kasberg – Roßschopf-Zuges von zwei flach übereinander liegenden Mitteltriasschuppen aufgebaut wird. Die tiefere dieser beiden Schuppen-einheiten dürfte sich direkt in den Meisenbergzug fortsetzen, während die höhere Schuppeneinheit den oberen Teil des Kasberg – Roßschopf-Zuges bildet.

Die gemessenen Faltenachsen in diesem Bereich zeigen ein durchaus gut ausgeprägtes Maximum flach in Richtung Südwest. Die tektonische Hauptbeanspruchung des Kasberggebietes könnte somit in Richtung (N) NW erfolgt sein, allerdings sind häufig auch Querfalten zu beobachten. Das generelle Schichteinfallen – so ein solches überhaupt erkennbar ist – dürfte gegen Südosten gerichtet sein.

Im Gebiet zwischen Kasberg und Spitzplaneck (K. 1617) konnten zwei bedeutende Längsstörungen beobachtet werden. Die eine Störung läuft NE–SW-streichend von einem deutlichen Einschnitt 350 m NW' des Kasberggipfels (K. 1747) in einen in den Röllgraben einmündenden Seitengraben, wobei der SE-Flügel gegenüber dem NW-Flügel etwas angehoben wurde (Vertikalversatz etwa 50 m) – wie es sowohl aus der Morphologie (versetzte Felswände) als auch aus der versetzten Deckengrenze zwischen Höllen- und Totengebirgsdecke deutlich abgelesen werden kann.

Eine weitere Störung stellt den deutlichen Einschnitt unmittelbar am Ausgang des kleinen Kares östlich des Spitzplanecks dar und verläuft etwa W–E bei steilem südlichen Einfallen. Auch in diesem Fall ist der Südflügel steil auf den Nordflügel aufgeföhren. Harnischflächen in diesem Bereich zeigen neben dip slip auch oblique slip Bewegungen (revers sinistral) an.

Die Höllengebirgsdecke im Wallibach-Graben

Im etwa W–E-streichenden Wallibach-Graben, der etwa 1 km N' Wh. Jagersimmerl in das Almtal mündet, tritt die tektonisch tiefere Höllengebirgsdecke halbfensterartig unter der darauflagernden Totengebirgsdecke hervor. Die in diesem Bereich flach antiklinalförmig gebaute Höllengebirgsdecke besteht weitestgehend aus stets gut gebanktem Hauptdolomit, der nördlich des Grabens nördliches bis nordöstliches, südlich des Grabens östliches bis südöstliches Einfallen zeigt. Daraus ergibt sich eine flach nach Osten abtauchende Antiklinale, die von der Decken-

grenze zwischen Höllen- und Totengebirgsdecke schräg abgeschnitten wird, da der über dem Hauptdolomit folgende Plattenkalk, der im Bereich der Jh. Wallibach etwa 40–50 m mächtig wird, gegen Süden zu an der Deckengrenze rasch auskeilt.

Im Bereich unmittelbar westlich der Jh. Wallibach ist der allmähliche Übergang von Hauptdolomit in Plattenkalk gut zu beobachten:

Zunächst schalten sich nur vereinzelt dolomitische Kalkbänke in die noch überwiegend dolomitisch entwickelte Hauptdolomitserie ein; diese „Übergangsschichten“ sind etwa 80 m mächtig. Darauf folgt der vorwiegend kalkig entwickelte Plattenkalk in einem zwischen 1100 m SH und 1170 m SH liegenden Band zwischen Jh. Wallibach und dem Röllgraben. Dabei handelt es sich um

- gut dm-gebantke bis dickbankige, ebenflächige mittelgraue–braungraue, feinkörnig-feinspätige Kalke, wechsellagernd mit
- cremegrauen–mittelgrauen Dolomiten, teilweise mit Algenlaminiten und
- (dunkler)mittelgrauen, bituminösen, feinspätigen, dolomitischen Kalken.

Ausblick

Die vorläufig noch recht unvollständig erfaßte Mitteltrias der Totengebirgsdecke soll neben der Auflösung der tektonisch komplexen Situation Ziel der Kartierungsarbeiten im Jahr 1992 sein.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von BEATRIX MOSHAMMER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das vorgegebene Gelände bildet den südöstlichsten Ausschnitt des Kartenblattes und ist nach N und W folgendermaßen begrenzt: Bergkamm des Hochstein (1405 m), SE-Flanken von Jausenkogel (1514 m) und Schwalbenmauer (1657 m) bis Steyrer Hütte, von dort nach S über den Sattel zwischen Roßschopf (1647 m) und Brunnkogel (1063 m) in die Hetzau.

Die tektonische Zuordnung nach A. TOLLMANN (1976) erfolgt zur Totengebirgsdecke, nahe deren N-Rand. Diese flach SSE-abtauchende Großstruktur ist im N und NW des Gebietes durch Gutensteiner-, Steinalm- und Reiflingerkalke erschlossen, der Zug des Hochkogel (1193 m) bis zur Kirchdorfer Hütte im W, sowie der gesamte Bereich der Steyrer S der Einmündung des Zösenbaches über Brunnkogel (1063 m), Hundskogel (1167 m) und Ring bis zur Hetzau wird von Wettersteindolomit, sehr untergeordnet von Wettersteinkalk, aufgebaut. Nahe des S Kartenblattrandes finden sich, bisher nur im W nachgewiesen, Hinweise auf eine saigere, E–W-streichende Störung durch ebenso streichende Gutensteinerkalke im Sattel S des Sandberges (1106 m), die N an Wettersteindolomit grenzen, und durch mylonitisierte, buntgefärbte Dolomite und tektonische Schürflinge von Nordalpinen Raiblerschichten, ca. 1200 m E im Sandgraben bei 800 m SH. In relativem stratigraphischem Verband treten Nordalpine Raiblerschichten bis auf wenige Ausbisse, wie in der W' und N' Felsrinne des Schranken (1482 m) und in der Hinteren Hungerau, am S' Anschlußblatt (ÖK 97 Bad Mitterndorf) auf. In letzterem umfangreichstem, obgleich ebenfalls tektonisch begrenztem Vorkommen, im SW' Tal-

beginnt wiederum mit unteranischem Gutensteiner Kalk, der im Hangendsten heller, zunehmend dickbankiger und später entwickelt ist und von folgendem, etwas eigenständig anmutendem Schichtglied, das offensichtlich den gesamten Wandzug an der Kasberg – Roßschopf-SW-Seite aufbaut, abgelöst wird:

- Zunächst noch dünnbankige bzw. dm-gebankte, welligschichtige aber auch ebenflächige, mittelgraue, feinspätige, teilweise auch feinkörnige Kalke.
- Darauf folgen mittel- bis dunkelgraue, spätige Bankkalke (teilweise grobspätige Crinoidenkalke), die im Liegenden noch mehr dünngebant-welligschichtig, im Hangenden jedoch durchwegs dm-gebant und mehr ebenflächig ausgebildet sind.

Für dieses Schichtglied wurde vorläufig die sich auf lithologische und stratigraphische Überlegungen stützende, vorläufig noch weitgespannte Bezeichnung „Steinalm-Annaberger Kalk“ verwendet. Im Bereich des Roßschopf-Gipfels folgen auf etwa 1600 m SH helle (teilweise auch mehr mittelgraue), spätige Hornsteinkalke, die spärlich auch Filamente führen.

Tektonik des Kasberg – Roßschopf-Zuges

Wie schon im letzten Kapitel erwähnt, vermute ich, daß die Totengebirgsdecke des Kasberg – Roßschopf-Zuges von zwei flach übereinander liegenden Mitteltriasschuppen aufgebaut wird. Die tiefere dieser beiden Schuppen-einheiten dürfte sich direkt in den Meisenbergzug fortsetzen, während die höhere Schuppeneinheit den oberen Teil des Kasberg – Roßschopf-Zuges bildet.

Die gemessenen Faltenachsen in diesem Bereich zeigen ein durchaus gut ausgeprägtes Maximum flach in Richtung Südwest. Die tektonische Hauptbeanspruchung des Kasberggebietes könnte somit in Richtung (N) NW erfolgt sein, allerdings sind häufig auch Querfalten zu beobachten. Das generelle Schichteinfallen – so ein solches überhaupt erkennbar ist – dürfte gegen Südosten gerichtet sein.

Im Gebiet zwischen Kasberg und Spitzplaneck (K. 1617) konnten zwei bedeutende Längsstörungen beobachtet werden. Die eine Störung läuft NE–SW-streichend von einem deutlichen Einschnitt 350 m NW' des Kasberggipfels (K. 1747) in einen in den Röllgraben einmündenden Seitengraben, wobei der SE-Flügel gegenüber dem NW-Flügel etwas angehoben wurde (Vertikalversatz etwa 50 m) – wie es sowohl aus der Morphologie (versetzte Felswände) als auch aus der versetzten Deckengrenze zwischen Höllen- und Totengebirgsdecke deutlich abgelesen werden kann.

Eine weitere Störung stellt den deutlichen Einschnitt unmittelbar am Ausgang des kleinen Kares östlich des Spitzplanecks dar und verläuft etwa W–E bei steilem südlichen Einfallen. Auch in diesem Fall ist der Südflügel steil auf den Nordflügel aufgeföhren. Harnischflächen in diesem Bereich zeigen neben dip slip auch oblique slip Bewegungen (revers sinistral) an.

Die Höllengebirgsdecke im Wallibach-Graben

Im etwa W–E-streichenden Wallibach-Graben, der etwa 1 km N' Wh. Jagersimmerl in das Almtal mündet, tritt die tektonisch tiefere Höllengebirgsdecke halbfensterartig unter der darauflagernden Totengebirgsdecke hervor. Die in diesem Bereich flach antiklinalförmig gebaute Höllengebirgsdecke besteht weitestgehend aus stets gut gebanktem Hauptdolomit, der nördlich des Grabens nördliches bis nordöstliches, südlich des Grabens östliches bis südöstliches Einfallen zeigt. Daraus ergibt sich eine flach nach Osten abtauchende Antiklinale, die von der Decken-

grenze zwischen Höllen- und Totengebirgsdecke schräg abgeschnitten wird, da der über dem Hauptdolomit folgende Plattenkalk, der im Bereich der Jh. Wallibach etwa 40–50 m mächtig wird, gegen Süden zu an der Deckengrenze rasch auskeilt.

Im Bereich unmittelbar westlich der Jh. Wallibach ist der allmähliche Übergang von Hauptdolomit in Plattenkalk gut zu beobachten:

Zunächst schalten sich nur vereinzelt dolomitische Kalkbänke in die noch überwiegend dolomitisch entwickelte Hauptdolomitserie ein; diese „Übergangsschichten“ sind etwa 80 m mächtig. Darauf folgt der vorwiegend kalkig entwickelte Plattenkalk in einem zwischen 1100 m SH und 1170 m SH liegenden Band zwischen Jh. Wallibach und dem Röllgraben. Dabei handelt es sich um

- gut dm-gebankte bis dickbankige, ebenflächige mittelgraue–braungraue, feinkörnig-feinspätige Kalke, wechsellagernd mit
- cremegrauen–mittelgrauen Dolomiten, teilweise mit Algenlaminiten und
- (dunkler)mittelgrauen, bituminösen, feinspätigen, dolomitischen Kalken.

Ausblick

Die vorläufig noch recht unvollständig erfaßte Mitteltrias der Totengebirgsdecke soll neben der Auflösung der tektonisch komplexen Situation Ziel der Kartierungsarbeiten im Jahr 1992 sein.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von BEATRIX MOSHAMMER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das vorgegebene Gelände bildet den südöstlichsten Ausschnitt des Kartenblattes und ist nach N und W folgendermaßen begrenzt: Bergkamm des Hochstein (1405 m), SE-Flanken von Jausenkogel (1514 m) und Schwalbenmauer (1657 m) bis Steyrer Hütte, von dort nach S über den Sattel zwischen Roßschopf (1647 m) und Brunnkogel (1063 m) in die Hetzau.

Die tektonische Zuordnung nach A. TOLLMANN (1976) erfolgt zur Totengebirgsdecke, nahe deren N-Rand. Diese flach SSE-abtauchende Großstruktur ist im N und NW des Gebietes durch Gutensteiner-, Steinalm- und Reiflingerkalke erschlossen, der Zug des Hochkogel (1193 m) bis zur Kirchdorfer Hütte im W, sowie der gesamte Bereich der Steyrer S der Einmündung des Zösenbaches über Brunnkogel (1063 m), Hundskogel (1167 m) und Ring bis zur Hetzau wird von Wettersteindolomit, sehr untergeordnet von Wettersteinkalk, aufgebaut. Nahe des S Kartenblattrandes finden sich, bisher nur im W nachgewiesen, Hinweise auf eine saigere, E–W-streichende Störung durch ebenso streichende Gutensteinerkalke im Sattel S des Sandberges (1106 m), die N an Wettersteindolomit grenzen, und durch mylonitisierte, buntgefärbte Dolomite und tektonische Schürflinge von Nordalpinen Raiblerschichten, ca. 1200 m E im Sandgraben bei 800 m SH. In relativem stratigraphischem Verband treten Nordalpine Raiblerschichten bis auf wenige Ausbisse, wie in der W' und N' Felsrinne des Schranken (1482 m) und in der Hinteren Hungerau, am S' Anschlußblatt (ÖK 97 Bad Mitterndorf) auf. In letzterem umfangreichstem, obgleich ebenfalls tektonisch begrenztem Vorkommen, im SW' Tal-

schluß der Hinteren Hungerau bei ca. 800 m SH, werden sie durch 1–2 m mächtige, dunkle, arenitische, biogenreiche Kalke mit ockergelber Verwitterungsfarbe und hangenden bis zu 3 m mächtigen schwarzen Schiefertönen mit rostbraun verwitternden Sandsteinlagen vertreten.

Im N' Teil des Kartierungsgebietes fehlt bisher mangels stratigraphischer und mikrofazieller Untersuchung die Erstellung eines, oder faziell bedingt, mehrerer stratigraphischer Referenzprofile, beziehungsweise der Nachweis von Schuppengrenzen. Daß jedoch mit tektonischer Wiederholung zu rechnen ist, zeigt das Profil Moltortal (entlang des WNW' Zösenbach-Zuflusses).

Vom Liegenden zum Hangenden, bei flachem bis mittelsteilem Einfallen nach SE, ist folgendes Profil aufgeschlossen: Dünngabankte Gutensteinerkalke im Bereich Schönstellhütte (920 m SH) gehen über in helle, dicker gebankte, arenitische Kalke (?Steinalmkalk). Von 905 m SH bis 870 m SH treten diese Kalke Steilstufen bildend und in teilweise stark gestörter Lagerung auf. Neben dolomitisierten Störungsbereichen sind dolomitische Feinkonglomerate bis -brekzien mit grüner toniger Matrix eingeschaltet. An die letzte Steilstufe schließt ein flacher Abschnitt mit Moränenbedeckung an, in dem bis zum N' Zufluß bei 850 m SH, hellbräunliche, welligschichtige Hornsteinlagen oder -knollen führende Reiflingerkalke stellenweise aufragen. Ohne aufgeschlossenen Kontakt setzt sich das Profil fort mit ebenflächig bis knollig-flaserig dünngebankten, dunklen Kalken, vermutlich Gutensteinerkalken, die ebenso, stark ausgekolkt, in der anschließenden Schlucht bis ca. 800 m SH SE Moltertalhütte anstehen. Die nächste, weiterhin schluchtartige Grabenbiegung geht auf die konkordant, nach allmählichem Übergang folgenden Steinalmkalke zurück. Diese dicker gebankten, hellen, arenitischen, bereichsweise dolomitisierten Kalke mit stylolithisch überprägten Schichtflächen und im Liegenden „löchriger“ Anwitterung werden nach Schätzung 15 m mächtig und bei ca. 775 m SH gefolgt von hellen, arenitischen, leicht welligschichtigen Kalken mit Hornsteinknollen. In der anschließenden, großteils schotterbedeckten Verebnung steht weiterhin arenitischer Kalk mit Hornsteinen an. Zwischen 765 m SH und 755 m SH ist eine Kalk-Mergel-Wechselagerung aufgeschlossen, die reichlich Crinoidenstielglieder und Brachiopodenschalen führt. Ebenfalls in ihrem Verband treten -2 cm mächtige Hornsteinbänke und -knollen auf. Flaser- und Knollenkalke mit einer bläulich-braunen Mergel einschaltung schließen diese Wechselagerung ab. Eine weitere Steilstufe zwischen 755 m SH und 740 m SH wird von Steinalmkalken aufgebaut, die sich nach einer kurzen Schuttverebnung bis ca. 725 m SH fortsetzen. Ähnlich wie bei 775 m SH tritt Hornsteinführung am Top hinzu. Nach einer Aufschlußlücke von 10 m trifft man erneut auf eine Wechselagerung bestehend aus dünnplattigen, feingeschichteten Mergeln und aus crinoiden- und brachiopodenreichen Kalkbänken, sowie wenigen dünnbankigen Hornsteinlagen und -knollen. Bei 710 m SH – von NNE mündet ein Seitenbach – schließen Flaser- und Knollenkalke an. Rasch entwickeln sich daraus hornsteinführende, welligschichtige, mittelbraune Kalke (Reiflingerkalke), in die sich bis 705 m SH der Bach einschneidet, während sie danach nur die N' Grabenflanke aufbauen und durch eine bachparallele Störung (ca. 40/90) von Wettersteindolomit getrennt sind. Damit ist der Ausgang des Moltertales erreicht.

Das flache Relief im Mündungsbereich in den Zösenbach wird durch Grundmoräne und Alluvionen bestimmt.

Sowohl auf dem S' Mol-tertal anschließenden Bergrücken als auch auf der SE-Flanke des Hochkogel-Bergrückens bis in den Zösenbach wechseln hornsteinführende Reiflingerkalke mit Wettersteindolomit. Ihre Grenzen entsprechen, was noch einer Klärung bedarf, vermutlich großteils tektonischen (vgl. Ch. KRÜGER, 1987).

Quartäre Sedimente wurden ausschnittsweise erfaßt. Es handelt sich um max. bis 3 m mächtige Grundmoränenablagerungen, um eine fragliche Eisrandterrasse in der Hungerau sowie um ein Vorkommen von Bändertonen am Talboden ebendort.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von ANDREAS SCHINDLMAYR
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die diesjährige Kartierungsarbeit umfaßte das kalkalpine Gebiet gleich NW des Almsees, und zwar wurde der Bereich vom Karbach im N über den Auerbachriedel, den Baderriedel, den Wolfsberg bis zum Ballkogel und Weibeneggbach am Südrand des Kartenblattes kartiert. Das Aufnahmsgebiet erschließt den Südtel der Staufengebirgsdecke und den Stirnbereich der Totengebirgsdecke.

Neben den verbreiteten glazialen Ablagerungen konnten im Arbeitsgebiet folgende Formationen unterschieden werden:

- Plattenkalk (Dachsteinkalk)
- Hauptdolomit
- Wettersteindolomit (Ramsaudolomit)
- Gutensteiner Kalk
- Werfener Schichten

Der Bereich zwischen dem Karbach und der Wolfsberg-N-Flanke kann der Staufengebirgsdecke zugeordnet werden, und wird von einheitlich flach oder söhlig gelagertem, nach N bis NE einfallendem Hauptdolomit aufgebaut. Der graue bis typisch braune, leicht bituminös riechende Dolomit ist dabei deutlich meist im m-Bereich gebankt. Relativ häufig kommen verschiedene Ausbildungen von Stromatolithen vor. Während der Hauptdolomit im N (Auerbachriedel) ungestörte Lagerung aufweist, so ist er im S (Kalter Graben, Baderriedel) zunehmend verfaultet und tektonisch beansprucht, wobei in diesem Bereich oft cm-mächtige, steilstehende Mylonithorizonte und viele Harnischflächen auftreten.

Am oberen Baderriedel in etwa 1000 m Sh. kündigen gegen die Hangendgrenze des Hauptdolomits erste mehrere m mächtige Einschaltungen eines bräunlich-grauen Kalkes das Einsetzen des Plattenkalkes an (westliche Kartierungsgrenze).

In der Wolfsberg-N-Flanke ist die Überschiebungsgrenze der Totengebirgsdecke über den Hauptdolomit der Staufengebirgsdecke aufgeschlossen, die offensichtlich als westliche Fortsetzung der Kasbergüberschiebung verstanden werden kann (vgl. auch GEYER, 1910 u. 1911; SPENGLER, 1959; TOLLMANN 1977). Die basalen Anteile der Totengebirgsdecke beinhalten hier in normaler Schichtfolge flach bis mittelsteil nach S bis SE einfallende Gutensteiner Schichten und Wettersteindolomit.

Der Gutensteiner Kalk läßt sich etwa vom Wh. Jaegersimmerl nach W durch die gesamte Wolfsberg N- und W-Flanke verfolgen, und reicht schließlich bis in den un-

schluß der Hinteren Hungerau bei ca. 800 m SH, werden sie durch 1–2 m mächtige, dunkle, arenitische, biogenreiche Kalke mit ockergelber Verwitterungsfarbe und hangenden bis zu 3 m mächtigen schwarzen Schiefertönen mit rostbraun verwitternden Sandsteinlagen vertreten.

Im N' Teil des Kartierungsgebietes fehlt bisher mangels stratigraphischer und mikrofazieller Untersuchung die Erstellung eines, oder faziell bedingt, mehrerer stratigraphischer Referenzprofile, beziehungsweise der Nachweis von Schuppengrenzen. Daß jedoch mit tektonischer Wiederholung zu rechnen ist, zeigt das Profil Moltortal (entlang des WNW' Zösenbach-Zuflusses).

Vom Liegenden zum Hangenden, bei flachem bis mittelstem Einfallen nach SE, ist folgendes Profil aufgeschlossen: Dünngabankte Gutensteinerkalke im Bereich Schönstellhütte (920 m SH) gehen über in helle, dicker gebankte, arenitische Kalke (?Steinalmkalk). Von 905 m SH bis 870 m SH treten diese Kalke Steilstufen bildend und in teilweise stark gestörter Lagerung auf. Neben dolomitisierten Störungsbereichen sind dolomitische Feinkonglomerate bis -brekzien mit grüner toniger Matrix eingeschaltet. An die letzte Steilstufe schließt ein flacher Abschnitt mit Moränenbedeckung an, in dem bis zum N' Zufluß bei 850 m SH, hellbräunliche, welligschichtige Hornsteinlagen oder -knollen führende Reiflingerkalke stellenweise aufragen. Ohne aufgeschlossenen Kontakt setzt sich das Profil fort mit ebenflächig bis knollig-flaserig dünngebankten, dunklen Kalken, vermutlich Gutensteinerkalken, die ebenso, stark ausgekolkt, in der anschließenden Schlucht bis ca. 800 m SH SE Moltertalhütte anstehen. Die nächste, weiterhin schluchtartige Grabenbiegung geht auf die konkordant, nach allmählichem Übergang folgenden Steinalmkalke zurück. Diese dicker gebankten, hellen, arenitischen, bereichsweise dolomitisierten Kalke mit stylolithisch überprägten Schichtflächen und im Liegenden „löchriger“ Anwitterung werden nach Schätzung 15 m mächtig und bei ca. 775 m SH gefolgt von hellen, arenitischen, leicht welligschichtigen Kalken mit Hornsteinknollen. In der anschließenden, großteils schotterbedeckten Verebnung steht weiterhin arenitischer Kalk mit Hornsteinen an. Zwischen 765 m SH und 755 m SH ist eine Kalk-Mergel-Wechselagerung aufgeschlossen, die reichlich Crinoidenstielglieder und Brachiopodenschalen führt. Ebenfalls in ihrem Verband treten -2 cm mächtige Hornsteinbänke und -knollen auf. Flaser- und Knollenkalke mit einer bläulich-braunen Mergel einschaltung schließen diese Wechselagerung ab. Eine weitere Steilstufe zwischen 755 m SH und 740 m SH wird von Steinalmkalken aufgebaut, die sich nach einer kurzen Schuttverebnung bis ca. 725 m SH fortsetzen. Ähnlich wie bei 775 m SH tritt Hornsteinführung am Top hinzu. Nach einer Aufschlußlücke von 10 m trifft man erneut auf eine Wechselagerung bestehend aus dünnplattigen, feingeschichteten Mergeln und aus crinoiden- und brachiopodenreichen Kalkbänken, sowie wenigen dünnbankigen Hornsteinlagen und -knollen. Bei 710 m SH – von NNE mündet ein Seitenbach – schließen Flaser- und Knollenkalke an. Rasch entwickeln sich daraus hornsteinführende, welligschichtige, mittelbraune Kalke (Reiflingerkalke), in die sich bis 705 m SH der Bach einschneidet, während sie danach nur die N' Grabenflanke aufbauen und durch eine bachparallele Störung (ca. 40/90) von Wettersteindolomit getrennt sind. Damit ist der Ausgang des Moltertales erreicht.

Das flache Relief im Mündungsbereich in den Zösenbach wird durch Grundmoräne und Alluvionen bestimmt.

Sowohl auf dem S' Mol-tertal anschließenden Bergrücken als auch auf der SE-Flanke des Hochkogel-Bergrückens bis in den Zösenbach wechseln hornsteinführende Reiflingerkalke mit Wettersteindolomit. Ihre Grenzen entsprechen, was noch einer Klärung bedarf, vermutlich großteils tektonischen (vgl. Ch. KRÜGER, 1987).

Quartäre Sedimente wurden ausschnittsweise erfaßt. Es handelt sich um max. bis 3 m mächtige Grundmoränenablagerungen, um eine fragliche Eisrandterrasse in der Hungerau sowie um ein Vorkommen von Bändertonen am Talboden ebendort.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von ANDREAS SCHINDLMAYR
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die diesjährige Kartierungsarbeit umfaßte das kalkalpine Gebiet gleich NW des Almsees, und zwar wurde der Bereich vom Karbach im N über den Auerbachriedel, den Baderriedel, den Wolfsberg bis zum Ballkogel und Weibeneggbach am Südrand des Kartenblattes kartiert. Das Aufnahmegebiet erschließt den Südtel der Staufengebirgsdecke und den Stirnbereich der Totengebirgsdecke.

Neben den verbreiteten glazialen Ablagerungen konnten im Arbeitsgebiet folgende Formationen unterschieden werden:

- Plattenkalk (Dachsteinkalk)
- Hauptdolomit
- Wettersteindolomit (Ramsaudolomit)
- Gutensteiner Kalk
- Werfener Schichten

Der Bereich zwischen dem Karbach und der Wolfsberg-N-Flanke kann der Staufengebirgsdecke zugeordnet werden, und wird von einheitlich flach oder söhlig gelagertem, nach N bis NE einfallendem Hauptdolomit aufgebaut. Der graue bis typisch braune, leicht bituminös riechende Dolomit ist dabei deutlich meist im m-Bereich gebankt. Relativ häufig kommen verschiedene Ausbildungen von Stromatolithen vor. Während der Hauptdolomit im N (Auerbachriedel) ungestörte Lagerung aufweist, so ist er im S (Kalter Graben, Baderriedel) zunehmend verfaultet und tektonisch beansprucht, wobei in diesem Bereich oft cm-mächtige, steilstehende Mylonithorizonte und viele Harnischflächen auftreten.

Am oberen Baderriedel in etwa 1000 m Sh. kündigen gegen die Hangendgrenze des Hauptdolomits erste mehrere m mächtige Einschaltungen eines bräunlich-grauen Kalkes das Einsetzen des Plattenkalkes an (westliche Kartierungsgrenze).

In der Wolfsberg-N-Flanke ist die Überschiebungsgrenze der Totengebirgsdecke über den Hauptdolomit der Staufengebirgsdecke aufgeschlossen, die offensichtlich als westliche Fortsetzung der Kasbergüberschiebung verstanden werden kann (vgl. auch GEYER, 1910 u. 1911; SPENGLER, 1959; TOLLMANN 1977). Die basalen Anteile der Totengebirgsdecke beinhalten hier in normaler Schichtfolge flach bis mittelsteil nach S bis SE einfallende Gutensteiner Schichten und Wettersteindolomit.

Der Gutensteiner Kalk läßt sich etwa vom Wh. Jaegersimmerl nach W durch die gesamte Wolfsberg N- und W-Flanke verfolgen, und reicht schließlich bis in den un-

teren Dürrenbachgraben. Der meist ebenflächige und dünn-schichtige, cm bis dm gebankte, und vor allem in der Wolfsberg N-Flanke teilweise eng gefaltete Gutensteiner Kalk wird bis zu 100 m mächtig. In größerer Mächtigkeit (>300 m) tritt der Gutensteiner Kalk im Dürrenbachgraben in Verbindung mit einem grauen, ebenfalls bituminösen (Gutensteiner) Dolomit auf, in dem an einer Stelle massenhaft Crinoidenstielglieder vorkommen (Dürrenbachgraben in 710 m Sh.).

In den höheren Partien der Gutensteiner Kalke schalten sich immer wieder massige, mehrere m mächtige und stark bituminöse Kalke ein, die kleine Wandstufen bilden (z.B. Wolfsberg W-Flanke in 880 m Sh.). Gelegentlich sind in seinen Hangendpartien die Schichtflächen auch unregelmäßig gewellt und zeigen knollige Strukturen (z.B. Wolfsberg-ENE-Grat in 940 m Sh.). Es fehlen jedoch die für die Reiflinger Kalke typischen Hornsteinknollen, um diese Kalke sicher als solche ansprechen zu können. In der Wolfsberg-N-Flanke ist innerhalb der Gutensteiner Schichten ein massiger, graubrauner und bitumenhaltiger dolomitischer Kalk eingeschaltet, welcher eine 100 m hohe, markante Wandstufe (etwa 500 m W vom Wh. Jagersimmerl in 800 m Sh.) bildet. Möglicherweise handelt es sich dabei um eine Variante der Gutensteiner Schichten.

Der Übergang von Gutensteiner Kalk zu Wettersteindolomit ist einerseits durch beginnende Wechsellagerung des dunklen Kalkes mit hellerem Dolomit gekennzeichnet (z.B. N Wolfsberg Gipfel in 950 m Sh.), zum anderen tritt über den Gutensteiner Kalken ein anfangs dunkelgrauer bis bräunlicher, von Calcitadern durchsetzter Dolomit auf, der kontinuierlich in den hellen Wettersteindolomit überleitet (z.B. Wolfsberg-W- und SW-Flanke).

Der weitgehend massige und ungebankte, löchrig verwitternde Wettersteindolomit (Ramsaudolomit i.e. S.) dominiert den südlichen Teil des Kartierungsgebietes (Ballkogel – Wolfsberg). Im Bereich des Ballkogels läßt die Mylonitisierung des Dolomits auf eine starke tektonische Beanspruchung schließen, deren Ursache eventuell in einer südlich anschließenden Schuppen- oder Deckengrenze mit Werfener Schichten an der Basis zu suchen ist.

Südlich dieses Wettersteindolomitareals befindet sich im Weißeneggbachgraben an der Forststraße zwischen Kote 624 und südlichem Kartenrand ein sehr guter Aufschluß von steil SW- bis SE-einfallenden und intensiv gefalteten Werfener Schichten. Diese bilden hier eine Serie von roten, grünen bis braunen, schiefrigen Silt- und Sandsteinen (cm- bis dm-mächtig) mit Glimmerschüppchen an den Schichtflächen und grauen mergeligen Karbonaten (dm-mächtig) mit Mergelzwischenlagen.

Einen wichtigen Anteil im Kartierungsgebiet bilden die teilweise mächtigen und weit verbreiteten glazialen Ablagerungen (vor allem Grundmoränen und Eisrandterrassen). Schöne Grundmoränenaufschlüsse mit Mächtigkeiten von mindestens 10 bis 20 m finden sich z.B. an den Hängen südlich des Karbachgrabens oder entlang der Forststraße an der S-Seite des Auerbachs (z.B. in 610 m Sh. oder NE der Weiße-Mauer-Hütte in 725 m Sh.). Die Moränen enthalten an Komponenten Werfener Schichten, Lunzer Schichten, Dachsteinkalk, Jura Rotkalk und Radiolarit. Im Weißeneggbachtal wird an der orographisch linken Talseite in etwa 660 m Sh. die Eisrandterrasse oberhalb der Werfener Schichten durch einen Graben (2. Graben nach der 2. Wildbachverbauung flußaufwärts) angeschnitten. Hier sind Bänderschluße mit

eingelagerten, schräg geschichteten Kiesen und Sanden eindrucksvoll aufgeschlossen.

Im gesamten Aufnahmegebiet findet man in Höhen bis über 1000 m Sh. häufig Moränenstreu und erratische Blöcke (vor allem megalodontenführende Dachsteinkalke).

Die Kuppen und Hügel am Talboden zwischen Auerbachmündung und Wh. Jagersimmerl werden von G. ABLE (1970: Mitt. Österr. Geogr. Ges., 112) als Reste jenes Bergsturzmaterials interpretiert, welches vom Hochplattkogel auf den abschmelzenden Hetzaugletscher gestürzt sein soll.

Blatt 69 Großraming

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 69 Großraming

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In den Jahren 1990 und 1991 wurde die Terrassenlandschaft entlang der Enns unterhalb Großraming aufgenommen. Dabei konnten in den von früheren Arbeiten bekannten Terrassenfluren und -resten viele neue Aufschlüsse erfaßt und bearbeitet werden.

Die ältesten Terrassenreste stellen die hoch über dem heutigen Tal liegenden Konglomerate und Kiese der Dekenschotter dar. Der größte Aufschluß in diesen Ablagerungen ist der alte Steinbruch bei Oberau. Dieser zeigt gut konglomerierte Ennskiese, die einen hohen Prozentsatz an Kristallingeschieben (z. B. Amphibolite, Quarzite, Gneise) führen. In diese gut gerundeten Materialien sind Lagen von ungerundetem Kalk- und Dolomitschutt mit Blöcken bis Kopfgröße eingelagert. Dies sind murenartige Einschwemmungen aus dem Graben unterhalb Schratlboden, die mit den Ennskiesen wechsellagern. Das Konglomerat zeigt fortgeschrittene Verwitterung, die zu veraschten Dolomiten und kaolinisierten Gneisen sowie größeren Lösungshohlräumen und -schläuchen geführt hat. In der weiteren Umgebung um das Gehöft finden sich Gerölle in der Verwitterungsschicht, die auf eine weitere Verbreitung der alten Kiese und Konglomerate hinweisen. Eine idente Situation ist weiter ennsabwärts, östlich des Gehöftes Ringhub, zu finden. Auch hier finden sich Konglomerate und verwitterte Kiese westlich des kleinen Grabens, auf dem Rücken, in den Wiesen und an den Weganschnitten. Diese Sedimente liegen mit ihrer Unterkante in ca. 460 m (Oberau) und 450 m (Ringhub) einem weitgehend ebenen Felssockel auf. In gleicher Höhe finden sich noch südlich der Enns Felsleisten in dieser Höhe, oberhalb Uferer und bei Reichraming, die aber keine derartigen Sedimente tragen. Alle diese Felsleisten lassen sich zu einem Talboden verbinden.

Zwischen Wendbach und Antersbach ist ebenso eine derartige Leiste in 410 m Höhe erhalten. Hier finden sich gut gerundete Quarzite und Quarzgerölle, die auf eine Kiesauflage hindeuten, die aber nicht aufgeschlossen ist. Zwischen diesen deutlichen Erscheinungen sind noch kleine Leisten und Aufragungen (z. B. Ruine Losenstein) zu finden, die sich in ihrer Höhenlage in ein ehemaliges Talbodenniveau einordnen lassen (D. VAN HUSEN, Verh. Geol. B.-A., 1971). Weiter ennsabwärts finden sich dann ähnliche Konglomerate westlich des Bahnhofes Tern-

paralleläste der Trauntalstörung zu verstehen sind. Diese zieht nach derzeitiger Auffassung aus dem Ischler Raum das Trauntal entlang bis an die Ostseite des Sonnsteins. Ihr weiterer Verlauf ist hypothetisch; eine Fortsetzung dürfte schräg den Traunsee queren und mit ihrem Hauptast nördlich des Hochlindach verlaufen. Der geologischen Gesamtsituation nach wird allgemein eine Linksseitenverschiebung vermutet. Problematisch für dieses Modell einer bedeutenden Blattverschiebung erscheint jedoch die aus dem Kartenbild hervorgehende Tatsache, daß die Juramulde mit den mächtigen Grünanger Schichten ohne merklichen Seitenversatz über den Traunsee hinwegzstreichen scheint und sich nach Westen fortsetzt.

Dieses NE-SW-orientierte Störungssystem interferiert mit einer gleichzeitigen oder geringfügig älteren Verbiegung und Zerbrechung des Schichtstapels. Die stärkste Zusammenpressung erlitt dabei der Bereich zwischen

Etage 14 und Etage 19. Hier wurde die sonst breite Gosaumulde des Eisenbachtals auf einige 10 m zusammengepreßt und wahrscheinlich sogar vom Oberjurakalk südgerichtet etwas rücküberschoben. Jedenfalls tauchen die Gosauschichten steil nach Norden unter den Kalk ab. Wie weit die Mergel nach Norden unter den Kalk hineinziehen, ist wegen der geschlossenen Schuttbedeckung beiderseits dieses Kalkriegels nicht erkennbar.

Der schmale, zwischen Störungen eingequetschte Gos austreifen auf Etage 830 ist dagegen eher als von oben her eingeschleppt als von unten her hochgepreßt zu verstehen, völlig auszuschließen ist letzteres allerdings nicht.

Die vermutete Fortsetzung der Gosaumulde zum Traunsee hinab und das zu erwartende Ausstreichen des Dachsteinkalkes in den Felsabstürzen der Hochlindach-Westseite soll heuer noch verifiziert werden.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von MICHAEL MOSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierungstätigkeit im Spätsommer 1992 beschränkte sich auf eine ausgiebige Beprobung und Aufnahme der mitteltriadischen Gesteinsserien im Bereich des Rabenstein – Roßschopfkaumes. Die Conodontenproben, die im oberen Teil des Rabensteines entnommen wurden, sind von Herrn J. SEITLER (Geologische Bundesanstalt) bearbeitet und von Dr. L. KRYSZYN (Paläontologisches Institut) bestimmt worden.

Die mittelanischen, Brachiopoden und Crinoiden führenden, wellig schichtigen-knolligen, gut gebankten, braungrau bis dunkelgrau gefärbten Kalke, die an der Forststraße westlich der Langscheidalm aufgeschlossen sind, setzen sich ein gutes Stück nach NW in Richtung Rabenstein fort.

Aus zwei Conodontenproben, die diesen mittelanischen Knollenkalken am Rabenstein entnommen wurden, konnte mit Hilfe der darin auftretenden Formen *Gondolella bulgarica* (BUD. & STEF.) und *Nicorella germanica* (KOZUR, 1972) unter pelones Alter für die beprobten Stellen (Conodontenfundpunkte sind aus der Geologischen Karte ersichtlich) nachgewiesen werden. Charakteristischerweise sind diesen knollig-welligschichtigen Pelsonkalken zwischen 1200 m und 1300 m SH immer wieder schmale Rippen von etwas helleren, massigen, mittelgrauen, spätigen Kalken mit reichlich Crinoiden (stellenweise grobspätige Crinoidenspatkalken) und Bivalven eingeschaltet. Für diese Einschaltungen wurde auf der Geologischen Karte der Arbeitsbegriff „Steinalm/Annaberger Kalk“ eingeführt.

Im Norden werden die flach südostfallenden Mittelanis-Kalke von den dunkelgrau bis schwarz gefärbten,

dünnbankigen Gutensteiner Kalken des Unteren Anis unterlagert.

Auf etwa 1300 m SH wird diese Abfolge der unteren Schuppeneinheit scharf von einer flach liegenden Schuppengrenze, die offensichtlicherweise weite Teile des Kasberggebietes durchsetzt, abgeschnitten und es folgen im Bereich des Rabensteinkaumes im tektonisch Hangenden eines schmalen Dolomitstreifens (wahrscheinlich Wettersteindolomit) auf etwa 1350 m SH mittelbis dunkelgraue, filamentführende Hornsteinknollenkalken vom Typus Tieferer Reiflinger Kalk (auch mit Brachiopoden!), die mit Hilfe einer Conodontenprobe mit den Formen *Gondolella trammeri* (KOZUR, 1972) und *Gondolella pseudolonga* (KOVACS KOZUR & MIETTO, 1980) in das Fass an eingestuft werden konnten. Etwas oberhalb der Reiflinger Kalke folgen im Bereich einer kleinen Wiese auf etwa 1370 m SH – stratigraphisch liegend – helle, feinspätige Filamentkalke, die mit *Gondolella constricta* (MOSHER & CLARK, 1965) und *Gondolella szabo* (KOVACS, 1983) in das Illyr zu stellen sind. Diese oberanisischen „Reiflinger Kalke“ dürften auch im Gipfelbereich des Roßschopfs (K. 1647) anzutreffen sein. Im Norden werden diese Filamentkalke wiederum von den dunkler gefärbten, knollig-welligschichtigen „Mittelanis“-Kalken (vorläufig nicht datiert) und den dünnschichtigen Gutensteiner Kalken, die die auffällige Schutthalde an der Südseite des Roßschopf-Gipfels umkränzen, unterlagert.

Die Gutensteiner Kalke dürften im Bereich dieser Schutthalde entlang einer etwa NW-SE-streichenden Faltenachse antiklinalförmig verbogen worden sein (Fallzeichen!). Als zusätzliches tektonisches Element treten an der Westseite der Schutthalde flach nach S(S)W gerichtete Abschiebungsflächen, denen steilere, nach NW gerichtete Abschiebungsflächen untergeordnet sind, hinzu. Zusammen mit den knollig-welligschichtigen „Mittelanis“-Kalken und den Reiflinger Kalken bilden die Gutensteiner Kalke die obere, wandbildende Schuppeneinheit des Kasberges.

Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von BEATRIX MOSHAMMER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Der Kartierungsauftrag von 1991, bezogen auf das Gebiet der Ostausläufer des Kasberges und der südlich anschließenden Vorberge des Toten Gebirges setzte sich im Vorjahr fort.

Im zusammenhängenden Wettersteindolomitareal werden Hangschutt- und Moränenbedeckung auf der Nordseite des Hundskogel (Kote 1167) auskartiert. Eine Grundmoräne mit bis zu 15 m Mächtigkeit hat ihre Verbreitung südöstlich Finsterriegler (Kote 672). Dort, wo sie am Nordfuß des Hundskogel in einem Gefällsknick in ca. 780 m SH ansetzt, lagert ihr vereinzelt Bergsturzmaterial in Form von grobem Wettersteindolomit-Blockwerk auf.

Das Hauptaugenmerk ist der mitteltriassischen Schichtfolge gewidmet. 1991 wurde sie folgendermaßen lithologisch gegliedert: Als Gutensteiner Kalke wurden bituminöse, gebankte Kalke ohne Hornsteinknollen oder -lagen zusammengefaßt, hellbräunliche, Steilstufen-bildende Kalke als Steinalmkalke abgetrennt und Kalkfolgen, in denen Hornsteine auftreten, als Reiflinger Kalke angesprochen. Auf Grund der vorjährigen biostratigraphischen und mikrofaziellen Untersuchung erweist sich das Kriterium der Hornsteinführung allein als unzutreffend, da weitere hornsteinlose Kalktypen im Niveau des Reiflinger Kalkes auftreten.

Unter Zuhilfenahme mikropaläontologischer und mikrofazieller Ergebnisse stellt sich das Profil im Moltertal (vorwiegend ausgehend von Straßenaufschlüssen; Bachprofil vgl. 1991), von der Moltertalhütte (840 m SH) abwärts, folgendermaßen dar:

Im Hüttenbereich treten ca. 40 m mächtige im Liegenden tektonisch begrenzte Gutensteiner Kalke auf. Es sind homogen gebankte (<1 dm), bituminöse dunkle Kalke mit tonigen Schichtfugen, und möglichen ausgewitterten „Hornsteinkügelchen“ (mm-Bereich).

Aus den Gutensteiner Kalken entwickelt sich ein heller, vorwiegend massiger Kalk, dessen Mächtigkeit, den liegenden und hangenden Übergangsbereich ausgenommen, ca. 10 m beträgt. Tektonische Beanspruchung kommt in ihm als orthogonale Klüftung und bereichsweise Dolomitierung zum Ausdruck. An Fossilien finden sich in mikritischer Matrix Dasycladaceen (*Physoporella pauciforata*/Anis; Bestimmung Fr. PIROS) und Foraminiferen, womit eindeutig Steinalmkalk vorliegt.

Der darauffolgende im Gelände wasserstauend wirkende und schlecht aufgeschlossene ca. 20 m mächtige Profilabschnitt besteht aus einer intern immer wieder gestörten Abfolge dunkler gebankter, oftmals boudinierter Kalke, Kalk- und Tonmergel, die untergeordnet(?) Hornsteinknollen und auffällige cm-mächtige Hornsteinlagen aufweisen. Die eingeschalteten bis zu 5 dm mächtigen kompetenten Kalkbänke, intern dm-gebant, erweisen sich als Echinodermenfragmente führende Brachiopoden-Schillkalke. In den mergeligeren Bänken fallen mm- bis cm-große Crinoidenstielglieder und Brachiopoden auf. Neben dem Biogeninhalt ist für diesen Profilabschnitt das den Kalkmergeln zwischengeschaltete bis 0,5 m lagenweise konzentrierte Vorkommen von dunklen, schwach laminierten Tonmergeln charakteristisch. Diese stellen mikrofaziell Spongien-Bioklast-Radiolarien-Wackestones dar. Auf Grund ihrer Fazies wird diese Schichtfolge im Ge-

ländebisher zusammengefaßt. Sie gehört dem Zeitraum ca. Mittel- bis Oberanis an. Ihre Untergrenze sollte sich mittels Steinalmkalk noch besser datieren lassen. Zukünftig sollte es möglich sein, innerhalb dieser Schichtgruppe mit dem Auftreten von Hornsteinen die Untergrenze der Reifling- bzw. die Obergrenze der Gutenstein-Formation festzulegen.

Für den hangend folgenden Profilabschnitt bis zum Störungsbereich bei ca. 760 m SH im Straßenprofil genügt die Gesteinsbeschreibung einem lithofaziellen Vergleich bisher noch nicht. Wenige Meter westlich des kleinen nördlichen Grabens, der bei 775 m SH die Straße schneidet, zeigt der welligschichtige, hornsteinführende Kalk im Schliff bereits lange, gebogene Filamente – ein Merkmal des ladinischen Reiflinger Kalkes. Eine Conodontenprobe aus dem genannten Graben erlaubt durch Astformen des *Gladigondolella* ME eine grobe Einstufung in das Ladin-Karn. Generell tritt in diesem Profilabschnitt welligschichtiger bis vollkommen zu Knollen aufgelöster hornsteinführender Kalk auf, in dem neben den Filamenten sehr untergeordnet auch Detritus (<1 mm) in nesterförmigen Anreicherungen zu beobachten ist. Nach ca. 10 m Mächtigkeit erscheint der Kalk gröber gebant (m-Bereich), spröder und wird von großen, steil NNW-fallenden Harnischflächen durchschnitten. Es folgen, ähnlich wie zuvor, welligschichtige bis zu Knollen aufgelöste Kalke, denen ebenflächig 2 dm gebankte Schuttkalke (?Encrinite?) zwischengeschaltet sind. Faltenstrukturen, gebunden an interne NW-gerichtete Aufschiebungen, mit flach ESE-abtauchenden B-Achsen, zeigen die Nähe des östlichen Störungsbereiches an. Dieser insgesamt ?30 m mächtige ladinische Reiflinger Kalk endet bei ca. 760 m SH (Straße) bzw. 755 m SH (Bachbett) an einer WSW-ENE-streichenden und mit 60° NNE einfallenden, im Bachbett saigeren Störung.

Im Störungsbereich steht ein <2 m mächtiger, dispers dolomitisierter Schürfling aus massigem Gutensteiner Kalk an, bevor das Profil mit dem hier auskeilenden ca. 15 m mächtigen Steinalmkalk s.l. und der heterogenen mergelbetonten Schichtfolge des Mittelanis, hier <10 m mächtig, seine Fortsetzung findet. Die als Steinalmkalk s.l. bezeichnete Abfolge unterscheidet sich von dem westlichen dadurch, daß zwar Foraminiferen, nicht aber Dasycladaceen beobachtet werden und daß dieser Mikrit etwas bräunlicher gefärbt und durchgehend dünner gebant (1–2 dm) ist.

Östlich des nördlichen Seitengrabens (Straßenquerung ca. 755 m SH) setzt sich das Profil mit Kalkmergeln, hornsteinführenden, welligschichtigen und hangend knolligen Kalken des Mittelanis u. Oberanis fort. Es treten besonders zu Beginn zahlreiche E-fallende Bewegungsflächen auf, was die Mächtigkeit von 7 m sehr relativiert. Nach kurzer Schichtlücke folgen ca. 7 m mächtige Hornsteinknollen und -lagen führende, vermutlich ladinische, welligschichtige Kalke mit langen Filamenten (Filament-Radiolarien-Wackestones), bzw. diesen eingeschaltet, ebenflächig gebankte, Detritus-führende Kalke. Ohne daß im Gelände eine – nachträglich zu fordernde – Störung beobachtet wird, stellt sich eine Probe aus den darauffolgenden, 5 m mächtigen hornsteinführenden Knollenkalken, mit zum Hangenden zunehmender, intensiver Boudinierung, als Mudstone mit Radiolarien und, durch *Gondolella* cf. *basisymmetrica* belegt, als den Grenzbereich Mittleres/Oberes Anis vertretend heraus.

Im Profil folgt darüber eine 5 m mächtige, markante Felsrippe. Der sie aufbauende hellbraune Kalk ist 2–4 dm gebant und leicht grünlich geflasert. Frei von Verkiese-

lungen, handelt es sich hierbei um Packstone, reich an langen, eingeregelt Filamenten, und bestehend aus Detritus (<1 mm), darunter Foraminiferen und Intraklasten. Seine Conodontenfauna spricht mit *Gladigondolella tethydis* ME und *Gondolella pseudolonga* für tiefes Fasan. Es handelt sich bei dieser Kalkrippe um ein auch im Gelände gut kartierbares Schichtglied.

Darüber folgt, 2,5 m mächtig, welligschichtiger, hornsteinknollenführender Kalk mit Filamenten.

Eine 2 m mächtige Abfolge aus dm-gebankten Kalkbänken mit cm-mächtigen tonigen Zwischenlagen leitet über in eine hangende, insgesamt ca. 35 m mächtige Abfolge aus allodapischen Bankkalken („Raminger Kalke“). Davon ist nach 25 m Mächtigkeit in Straßenaufschlüssen die Profilfortsetzung nach E oberhalb der Straße bis zur Überlagerung durch Wettersteindolomit (nordwestl. der SG ([ehem. Schottergrube], bei ca. 740 m SH) gegeben. Im Bachprofil hingegen werden Reiflinger Schichten noch im Liegenden dieser hangenden Bankkalkentwicklung durch eine steilstehende, NW-SE-streichende Aufschiebung von Wettersteindolomit begrenzt.

Die Folge der allodapischen Kalke enthält in ihrem ca. 10 m mächtigen unteren Abschnitt dunkle, ebenflächig, <1 dm gebankte Kalke mit etwas graphitischem, aber kaum tonigem Lösungsrückstand auf den Schichtflächen. Ihr Habitus erinnert an entsprechend gebankte Gutensteiner Kalke (Moltertalhütte). Ganz anders jedoch ihre Fazies: Sie stellen arenitische Biosparite, seltener -mikrite dar, teilweise gradiert, mit *Tubiphytes obscurus*-Fragmenten, Foraminiferen (u.a. *Turritella mesotriassica*, *Glomospira* sp.), mit langen Filamenten u.a. Bioklasten, sowie Extraklasten und Peloiden. Eine nähere biostratigraphische Einstufung als Ladin – U. Karn mittels *Gladigondolella tethydis* ME liegt daraus bisher nicht vor.

In den folgenden Bankkalken, die ähnlich dünn, jedoch mehr und mehr welligschichtig gebankt sind, finden sich zusätzlich Hornsteinknollen. Ihr Biogeninhalt entspricht dem der Unterlagerung, eine Conodontenprobe daraus ist negativ.

Nach ca. 10 m treten verstärkt tektonische Phänomene wie Harnischflächen mit Mylonitzonen und suturierte Schichtflächen auf. Charakteristischerweise bestehen die <1cm mächtigen Mylonite aus grünlichem Gesteinsmehl. Exakt in der Straßenbiegung (743 m SH), 25 m hangend vom Beginn dieser allodapischen Kalkfolge, steht ein 5cm mächtiger türkisgrüner Tuffhorizont an. Nach KRZYSTYN, L. (mündl. Mitteilung) könnte es sich hierbei um die Grenze Longobard 1/Longobard 2 handeln.

Darüber setzt sich die Profilfolge schwerer zugänglich, wie im unmittelbar Liegenden des Tuffhorizontes, mit suturiert gebankten Kalken bis zum Einsetzen des Wettersteindolomites fort.

In diesem Profil unterscheidet sich der basale Wettersteindolomit äußerlich nur durch die Dolomitierung vom unterlagernden Kalk. Internstrukturen sind jedoch weitgehend zerstört. Eine 1m über der Dolomitbasis eingeschaltete 0,7 m mächtige, intern dm-gebankte Kalkbank zeigt arenitisch-ruditischen Biosparit u.a. mit großen Fragmenten von *Tubiphytes obscurus* und Lithoklasten aus umgelagertem Zement.

Aus dieser Darstellung resultiert, daß im Moltertalprofil von der Moltertalhütte abwärts eine tektonische Verdoppelung der Schichtfolge auftritt, ausgenommen der hangenden allodapischen Bankkalke, die im westlichen Teil fehlen. Es ist denkbar, daß die anisische Schichtfolge mit Gutensteiner Kalk-Schürfling, Steinalmkalk und mittel-?oberanischem Reiflinger Kalk zwischen der Störungs-

zone (ca. 760 m SH) und der tektonischen Komplikation östlich des nördlichen Seitengrabens (ca. 750 m SH) ein Fenster bildet. Entschieden kann dies erst nach weiterer Kenntnis der Umgebung werden. Bisher ist bekannt, daß im N bei ca. 930 m N Moltertalhütte die anisisch-ladinische Serie der westlichen tektonischen Einheit schräg zum Streichen des Wettersteindolomites des Hochkogelzuges überfahren wird.

Grenze Reiflinger-Formation und „Raminger Kalk“/Wetterstein-Formation:

Im östlichen Zösenbachtal (600–620 m SH) folgt Wettersteindolomit, der im Liegenden dünngebankt ist und Lagen aus Feinkonglomerat bis -brekzien enthält, mit tektonisch überprägtem Kontakt, ladinischen Reiflinger Kalk. Im östlichsten Bereich an der Straße, Störungskontakt zum Wettersteindolomit bei 617 m SH weist der Kalk faziell Übergänge zum „Raminger Kalk“ auf.

Nördlich der SG am Ausgang des Molterbachtals, in der Kehre des oberen Forstweges bei 810 m SH wird im Wettersteindolomit nahe seiner Liegendgrenze über dem aus dem Moltertalprofil beschriebenen „Raminger Kalk“, tektonisch eingeschuppt, ungewöhnlich heller Reiflinger Kalk mit Filamenten beobachtet. Im Zuge der weiteren Kartierung wird auf die Verbreitung dieser Einschüppungen des faziell andersartigen Reiflinger Kalkes zu achten sein.

Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von ANDREAS SCHERMAIER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Heuer wurde mit der Neuaufnahme des kalkalpinen Gebietes ganz im SW von Blatt Grünau, also unmittelbar NE des Offensees begonnen. Der zu kartierende Bereich wird im Norden hauptsächlich vom Eibenberg und den Steinbergwänden, im Süden durch den SW-NE-verlaufenden Gratzug vom Gschirreck bis zum Kreuzeck begrenzt und umfaßt i.w. das Einzugsgebiet des Griesen- eck-, Gruben- und Steinbachs.

Geologisch erschließt dieses Gebiet einen Teil des Südrands der Staufens-Höllengebirgsdecke und den Grenzbe- reich zur überlagernden Totengebirgsdecke.

Bislang wurden neben den quartären Bildungen in diesem Bereich folgende lithostratigraphische Einheiten unterschieden:

- (± dolomitierter) Dachsteinkalk
- Plattenkalk
- Hauptdolomit
- Wettersteindolomit (Ramsaudolomit)
- Gutensteiner Schichten

Hauptdolomit

Die SW-Flanke des Eibenberges ist zumindest im Bereich der Grenze zu Blatt Gmunden (ÖK 66) aus einheitlich gelagertem Hauptdolomit der Höllengebirgs- decke aufgebaut, der hier generell ein mittelsteiles Ein- fallen (40–60 Grad) nach WNW bzw. NW zeigt und dabei meist eine geringmächtige Bankung im dm-Bereich er- kennen läßt. Nicht selten beobachtet man auch Stromato- lithbildungen (besonders eindrucksvoll z.B. in etwa 1100 m Höhe auf jenem Riedel, der vom Sattel W der Kote 940 auf den Eibenberg führt).

lungen, handelt es sich hierbei um Packstone, reich an langen, eingeregelt Filamenten, und bestehend aus Detritus (<1 mm), darunter Foraminiferen und Intraklasten. Seine Conodontenfauna spricht mit *Gladigondolella tethydis* ME und *Gondolella pseudolonga* für tiefes Fasan. Es handelt sich bei dieser Kalkrippe um ein auch im Gelände gut kartierbares Schichtglied.

Darüber folgt, 2,5 m mächtig, welligschichtiger, hornsteinknollenführender Kalk mit Filamenten.

Eine 2 m mächtige Abfolge aus dm-gebankten Kalkbänken mit cm-mächtigen tonigen Zwischenlagen leitet über in eine hangende, insgesamt ca. 35 m mächtige Abfolge aus allodapischen Bankkalken („Raminger Kalke“). Davon ist nach 25 m Mächtigkeit in Straßenaufschlüssen die Profilfortsetzung nach E oberhalb der Straße bis zur Überlagerung durch Wettersteindolomit (nordwestl. der SG ([ehem. Schottergrube], bei ca. 740 m SH) gegeben. Im Bachprofil hingegen werden Reiflinger Schichten noch im Liegenden dieser hangenden Bankkalkentwicklung durch eine steilstehende, NW–SE-streichende Aufschiebung von Wettersteindolomit begrenzt.

Die Folge der allodapischen Kalke enthält in ihrem ca. 10 m mächtigen unteren Abschnitt dunkle, ebenflächig, <1 dm gebankte Kalke mit etwas graphitischem, aber kaum tonigem Lösungsrückstand auf den Schichtflächen. Ihr Habitus erinnert an entsprechend gebankte Gutensteiner Kalke (Moltertalhütte). Ganz anders jedoch ihre Fazies: Sie stellen arenitische Biosparite, seltener -mikrite dar, teilweise gradiert, mit *Tubiphytes obscurus*-Fragmenten, Foraminiferen (u.a. *Turritella mesotriassica*, *Glomospira* sp.), mit langen Filamenten u.a. Bioklasten, sowie Extraklasten und Peloiden. Eine nähere biostratigraphische Einstufung als Ladin – U. Karn mittels *Gladigondolella tethydis* ME liegt daraus bisher nicht vor.

In den folgenden Bankkalken, die ähnlich dünn, jedoch mehr und mehr welligschichtig gebankt sind, finden sich zusätzlich Hornsteinknollen. Ihr Biogeninhalt entspricht dem der Unterlagerung, eine Conodontenprobe daraus ist negativ.

Nach ca. 10 m treten verstärkt tektonische Phänomene wie Harnischflächen mit Mylonitzonen und suturierte Schichtflächen auf. Charakteristischerweise bestehen die <1cm mächtigen Mylonite aus grünlichem Gesteinsmehl. Exakt in der Straßenbiegung (743 m SH), 25 m hangend vom Beginn dieser allodapischen Kalkfolge, steht ein 5cm mächtiger türkisgrüner Tuffhorizont an. Nach KRYSZYN, L. (mündl. Mitteilung) könnte es sich hierbei um die Grenze Longobard 1/Longobard 2 handeln.

Darüber setzt sich die Profilfolge schwerer zugänglich, wie im unmittelbar Liegenden des Tuffhorizontes, mit suturiert gebankten Kalken bis zum Einsetzen des Wettersteindolomites fort.

In diesem Profil unterscheidet sich der basale Wettersteindolomit äußerlich nur durch die Dolomitierung vom unterlagernden Kalk. Internstrukturen sind jedoch weitgehend zerstört. Eine 1m über der Dolomitbasis eingeschaltete 0,7 m mächtige, intern dm-gebankte Kalkbank zeigt arenitisch-ruditischen Biosparit u.a. mit großen Fragmenten von *Tubiphytes obscurus* und Lithoklasten aus umgelagertem Zement.

Aus dieser Darstellung resultiert, daß im Moltertalprofil von der Moltertalhütte abwärts eine tektonische Verdoppelung der Schichtfolge auftritt, ausgenommen der hangenden allodapischen Bankkalke, die im westlichen Teil fehlen. Es ist denkbar, daß die anisische Schichtfolge mit Gutensteiner Kalk-Schürfling, Steinalmkalk und mittel-?oberanischem Reiflinger Kalk zwischen der Störungs-

zone (ca. 760 m SH) und der tektonischen Komplikation östlich des nördlichen Seitengrabens (ca. 750 m SH) ein Fenster bildet. Entschieden kann dies erst nach weiterer Kenntnis der Umgebung werden. Bisher ist bekannt, daß im N bei ca. 930 m N Moltertalhütte die anisisch-ladinische Serie der westlichen tektonischen Einheit schräg zum Streichen des Wettersteindolomites des Hochkogelzuges überfahren wird.

Grenze Reiflinger-Formation und „Raminger Kalk“/Wetterstein-Formation:

Im östlichen Zösenbachtal (600–620 m SH) folgt Wettersteindolomit, der im Liegenden dünngebankt ist und Lagen aus Feinkonglomerat bis -brekzien enthält, mit tektonisch überprägtem Kontakt, ladinischen Reiflinger Kalk. Im östlichsten Bereich an der Straße, Störungskontakt zum Wettersteindolomit bei 617 m SH weist der Kalk faziell Übergänge zum „Raminger Kalk“ auf.

Nördlich der SG am Ausgang des Molterbachtals, in der Kehre des oberen Forstweges bei 810 m SH wird im Wettersteindolomit nahe seiner Liegendgrenze über dem aus dem Moltertalprofil beschriebenen „Raminger Kalk“, tektonisch eingeschuppt, ungewöhnlich heller Reiflinger Kalk mit Filamenten beobachtet. Im Zuge der weiteren Kartierung wird auf die Verbreitung dieser Einschüppungen des faziell andersartigen Reiflinger Kalkes zu achten sein.

Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von ANDREAS SCHERMAIER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Heuer wurde mit der Neuaufnahme des kalkalpinen Gebietes ganz im SW von Blatt Grünau, also unmittelbar NE des Offensees begonnen. Der zu kartierende Bereich wird im Norden hauptsächlich vom Eibenberg und den Steinbergwänden, im Süden durch den SW–NE-verlaufenden Gratzug vom Gschirreck bis zum Kreuzeck begrenzt und umfaßt i.w. das Einzugsgebiet des Griesen- eck-, Gruben- und Steinbachs.

Geologisch erschließt dieses Gebiet einen Teil des Südrands der Staufens-Höllengebirgsdecke und den Grenzbe- reich zur überlagernden Totengebirgsdecke.

Bislang wurden neben den quartären Bildungen in diesem Bereich folgende lithostratigraphische Einheiten unterschieden:

- (± dolomitierter) Dachsteinkalk
- Plattenkalk
- Hauptdolomit
- Wettersteindolomit (Ramsaudolomit)
- Gutensteiner Schichten

Hauptdolomit

Die SW-Flanke des Eibenberges ist zumindest im Bereich der Grenze zu Blatt Gmunden (ÖK 66) aus einheitlich gelagertem Hauptdolomit der Höllengebirgs- decke aufgebaut, der hier generell ein mittelsteiles Ein- fallen (40–60 Grad) nach WNW bzw. NW zeigt und dabei meist eine geringmächtige Bankung im dm-Bereich er- kennen läßt. Nicht selten beobachtet man auch Stromato- lithbildungen (besonders eindrucksvoll z.B. in etwa 1100 m Höhe auf jenem Riedel, der vom Sattel W der Kote 940 auf den Eibenberg führt).

Besonders gute Aufschlüsse von Hauptdolomit finden sich hier z.B. im unteren Bereich der beiden markanten Gräben, die SW unterhalb des Eibenberggipfels ansetzen und quer zum Streichen der Gesteinsschichten verlaufen. In den beiden Gräben findet man nach oben hin zunehmend Fallblöcke von dolomitischen Kalken, die andeuten, daß der Hauptdolomit hier beim Eibenberg in ähnlicher Weise wie bei den etwas weiter östlich gelegenen Steinbergwänden ebenfalls nach oben zu \pm kontinuierlich in Plattenkalk und schließlich gebankten Dachsteinkalk übergeht (siehe auch Aufnahmebericht SCHÄFFER, 1979, A 92).

Im nördlicheren der beiden Gräben trifft man außerdem noch auf teilweise mehrere m³ große Sturzblöcke einer groben Hangbrekzie, welche offensichtlich im oberen Bereich des Grabens anstehen dürfte (vgl. auch quartärgeologische Karte des Trauntals 1:50.000, VAN HUSEN 1977).

Das SE-Fallen des Hauptdolomits ganz am SE-Fuß des beim Brunneck (Blatt Gmunden) ansetzenden W-E-verlaufenden Gratzuges deutet auf eine Antiklinal-Struktur der Staufeu-Höllengebirgsdecke in diesem Bereich hin.

Der Hauptdolomit der Höllengebirgsdecke läßt sich insgesamt weiter nach Süden verfolgen als etwa in der geologischen Spezialkarte (Blatt Kirchdorf, 1:75.000 K.u.k. Geol. R.-A.) von GEYER & ABEL (1918) angegeben. Denn zumindest bis zum N-Fuß des Gschirrecks und bis in den Bereich S und SE des Brunntalgrabens (bis in etwa 1100/1150 m Höhe) steht noch Hauptdolomit in der typischen Ausbildung an.

Da jedoch der Hauptdolomit NE des Offensees (Bereich Sulzkogel-Gschirreck) in den hangenden Bereichen zunehmend heller wird, oft auch nur undeutlich gebankt und manchmal gar nicht mehr bituminös ist, ist eine Zuordnung der Dolomite entweder zum Hauptdolomit der Obertrias oder zum Ramsaudolomit der Mitteltrias oft unsicher und nicht möglich. Auf die oft vorhandene makroskopische Übereinstimmung dieser beiden Dolomittypen im Bereich zwischen Almsee und Offensee wiesen übrigens schon GEYER & ABEL (1918, S. 24) in den Erläuterungen ihrer geologischen Karte hin, was auch ein Grund für die damals viel weiter nördlich gezogene Grenze des Ramsaudolomits sein könnte.

Im eigenen Kartierungsgebiet stellt sich dieses Problem der Dolomitabgrenzung vor allem im Bereich des Sulzkogels und dem Gipfelaufbau des Gschirrecks. Ob hier noch Hauptdolomit vorliegt oder bereits Ramsaudolomit vertreten ist, sollte mittels paläontologischer Befunde geklärt werden.

Jedenfalls konnten weiter südlich bei einer Übersichtsbegehung am nördlichen Rand von Blatt Bad Mitterndorf (ÖK 97) in der SW-Flanke des Gschirrecks wieder größere Bereiche von typisch ausgebildetem Hauptdolomit der Höllengebirgsdecke festgestellt werden. Aufgrund der bisher durchgeführten Aufnahmen ist also zu schließen, daß die Juragesteine (v.a. Allgäuschichten und Rotkalk) SW des Offensees (vgl. G. SCHÄFFER, Geol. Karte ÖK 96 Bad Ischl), die dort die SW-NE-streichende Hangendgrenze der Höllengebirgsdecke markieren, nicht kontinuierlich nach NE in das Aufnahmegebiet von Blatt Grünau weiterstreichen, sondern im Bereich der Blattgrenze ausdünnen, nach SE umbiegen oder tektonisch abgeschnitten werden.

Plattenkalk

Im Bereich der Mitterberg N- und NE-Flanke und der Steinbergwände sind im Hangenden des Hauptdolomits dm bis m-mächtige Kalkbänke eingeschaltet, die nach

oben hin immer häufiger werden, wodurch ein kontinuierlicher Übergang zum Plattenkalk besteht. Am besten ist der Plattenkalk entlang der Forststraße von der Moosau auf den Steinberg ab einer Höhe von etwa 1270 m aufgeschlossen. Er setzt sich hauptsächlich aus dm-mächtigen Kalkbänken zusammen, in die auch manchmal m-mächtige Kalklagen und vereinzelt immer wieder dünne dolomitische Kalke oder reine Dolomitbänke eingeschaltet sind. Oft sind musterhaft ausgebildete Stromatolithrasen zu sehen. Im Bereich der Steinbergwände streicht der Plattenkalk im allgemeinen NW bis NNW, wobei der Fallwinkel entlang der Forststraße von SE (50 bis 60 Grad) nach NW (20 bis 30 Grad) kontinuierlich abnimmt.

Dachsteinkalk

Im Hangenden des Plattenkalks der Steinbergwände folgt gegen E bis ENE massiger \pm dolomitisierter Dachsteinkalk, der den Gipfelbereich des Steinbergs und dessen SE-Rücken aufbaut. Die hell bis dunkelgrau verwitternden dichten Kalke sind im frischen Bruch bräunlich und enthalten an vielen Stellen helle, gelblich-weiß verwitternde dolomitische Partien. Diese dolomitischen Nester und Bänder sind offensichtlich ursprüngliche (Spalten) Füllungen von Dolomitschlamm, denn häufig sieht man zerstückelte und zerbrochene Kalkpartien, die mit dolomitischer Substanz verheilt sind.

Deckengrenze

Höllengebirgsdecke/Totengebirgsdecke

Unmittelbar NW, unterhalb des Gratzugs vom Kreuzeck zum Roßkopf, verläuft die hier einheitlich NE-SW-streichende Deckengrenze zwischen der Höllengebirgsdecke und der überschobenen Totengebirgsdecke, an deren Basis direkt über dem Hauptdolomit Gutensteiner Schichten einsetzen, die jedoch starke Mächtigkeitsunterschiede aufweisen, wobei sie durchschnittlich etwa 50 Meter mächtig sind. Haselgebirge und Werfener Schichten (vgl. diesjähr. Aufnahmebericht SCHINDLMAYR) konnten bislang nicht nachgewiesen werden.

Zusammen mit der Kartierung von SCHINDLMAYR (vgl. Aufnahmebericht 1991, 1992) ergibt sich somit für den kalkalpinen Bereich W des Almflusses eine zusammenhängende, durchgehend verfolgbare Deckengrenze zwischen der Höllengebirgs- und Totengebirgsdecke, beginnend im Osten beim Wh. Jagersimmerl über die Wolfsberg- und Kreuzeck N-Flanke weiter nach Westen bis unmittelbar W des Roßkopfs. Dort biegen die Gutensteiner Schichten jedoch plötzlich nach Süden um, bis sie kurz danach schließlich tektonisch bedingt auskeilen.

Gutensteiner Schichten

Die dunkel-grau bis schwarzen, bituminösen Gutensteiner Schichten kommen sowohl in Form ebenflächig-dünnbankiger als auch knolliger Ausbildung vor, womit nach MOSER (Aufnahmebericht 1991) eine unterschiedliche stratigraphische Einstufung der Gutensteiner Schichten im Anis verbunden ist. Diese unterschiedliche Ausbildung der Gutensteiner Schichten läßt sich im eigenen Aufnahmegebiet aber nicht über größere Strecken verfolgen, was entweder durch die Tektonisierung und Verschuppungen nahe der Deckenbasis der Totengebirgsdecke (vgl. MOSER, 1991) oder aber auch einen lateralen Fazieswechsel bedingt sein könnte.

So wie etwas weiter im Osten (vgl. Aufnahmebericht SCHINDLMAYR 1991) kommen auch entlang des Gratzugs vom Kreuzeck zum Roßkopf innerhalb der Gutensteiner Schichten immer wieder massige oder auch dm-

gebankte graubraune bitumenhaltige Dolomite vor. Es bleibt offen, ob es sich dabei um kleine eingeschuppte Hauptdolomitspäne der Höllengebirgsdecke handelt oder ob diese Dolomite in einem stratigraphischen Verband zu den Gutensteiner Kalken stehen.

Der Geländebefund deutet eher an, daß der Gutensteiner Kalk durch eine primäre sedimentäre Wechsellagerung mit helleren Dolomiten kontinuierlich mit dem Wettersteindolomit verbunden ist (SCHINDLMAYR 1991).

Wettersteindolomit (Ramsaudolomit)

Typisch ausgebildeter Wettersteindolomit (Ramsaudolomit) steht nur im äußersten S bzw. SE des Kartierungsgebietes im Bereich des Gratzuges Roßkopf-Kreuzeck an, welcher zugleich die Kartierungsgrenze zu Kollegen SCHINDLMAYR bildet und gemeinsam aufgenommen wurde. Hier folgt im Hangenden der Gutensteiner Schichten (z.B. bei der Gipfelkuppe des Kreuzecks, unmittelbar NNE des Brunntalgrates sowie am Gipfel und Ostgrat des Roßkopfs) weißgrauer, löchrig verwitternder, massiger Ramsaudolomit. Da gegen das Gschirreck zu einerseits die Gutensteiner Schichten als Deckenscheider fehlen und andererseits der Ramsaudolomit den hangendsten Partien des Hauptdolomits auflagert, ist dort die Abgrenzung beider Dolomittypen besonders erschwert. Wie schon zuvor erwähnt, müssen zur Klärung dieses Problems paläontologische Befunde herangezogen werden.

Quartäre Bedeckung

Die Verbreitung der quartären Sedimente im Gebiet NE des Offensees wurde im wesentlichen schon von VAN HUSEN (Jb. Geol. B.-A., 1977) in der quartärgeologischen Karte des Trauntals (1 : 50.000) erfaßt.

Besonders im Einzugsgebiet des Grubenbachs ist eine Moränenbedeckung weit verbreitet, wobei besonders die unteren Talflanken mit Moränenmaterial ausgekleidet sind. Am Mitterberg ist fast die gesamte Südflanke bis hinauf zur Gipfelkuppe mit Moränenstreu bedeckt.

Am E-Grat des Brunnecks (S des Eibenbergs) wurden bis in etwa 900 m Höhe vereinzelt Erratika von Dachsteinkalk beobachtet. In den Gräben NE davon wurde neben zwei kleinen Seitenmoränen auch z.T. verschwemmtes Moränenmaterial von geringer Ausdehnung kartiert.

In der Moosau konnte im oberen SW-Ende des Brunntalgrabens in etwa 1150 m Höhe ein kleines Vorkommen von Grundmoräne gefunden werden. Da auch am Grat zwischen Kreuzeck und Roßkopf häufig erratische Blöcke von Dachsteinkalk zu finden sind, muß auch für die Furche der Moosau zumindest bereichsweise eine (würmeiszeitliche?) Gletscherbedeckung angenommen werden.

Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von ANDREAS SCHINDLMAYR
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Dieses Jahr wurden die Aufnahmen im kalkalpinen Gebiet NW des Almsees Richtung W fortgesetzt. Dabei wurde das Gebiet um das Kreuzeck (1306 m Sh.) sowie dessen nach SW verlaufender Kamm bis zum Roßkopf (1268 m Sh.) neu aufgenommen, wobei in diesem Bereich vor allem die Grenze der Staufengebirgsdecke (N) zur Totengebirgsdecke (S) weiter verfolgt und genauer abgegrenzt wurde (z.T. gemeinsam mit Kollegen SCHER-

MAIER, vgl. auch dessen Aufnahmebericht). Neben den bereits im Vorjahr beschriebenen lithostratigraphischen Einheiten (vgl. Aufnahmebericht, 1991) konnten heuer auch kleinere Aufschlüsse von Werfener Schichten und Haselgebirge an der Basis der Totengebirgsdecke entdeckt werden.

Die Überschiebungslinie der Totengebirgsdecke zur Staufengebirgsdecke läßt sich von der Wolfsberg-N-Flanke (vgl. Aufnahmebericht 1991) weiter nach W durch die Kreuzeck-NE- und N-Flanke verfolgen. Die Deckengrenze befindet sich hier ungefähr im Bereich bzw. etwas oberhalb (S) der Forststraße zwischen Baderriedel und Kreuzeck. Vom Fuß des Kreuzeck-N-Grates verläuft die Deckengrenze schließlich weiter nach SW durch die NW-Flanke des Kreuzeck-Roßkopf-Kammes (vgl. auch diesjähriger Aufnahmebericht SCHERMAIER).

Der Südrand der Staufengebirgsdecke wird im gesamten Bereich Kalter Graben – Baderriedel hauptsächlich von meist flach gelagertem, dickbankig bis dm-gebanktem Hauptdolomit aufgebaut. Im Gebiet des oberen Baderriedel wird im Hangendbereich der Staufengebirgsdecke der Hauptdolomit noch von einem überwiegend massigen, bräunlich-grauen Kalk (Rhätalk?, Dachsteinkalk?) überlagert.

Der Stirnbereich der Totengebirgsdecke wird im Aufnahmegebiet in normaler, z.T. vollständig entwickelter Schichtfolge von Haselgebirge, Werfener Schichten, Gutensteiner Schichten und Wettersteindolomit gebildet. Vor allem die Gutensteiner Schichten zeigen sich im Kartierungsgebiet als gut verfolgbare Deckenscheider. Vorkommen von Haselgebirge und Werfener Schichten konnten bislang nur in der Kreuzeck-NE-Flanke festgestellt werden. So ist die Deckengrenze z.B. direkt an der Forststraße Kalter Graben – Baderriedel in 850 m Sh. (etwa 1 km ENE Kreuzeck-Gipfel) gut aufgeschlossen, wo z.T. stark brekzierter und zerriebener Hauptdolomit der Staufengebirgsdecke von Haselgebirge, Werfener Schichten und Gutensteiner Schichten der Totengebirgsdecke überlagert wird. Die meist grünen Tone des Haselgebirges sind von mm- bis cm-mächtigen Fasergipsen netzartig durchsetzt und enthalten bis zu m³ große Komponenten von stark deformiertem und eng gefaltetem Gips. Das Haselgebirge erreicht hier zusammen mit den tektonisch eng verzahnten Werfener Schichten eine Mächtigkeit von bis zu 25 m. In dieser Zone sind typischerweise kleinere Hangbewegungen zu beobachten.

Die Gutensteiner Schichten treten im Bereich der Kreuzeck-N- bis NE-Flanke sowie im Bereich des Kreuzeck-Roßkopf-Kammes in Form dünnbankiger, bituminöser, sowohl ebenflächig (eher im Liegendbereich) als auch knollig ausgebildeter Kalke auf, welche immer wieder cm- bis dm-gebankte, graue bis dunkelbraune, bitumenhaltige Dolomite (Gutensteiner Dolomite?) sowie auch massige, stark bituminöse Kalke eingeschaltet haben. Wie schon weiter östlich im Bereich des Wolfsberges oder im Dürrenbachgraben (vgl. Aufnahmebericht 1991) erreichen auch hier die Gutensteiner Kalke zusammen mit den eingeschalteten Dolomiten z.T. beträchtliche Mächtigkeiten (bis zu 200 m). Wegen bislang fehlender paläontologischer Befunde kann vorerst keine feinere lithostratigraphische Differenzierung (wie z.B. nach MOSER im Bereich des Rabensteines, vgl. dessen Aufnahmebericht 1991) der hier als Gutensteiner Schichten bezeichneten bituminösen Kalke und Dolomite vorgenommen werden.

In ähnlicher Ausbildung wie am Wolfsberg treten im Kreuzeck-Gebiet über den Gutensteiner Schichten häufig braune, von hellen Karbonatadern durchsetzte und

gebankte graubraune bitumenhaltige Dolomite vor. Es bleibt offen, ob es sich dabei um kleine eingeschuppte Hauptdolomitspäne der Höllengebirgsdecke handelt oder ob diese Dolomite in einem stratigraphischen Verband zu den Gutensteiner Kalken stehen.

Der Geländebefund deutet eher an, daß der Gutensteiner Kalk durch eine primäre sedimentäre Wechsellagerung mit helleren Dolomiten kontinuierlich mit dem Wettersteindolomit verbunden ist (SCHINDLMAYR 1991).

Wettersteindolomit (Ramsaudolomit)

Typisch ausgebildeter Wettersteindolomit (Ramsaudolomit) steht nur im äußersten S bzw. SE des Kartierungsgebietes im Bereich des Gratzuges Roßkopf-Kreuzeck an, welcher zugleich die Kartierungsgrenze zu Kollegen SCHINDLMAYR bildet und gemeinsam aufgenommen wurde. Hier folgt im Hangenden der Gutensteiner Schichten (z.B. bei der Gipfelkuppe des Kreuzecks, unmittelbar NNE des Brunntalgrates sowie am Gipfel und Ostgrat des Roßkopfs) weißgrauer, löchrig verwitternder, massiger Ramsaudolomit. Da gegen das Gschirreck zu einerseits die Gutensteiner Schichten als Deckenscheider fehlen und andererseits der Ramsaudolomit den hangendsten Partien des Hauptdolomits auflagert, ist dort die Abgrenzung beider Dolomittypen besonders erschwert. Wie schon zuvor erwähnt, müssen zur Klärung dieses Problems paläontologische Befunde herangezogen werden.

Quartäre Bedeckung

Die Verbreitung der quartären Sedimente im Gebiet NE des Offensees wurde im wesentlichen schon von VAN HUSEN (Jb. Geol. B.-A., 1977) in der quartärgeologischen Karte des Trauntals (1 : 50.000) erfaßt.

Besonders im Einzugsgebiet des Grubenbachs ist eine Moränenbedeckung weit verbreitet, wobei besonders die unteren Talflanken mit Moränenmaterial ausgekleidet sind. Am Mitterberg ist fast die gesamte Südflanke bis hinauf zur Gipfelkuppe mit Moränenstreu bedeckt.

Am E-Grat des Brunnecks (S des Eibenbergs) wurden bis in etwa 900 m Höhe vereinzelt Erratika von Dachsteinkalk beobachtet. In den Gräben NE davon wurde neben zwei kleinen Seitenmoränen auch z.T. verschwemmtes Moränenmaterial von geringer Ausdehnung kartiert.

In der Moosau konnte im oberen SW-Ende des Brunntalgrabens in etwa 1150 m Höhe ein kleines Vorkommen von Grundmoräne gefunden werden. Da auch am Grat zwischen Kreuzeck und Roßkopf häufig erratische Blöcke von Dachsteinkalk zu finden sind, muß auch für die Furche der Moosau zumindest bereichsweise eine (würmeiszeitliche?) Gletscherbedeckung angenommen werden.

Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von ANDREAS SCHINDLMAYR
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Dieses Jahr wurden die Aufnahmen im kalkalpinen Gebiet NW des Almsees Richtung W fortgesetzt. Dabei wurde das Gebiet um das Kreuzeck (1306 m Sh.) sowie dessen nach SW verlaufender Kamm bis zum Roßkopf (1268 m Sh.) neu aufgenommen, wobei in diesem Bereich vor allem die Grenze der Staufengebirgsdecke (N) zur Totengebirgsdecke (S) weiter verfolgt und genauer abgegrenzt wurde (z.T. gemeinsam mit Kollegen SCHER-

MAIER, vgl. auch dessen Aufnahmebericht). Neben den bereits im Vorjahr beschriebenen lithostratigraphischen Einheiten (vgl. Aufnahmebericht, 1991) konnten heuer auch kleinere Aufschlüsse von Werfener Schichten und Haselgebirge an der Basis der Totengebirgsdecke entdeckt werden.

Die Überschiebungslinie der Totengebirgsdecke zur Staufengebirgsdecke läßt sich von der Wolfsberg-N-Flanke (vgl. Aufnahmebericht 1991) weiter nach W durch die Kreuzeck-NE- und N-Flanke verfolgen. Die Deckengrenze befindet sich hier ungefähr im Bereich bzw. etwas oberhalb (S) der Forststraße zwischen Baderriedel und Kreuzeck. Vom Fuß des Kreuzeck-N-Grates verläuft die Deckengrenze schließlich weiter nach SW durch die NW-Flanke des Kreuzeck-Roßkopf-Kammes (vgl. auch diesjähriger Aufnahmebericht SCHERMAIER).

Der Südrand der Staufengebirgsdecke wird im gesamten Bereich Kalter Graben – Baderriedel hauptsächlich von meist flach gelagertem, dickbankig bis dm-gebanktem Hauptdolomit aufgebaut. Im Gebiet des oberen Baderriedel wird im Hangendbereich der Staufengebirgsdecke der Hauptdolomit noch von einem überwiegend massigen, bräunlich-grauen Kalk (Rhätalk?, Dachsteinkalk?) überlagert.

Der Stirnbereich der Totengebirgsdecke wird im Aufnahmegebiet in normaler, z.T. vollständig entwickelter Schichtfolge von Haselgebirge, Werfener Schichten, Gutensteiner Schichten und Wettersteindolomit gebildet. Vor allem die Gutensteiner Schichten zeigen sich im Kartierungsgebiet als gut verfolgbare Deckenscheider. Vorkommen von Haselgebirge und Werfener Schichten konnten bislang nur in der Kreuzeck-NE-Flanke festgestellt werden. So ist die Deckengrenze z.B. direkt an der Forststraße Kalter Graben – Baderriedel in 850 m Sh. (etwa 1 km ENE Kreuzeck-Gipfel) gut aufgeschlossen, wo z.T. stark brekzierter und zerriebener Hauptdolomit der Staufengebirgsdecke von Haselgebirge, Werfener Schichten und Gutensteiner Schichten der Totengebirgsdecke überlagert wird. Die meist grünen Tone des Haselgebirges sind von mm- bis cm-mächtigen Fasergipsen netzartig durchsetzt und enthalten bis zu m³ große Komponenten von stark deformiertem und eng gefaltetem Gips. Das Haselgebirge erreicht hier zusammen mit den tektonisch eng verzahnten Werfener Schichten eine Mächtigkeit von bis zu 25 m. In dieser Zone sind typischerweise kleinere Hangbewegungen zu beobachten.

Die Gutensteiner Schichten treten im Bereich der Kreuzeck-N- bis NE-Flanke sowie im Bereich des Kreuzeck-Roßkopf-Kammes in Form dünnbankiger, bituminöser, sowohl ebenflächig (eher im Liegendbereich) als auch knollig ausgebildeter Kalke auf, welche immer wieder cm- bis dm-gebankte, graue bis dunkelbraune, bitumenhaltige Dolomite (Gutensteiner Dolomite?) sowie auch massige, stark bituminöse Kalke eingeschaltet haben. Wie schon weiter östlich im Bereich des Wolfsberges oder im Dürrenbachgraben (vgl. Aufnahmebericht 1991) erreichen auch hier die Gutensteiner Kalke zusammen mit den eingeschalteten Dolomiten z.T. beträchtliche Mächtigkeiten (bis zu 200 m). Wegen bislang fehlender paläontologischer Befunde kann vorerst keine feinere lithostratigraphische Differenzierung (wie z.B. nach MOSER im Bereich des Rabensteines, vgl. dessen Aufnahmebericht 1991) der hier als Gutensteiner Schichten bezeichneten bituminösen Kalke und Dolomite vorgenommen werden.

In ähnlicher Ausbildung wie am Wolfsberg treten im Kreuzeck-Gebiet über den Gutensteiner Schichten häufig braune, von hellen Karbonatadern durchsetzte und

brekziös aussehende Dolomite auf (etwa 10 bis 30 m mächtig), die gegen das Hangende in den typisch hellen, massigen Wettersteindolomit (Ramsaudolomit) überleiten.

Letzterer steht in den Gipfelbereichen des Roßkopf-Kreuzeck-Kammes sowie in dem S bis SE anschließenden Gebiet an (z.B. zwischen Roßkopf und Ballkogel, Kreuzeck-SE-Flanke, Kreuzeck-E-Grat).

Einzelne ergänzende Aufnahmen wurden im Bereich der Wolfsberg-S-Flanke sowie im Kalten Graben durchgeführt. Im Kalten Graben wurden die z.T. mächtigen quartären Sedimente vom anstehenden Hauptdolomit genauer

abgegrenzt (z.B. Bänderschluße und gradierte Schotter einer Eisrandterrasse unmittelbar S der Forststraße im Kalten Graben in 740 m Sh.).

Am Fuße der Wolfsberg-S- bis -SE-Flanke (zwischen 600 und 800 m Sh.) tauchen jene an der Wolfsberg-N-Seite nach S bis SE einfallenden Gutensteiner Schichten in der bereits oben erwähnten ebenflächigen bis knolligen Ausbildungsform wieder auf. Auch hier zeigt sich zwischen den Gutensteiner Schichten und dem die Gipfelkuppe des Wolfsberges bildende Wettersteindolomit wieder der braune, von weißen Dolomitadern durchsetzte „Übergangsdolomit“.

Blatt 69 Großbraming

Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 69 Großbraming

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1992 wurden hoch gelegene Quelltrichter und Karräume kartiert, um die Ausdehnung der Lokalvergletscherung der letzten Eiszeit zu erfassen.

Die ausgedehntesten Gletscherspuren fanden sich im Bereich des Nord-Süd-streichenden Rückens Katzenhörn-Almkogel-Reiflingeck und am Bodenwies. Dieser, bis in Höhen von 1400–1500 m aufragende Rücken, bot der Gletscherbildung durch die günstige Exposition in seinen E-NE-ausgerichteten Quelltrichtern gute Bedingungen. Dazu kam aber auch noch eine überdurchschnittliche Akkumulationsrate des Schnees im Nährgebiet durch die Wächtenbildung bei den vorherrschenden Westwinden, die zur Gletscherbildung wesentlich beitrug.

Unterhalb Bodenwies bildete sich ein Gletscher aus, der den Talboden erfüllte und am Gegenhang bis auf etwa die Höhe des Hauses Menauer reichte. Die unruhige Morphologie SE Menauer ist nicht durch Gletscher bedingt, sondern die Folge von Erdfällen und Subrosion in den Rauwacken. Der Gletscher erreichte eine Länge von ca. 1 km, hinterließ aber keine deutlichen Endmoränen. Die Ablagerungen sind eine mächtige Schuttfüllung des Talbodens, die, entsprechend ihrer durch Wülste geprägten Oberflächengestaltung, als ein periglazialer Schuttstrom oder Blockgletscher abgelagert wurden. In den Sedimenten finden sich aber neben dem überwiegenden eckigen, nicht bearbeiteten Schutt auch Partien, die einen hohen Feinkornanteil aufweisen und gut bearbeitete sowie gekritzte und polierte Geschiebe führen. Deshalb ist wohl anzunehmen, daß der Karraum von einem Gletscher erfüllt war, der besonders im Zungenbereich stark mit Schutt bedeckt war. Dieser ist dann wohl noch etwas über das Ende des Gletscherkörpers hinaus als Blockgletscher abgeflossen. Die hohe Schuttproduktion ist unschwer auf die glaziale Unterschneidung und die dadurch gebildete, stark gegliederte Wand des Bodenwies zurückzuführen.

Sehr ähnliche Verhältnisse lassen sich im ausgedehnten Quelltrichter des Zwieselbaches rekonstruieren. Im Bereich der Zwieselhütte ist das Tal mit mächtigen Schuttmassen erfüllt, die an der Forststraße stellenweise gut abgeschlossen waren. Es ist dies grober Schutt, der einen

hohen Feinkornanteil aufweist und in tiefer reichenden, frischen Aufschlüssen (z.B. Aushub für die Wasserdurchlässe der Forststraße) sichtbar, auch eine auffällig dichte Lagerung zeigt. Neben den kantigen Komponenten finden sich nicht selten bearbeitete und auch gekritzte Geschiebe. Diese, der Feinkornanteil und die Lagerungsdichte, weisen die Ablagerungen als Moräne aus, die als würmeiszeitlich einzustufen ist, da keinerlei tiefer reichende Verwitterungserscheinungen zu beobachten waren. Die Moräne dürfte bei der Jagdhütte einem Felssockel aufliegen, der den ausgeprägten Quellhorizont nördlich der Hütte bedingt. Die Moräne bedeckt den gesamten Hang (Kuppe 1020 m) und zeigt an, daß zum Würm-Hochglazial der gesamte Talkessel mit Eis erfüllt war. Der Eisstrom endete in dem steilen, engen Tal, einige 100 m östlich der Zwieselhütte, wo sich aber keine Moränen erhalten haben. Eine größere Ausdehnung ist unwahrscheinlich, da weiter östlich (auf Blatt 70, Waidhofen a.d. Ybbs) ältere glaziale Ablagerungen erhalten sind und gute Erhaltungsbedingungen für Moränen gegeben gewesen wären.

Diese Ablagerungen sind eine mächtige Masse aus grobem Schutt und Geröll, die südlich des Zwieselbaches einen schwach nach Osten abfallenden, terrassenförmigen Körper in 740 m Höhe bilden. Die Komponenten zeigen neben Schlagmarken aber noch häufig Kritzung, so daß der Körper als gletschernah abgelagert anzusehen ist. Überragt wird diese Terrasse von zwei flachen Moränenwällen im Süden. Die auch im Sedimentkörper weiter fortgeschrittene Verwitterung sowie die weiche Formung der Moränen weisen auf ein höheres Alter als Würm hin. Es sind wahrscheinlich Ablagerungen der Rißeiszeit, als das Ennstal von einem Eisstrom bis Großbraming erfüllt war und die Lokalgletscher dementsprechend ausgedehnter waren und sich an diesem örtlich stauten.

In beiden Quelllästen, Schlüsselriegel und Waschriegel, sind mächtige, wallförmige Schuttanhäufungen zu finden, die auf Rückzugsstadien des beginnenden Spätglazials von bereits selbständigen Gletscherkörpern hinweisen. Die Mächtigkeit dieser Schutttablagerungen zeigt auch hier eine sehr starke Schuttbildung während dieser Zeit an.

Wie im Zwieselbach war auch der Quelltrichter des Arzbaches (Baumgarten) mit einem Gletscher erfüllt, der ebenso eine (heute verrutschte) Moränenfüllung hinterlassen hat. Wie weit dieser Gletscher über die Felsschwelle (Hütten) unter der Arzmauer gereicht hat, kann nicht ge-

Gleicheniidites senonicus BOLCHOVITINA, *Rouseisporites laevigatus* POCOCC, *Trilites* cf. *toratus baconicus* JUHASZ auf. Daneben waren häufig Dinoflagellatenzysten zu beobachten: *Cribroperidium edwardsii* (COOKSON & EISENACK), *Cribroperidineum orthoceras* (EISENACK), *Oligosphaeridium astigerum* (GOCHT), *Oligosphaeridium prolaxispinosum* DAVEY & WILLIAMS, *Coronifera oceanica* COOKSON & EISENACK, *Odontochitina operculata* DEFLANDRE & COOKSON, *Apteodinium grande* HUGHES & COOKSON und *Achomosphera verdieri* BELOW.

Dieses Ultrahelvetikumsfenster bzw. sein Rahmen werden von Süden her diskordant von den Nördlichen Kalkalpen überschoben, an deren Basis jetzt ausgedehnte Vorkommen von Randcenoman entdeckt werden konnten. Diese streichen vom Geländeeinschnitt nördlich des Klammhohl in Richtung ENE; der östlichste Aufschluß wurde im Mühlbach, beim Transformator ca. 250 m östlich vom Gehöft Dremleiten, gefunden. Die besten Aufschlüsse befinden sich in den Gräben SW bzw. SE vom Gasthof Windlegern und im Graben bei Fellnering. Es handelt sich dabei um eine vorwiegend dünnbankige Turbiditabfolge von olivfarbenen, manchmal siltigen Tonsteinen und Tonmergeln mit Silt- und Feinsandsteinbänken, die eine braune Verwitterungsfarbe zeigen. Konglomerate mit gut gerundeten Gangquarzen und bis zu faustgroßen Glimmerschieferkomponenten wurden im Graben südlich vom Gehöft Schindlmaiß gefunden. Das Schwermineralspektrum der begleitenden Sandsteine wird von Zirkon (56 %) dominiert und ist durch einen hohen Gehalt an Chromspinel (10 %) charakterisiert. Insgesamt ergaben 3 Proben aus den Randcenomanaufschlüssen des gesamten hier vorgestellten Gebietes statistisch verwertbare Präparate (det. W. SCHNABEL) : 25 % Zirkon, 23 % Apatit, 19 % Turmalin, 14 % Granat, 6 % Rutil, 7 % Chromspinel und 6 % Chloritoid. Hervorzuheben sind akzessorische Anteile von Glaukophan.

Die Randcenomanschuppe wird im Westen von einer großen NE-SW-streichenden Querstörung abgeschnitten, die ein Vorspringen des Kalkalpennordrandes östlich des Aurachtales bewirkt. Diese Linksseitenverschiebung bedingt auch Verstellungen im Ultrahelvetikumsfenster und im Rhenodanubischen Flysch. Dort markiert ein kleines Vorkommen von Gaultflysch am südlichen Ortsende von Neukirchen, welches inmitten von Oberkreideflysch gelegen ist, den Verlauf dieser Störung. Ein zu dieser Struktur parallel verlaufendes Bruchsystem konnte im Bereich des Gmundnerberges auskartiert werden. Ein weiteres bildet den Nordwestrand des Ultrahelvetikumfensters bei Schörfling (s.o.). Diese Störungen scheinen noch verhältnismäßig spät aktiv gewesen zu sein, da sie zu Versätzen an allen Überschiebungen des Arbeitsgebietes führten. Sie stehen vermutlich mit der nordgerichteten Überschiebung des Rhenodanubikums in unmittelbarem Zusammenhang.

**Bericht 1993
über geologische Aufnahmen
in den Nördlichen Kalkalpen
auf den Blättern
66 Gmunden und 67 Grünau im Almtal**

ANDREAS SCHERMAIER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Zuge der Fertigstellung von Blatt Gmunden wurde heuer der kalkalpine Bereich des SE-Blattschnittes (Grenze zu Blatt Grünau) im Maßstab 1 : 10.000 neu aufge-

nommen. Die Arbeiten konzentrierten sich dabei auf einen etwa 2 km breiten, blattübergreifenden Streifen vom Bereich Linaubach – Mairalm im Norden bis zum Gebiet Eibenberg – Wandgraben im Süden.

Der Bereich südlich des Linaubachs zwischen Kote 480 und 631 einschließlich des Schönberges wird aus mittelsteil SSW-fallendem, deutlich gebanktem Wettersteinkalk aufgebaut. Dieser einheitlich gelagerte Mitteltriaskomplex wird offensichtlich im Bereich Mairalm – Ranzen – Tiefengraben durch eine markante NE-SW-verlaufende Störungslinie diskordant abgeschnitten.

Über dem Wettersteinkalk folgt nämlich ein NE-SW-streichender, massiger, meist auch wandbildender Komplex von „Grünangerschichten“ und Tressensteinkalk, der den Langriedel und das Langriedeleck nördlich des Eisenbachs aufbaut. Diese beiden Gesteine bilden auch die Durchgangswand südlich des Eisenbachs. Im unmittelbaren Einzugsgebiet des Eisenbachs trifft man ausschließlich auf Mergel und Sandsteine der Gosau, wobei hier häufig Quellhorizonte, Vernässungszonen und anmoorige Bereiche zu beobachten sind.

Das generelle NE-SW-Streichen sämtlicher Gesteinsfolgen zwischen Langriedel(eck) und Durchgangswand kommt übrigens auch morphologisch durch den Verlauf der Gratbildungen, Gräben und Bäche in diesem Gebiet deutlich zum Ausdruck.

Im Bereich des Langriedel(eck)s überwiegen Grobbrekzien der „Grünangerschichten“, deren Komponenten vor allem aus Dachsteinkalk (Oberrhätalk) und Hierlatzkalk bestehen. Hingewiesen sei auch auf immer wieder auftretende Lagen und Schnüre von Hornsteinen (bes. häufig z.B. in der NW-Flanke des Langriedelecks). Tressensteinkalk konnte nördlich des Eisenbachs nur als kleine Linse unmittelbar N der Eisenbachstube gefunden werden, wobei sich der am besten zugängliche Aufschluß gleich NW der dortigen Jagdhütte befindet.

Steil NW-fallender und saiger gestellter, dünnbankiger Tressensteinkalk bildet dagegen den überwiegenden Anteil der Durchgangswand südlich des Eisenbachs. Nur im Südteil der Wand ist bisweilen auch ein schmaler Streifen massiger Grünanger Brekzie aufgeschlossen, wie z.B. unmittelbar S des Tunnels zwischen Eisenbachtal und Karbachtal.

Die Gosauschichten des Eisenbachs werden also NW und SE symmetrisch von Tressensteinkalk und Grünanger Brekzie unterlagert, was auf eine größere muldenförmige Struktur der Jura- und Kreidegesteine in diesem Bereich hindeutet.

Die Nordabstürze des Erla- und Gaßkogels bis hinunter zum Karbach sind aus steil NW-fallendem Hauptdolomit und Plattenkalk aufgebaut. Nur die Gipfelregion des Erlakogels besteht aus Rotkalken des Jura, die dort der steilgestellten Obertrias diskordant und flach auflagern (s 350/30).

Die Grenze Hauptdolomit/Plattenkalk folgt von SW nach NE etwa der Linie Oberer Rippelgraben – Hochkogel, wobei der unmittelbare Übergang vor allem im W der Magdalena-Hütte durch eine neue Forststraße gut erschlossen und leicht zugänglich ist.

Im Bereich Mülleralm – Rindbach – Eibenberg südlich des Erlakogels überwiegt Plattenkalk, der dort mitunter teilweise in typischen Dachsteinkalk übergeht (z.B. gleich SW der Karbentalstube). Im Karbentalgraben sowie im östlich anschließenden Gebiet zumindest bis zur Jagdhütte NW der Kote 799 steht dann wieder ausschließlich mittelsteil NW-fallender Hauptdolomit an.

**Bericht 1993
über geologische Aufnahmen
in der Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen
auf Blatt 67 Grünau im Almtal**

HANS EGGER

Im Berichtsjahr fanden Begehungen am Nordrand der Flyschzone, im Grenzbereich zur Molassezone, statt. Ein schöner Molasseaufschluß wurde im Graben südlich von Pamet gefunden (Koordinaten: 0497100/0314075). Am Ende eines großen orographisch rechts gelegenen Prallhanges stehen hier steil nach Süden einfallende, graue, stark siltige Mergel an, welche Geröllchen bis 1 cm Durchmesser führen. In Wechsellagerung mit diesem Mergel treten diagenetisch kaum verfestigte Mittel- bis Grobsande auf, die durch eine gelbe Verwitterungsfarbe gekennzeichnet sind.

Die erwähnten Mergel enthalten eine reiche Nannoflora, die durch das gemeinsame Auftreten von *Reticulofenestra hilla* (BUKRY & PERCIVAL) und von *Discoaster adamanteus* (BRAMLETTE & WILCOXON) das späte Rupel bis frühe Eger (Nannoplanktonzonen NP 22–23) belegt. Auf den gleichen Zeitraum weist die von Ch. RUPP (Geol. Bundesanst.) bestimmte Foraminiferenfauna hin, die an stratigraphisch aussagekräftigen Arten *Bolivina fastigia* CUSHMAN, *Bolivina budensis* (HANTKEN), *Bolivina teretra* (CUSHMAN) und *Planulina ambigua* (FRANZENAU) enthielt. Das häufige Auftreten von *Bolivina teretra* (CUSHMAN) läßt ein Alter von frühem Untereger als wahrscheinlich erscheinen. Erwähnenswert sind hohe Anteile an Umlagerungen aus dem Maastricht und Paleozän, sowohl in den Nannoplankton- als auch in den Foraminiferenproben.

Etwa 50 m bachaufwärts von dem eben beschriebenen Aufschluß steht am Beginn des erwähnten Prallhanges ein grün-grauer, tektonisch stark zerlegter Mergel an. Zwei Nannoplanktonproben daraus belegen die *Discoaster multiradius*-Zone (NP 9) des späten Paleozän. Aufgrund dieser Einstufung und wegen seiner lithofaziellen Ausbildung kann dieser Mergel der ultrahelvetischen Buntmergelserie zugeordnet werden.

Vergleichbare Mergel wurden auch im nächsten Grabeneinschnitt im Westen angetroffen (Koordinaten: 0496500/0314150). Hier konnten diese in das frühe Paleozän (*Cruciplacolithus tenuis*-Zone) eingestuft werden. Bachaufwärts davon folgt eine etwa 250 m lange aufschlußlose Strecke, dann ist die Acharting Subformation der Altlangbach Formation aufgeschlossen, die mit etwa 30° gegen Süden einfällt. Sie konnte in die *Lithraphidites quadratus*-Zone (CC 25) des Maastricht eingestuft werden.

Weitere Begehungen in der Flyschzone fanden im Gebiet zwischen Himmelreich und Flachberg, also beiderseits des Laudachtales, statt. Wie bereits früher berichtet wurde (s. Berichte 1989 und 1991), verläuft dieses Tal ungefähr parallel zu einer großen Störung. Von dieser zweigen mehrere Seitenäste ab, von denen ein ENE-WSW-streichender Teil die Zementmergelserie von Himmelreich (Kote 768) gegen das im Süden anschließende Gebiet versetzt. Westlich des großen Laudachbruches wurden in den Gräben bei Rabersberg und Unterwald an mehreren Bänken Kolkmarken in der Acharting Subformation eingemessen. Sie belegen eine einheitliche Bewegungsrichtung der Trübeströme von Osten nach Westen.

Östlich des Almflusses wurde das Einzugsgebiet des Spielangerthaies kartiert: Nördlich des Baches bildet mit 50°–60° nach Norden einfallende Zementmergelserie den Anstieg des Hamberges. Im Süden daran anschließend tritt das Ultrahelvetikum in Form von hellroten Kalkmergeln der Buntmergelserie auf, die mittels Nannoplankton in das Campan eingestuft werden konnten. Der beste Aufschluß dieser Einheit wurde orographisch links im Graben in 720 m Seehöhe (oberhalb der Straßenkehre) gefunden. Diese Buntmergelserie streicht in den Sattel zwischen Gsol und Maisenkögerl hinein und setzt sich in den Aufschlüssen südlich des Scheiblberges fort.

Südlich der Buntmergelserie tritt eine dünnbankige Abfolge von olivfarbenen Ton- und Siltsteinen auf, in der manchmal auch braun anwitternde Sandsteinbänke vorkommen. Diese Serie bildet die streichende Fortsetzung der Randcenomanschuppe vom Oberlauf des Brücklgrabens. Dort treten auch Konglomeratlagen mit Blöcken von bis zu 40 cm Durchmesser auf.

**Bericht 1993
über geologische Aufnahmen
im Quartär
auf Blatt 67 Grünau im Almtal**

DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1993 wurden die Täler des Grünau- und Schindelbaches von der Mündung in die Alm bis zu den Karräumen NE des Kasberges kartiert.

Der Talbereich östlich Grünau, „In der Lahn“, wurde durch den Gletscher des Almtales geprägt, der von Westen in das Tal eindrang. Seine Mächtigkeit ist in dem engen, steilen Graben nördlich des Scheiterwiedberges rekonstruierbar. Der Graben weist oberhalb der Gosamerger, die die Hügel östlich Grünau bilden, eine mächtige Füllung mit Hauptdolomitschutt auf. In diesem lokalen Schutt finden sich in ca. 600 m Höhe vereinzelt große Dachsteinkalkblöcke, die erratisches Material darstellen. Ab ca. 640 m Höhe treten auch vermehrt kleinstückigere Kalkgeschiebe auf, die auch teilweise gekritzelt sind. Sie sind in den kleinen Aufschlüssen bis ca. 680 m Höhe zu verfolgen. Hier ist auch eine schmale, terrassenartige Rampe in der Schuttfüllung erhalten, die die Eishöhe von ca. 680–700 m Höhe markieren könnte. Weiter talaufwärts sind in dem flachen Almboden keine erratischen Materialien mehr zu finden, die auf eine größere Eisausdehnung und -mächtigkeit hinweisen.

Ein Rest ähnlicher Eisstausedimente einer älteren Eiszeit findet sich an der Forststraße an der Westflanke des Zuckerhutes in 680 m Höhe. Es ist eine gut verkittete Breccie aus Dolomitschutt, die viele gut gerundete Karbonatgeschiebe führt. Diese sind teilweise völlig verwittert, was der Breccie ein löchriges Aussehen verleiht und ein hohes Alter belegt.

Der Almgletscher drang im Würm aus dem Becken von Grünau auch in das Tal des Grünaubaches ein. Hier finden sich auf dem sockelartigen Hangfuß des Zuckerhutes verbreitete Reste von Moräne, die die hellen Karbonate des Einzugsgebietes des Almgletschers aufweisen. Wie weit das Eis in das Tal eindrang, konnte nicht rekonstruiert

**Bericht 1993
über geologische Aufnahmen
in der Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen
auf Blatt 67 Grünau im Almtal**

HANS EGGER

Im Berichtsjahr fanden Begehungen am Nordrand der Flyschzone, im Grenzbereich zur Molassezone, statt. Ein schöner Molasseaufschluß wurde im Graben südlich von Pamet gefunden (Koordinaten: 0497100/0314075). Am Ende eines großen orographisch rechts gelegenen Prallhanges stehen hier steil nach Süden einfallende, graue, stark siltige Mergel an, welche Geröllchen bis 1 cm Durchmesser führen. In Wechsellagerung mit diesem Mergel treten diagenetisch kaum verfestigte Mittel- bis Grobsande auf, die durch eine gelbe Verwitterungsfarbe gekennzeichnet sind.

Die erwähnten Mergel enthalten eine reiche Nannoflora, die durch das gemeinsame Auftreten von *Reticulofenestra hilla* (BUKRY & PERCIVAL) und von *Discoaster adamanteus* (BRAMLETTE & WILCOXON) das späte Rupel bis frühe Eger (Nannoplanktonzonen NP 22–23) belegt. Auf den gleichen Zeitraum weist die von Ch. RUPP (Geol. Bundesanst.) bestimmte Foraminiferenfauna hin, die an stratigraphisch aussagekräftigen Arten *Bolivina fastigia* CUSHMAN, *Bolivina budensis* (HANTKEN), *Bolivina teretra* (CUSHMAN) und *Planulina ambigua* (FRANZENAU) enthielt. Das häufige Auftreten von *Bolivina teretra* (CUSHMAN) läßt ein Alter von frühem Untereger als wahrscheinlich erscheinen. Erwähnenswert sind hohe Anteile an Umlagerungen aus dem Maastricht und Paleozän, sowohl in den Nannoplankton- als auch in den Foraminiferenproben.

Etwa 50 m bachaufwärts von dem eben beschriebenen Aufschluß steht am Beginn des erwähnten Prallhanges ein grün-grauer, tektonisch stark zerlegter Mergel an. Zwei Nannoplanktonproben daraus belegen die *Discoaster multi-radiatus*-Zone (NP 9) des späten Paleozän. Aufgrund dieser Einstufung und wegen seiner lithofaziellen Ausbildung kann dieser Mergel der ultrahelvetischen Buntmergelserie zugeordnet werden.

Vergleichbare Mergel wurden auch im nächsten Grabeneinschnitt im Westen angetroffen (Koordinaten: 0496500/0314150). Hier konnten diese in das frühe Paleozän (*Cruciplacolithus tenuis*-Zone) eingestuft werden. Bachaufwärts davon folgt eine etwa 250 m lange aufschlußlose Strecke, dann ist die Acharting Subformation der Altlangbach Formation aufgeschlossen, die mit etwa 30° gegen Süden einfällt. Sie konnte in die *Lithraphidites quadratus*-Zone (CC 25) des Maastricht eingestuft werden.

Weitere Begehungen in der Flyschzone fanden im Gebiet zwischen Himmelreich und Flachberg, also beiderseits des Laudachtales, statt. Wie bereits früher berichtet wurde (s. Berichte 1989 und 1991), verläuft dieses Tal ungefähr parallel zu einer großen Störung. Von dieser zweigen mehrere Seitenäste ab, von denen ein ENE-WSW-streichender Teil die Zementmergelserie von Himmelreich (Kote 768) gegen das im Süden anschließende Gebiet versetzt. Westlich des großen Laudachbruches wurden in den Gräben bei Rabersberg und Unterwald an mehreren Bänken Kolkmarken in der Acharting Subformation eingemessen. Sie belegen eine einheitliche Bewegungsrichtung der Trübeströme von Osten nach Westen.

Östlich des Almflusses wurde das Einzugsgebiet des Spielangerthaies kartiert: Nördlich des Baches bildet mit 50°–60° nach Norden einfallende Zementmergelserie den Anstieg des Hamberges. Im Süden daran anschließend tritt das Ultrahelvetikum in Form von hellroten Kalkmergeln der Buntmergelserie auf, die mittels Nannoplankton in das Campan eingestuft werden konnten. Der beste Aufschluß dieser Einheit wurde orographisch links im Graben in 720 m Seehöhe (oberhalb der Straßenkehre) gefunden. Diese Buntmergelserie streicht in den Sattel zwischen Gsol und Maisenkögerl hinein und setzt sich in den Aufschlüssen südlich des Scheiblberges fort.

Südlich der Buntmergelserie tritt eine dünnbankige Abfolge von olivfarbenen Ton- und Siltsteinen auf, in der manchmal auch braun anwitternde Sandsteinbänke vorkommen. Diese Serie bildet die streichende Fortsetzung der Randcenomanschuppe vom Oberlauf des Brücklgrabens. Dort treten auch Konglomeratlagen mit Blöcken von bis zu 40 cm Durchmesser auf.

**Bericht 1993
über geologische Aufnahmen
im Quartär
auf Blatt 67 Grünau im Almtal**

DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1993 wurden die Täler des Grünau- und Schindelbaches von der Mündung in die Alm bis zu den Karräumen NE des Kasberges kartiert.

Der Talbereich östlich Grünau, „In der Lahn“, wurde durch den Gletscher des Almtales geprägt, der von Westen in das Tal eindrang. Seine Mächtigkeit ist in dem engen, steilen Graben nördlich des Scheiterwiedberges rekonstruierbar. Der Graben weist oberhalb der Gosamergerl, die die Hügel östlich Grünau bilden, eine mächtige Füllung mit Hauptdolomitschutt auf. In diesem lokalen Schutt finden sich in ca. 600 m Höhe vereinzelt große Dachsteinkalkblöcke, die erratisches Material darstellen. Ab ca. 640 m Höhe treten auch vermehrt kleinstückigere Kalkgeschiebe auf, die auch teilweise gekritzelt sind. Sie sind in den kleinen Aufschlüssen bis ca. 680 m Höhe zu verfolgen. Hier ist auch eine schmale, terrassenartige Rampe in der Schuttfüllung erhalten, die die Eishöhe von ca. 680–700 m Höhe markieren könnte. Weiter talaufwärts sind in dem flachen Almboden keine erratischen Materialien mehr zu finden, die auf eine größere Eisausdehnung und -mächtigkeit hinweisen.

Ein Rest ähnlicher Eisstausedimente einer älteren Eiszeit findet sich an der Forststraße an der Westflanke des Zuckerhutes in 680 m Höhe. Es ist eine gut verkittete Breccie aus Dolomitschutt, die viele gut gerundete Karbonatgeschiebe führt. Diese sind teilweise völlig verwittert, was der Breccie ein löchriges Aussehen verleiht und ein hohes Alter belegt.

Der Almgletscher drang im Würm aus dem Becken von Grünau auch in das Tal des Grünaubaches ein. Hier finden sich auf dem sockelartigen Hangfuß des Zuckerhutes verbreitete Reste von Moräne, die die hellen Karbonate des Einzugsgebietes des Almgletschers aufweisen. Wie weit das Eis in das Tal eindrang, konnte nicht rekonstruiert

werden, da jegliche Moränenwälle fehlen, die eine genauere Bestimmung des Gletscherendes erlauben würden. Vielmehr schließt östlich des Zuckerhutes ein mächtiger Talverbau an, der die ganze Südflanke des Tales bis zu den Hängen des Dachskopfes bildet.

In ihm finden sich im Liegenden, knapp oberhalb des Talbodens, mächtige, undeutlich geschichtete bis massive Bänderschluße, die viel Sand führen. Diese sind im Bereich der Straße zum Hochberghaus und westlich des Grabens unterhalb der Bäckerschlagalm aufgeschlossen, bilden aber sehr wahrscheinlich über die gesamte Länge des Talverbaues den Sockel der Sedimente. Sie sind durch die weit verbreiteten Rutschungen jedoch stark von Schutt verdeckt. Die Bänderschluße reichen bis in ca. 590 m Höhe und werden von Kies und Schutt überlagert, dessen Unterkante durch Quellaustritte und Naßstellen markiert wird.

Die Materialien sind lokalen Ursprungs und zeigen nur wenig Zurundung. Sie stammen hauptsächlich aus dem Gebiet im Süden und dem Schindelbach. Im Hangendsten ist dann unmittelbar unterhalb der Wiesenfläche beim verlassenen Hof (NE Zuckerhut) schwach talrandverklitteter Schutt aufgeschlossen, der eine flach nach N-NW einfallende Schichtung zeigt. Dabei handelt es sich um einen Schwemmkegel, der durch den Bach westlich der Bäckerschlagalm aufgeschüttet wurde. Die Wiesenfläche streicht als Terrasse zum Tal hin aus und markiert in ca. 640 m Höhe die Oberfläche der ehemaligen Talfüllung. Leider konnten oberhalb der Bänderschluße keine Sedimentstrukturen gefunden werden, die eine Aussage über die Bildungsart des ca. 80–90 m mächtigen Sedimentkörpers zuließen.

Ob nach der Bildung der Bänderschluße, die in einem kurzlebigen Stausee abgelagert wurden, weiterhin ein See bestand, in den ein fore set geschüttet wurde, muß offen bleiben. Der talrandverklittete Schutt im Hangenden könnte somit das top set darstellen. Ebenso kann er der Abschluß einer mächtigen Schwemmkegelbildung sein, die sich mit den Schottern des Hauptbaches verzahnend über die gesamte Mächtigkeit entwickelt ist. In beiden Fällen wären der Rückstau und die mächtige Akkumulation durch die Eiszunge am Talausgang bewirkt worden.

Im Bereich der Bäckerschlagalm tritt in 735–740 m Höhe wieder eine Ebenheit auf, die ebenso wie die ca. 100 m tiefer liegende aus dem kantigen, wenig gerundeten, lokalen Schutt gebildet wird. Dieser zeigt am Nordrand der Fläche deutliche Konglomerierung. Die Oberfläche ist stark verwittert und von einer gut entwickelten, lehmigen Bodenbildung bedeckt, in der große, stark korrodierte Blöcke liegen. Bei dieser Terrasse, die nach Norden frei ausstreicht, handelt es sich um die gleiche Bildung eines Staukörpers der Rißeiszeit wie der tieferen des Würm. Auch hier sind die Kanten durch die Unterschneidungen der Bäche im Westen und Osten sowie im Norden verrutscht. Ob hier die Ursache der ausgedehnten Rotationsrutschungen eine Unterlagerung mit Bänderschlußen oder Gosaumergeln ist, konnte nicht festgestellt werden, da keine Aufschlüsse zu finden waren.

Im Verlauf des Schindelbaches ist eine deutliche Terrasse ausgebildet, die bei Kote 580 m nördlich Kieshütte ansetzt und bis gegen Enzenbachmühle zu verfolgen ist. Auf die Terrassenfläche laufen aus allen Seitengräben deutliche Schwemmkegel aus, die eine starke Akkumulation auch, in den Seitengräben, durch starke Schuttfuhr belegen.

Die Terrasse muß einer Akkumulationsphase im Talbereich entstammen, die wahrscheinlich kurz nach der

Stausituation eintrat. Möglicherweise kam es nach dem Maximalstand der Gletscher zu keinem Stau mehr, so daß sich eine Art Niederterrasse entwickeln konnte, die von der Eiszunge des Schindelbaches ausging. Für ein höheres Alter der Terrasse sprechen die Verwitterung und die Ausbildung eines großen Erdfalles bei Kote 588 m.

Das Becken beim Gut Schindelbach war mit einer Eiszunge erfüllt, die ihr Einzugsgebiet in den hoch gelegenen Karen der NE-Seite des Kasberges hatte. Die Gletscher füllten die tief eingeschnittenen Talkessel des Schindelbaches und der Dürren Grünau und reichten vereinigt bis an das Nordende des Beckens, ca. 1 km NW des Gehöftes Schindelbach. Aus dem Schwarzaubachtal erfolgte kein Eiszufluß.

Die maximale Ausdehnung der Eiszunge ist nicht durch Endmoränen markiert. Am Nordende des Beckens finden sich nur sehr feinstoffreiche Schuttmassen aus Dolomit, die gekritzte Geschiebe und sehr häufig sehr große Kalkblöcke führen. Diese finden sich auch gehäuft im Bachbereich. Die Sedimentausbildung deutet auch hier darauf hin, daß die Gletscherzunge in einen Stausee gemündet hatte. Die Oberkante der Sedimente mit ca. 640 m Höhe würde genau der Höhe der Stauterrasse NE des Zuckerhutes entsprechen.

Die Eiszunge wird dann noch durch Staukanten und Moränenwälle in 680–700 m Höhe am Ausgang des Schwarzaubaches markiert. Hier staut sich an diesen Moränen der ehemalige Schwemmkegel des Baches bis nahezu auf deren Höhe. Aus dieser Phase stammt auch die Grundmoränenauskleidung des Talkessels, die in fast allen größeren Aufschlüssen in den liegenden Teilen zu finden war.

An beiden Flanken des Talkessels sind über der Moräne mächtige Schutterassen entwickelt, die im Zuge des Eisrückzuges in den frei werdenden Raum eingeschüttet wurden. Im Schindelgraben ist sie bis gegen Kote 687 m ununterbrochen zu verfolgen. Die darin aufragenden Endmoränen, z.B. N Schindelhof oder westlich des Zusammenflusses des Schindelbaches mit der Dürren Grünau, zeigen ein ruckartiges Abschmelzen des Eiskörpers an.

Südlich Schindelhof markiert ein von der orographisch rechten Talflanke bis zur Talmitte streichender Wall einen Gletscherstand, als die beiden Eiszungen noch vereinigt waren. Damals erfüllten sie das Talbecken im Süden bis 680 m Höhe und bildeten eine sehr mächtige Mittelmoräne aus, die den Sporn zwischen den beiden Bächen bildet. Nach der Mächtigkeit und dem deutlichen Erscheinungsbild der Moräne könnte diese dem Hochstand entsprechen. Möglicherweise ist mit ihm auch die Terrassenbildung weiter nördlich zu verknüpfen, obwohl keine Verbindung erhalten ist.

Der weitere Eisrückzug hat dann im Tal der Dürren Grünau keine Spuren hinterlassen. Im Schindelbach bildete sich an der Mittelmoräne ein großer Schuttkörper aus, dem viele kleine Kameshügel aus feinkörnigem Dolomitschutt aufgesetzt sind. Es ist wohl eine Kamesbildung, die auf und in den zerfallenden Eiskörper sedimentiert wurde. Weiter talaufwärts zeigen die Fortsetzung der Schutterasse sowie ein Moränenwall oberhalb der Jagdhütte an, daß dieses Tal etwas länger von einer Eiszunge erfüllt war als das der Dürren Grünau.

Dieser Unterschied ist wohl auf den ausgedehnteren Karboden in größerer Höhe und die verstärkte Eisbildung durch die Wächten auf dem Kasberg bei der Sepp Huber Hütte und „Beim Nock“ zurückzuführen.

Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau

BEATRIX MOSHAMMER

Die vorjährige Aufnahme im Moltertal, von der Schönstelhütte talabwärts, ausgehend vom Profil entlang des Forstweges wurde im Detail mittels Vermessung und Beprobung fortgesetzt. Die Aufschlüsse im nördlichen und südlichen Grabeneinhang wurden mit dem Profil in Verbindung gesetzt.

Es wird vorausgeschickt, daß eine exakte Vermessung des Profiles die nötige Voraussetzung darstellte, um die tektonischen Schuppen untereinander in Beziehung zu setzen, daß jedoch der Erstellung einer bzw. faziell bedingt mehrerer Idealabfolgen des Anis-Ladin in diesem Gebiet zuviele Hindernisse entgegentreten, vorrangig jene, daß man Störungen im Profil anhand der Gesteinslagerung und der Trennflächengefüge nicht als solche erkennen kann, daß weiters viele der beprobten Gesteine biostratigraphisch nicht oder nicht signifikant datiert werden können, und daß manche der aufgestellten Schichtglieder sich faziell nicht eindeutig abgrenzen lassen.

Der erste Punkt impliziert, daß Mächtigkeitsangaben der einzelnen Schichtglieder sowie die Schuppengliederung arbeitshypothetisch aufzufassen sind. Aufgrund nicht erkannter Störungen könnten durchaus weitere Schichtverdoppelungen und/oder tektonische Lücken gegeben sein, insbesondere, wenn davon Gesteine betroffen sind, für die in fazieller oder stratigraphischer Hinsicht die oben genannten Probleme zutreffen. Zum Beispiel wurde in einer steil N-fallenden Störung (Harnisch 3/66 mit Lineation 30°E) in Schuppe II erst durch biostratigraphische Belege eine Schuppengrenze erkannt, und eine 40 m[!] mächtige Schichtverdoppelung (Schuppe IIA) festgestellt. Es stoßen hier tektonisch reduzierter Reiflinger Rippenkalk RRK („tmr-hellgrün“) des Unterladin (Fassan 1) mit dunklerem hornsteinführendem und mit Encriniten wechsellagerndem Kalk des oberen Anis (Illyr 2), Anisischer Reiflinger Kalk ARK, zusammen. Ob in Schuppe III jene tektonisch zerscherten, um 1 dm gebankten Kalke mit Mergelzwischenlagen hangend des RRK eine wesentliche Störung widerspiegeln, könnte nur geklärt werden, wenn das genaue Alter der hangenden, bis zum „Haupttuffit“ 24 m mächtigen schutt-dominierten Kalke (Ladinischer Allodapischer Kalk LAK) insbesondere im liegenden Teil feststellbar wäre. Bisher konnte daraus jedoch nur *Gladigondolella tethydis* (Ladin allg.) nachgewiesen werden (Pr. 43/1992).

Bisherige Ergebnisse und Hypothesen über die Geologie des Moltertales im untersuchten Abschnitt, ausgehend vom Straßenprofil

Die einheitlich SE-fallende Schichtfolge wird in 3 große, gleichermaßen SE-fallende, dachziegelartig gelagerte Schuppen eingeteilt:

Schuppe I

ist im westlichsten, liegendsten Anteil aufgeschlossen. Nach bisheriger Kenntnis gehören ihr Gutensteiner Kalk GK, Steinalmkalk STK, nach Aufschlußblücke ARK (Illyr 2) und hangend und grenzbildend, RRK (Fassan 1) an. Moränenmaterial könnte die Pelson-Beckenfolge PBF (mergelreiche Kalkfolge mit Brachiopoden

und Crinoiden) überdecken, andererseits tritt hier nahe dem STK ein heller Dolomit zutage.

Auffallend und für die Lagerung dieser Schuppe bedeutend ist, daß der RRK, der bei 860 m im Bachbett ansteht, gegen SW bis über die Bergkuppe bei 1000 m zu verfolgen ist, sowie durch ein Vorkommen im NW an einem Güterweg in 980 m belegt ist.

Schuppe II

folgt hangend ohne direkten Kontakt. Sie reicht vom nördlichen Graben bei 955 m bis ca. 775 m, 40 m straßenabwärts vom kleinen nördlichen Graben und besitzt 190 m Mächtigkeit. Sie beginnt mit dünner und dicker gebanktem GK von 33 m im Liegenden und, tektonisch verdoppelt [?], 45 m Mächtigkeit im Hangenden einer Aufschlußlücke. Ein Vergleich mit der Schichtfolge von MOSER (1993, Aufnahmebericht ÖK 67) schließt eine Zuteilung zu seinen „knollig-welligschichtigen ‘Mittelanis-Kalken’“ nicht ganz aus. Im weiteren muß dieser bisher als GK bezeichnete Typus noch mit den ausgedehnten Vorkommen der Schuppe I verglichen werden. Es folgt 50 m mächtiger STK, dessen tatsächlich heller Anteil die Hälfte ausmacht und der liegend und hangend lithologische Übergänge aufweist. Hangend folgen, knollig-welligschichtigen Kalken (Mud-Wackestones) mit reichlich Hornsteinknollen- und lagen zwischengeschaltet, ebenflächige Crinoiden-Kalke. Beide Typen wechsellagern mit cm-mächtigen Mergellagen, die in einem Falle eine Mächtigkeit von 1,2 m erreichen (Meiereck-Mergel MM). Diese pelsonische Beckenfolge PBF, für die die auch in den Lesesteinen feststellbaren makroskopischen Brachiopoden und Crinoiden typisch sind, ist im Profil 25 m mächtig. Zu berücksichtigen ist aber, daß sie durch ihre Mergelinschaltungen tektonischen Verformungen besonders ausgesetzt ist, was sich auch in den Knollenkalken äußert. Über den zwei Crinoidenkalkbänken im Hangenden der MM wird die Grenze zu den darüberfolgenden ARK gezogen. Diese stellen meist welligschichtige, dazwischen aber auch etwas mächtigere ebenflächige, z.t. bioturbate Filament-Kalke dar, die ebenfalls mit Mergeln wechsellagern, vor allem aber extrem, meist knollen-, gegen hangend auch lagenförmig verkieselt sind. Bis zur Einmündung eines kleinen nördlichen Grabens erreichen sie 22 m Mächtigkeit. Dort wird, ungenau, die Grenze zu den Ladinischen Reiflinger Kalken LRK gezogen. Aus dem Vergleich mit Schuppe IIA und Schuppe III sollte 2 m liegend davon ein 20-40cm mächtiger Tuffit eingeschaltet sein. Hier treten zwar deutliche Mergellagen auf, aber ohne feststellbare vulkanische Beeinflussung. Die hangenden LRK, im Profil 14 m mächtig, meist dm-gebankt, ebenfalls Hornsteinknollen-führend und geflasert, mit zurücktretenden Mergelzwischenlagen sollten im allgemeinen etwas heller sein und typischerweise nur lange gebogene Filamente enthalten. Wie sich bei Aufschlüssen unklarer Stellung herausstellte, eignet sich das Farb- und Filament-Kriterium oftmals nur unzureichend zur beschriebenen Grenzziehung. Über den LRK folgt mit einer dünnen (<1cm, eher Flaserung) grünlichen Mergellage der hier ca. 6 m aufgeschlossene, jedoch an einer steilen Störung abgeschnittene, hellbraune, etwas geflaserte, und, soweit hinter dem Harnisch noch erkennbar, dm-m-gebankte RRK. An dieser eingangs beschriebenen Störung endet Schuppe II.

Gegen N lassen sich aus Schuppe II GK und STK zusammen nur 100 Höhenmeter verfolgen, wo sie durch Dolomithangschutt und Moränenreste von Dolomit getrennt werden. Aufgrund des starken Bewuchses läßt sich weiter E lediglich ein RRK bis 910 m SH verfolgen, von dem nicht

gesagt werden kann, ob er demjenigen der Schuppe II entspricht, oder aus Schuppe IIA kommt. Gegen W wird GK tektonisch unterdrückt, während STK bis 940 m SH, dort angeschnitten vom Forstweg, zu verfolgen ist. In dessen Böschung wurde eine untergeordnete kleinräumige Verschuppung des STK mit ARK (Pr.73) festgestellt. Im Hangenden des STK treten z.T. mit diesem verbunden z.T. isoliert Kalke auf, die der PBF wie auch dem ARK zuzuordnen sind. Gemäß des beschriebenen SE-Fallens der Schichtglieder wie auch der Schuppe insgesamt wäre am Bergrücken südlich des Molertales ein umlaufendes Streichen zu erwarten. Die anisische Schichtfolge ist jedoch am NE-Hang nur bis in 940 m SH zu verfolgen und tritt erst wieder am S-Hang von 940 m an abwärts, mit GK im Liegenden auf. Am flachen und breiten Rückenamm selbst treten in E-W-Erstreckung Dolomitzögel und insbesondere N und SE davon gebankte Kalke auf, von denen angenommen wird, daß sie dem LAK angehören (Pr.79: Ladin allg.).

Aus dieser Situation wird geschlossen, daß nach der Schuppentektonik eine Deckenüberschiebung durch Wettersteindolomit und an seiner Basis in unterschiedlichem Ausmaße dolomitisiertem LAK stattgefunden hat.

Schuppe IIA

(nur im Straßenprofil abtrennbar) umfaßt 40 m mächtig Illyr 2 (Pr. 90) bis Fassan 1 (Pr. 93, 52/93). Sie besteht aus rostig verwitternden, gröbergebankten Encriniten (4,5 m), danach welligschichtigen, Hornsteinknollen-führenden dunklen etwas mergeligen Filament-Kalken, die lagenweise, besonders entlang der Bankungsfugen zu Knollenkalken deformiert sind. Über einer flach E-abtauchende Synklinale werden diese welligschichtigen, Hornsteinknollen-führenden Kalke (Mudstones, in Nestern feidetritisch) etwas heller, bis 12 m über ihrer Basis in einer 1,2 m mächtigen Mergelsequenz mit Kalkknollen und -lagen ein 20cm mächtiger grüner, stark lehmig verwitternder Tuffit folgt. Aus einer Kalkknolle direkt über dem Tuffit ließ sich Fassan 1 bestimmen. Eine Bestimmung der neben den Conodonten zahlreich und gut erhalten auftretenden Radiolarien dieser Probe steht noch aus. An den Tuffit schließt eine 17 m mächtige Folge die durch dunkle kompetente, mitunter ebenflächige, dm-gebankte Filament-Packstones, und -Wackestones gekennzeichnet ist. Sind die Schichtfugen durch cm-mächtige Mergellagen getrennt, neigen auch diese Kalke zur Boudinierung. Während die untere Hälfte dieser Folge in starkem Maße verkieselt ist (Knollen und Lagen), besonders hangend des Tuffites, nimmt dieses Merkmal in der oberen Hälfte ab und die Kalke werden heller sowie in ihrer Ausbildung flaseriger und knolliger, bis unter Einschaltung grünlicher Mergellagen und -flaser der hellbraune, dickbankige Kalk des Fassan 1 (RRK) an den auffälligen Störungsbe- reich grenzt. Entlang der NW-fallenden Störung hat es hier den Anschein als wäre er der S folgenden, als nächsthöher interpretierten Schuppe III aufgeschoben.

Auf der W-Seite des Grabens ist der RRK als sehr heller andeutungsweise rötlich oder grünlich gefärbter, untergeordnet schuttführender, Filament-Wacke- bis Packstone bis 820 m zu verfolgen. Deutlich rippenbildend setzt er weiter westlich bei 860 m wieder ein, um bis in den Bereich der Verebnung bei 920–925 m, dort um 100 m tektonisch S-versetzt, anzustehen. Durch eine kleine Schuttrinne W des Bachbettes (760-790 m) wird er vom STK der nächstfolgenden Schuppe III getrennt, während er auf der Verebnung bei 925 m, getrennt durch den Forstweg SE von Dolomit begrenzt wird.

Schuppe III

(inklusive LAK von 30 m) umfaßt die hangende Schichtfolge von 150 m Mächtigkeit zwischen 760 m und 720 m Seehöhe (Ende des vermessenen Profils). Sie umfaßt, abgesehen von einem an der Störung eingeschuppten GK-Schürfling, STK (37 m), darüber PBF (20 m bis zum N Graben) und E davon eine Abfolge, die bezüglich Mächtigkeiten und Fazies jener von Schuppe IIA sehr gut vergleichbar wäre, einen entsprechenden Tuffit beinhaltet und bis zum RRK reicht. Allerdings wurde hier anhand von Conodonten zwischen Tuffit und RRK Illyr festgestellt! Hangend des RRK (7 m), der auch hier mit Fassan 1 datiert ist, tritt nach einem Übergangsbereich von 10,2 m aus leicht flaserig-knolligen, gebankten, allgemein eher detritischen Kalken ein stark aufgewittertes Paket gebankter, mergeliger Kalke in 5 m Mächtigkeit auf, dessen basaler Anteil tektonisch in stärkerem Maße zerschert ist. Zur Zeit fehlt es noch an Belegen, um in diesem Kalkpaket die hangende Grenze von Schuppe III zu ziehen, wie dies der bereits dargelegte hypothetische Baustil erforderte. Im Profil folgen hangend 20-30 m mächtig an der Straße aufgeschlossen LAK, gebankt, nur untergeordnet verkieselt und in den hangenden Anteilen mit zwischengeschaltetem Tuffit (Haupttuffit Grenze Langobard 1/2). Bedingt durch die hier dominierenden Scherflächen ist die Anzahl der Tuffithorizonte unbekannt. Der LAK geht nach ungefähr 30 m gegen E unter Wechsellagerung in zuerst gebankten, dann massigen Dolomit über.

Schuppe III ist gegen N nicht weiter zu verfolgen, nur im E-Hang ist RRK bis 810 m anstehend. Teilweise treten auch PBF und ARK in seinem Liegenden auf. Hingegen wird der N-Hang aus Kalken aufgebaut, die entweder LRK zuzuordnen sind, oder, aufgrund tw. zu beobachtender Schuttfazies, dem LAK angehören. Da letzterer, von seinem unbekanntem stratigraphischen Umfang abgesehen, auch faziell, was z.B. den Anteil an Mikriten betrifft, erst ungenügend charakterisiert ist, ist die Frage der Zuordnung noch nicht endgültig geklärt. Südlich des Hauptgrabens grenzt diese Schuppe an einer steilen WNW–ESE-Störung an Dolomit.

Der aufgezeigte tektonische Baustil dient im weiteren als Arbeitshypothese. Es soll sich zeigen, ob er sich gegenüber der Annahme, daß die Schuppengrenzen eher als Blattverschiebungen aufzufassen wären, durchsetzt.

Widersprüchlich und ungeklärt ist die Tatsache, daß zwar aufgrund der Ausbisse die Schuppen SE-geneigt übereinanderzuliegen scheinen und somit auf Einingungstektonik schließen lassen, hingegen an den Aufschlüssen im Kleinbereich zahlreiche NNW-gerichtete Abschiebungen zu beobachten sind.

Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

ANDREAS SCHINDLMAYR
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In diesem Jahr wurden die Kartierungsarbeiten im kalkalpinen Gebiet NW des Almsees fortgesetzt. Neu kartiert wurde der Verlauf des Auerbachs sowie dessen hinterer Einzugsbereich, welcher im N von Mangstlhöhe und Zwieseleck, im W durch den N–S-verlaufenden Kamm von der Kote 1410 bis zum Steinberg und im S vom Donnerstein begrenzt wird.

gesagt werden kann, ob er demjenigen der Schuppe II entspricht, oder aus Schuppe IIA kommt. Gegen W wird GK tektonisch unterdrückt, während STK bis 940 m SH, dort angeschnitten vom Forstweg, zu verfolgen ist. In dessen Böschung wurde eine untergeordnete kleinräumige Verschuppung des STK mit ARK (Pr.73) festgestellt. Im Hangenden des STK treten z.T. mit diesem verbunden z.T. isoliert Kalke auf, die der PBF wie auch dem ARK zuzuordnen sind. Gemäß des beschriebenen SE-Fallens der Schichtglieder wie auch der Schuppe insgesamt wäre am Bergrücken südlich des Molertales ein umlaufendes Streichen zu erwarten. Die anisische Schichtfolge ist jedoch am NE-Hang nur bis in 940 m SH zu verfolgen und tritt erst wieder am S-Hang von 940 m an abwärts, mit GK im Liegenden auf. Am flachen und breiten Rückenamm selbst treten in E-W-Erstreckung Dolomitzögel und insbesondere N und SE davon gebankte Kalke auf, von denen angenommen wird, daß sie dem LAK angehören (Pr.79: Ladin allg.).

Aus dieser Situation wird geschlossen, daß nach der Schuppentektonik eine Deckenüberschiebung durch Wettersteindolomit und an seiner Basis in unterschiedlichem Ausmaße dolomitisierendem LAK stattgefunden hat.

Schuppe IIA

(nur im Straßenprofil abtrennbar) umfaßt 40 m mächtig Illyr 2 (Pr. 90) bis Fassan 1 (Pr. 93, 52/93). Sie besteht aus rostig verwitternden, gröbergebankten Encriniten (4,5 m), danach welligschichtigen, Hornsteinknollen-führenden dunklen etwas mergeligen Filament-Kalken, die lagenweise, besonders entlang der Bankungsfugen zu Knollenkalken deformiert sind. Über einer flach E-abtauchende Synklinale werden diese welligschichtigen, Hornsteinknollen-führenden Kalke (Mudstones, in Nestern feidetritisch) etwas heller, bis 12 m über ihrer Basis in einer 1,2 m mächtigen Mergelsequenz mit Kalkknollen und -lagen ein 20cm mächtiger grüner, stark lehmig verwitternder Tuffit folgt. Aus einer Kalkknolle direkt über dem Tuffit ließ sich Fassan 1 bestimmen. Eine Bestimmung der neben den Conodonten zahlreich und gut erhalten auftretenden Radiolarien dieser Probe steht noch aus. An den Tuffit schließt eine 17 m mächtige Folge die durch dunkle kompetente, mitunter ebenflächige, dm-gebankte Filament-Packstones, und -Wackestones gekennzeichnet ist. Sind die Schichtfugen durch cm-mächtige Mergellagen getrennt, neigen auch diese Kalke zur Boudinierung. Während die untere Hälfte dieser Folge in starkem Maße verkieselt ist (Knollen und Lagen), besonders hangend des Tuffites, nimmt dieses Merkmal in der oberen Hälfte ab und die Kalke werden heller sowie in ihrer Ausbildung flaseriger und knolliger, bis unter Einschaltung grünlicher Mergellagen und -flaser der hellbraune, dickbankige Kalk des Fassan 1 (RRK) an den auffälligen Störungsbe- reich grenzt. Entlang der NW-fallenden Störung hat es hier den Anschein als wäre er der S folgenden, als nächsthöher interpretierten Schuppe III aufgeschoben.

Auf der W-Seite des Grabens ist der RRK als sehr heller andeutungsweise rötlich oder grünlich gefärbter, untergeordnet schuttführender, Filament-Wacke- bis Packstone bis 820 m zu verfolgen. Deutlich rippenbildend setzt er weiter westlich bei 860 m wieder ein, um bis in den Bereich der Verebnung bei 920–925 m, dort um 100 m tektonisch S-versetzt, anzustehen. Durch eine kleine Schuttrinne W des Bachbettes (760-790 m) wird er vom STK der nächstfolgenden Schuppe III getrennt, während er auf der Verebnung bei 925 m, getrennt durch den Forstweg SE von Dolomit begrenzt wird.

Schuppe III

(inklusive LAK von 30 m) umfaßt die hangende Schichtfolge von 150 m Mächtigkeit zwischen 760 m und 720 m Seehöhe (Ende des vermessenen Profils). Sie umfaßt, abgesehen von einem an der Störung eingeschuppten GK-Schürfling, STK (37 m), darüber PBF (20 m bis zum N Graben) und E davon eine Abfolge, die bezüglich Mächtigkeiten und Fazies jener von Schuppe IIA sehr gut vergleichbar wäre, einen entsprechenden Tuffit beinhaltet und bis zum RRK reicht. Allerdings wurde hier anhand von Conodonten zwischen Tuffit und RRK Illyr festgestellt! Hangend des RRK (7 m), der auch hier mit Fassan 1 datiert ist, tritt nach einem Übergangsbereich von 10,2 m aus leicht flaserig-knolligen, gebankten, allgemein eher detritischen Kalken ein stark aufgewittertes Paket gebankter, mergeliger Kalke in 5 m Mächtigkeit auf, dessen basaler Anteil tektonisch in stärkerem Maße zerschert ist. Zur Zeit fehlt es noch an Belegen, um in diesem Kalkpaket die hangende Grenze von Schuppe III zu ziehen, wie dies der bereits dargelegte hypothetische Baustil erforderte. Im Profil folgen hangend 20-30 m mächtig an der Straße aufgeschlossen LAK, gebankt, nur untergeordnet verkieselt und in den hangenden Anteilen mit zwischengeschaltetem Tuffit (Haupttuffit Grenze Langobard 1/2). Bedingt durch die hier dominierenden Scherflächen ist die Anzahl der Tuffithorizonte unbekannt. Der LAK geht nach ungefähr 30 m gegen E unter Wechsellagerung in zuerst gebankten, dann massigen Dolomit über.

Schuppe III ist gegen N nicht weiter zu verfolgen, nur im E-Hang ist RRK bis 810 m anstehend. Teilweise treten auch PBF und ARK in seinem Liegenden auf. Hingegen wird der N-Hang aus Kalken aufgebaut, die entweder LRK zuzuordnen sind, oder, aufgrund tw. zu beobachtender Schuttfazies, dem LAK angehören. Da letzterer, von seinem unbekanntem stratigraphischen Umfang abgesehen, auch faziell, was z.B. den Anteil an Mikriten betrifft, erst ungenügend charakterisiert ist, ist die Frage der Zuordnung noch nicht endgültig geklärt. Südlich des Hauptgrabens grenzt diese Schuppe an einer steilen WNW–ESE-Störung an Dolomit.

Der aufgezeigte tektonische Baustil dient im weiteren als Arbeitshypothese. Es soll sich zeigen, ob er sich gegenüber der Annahme, daß die Schuppengrenzen eher als Blattverschiebungen aufzufassen wären, durchsetzt.

Widersprüchlich und ungeklärt ist die Tatsache, daß zwar aufgrund der Ausbisse die Schuppen SE-geneigt übereinanderzuliegen scheinen und somit auf Einingungstektonik schließen lassen, hingegen an den Aufschlüssen im Kleinbereich zahlreiche NNW-gerichtete Abschiebungen zu beobachten sind.

Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

ANDREAS SCHINDLMAYR
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In diesem Jahr wurden die Kartierungsarbeiten im kalkalpinen Gebiet NW des Almsees fortgesetzt. Neu kartiert wurde der Verlauf des Auerbachs sowie dessen hinterer Einzugsbereich, welcher im N von Mangstlhöhe und Zwieseleck, im W durch den N–S-verlaufenden Kamm von der Kote 1410 bis zum Steinberg und im S vom Donnerstein begrenzt wird.

Geologisch wird das Aufnahmegebiet zur Gänze dem ausgedehnten Hauptdolomitareal der Staufen-Höllengebirgsdecke zugeordnet. Der im Gebiet des Auerbachs überwiegend flach, hauptsächlich nach NW bis NNE einfallende Hauptdolomit erreicht eine Mächtigkeit von mindestens 600 m.

Der Hauptdolomit wird von hellbraunen bis graubraunen, z.T. auch dunkelgrauen Kalken überlagert, in dessen Liegendpartien noch ein oder zwei bis zu 10er m mächtige (Haupt)Dolomitlagen zwischengeschaltet sein können. Die z.T. oolithischen, bereichsweise auch dolomitierten Kalke bilden auffallende Wandstufen und bauen hier die höchsten Gipfelpartien auf. Am Kamm zwischen Zwiesel-eck und Kote 1410 treten diese Kalke in dünnbankiger (ca. 1–3 dm mächtig), ebenflächiger Form auf (Plattenkalk?), während sie im Bereich des Steinberg- und Donnersteingipfels überwiegend dickbankig bis massig ausgebildet sind (Rhätkalk i.a., Dachsteinkalk). Letztere können aufgrund ungleichmäßiger, z.T. weißgelblicher bis rötlich-brauner oder dunkelgrauer Färbung auch fleckigen Charakter haben. Die Kalke streichen im allgemeinen NW–SE, weichen also z.T. deutlich von der Hauptstreichrichtung des unterlagernden Hauptdolomits ab.

Am Donnerstein und eventuell auch an der Steinberg E-Seite dürfte zwischen Hauptdolomit und massigem Rhätkalk ein tektonischer Kontakt vorliegen, worauf etwa das Fehlen der i.a. zwischengelagerten, plattig ausgebildeten Kalke oder auch eine z.T. beträchtliche Brekzierung des unterlagernden Hauptdolomits hinweisen. An der Steinberg E-Seite ist die Abfolge Hauptdolomit – Rhätkalk außerdem an einer Reihe kleiner, überwiegend NE–SW streichender Störungen versetzt.

Etwa 200 m SW des Steinberggipfels befindet sich ein kleiner Aufschluß von Werfener Schichten (freundlicher Hinweis von H. EGGER), wo sich auch ein kleiner Quellaustritt befindet. Bei diesem Vorkommen könnte es sich um einen Erosionsrest der ehemals weiter nach N reichenden Totengebirgsdecke handeln (zur heutigen Nordgrenze der Totengebirgsdecke vgl. Aufnahmeberichte SCHINDLMAYR, 1991, 1992 und Aufnahmebericht SCHERMAIER, 1992).

Bis in eine Höhe von ca. 900 m Sh. sind die Hänge des Auerbachtals sowie auch dessen Seitengraben bereichsweise von recht mächtigen Moränenablagerungen bedeckt. Darüber trifft man bis in etwa 1200 m Sh. auch immer wieder auf erratische Blöcke und kleine, mit Moränenmaterial gefüllte Nischen (Moränenstreu).

* * *

Siehe auch Bericht über Blatt 66 Gmunden von A. SCHERMAIER (S. 456).

Blatt 69 Großbraming

Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 69 Großbraming

PETER FAUPL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Aufnahmestätigkeit des Jahres 1993 im Umfang von sechs Geländetagen konzentrierte sich im wesentlichen auf drei Gebiete, in denen noch Lücken in der Kartierung des Kartenblattes bestanden.

Nordrand der Anzenbachmulde (unmittelbar nördlich der Siedlung Anzenbach)

Zwischen den tithon-neokomen Aptychenschichten des Muldenkernes und dem Hauptdolomit konnte ein zusammenhängender Zug von Plattenkalk kartiert werden. Im Schnapperlgraben und im Meistergraben folgen direkt über dem Plattenkalk mit S- bzw. SW-Einfallen bunte Kalke vom Typ Adneter Kalk/Hierlatzkalk. Es fanden sich keine Hinweise auf Kössener Schichten und Oberrhätkalk. Diese bunten Jurakalke bilden jedoch keinen zusammenhängenden Zug, denn sie fehlen im Almgraben, der zwischen den beiden vorher erwähnten Gräben liegt. Es konnten auch keine Radiolarite und Kieselkalke, wie sie im Südschenkel der Mulde, auf der Kalblingmauer (Kt. 791), erschlossen sind, beobachtet werden. Die Annahme, daß im Nordschenkel zwischen den Aptychenschichten und dem Hauptdolomit beträchtliche Abscherungen und tektonische Reduktionen der Schichtfolge stattgefunden haben, ist demnach gerechtfertigt. Die bunten Jurakalke sind jedoch mit dem Plattenkalk direkt verbunden. Das

Fehlen von Kössener Schichten ist für den gesamten Bereich der Anzenbachmulde kennzeichnend, so daß zwischen Plattenkalk und Jurakalken eine Schichtlücke angenommen werden muß.

In den grauen „Neokom-Mergeln“, die im östlichsten Bereich der Anzenbachmulde über den Aptychenkalken folgen und in einem kleinen Steinbruch an der Straße zwischen Anzenbach und der Brennhöhe erschlossen sind, konnte Unterhauerive-Alter mit Hilfe von Ammoniten und Aptychen nachgewiesen werden (VASICEK et al., 1994, Jb. Geol. B.-A., 137/1).

Zeckertkogel – Würfling – Kleiner Reitpfadkogel

Am Nordabhang des Kleinen Reitpfadkogels sowie am Würfling lagern Gosauablagerungen dem Hauptdolomit auf. Diese Oberkreidensedimente gehören zum großen Gosauvorkommen westlich der Weyerer Bogenstruktur. Am Würfling liegen dem Hauptdolomit hellgraue Dolomitfeinbreccien bis -feinkonglomerate auf, die auch in dolomitische Sandsteine übergehen. Vereinzelt sind auch Partien mit größeren Komponenten (2–3 cm Gerölldurchm.) zu beobachten. Diese basalen Bildungen lassen keinerlei Rotfärbung erkennen. Im Dünnschliff sind neben den karbonatischen Gesteinsfragmenten vor allem Echinodermengrus, Lithothamnienbruchstücke und div. Schalenfragmente zu beobachten, die die marine Natur dieser basalen Gosaubildungen belegen. Siliziklastischer Detritus fehlt. Im Gipfelbereich des Würfling finden sich hellgraue mergelige Siltite mit einigen inkohlten Komponenten. Eine Untersuchung auf Nannofossilien blieb negativ. Die unmittelbare Gipfelpartie des Zeckertkogels (Kt. 744) wird von einem isolierten Rest dieser basalen Gosaubildungen

Tektonik

Die im Gebiet verbreiteten Flyschsedimente sind stark gefaltet, wobei steilstehende und überkippte Lagerung oft zu sehen ist.

Besonders intensive Verfaltung zeigen die Kaumberg-Formation und die Agsbachschichten. Im westlichen Teil sind zwei tektonische Schuppen zu beobachten, wobei die südliche, bestehend aus der Quarzitserie und der Kaumberg-Formation auf die nördliche Laab-Formation

(Hoisschichten) aufgeschoben ist. Diese WSW–ENE-verlaufende Überschiebung ist durch lokale NW–SE-verlaufende Störungen versetzt und endet zwischen Weidenbach und Hanefbach an einer NW–SE-verlaufenden Störungszone, an der auch die Quarzitserie und Kaumberg-Formation ihr östliches Ende finden.

Im E-Teil des Gebietes, beim Hanefbach, befindet sich eine durch das Bruchsystem gestörte Brachysynclinalen von Agsbachschichten.

Blatt 66 Gmunden

Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 66 Gmunden

RAINER BRAUNSTINGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Großalm – Scherhauftenwies

Die Talfüllung im Aurachtal zwischen „Forstamt“ und dem Wirtshaus Großalm besteht aus einer ostwärts geneigten, durchschnittlich 10 m mächtigen Schotterplatte. Die überwiegend karbonatischen Kiese führen Steine und Blöcke bis 1 m Größe. Im Graben bei Scherhauftenwies und im Süden entlang des Weidensbaches sind die Schotter konglomeriert. Etwa 5 m über dem Weidensbach lagern die Konglomerate auf verfalteten roten und schwarzen Kalkmergeln der Buntmergelserie. Die parallel zur Schichtung ostwärts einfallende Konglomeratoberfläche ist stark verlehmt.

Im Graben südlich von Scherhauftenwies sind mehrere Brunnen in dieses Konglomerat geschlagen worden. Neben dem östlichsten Brunnen schneidet der Graben drei kleine Aufschlüsse der unterlagernden Buntmergelserie an: neben einem typisch weiß-rotfleckigen Kalkmergel stehen weiße Kalksandsteine mit millimeterdicken dunklen Lagen und ein schwarzer mylonitisierter Tonschiefer an. Alle liegen knapp nebeneinander und fallen nach S.

Kienklause

Zwischen Kienklause, Krahergtaferl und der Aurachkarhütte ist dem Höllengebirge ein ausgedehnter Hangschuttkegel mit einigen Lokalmoränen vorgelagert. Ein südlicher Zubringer des Kienbaches ist 15 Meter tief in Moräne mit Kalkblöcken bis 2 m Durchmesser eingeschnitten, ohne den unterlagernden Flysch zu erreichen. Dieser Moränenzug streicht von der Kienklause ostwärts über die Straße und den Kienbach bis zur Kote 710. Zementmergelserie ist nur unmittelbar östlich der Kienklause an einer Kurve der Straße und im Kienbach aufgeschlossen. Diese wird etwa 10 m oberhalb der Straße und 15 m über dem Kienbach von mächtiger Moräne überlagert.

Im Westen setzt sich dieser Zementmergelzug bis zum Attersee fort, gegen Osten ist er nicht zu verfolgen: die Verwitterungslehmschicht bergseits von etwa 700 m Seehöhe weist auf unterlagernde, braune, mürb verwitternde Sandsteine hin. An der Forststraße in 700 m Seehöhe ist ein solcher Sandstein aufgeschlossen und von stark zerschernten roten und grünen Tonmergeln mit Siltsteinbänkchen überlagert. Es werden Reiselberger Sandstein und Obere Bunte Schiefer vermutet.

Wegen des dichten Jungwuchses sind vom Kienbach bis zur Aurachkarhütte die teilweise vorhandenen Rutschungen in der Lehmdecke kaum zu erfassen und konnten nur teilweise kartiert werden.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal

HERMANN KOHL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Vorgelegt wird die Kartierung des Quartärs zwischen Almtal und dem Ostrand des Kartenblattes und von dessen Nordrand bis zum Fuß der Flyschalpen. Dabei wurden frühere Unterlagen aus eigenen Begehungen herangezogen und durch Neubehgehungen ergänzt. Der Rand der Flyschalpen ist bei nur seltenen Ausbissen des anstehenden Gesteins im allgemeinen durch den steilen Gelän-

deanstieg gekennzeichnet. Diesem ist vielfach eine Fußzone vorgelagert, die über dem anstehenden Gestein eine oft mehrere Meter mächtige Lehm-Schuttdecke trägt. Sie überdeckt häufig auch noch die Grenze vom Flysch zu den Quartärsedimenten.

Eine lamellig-schichtige, dicht gepreßte Lagerung zeigt fallweise, z.B. südlich Heiligenleithen und am NW-Fuß des Rückens von Magdalenaberg, daß diese Decke vorwiegend auf periglaziale Solifluktion und, wenn locker gelagert, auf spätglaziale Verwitterung, Hangabtragung und Ablagerung zurückzuführen ist.

Am Blattostrand tritt Flysch im obersten Steilabfall zum Kremstalbecken noch bis nördlich Dornleiten zutage, wo er beim Straßenausbau gut einzusehen war; ein Hinweis,

daß Flysch auch unter mächtigen Quartärsedimenten noch mehrere km nach N reicht. Unklar bleibt die bis unter 500 m abfallende schwach geneigte, an den Flyschrücken des Magdalenaberges anschließende und an der HT-Schüttung der Pettenbachrinne endende Fläche zwischen Heiligenleithen und Dürn.

Erst am Waldrand finden sich gröbere Lesesteine aus den anschließenden Feldern mit Komponenten aus dem Almtal, die auf ein älteres Quartärsediment schließen lassen. Als ältestes Quartärsediment im Kartenbereich ist Moränenmaterial im NE und E des Magdalenaberges anzusprechen, das deutlich die höchsten Ansätze der Mindelmoränen des Steyr-Kremsgletschers überragt. In wenig über 620 m bildet es eine breite, vom Fuß des Magdalenaberges gegen Kirchberg am Fuße des Pernecker Kogels ziehende Schwelle, die wohl als Seitenmoränenwall des bis in den Raum Sattledt vorstoßenden i.S. A. PENCKS günzeitlichen Gletschers zu deuten ist. Bei der Abzweigung der Straße auf den Magalenaberg hinauf südöstlich Etzelsdorf gab ein Bauaufschluß Einblick in die tiefgründige lehmige Verwitterung und das blockreiche glazial geschliffene und gekritzte Material.

Ein stark erniedrigter Rest einer Seitenmoräne des günzeitlichen Almgletschers setzt etwa 1 km nördlich Pfaffing ein, zieht in weitem, flachem Bogen gegen die Autobahnbrücke über die Alm nördlich Vorchdorf, wo bei deren Bau das Moränenmaterial gut einzusehen war. Im Bereich des Blattes Grünau ist diese Moräne lehmbedeckt, und nur an den Steilrändern der bei Liegendorf einsetzenden, der Innenseite der Moräne folgenden Mulde treten immer wieder die zugehörigen Vorstoßschotter zutage. Die Moräne ist noch gut an dem Verlauf der Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet der Alm und dem der unmittelbar zur Traun führenden, periodisch vom Pettenbach durchflossenen Talung der Pettenbachrinne zu erkennen. Die zur Alm führenden Mulden folgen dem ehemaligen Zungenbecken, jene zur Pettenbachtalung der Abdachung der nach N geschütteten ÄDS.

Als nächst jüngeres Glied folgt die „Weiße Nagelfluh“ (WNF), die als Einlagerung in die günzeitlichen Zungenbecken des Alm- und des Steyr-Kremsgletschers zu finden ist. Letzterem ist das in der Pettenbachtalung knapp vor dem nördlichen Blattrand einsetzende Kalkkonglomerat im Liegenden der JDS zuzuordnen, das gleich nördlich des Blattrandes im Steinbruch Stadlhueb abgebaut wurde. Im Zentrum des Almgletscher-Zungenbeckens liegen die bis 30-35 m mächtigen Konglomerate bei Egenstein; hier unmittelbar über der durch Quellaustritte gekennzeichneten Molasse. Der stillgelegte Bruch in Egenstein gibt noch einen guten Einblick in die oberen 10 m dieses Sedimentes. Starke Verfestigung mit Klüftung und Sinterbildung, ein vorherrschender Kalkanteil bei fast fehlenden Kristallin- und Quarzgeröllen, gute Sortierung, unregelmäßige, aber deutliche Schichtung bis zu deltaartigen Partien, lagenweises Vorherrschen fein- bis mittelkörniger Gerölle und unregelmäßig eingelagerte, oft eckige Flysch- und Kalkblöcke kennzeichnen dieses Sediment. Die Oberfläche stellt eine wellige Erosionsform im Niveau der rißeiszeitlichen Hochterrasse dar, wobei auch im Aufschluß der Eindruck einer geringmächtigen, z.T. lehmigen Umlagerungsdecke entsteht. Die stratigraphische Stellung der WNF als kaltzeitliches Sediment zwischen Günz- und Mindelsedimenten, von denen die WNF jeweils durch warmzeitliche Bodenreste getrennt ist, ist besser im Kremstal zu erkennen.

Der östliche Blattbereich wird von dem beherrschenden, mächtigen mindelzeitlichen Moränenkomplex des

Steyr-Kremsgletschers eingenommen. Er reicht bis zu einer Linie nach W, die von Pettenbach wenig östlich der Grünauer Lokalbahn bis zur Hst. Wilfling verläuft und dann spitz nach E über den Aiterbach hinweg bis zu dessen rechtem Nebenbach vorspringt. Die Krone dieses Höhenzuges verläuft dem östlichen Blattrand entlang in N-Richtung. Bei Pratsdorf und bei Schachadorf nach NW vorspringende Sporne erwecken den Eindruck, daß ein erster Gletschervorstoß etwa der Richtung des oberen Aiterbaches gefolgt sein dürfte und erst später, wohl im Zusammenhang mit einer entsprechenden Oszillation des Gletschers der Vorstoß weiter nach N erfolgt sei, wo sich eine ähnliche Situation am oberen Riedbach (Blatt Wels) wiederholt.

Die mehrere Meter tiefe Verwitterung läßt zwar keine Staublehmdecke erkennen, wohl aber ergeben sich lokal Anhaltspunkte für eine wahrscheinlich wiederholte solifluidale Verlagerung im Oberflächenbereich. Dies trifft besonders gegen den sich verflachenden Hangfuß hin zu, z.B. beiderseits des Aiterbaches bei Pürsting und Grubing. Das zum oberen Aiterbach und von den erwähnten Spornen auch nach außen orientierte Entwässerungsnetz entwickelt schon von den ersten Quellen an ausgeprägte holozäne Talsohlen, die infolge der zahlreichen mit den stockwerkartigen Quellhorizonten in der Moräne zusammenhängenden Wasseraustritten rasch verbreitert werden. Erwähnenswert ist auch die infolge des großen Feinstoffgehaltes der Moränen gegenüber den Schotterplatten oft stark verzögerte Abgabe des Grundwassers.

Die mit dieser Moräne verknüpften Jüngerer Deckenschotter (JDS) gehören der Kremstalfazies an und treten im Blattbereich nur im oberen Aiterbachtal als Vorstoßschotter im Liegenden der Moräne auf. Dagegen kommen JDS in Almtalfazies, erkennbar an der großen Zahl dunkler Gutensteiner und Reiflinger Kalke in zwei Verbreitungsgebieten vor. Ein östliches setzt gleich nördlich Pettenbach ein, verbreitert sich nach N hin zwischen dem Pettenbach und dem Moränenrand und unterlagert randlich die Moräne, aus der aber diese Schotter nicht hervorgegangen sind. Weiter im N (Blatt Wels) verengt sich dieses Schotterplateau und führt als Aiterbach-Schotterflur bis zum Trauntal oberhalb Wels. Das westliche Verbreitungsgebiet von Pfaffing-Gundendorf füllt den Ostteil des günzeitlichen Almgletscher-Zungenbeckens aus, bildet von Pfaffing an den Steilrand zum Almtal, der vorübergehend bei Egenstein zurückweicht und nach der ersten Stufe in der WNF bei Felling ein zweites Stockwerk einnimmt. Die Schotter sind auf dem Plateau von Staublehm überlagert, beißen aber entlang des Almtal-Steilrandes, wo größere Aufschlüsse bei Pfaffing, Felling und Theuerwang einen guten Einblick geben, aus und werden gegen den nördlichen Blattrand zu auch an den Steilhängen der meist asymmetrisch entwickelten, im Oberlauf wasserlosen Mulden sichtbar.

Die östliche Schüttung dürfte die ältere sein, nicht nur weil sie von den Mindelmoränen aus dem Kremstal z.T. überlagert wird, sondern weil hier eine alte Rinne im Schlierrelief einen wohl schon vormindelzeitlichen Abfluß aus dem Almtal heraus nach NE erkennen läßt, während die Schüttung längs des Almtales völlig unabhängig über einem Hochbereich des Schlierreliefs hinwegführt.

Die rißeiszeitlichen HT-Schotter aus dem Almtal wurden vom Alpenrand an geradlinig nach N geschüttet. Sie verlassen westlich Pettenbach das Almtal und füllen schließlich die nördlich Pettenbach bis 35 m, zwischen Eberstallzell und Steinerkirchen (Blatt Wels) sogar >50 m in das Schlierrelief eingeschnittene Pettenbachrinne auf. Dabei

ergeben sich Schottermächtigkeiten um 60 m in der Umgebung von Pettenbach, wobei Bohrungen (1990) dafür sprechen, daß der Liegendbereich hier älteren Schüttungen angehören dürfte. Gegen den nördlichen Blattrand nimmt die Gesamtmächtigkeit auf <50 m ab, bleibt aber auch im breiteren nördlichen Abschnitt (Bl. Wels) um 50 m, wobei sich keine Anhaltspunkte für ältere Liegendschüttungen ergeben. Die Rinne führt Grundwasser, wobei eine Einspeisung aus dem Almtal bisher nicht nachweisbar war. Sie erfolgt anscheinend nur durch die Versickerung des aus der Mindelmoräne kommenden oberen Pettenbaches und des z.T. auch vom Flyschrand gespeisten Dürnbaches. Auch die Reißschotter der Pettenbachrinne tragen etwa von Pettenbach nordwärts eine Lehmdecke, so daß wieder nur an den Steilrändern der langen, im wesentlichen wasserlosen Dellen die an der Oberfläche verwitterten Schotter sichtbar werden. Südwestlich Pettenbach, im Raum um Heiligenleithen, fehlt die Lehmdecke.

Nach Auffüllung der Pettenbachrinne muß noch während der Reißzeit der Fluß ins heutige Almtal abgelenkt worden sein, wie die Erosionsterrassen von Egenstein und nördlich davon bezeugen, die nur eine bescheidene Umlagerungsdecke verlehmteter Schotter tragen. Reißzeitliche Erosionsformen über JDS mit ebenfalls geringfügigen Umlagerungen finden sich nördlich vom Austritt des Aiterbaches aus der Mindelmoräne. Reste solcher Erosionsformen sind längs des Aiterbachtals auch weiter nördlich (Blatt Wels) immer wieder anzutreffen. Sie sind als periglazifluviale Bildungen zu deuten.

Die würmzeitlichen Niederterrassen-(NT)-Schotter folgen, in mehrere Stufen aufgegliedert, bereits ausschließlich dem heutigen Almtal. Sie setzen rechtsseitig als fast zusammenhängende Schüttung südlich Rankleiten ein, umschließen die vom HT-Sporn Heiligenleithen abgetrennte HT-Insel und bilden den westlich Pettenbach weit vorspringenden Terrassensporn, dessen Ausläufer bis Pfaffing reichen. Längs des Steilrandes in der WNF bei Egenstein leiten einige zusammenhanglose Leisten über zur NT des Theuerwanger Forstes. Da die Schotter auch eine vor ihrer Schüttung erodierte Rinne ausfüllen, schwankt ihre Mächtigkeit in den erhaltenen NT-Resten. Bezogen auf das jeweils tiefste Rinnenniveau betragen die Mächtigkeiten jedoch am Alpenrand um 50 m, im Theuerwanger Forst um 45 m, wo die Grundwasserführende Rinne mit der größten Mächtigkeit unmittelbar unter dem älteren Steilrand durchzieht, aber gegen die Alm hin der höher aufragende Molassesockel angeschnitten wird. Eine ursprünglich isolierte kleine NT-Insel am Ausgang des Sausbachtals wurde durch Abbau in eine unter das holozäne Talniveau hinunterreichende Hohlform verwandelt.

An die NT-Schüttung des Almtales schließt im Sausbachtal eine entsprechende periglazifluviale Schüttung aus dem Flyscheinzugsgebiet des Baches an.

Im Holozän ist rechts der Alm nur unmittelbar an der Ausmündung des Sausbaches in das Almtal eine bescheidene Stufung vorhanden. Anschließend versickert der Sausbach in der Talsohle.

Die bis zu einigen Metern mächtigen Staublehmdecken verdecken z.T. die Grenzen zwischen den einzelnen Grob-sedimentdecken, so z.B. zwischen den HT-Schottern der Pettenbachrinne und dem westlich benachbarten Günz-moränenrest bzw. ÄDS, aber auch zum JDS bei Pfaffing.

Die km-langen wasserlosen Mulden in den Schotterplatten sind grundsätzlich mit eiszeitlichem Solifluktion-lehm und -schutt erfüllt. Sie führen in der Gegenwart bestenfalls episodisch Wasser, das ab Erreichen des Schot-terniveaus versickert. Anthropogene Maßnahmen wie das

Durchziehen von Feldern über die Mulden hinweg haben in den letzten Jahrzehnten Abtragung und Sedimentation wieder belebt.

Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau/Almtal

DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1994 wurde hauptsächlich die Ablagerung des Bergsturzes im Almtal in ihrer Verbreitung und Beziehung zu den glazialen Sedimenten des Spätglazials kartiert.

Bis in welche Höhe der würmzeitliche Gletscher im Becken des Almsees gereicht hat, konnte noch nicht sicher erfaßt werden. Im Tal des Dürrenbaches ist die orographisch rechte Flanke mit Grundmoräne bedeckt. Diese enthält neben vielen kantengerundeten Dolomiten verschiedene Kalke, die durchwegs besser gerollt sind und häufig Kritzer aufweisen. In ihrer Zusammensetzung weist sie auf ein größeres Einzugsgebiet als den Dürrenbach selbst hin, das wohl die ausgedehnten Karräume nördlich des G. Woising umfaßt.

Westlich der Kote 801 m ist der Talboden bis in eine Höhe von ca. 900 m mit verschwemmtem Moränenmaterial gefüllt. Es bildet eine wellige Talfüllung, die in eine ebene Eisrandterrasse in 830–35 m Höhe ausläuft und zu beiden Seiten des Tales erhalten ist.

Die Geschiebe der Grundmoräne sowie der Eisrandterrasse zeigen die selbe Zusammensetzung wie die Moräne weiter talabwärts. Daraus kann geschlossen werden, daß der Talkessel des Dürrenbaches zum Hochglazial von Eis aus dem Süden mindestens bis zu einer Höhe von ca. 900–950 m erfüllt worden war.

Als der Bergsturz im Almtal erfolgte, war das Eis aus dem Becken des Almtales, zumindest am Nordrand, weitgehend verschwunden, so daß sich hier ein Nebenstrom ausbreiten konnte. Seine Reste sind am Nordrand immer wieder – teilweise unter dem Hangschutt – aufgeschlossen. Das südlichste Vorkommen stellen die 3–5 m hohen Hügel in der Schwemmkegeloberfläche westlich Schwarzbrunn dar. Ob dieses, nur geringe, Eindringen des Sturzstromes darauf zurückzuführen ist, daß er hier auf eine Eismasse (aktive Gletscherzunge oder Toteiskörper) traf, oder ob es sich nur um einen kleinen Teilstrom handelt, der bald auslief, kann nicht sicher beantwortet werden, obschon erstere Variante die wahrscheinlichere ist. Eine dritte Möglichkeit wäre noch, daß die Bergsturzmaterialien in dem etwas übertieften Becken von den jungen Schwemmkegelsedimenten überschüttet wurden und nur die höchsten Teile zu sehen sind. Der Hauptstrom des Bergsturzes ist jedoch nördlich der steilen Nase südwestlich Jagersimmerl, die teilend wirkte, im Almtal abgeflossen.

Bis zu der Teilung erfüllte der Bergsturzschtstrom das Tal des Straneggbaches, bis auf kleine randliche Bereiche, im Süden zur Gänze. Dabei erreichten die dicht nebeneinander liegenden Tomahügel durchwegs 600–620 m Höhe (max. 640 m) und sind mit großen Kalkblöcken übersät, wie sie sehr gut an der Straße Jagersimmerl – Almsee zu sehen sind.

Ab der Teilung ändert sich das Erscheinungsbild der Bergsturzablagerungen erheblich. Die Tomahügel nehmen rasch an Höhe ab. Ebenso gehen die großen Blöcke an der Oberfläche deutlich zurück und sind bis zum

ergeben sich Schottermächtigkeiten um 60 m in der Umgebung von Pettenbach, wobei Bohrungen (1990) dafür sprechen, daß der Liegendbereich hier älteren Schüttungen angehören dürfte. Gegen den nördlichen Blattrand nimmt die Gesamtmächtigkeit auf <50 m ab, bleibt aber auch im breiteren nördlichen Abschnitt (Bl. Wels) um 50 m, wobei sich keine Anhaltspunkte für ältere Liegendschüttungen ergeben. Die Rinne führt Grundwasser, wobei eine Einspeisung aus dem Almtal bisher nicht nachweisbar war. Sie erfolgt anscheinend nur durch die Versickerung des aus der Mindelmoräne kommenden oberen Pettenbaches und des z.T. auch vom Flyschrand gespeisten Dürnbaches. Auch die Reißschotter der Pettenbachrinne tragen etwa von Pettenbach nordwärts eine Lehmdecke, so daß wieder nur an den Steilrändern der langen, im wesentlichen wasserlosen Dellen die an der Oberfläche verwitterten Schotter sichtbar werden. Südwestlich Pettenbach, im Raum um Heiligenleithen, fehlt die Lehmdecke.

Nach Auffüllung der Pettenbachrinne muß noch während der Reißzeit der Fluß ins heutige Almtal abgelenkt worden sein, wie die Erosionsterrassen von Egenstein und nördlich davon bezeugen, die nur eine bescheidene Umlagerungsdecke verlehmteter Schotter tragen. Reißzeitliche Erosionsformen über JDS mit ebenfalls geringfügigen Umlagerungen finden sich nördlich vom Austritt des Aiterbaches aus der Mindelmoräne. Reste solcher Erosionsformen sind längs des Aiterbachtals auch weiter nördlich (Blatt Wels) immer wieder anzutreffen. Sie sind als periglazifluviale Bildungen zu deuten.

Die würmzeitlichen Niederterrassen-(NT)-Schotter folgen, in mehrere Stufen aufgegliedert, bereits ausschließlich dem heutigen Almtal. Sie setzen rechtsseitig als fast zusammenhängende Schüttung südlich Rankleiten ein, umschließen die vom HT-Sporn Heiligenleithen abgetrennte HT-Insel und bilden den westlich Pettenbach weit vorspringenden Terrassensporn, dessen Ausläufer bis Pfaffing reichen. Längs des Steilrandes in der WNF bei Egenstein leiten einige zusammenhanglose Leisten über zur NT des Theuerwanger Forstes. Da die Schotter auch eine vor ihrer Schüttung erodierte Rinne ausfüllen, schwankt ihre Mächtigkeit in den erhaltenen NT-Resten. Bezogen auf das jeweils tiefste Rinnenniveau betragen die Mächtigkeiten jedoch am Alpenrand um 50 m, im Theuerwanger Forst um 45 m, wo die Grundwasserführende Rinne mit der größten Mächtigkeit unmittelbar unter dem älteren Steilrand durchzieht, aber gegen die Alm hin der höher aufragende Molassesockel angeschnitten wird. Eine ursprünglich isolierte kleine NT-Insel am Ausgang des Sausbachtals wurde durch Abbau in eine unter das holozäne Talniveau hinunterreichende Hohlform verwandelt.

An die NT-Schüttung des Almtales schließt im Sausbachtal eine entsprechende periglazifluviale Schüttung aus dem Flyscheinzugsgebiet des Baches an.

Im Holozän ist rechts der Alm nur unmittelbar an der Ausmündung des Sausbaches in das Almtal eine bescheidene Stufung vorhanden. Anschließend versickert der Sausbach in der Talsohle.

Die bis zu einigen Metern mächtigen Staublehmdecken verdecken z.T. die Grenzen zwischen den einzelnen Grob-sedimentdecken, so z.B. zwischen den HT-Schottern der Pettenbachrinne und dem westlich benachbarten Günz-moränenrest bzw. ÄDS, aber auch zum JDS bei Pfaffing.

Die km-langen wasserlosen Mulden in den Schotterplatten sind grundsätzlich mit eiszeitlichem Solifluktion-lehm und -schutt erfüllt. Sie führen in der Gegenwart bestenfalls episodisch Wasser, das ab Erreichen des Schotterniveaus versickert. Anthropogene Maßnahmen wie das

Durchziehen von Feldern über die Mulden hinweg haben in den letzten Jahrzehnten Abtragung und Sedimentation wieder belebt.

Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau/Almtal

DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1994 wurde hauptsächlich die Ablagerung des Bergsturzes im Almtal in ihrer Verbreitung und Beziehung zu den glazialen Sedimenten des Spätglazials kartiert.

Bis in welche Höhe der würmzeitliche Gletscher im Becken des Almsees gereicht hat, konnte noch nicht sicher erfaßt werden. Im Tal des Dürrenbaches ist die orographisch rechte Flanke mit Grundmoräne bedeckt. Diese enthält neben vielen kantengerundeten Dolomiten verschiedene Kalke, die durchwegs besser gerollt sind und häufig Kritzer aufweisen. In ihrer Zusammensetzung weist sie auf ein größeres Einzugsgebiet als den Dürrenbach selbst hin, das wohl die ausgedehnten Karräume nördlich des G. Woising umfaßt.

Westlich der Kote 801 m ist der Talboden bis in eine Höhe von ca. 900 m mit verschwemmtem Moränenmaterial gefüllt. Es bildet eine wellige Talfüllung, die in eine ebene Eisrandterrasse in 830–35 m Höhe ausläuft und zu beiden Seiten des Tales erhalten ist.

Die Geschiebe der Grundmoräne sowie der Eisrandterrasse zeigen die selbe Zusammensetzung wie die Moräne weiter talabwärts. Daraus kann geschlossen werden, daß der Talkessel des Dürrenbaches zum Hochglazial von Eis aus dem Süden mindestens bis zu einer Höhe von ca. 900–950 m erfüllt worden war.

Als der Bergsturz im Almtal erfolgte, war das Eis aus dem Becken des Almtales, zumindest am Nordrand, weitgehend verschwunden, so daß sich hier ein Nebenstrom ausbreiten konnte. Seine Reste sind am Nordrand immer wieder – teilweise unter dem Hangschutt – aufgeschlossen. Das südlichste Vorkommen stellen die 3–5 m hohen Hügel in der Schwemmkegeloberfläche westlich Schwarzbrunn dar. Ob dieses, nur geringe, Eindringen des Sturzstromes darauf zurückzuführen ist, daß er hier auf eine Eismasse (aktive Gletscherzunge oder Toteiskörper) traf, oder ob es sich nur um einen kleinen Teilstrom handelt, der bald auslief, kann nicht sicher beantwortet werden, obschon erstere Variante die wahrscheinlichere ist. Eine dritte Möglichkeit wäre noch, daß die Bergsturzmaterialien in dem etwas übertieften Becken von den jungen Schwemmkegelsedimenten überschüttet wurden und nur die höchsten Teile zu sehen sind. Der Hauptstrom des Bergsturzes ist jedoch nördlich der steilen Nase südwestlich Jagersimmerl, die teilend wirkte, im Almtal abgeflossen.

Bis zu der Teilung erfüllte der Bergsturzschtstrom das Tal des Straneggbaches, bis auf kleine randliche Bereiche, im Süden zur Gänze. Dabei erreichten die dicht nebeneinander liegenden Tomahügel durchwegs 600–620 m Höhe (max. 640 m) und sind mit großen Kalkblöcken übersät, wie sie sehr gut an der Straße Jagersimmerl – Almsee zu sehen sind.

Ab der Teilung ändert sich das Erscheinungsbild der Bergsturzablagerungen erheblich. Die Tomahügel nehmen rasch an Höhe ab. Ebenso gehen die großen Blöcke an der Oberfläche deutlich zurück und sind bis zum

Jagdschloß gänzlich verschwunden. Parallel zu dieser Veränderung entwickelt sich zwischen den Hügeln eine Terrassenebene (z.B. nördlich Jagersimmerl), aus der Tomahügel aufragen. Diese bilden anfänglich neben einzelnen Hügeln noch geschlossene Areale (z.B. westlich Jagersimmerl, nördlich des Jagdschlusses), weiter nördlich talabwärts sind es dann nur noch Einzelhügel, die aus der Terrasse aufragen. Sie sind in abnehmender Zahl, Größe und Höhe bis in die Hechenau zu verfolgen. Ihre Verteilung im Talboden zeigt eine undeutliche Konzentration in einer Linie an, die von einer Talseite zur anderen pendelt, als wäre sie durch einen großen Strom abgelagert worden.

In zwei Kiesgruben (Hechenau und Vielhaber und südlich Auinger) ist eine deutliche Differenzierung innerhalb der Sedimente zu erkennen. Die Materialien unterhalb der ebenen Terrassenfläche sind kantengestoßene Dolomite und Kalke, die nur wenige Prozent an gerundeten Komponenten führen. Diese Materialien sind sehr locker gelagert und weisen einen überproportionierten Hohlraumgehalt auf. Die Sandkomponente fehlt weitgehend. Die Einzelkörner weisen durchwegs einen weißen Überzug von feinst zerriebenem Kalk (Schluff, Ton) auf, der aber nur selten die Hohlräume auch erfüllt. In den bis zu 5 m hohen Aufschlüssen in dem Material war außer einer geringen Verfeinerung des Kornes zum Hangenden zu keine Schichtung oder Klassierung in dem sehr gleichmäßigen Material zu erkennen. Das läßt darauf schließen, daß es sich dabei um eine Ablagerung handelt, die durch einen Suspensionsstrom auf einmal erfolgte.

In diesen lockeren Ablagerungen schwimmen als Komponenten immer wieder große Blöcke (20–50 cm) von völlig eckigen Karbonaten, sowie Linsen von geschichteten Kiesen und Bänderschluften, die bis zu 1,5 m Länge und 0,5 m Mächtigkeit aufweisen. Besonders die Kieslinsen können nur im gefrorenen Zustand transportiert worden sein, da sonst ihre ursprüngliche Schichtung zerstört worden wäre. Die Bänderschluftpakete zeigen manchmal eine deutliche Verbiegung und Faltung, die darauf schließen läßt, daß diese Seesedimente im weichen Zustand transportiert wurden.

Neben diesen Komponenten finden sich immer wieder kleinere (einige dm) und größere (mehrere Meter) Körper von extrem dicht gelagertem Kalkschutt in dem locker gelagerten Suspensionsmaterial. Dieses, die Korngrößen von Ton, Schluff bis Blockgröße umfassende Material ist durch den Bergsturz entstanden und bildet die Tomahügel

sowie die geschlossene Masse östlich Jagersimmerl, wo es immer wieder aufgeschlossen war.

In der Kiesgrube Vielhaber war zu sehen, daß diese Körper sowie einer der kleinen Tomahügel des Bergsturzmaterials in dem Suspensionsstrom schwimmend transportiert worden waren. Der kleine Tomahügel war an der Oberfläche transportiert worden und ragt 1 m aus der Terrassenfläche auf. Wahrscheinlich sind, entsprechend ihrer Verteilung im Talboden, alle kleinen Tomahügel zwischen Hechenau und dem Jagdschloß derartige schwimmende Brocken von verdichtetem Bergsturzmaterial, die in dem Suspensionsstrom schwimmend transportiert worden waren, wodurch ihre Verbreitung im Talboden erklärbar wäre.

Eine mögliche Erklärung für die Bildung dieses Suspensionsstromes kann sein, daß der Sturzstrom des Bergsturzes im Almtal im Bereich des Jagersimmerls auf einen See traf. Aus dessen Wasser wurde, mit Teilen der Bergsturzmasse vermengt, der Suspensionsstrom geformt, in dem noch nicht aufgeschlammte Brocken des primären, kompakten Bergsturzmaterials schwimmend transportiert wurden. Das aufgeschlammte Bergsturzmaterial wurde beim Transport schwach kantengerundet. Aus dem Seegrund müßten auch die Bänderschluftbrocken bezogen werden, die sich immer wieder finden.

Der Suspensionsstrom erfüllte das Almtal vom Jagersimmerl an bis mindestens knapp vor das Becken von Grünau, wo bei Reichenau das nördlichste Vorkommen dieser Sedimente zu finden war.

Aus diesem Ablauf und dem Mechanismus ist auch verständlich, wieso eine derartig große Transportdistanz des Bergsturzmaterials trotz des scharfen Knickes (Jagersimmerl) im Talverlauf möglich wurde.

Als Zeitpunkt des Ereignisses kann wahrscheinlich das Spätglazial angenommen werden, wie das G. ABELE (Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. – Wiss. AV Hefte, 25, München, 1974) vermutete, da die Verbreitung des Bergsturzmaterials unmittelbar unter dem Abrißgebiet die Existenz einer Gletscherzunge nahelegt. Diese Einstufung wird auch dadurch unterstützt, daß die palynologische Analyse mehrerer Bänderschluftbrocken durch das spärliche Auftreten von Pollen auf eine fehlende oder sehr schütterte Vegetation zur Bildungszeit des Bänderschluftes hinweist, wie sie am beginnenden Spätglazial in diesem Raum auftrat. Ebenso könnte die mögliche Füllung des Beckens um den Almsee mit Gletschereis auf diesen Zeitraum hindeuten.

Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und am Kalkalpennordrand auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

RAINER BRAUNSTINGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde die Aufnahme mit der Grenze der Kalkalpen zur Flyschzone im Rutzelbach begonnen. Das Rutzelbach-Halbfenster (GAITANAKIS, 1974) wurde von BRAUNSTINGL (1986) widerlegt. Im fraglichen Bereich nördlich der Grünburger Hütte ist zwar die wandbildende Op-

ponitzer Rauhwacke und der hangende Hauptdolomit durch großflächige Schuttkegel und Rutschmassen teilweise verdeckt, trotzdem zieht die Nordgrenze der tiefbajuvarischen Ternberger Decke nördlich und westlich des Kruckenbrettls geradlinig über den Rutzelbach und weiter nach Westen bis zum Fluß Steyr.

In den großflächigen Rutschungen und alten, verwachsenen Murenkröpfen konnten einige Aufschlüsse in 490 m Seehöhe entdeckt werden, die zum „Randcenoman“ (= Nordrandelement) gestellt werden können: es handelt sich um einen roten Krinoidenspatkalk, verkieselte Kalkmergel sowie Fleckenmergel der Allgäuschichten, die z.T. nur als Lesesteine kartierbar sind. Dieses Gestein ähnelt zwar

Die von W. SCHNABEL ausgezählten Schwermineralassoziationen sind geprägt durch eine Vorherrschaft von Zirkon (durchschnittlich 57 %), neben Turmalin und zum Teil viel Rutil. Bemerkenswert sind Chromitspuren (0,4–1,7 %) in drei der insgesamt acht ausgezählten Proben.

Die Tonmergel und Tonschiefer enthalten sehr arme stratigraphisch nicht einstuftbare Sandschalerfaunen. Nur in einem der insgesamt 12 ausgewerteten Proben hat M. BUBIK untereoziänes Alter (Zone mit *Reophax nodulosus*) festgestellt. Bessere stratigraphische Ergebnisse sind durch Nannofossilanalysen zu erhalten (H. EGGER). Trotz schlechtem Erhaltungszustand sind nicht selten untereoziäne Formen der Zonen NP12 bzw. NP12-13 zu finden.

Quartärablagerungen sind nur durch fluviatile Schotter und sandige Lehme vertreten, die die Talauen der Wasserläufe, insbesondere des Agsbaches und Münichbaches ausfüllen. Lehmig-steinige Schuttbedeckung ist hauptsächlich an Hangfüßen verbreitet. Seltene

Schwemmkegel bilden sich an den Mündungen der Seitentäler in das Haupttal.

Tektonik

Die im Gebiet verbreiteten Agsbachschichten bilden ein stark verfallenes Synklinorium, in dem neben subhorizontaler bis steilstehender auch überkippte Lagerung nicht selten ist. Die Verfaltung des Synklinoriums ist gut im Agsbachtal zu beobachten. Nördlich der Einmündung des Krottenbaches ins Haupttal ist eine SW–NE verlaufende Synklinalachse bis über das Parzerkreuz zur Kote 418 an der Straße Klausen-Leopoldsdorf – Gruberau verfolgbar. Die Faltenstrukturen sind durch lokale N/NNE–S/SSW streichende Störungen versetzt. Der Kontakt zwischen den untereoziänen Agsbachschichten und der oberkretazischen Kaumberg-Formation beim Agsbach ist sehr wahrscheinlich tektonisch und markiert wohl schon die Grenze zur Hauptklippenzone.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1994–1995 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau

HANS EGGER

Am äußersten Nordrand der Flyschzone steht im Graben E Ditzgut in etwa 490 m Seehöhe eine mergelreiche Flyschfazies an, die Nannoplankton des frühen Eozäns (NP11) geliefert hat. Leider ist diese Fazies hier sehr schlecht aufgeschlossen, sie läßt sich aber im Streichen nach Osten verfolgen und zeigt etwas bessere Aufschlüsse im nächsten größeren Grabeneinschnitt (Koordinaten: 496650/313500). Dort stehen an den linksseitigen Prallhängen graue siltige Mergel an, in die sich nur vereinzelt turbiditische Siltstein- und Kalksandsteinbänke einschalten. Die Nannoplanktonassoziationen aus den weichen Pelitgesteinen belegen mit *Tribrachiatulus orthostylus* (Typ B) wieder die Zone NP 11; in einer Probe tritt gemeinsam mit der erwähnten Art auch *Discoaster lodoensis* auf, womit die Zone NP 12 nachgewiesen wurde. Es ist dies das bisher jüngste belegte Alter von Gesteinen des Rhenodanubischen Flysches auf diesem Kartenblatt. Die stratigraphische Einstufung und die lithologische Ausbildung erlauben eine eindeutige Zuordnung der gefundenen Aufschlüsse zu der von EGGER (1995, N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 196/1) beschriebenen Anthering Formation. Auch die in dankenswerter Weise von Frau Dr. HOMAYOUN durchgeführten Tonmineralanalysen sprechen mit ihren hohen Anteilen von Smektit (62 %) und den niedrigen Gehalten an anderen Mineralen (Illit, 29 %, Chlorit, 5 % und Kaolinit, 4 %) für eine derartige Klassifikation.

Gegen Osten wird die Anthering Formation von einer NE–SW streichenden Störung begrenzt. An dieser scheinen rote Flyschschiefer eingeklemmt zu sein, da etwas bachaufwärts von den zuletzt erwähnten Aufschlüssen rote Tonsteine in einer kleinen Massenbewegung an der rechten Grabenflanke zu Tage treten. Diese Störung ist Teil einer großen Linksseitenverschiebung, welche die

Zementmergelserie des Feichtenberges abschneidet und an der das große Ultrahelvetikumsfenster des Wahlner Grabens sein Westende findet. Die Blattverschiebung ist in mehrere Teiläste aufgespalten; so gehört dazu auch die schon vor längerem beschriebene (s. Bericht 1991) Störung, welche annähernd parallel dem Laudachtal verläuft und dort paleozäne Anteile der Altlenzbach Formation an campanen Zementmergelserie unmittelbar angrenzen läßt. Sowohl diese Störung als auch der zuvor beschriebene Bruch zweigen in spitzem Winkel vom eigentlichen Hauptast der Blattverschiebung ab, der nach Südwesten über den Flachberg auf das Nachbarblatt (ÖK 66) hinüberstreicht und dort schließlich im Aurachtal seine Fortsetzung findet. Die Störung bewirkt dort das Vorspringen des Kalkalpennordrandes im Bereich des Höllengebirges. Östlich des Almtales streicht die Blattverschiebung etwas südlich vom Ort Pettenbach vorbei und bewirkt hier einen Versatz der Flysch-Molasse-Grenze um rund 20 km nach Norden. Für dieses Großstörungssystem wird der Name Pettenbach-Störung vorgeschlagen.

Östlich des Almtales wurde in dem kleinen Grabeneinschnitt südöstlich von Rankleiten in den spätpaleozänen Aufschlüssen der Altlenzbach Formation (s. Bericht 1990) nach Paläoströmungsindikatoren gesucht. Auf den Sohlflächen von vier Bänken wurden Kolkungsmarken gefunden, die einen einheitlichen Sedimenttransport von Westen nach Osten belegen. Zwei in dankenswerter Weise von W. SCHNABEL ausgewertete Schwermineralpräparate zeigten ein deutliches Zirkonmaximum (39 %), daneben treten Turmalin (20 %), Granat (17 %), Apatit (9 %), Staurolith (9 %), Rutil (5 %) und Monazit (1 %) auf.

Weitere Begehungen wurden östlich des Almtales vor allem an den Südhängen des Pernecker Kogels durchgeführt. Erwähnenswert sind dabei sehr gute Aufschlüsse von Zementmergelserie in dem kleinen, aber tief eingeschnittenen, rechtsseitigen Zubringergraben des Steinbaches gleich nordöstlich vom Wirtshaus Weitenau. Dort stehen bis zu 0,7 m mächtige Hartbänke an, die an ihrer Basis Sandfraktion erkennen lassen, zum überwiegenden Teil werden sie aber aus siltigem Kalkmikrit aufgebaut.

Zwischen den mächtigen Hartbänken treten meist mehrere dünne Siltsteinbänkchen auf, die durch ebenfalls dünne Tonmergellagen getrennt werden. Kalkmergel sind nur sehr untergeordnet vorhanden. Rollstücke mit Helminthoideen wurden mehrfach beobachtet. Die weichen Pelite lieferten eine campana Nannoplanktonflora mit *Ceratolithoides aculeus*. Die Fazies entspricht dem jüngeren Anteil der Zementmergelserie.

Linksseitig des Steinbaches konnte stark zerscherte Zementmergelserie direkt im Ort Steinbach, in der am Ausgang des Spießengrabens gelegenen Baugrube der Raiffeisenkassa, gefunden werden. Diese Formation setzt sich von hier nach Westen zum Scheiblberg und Hamberg hin fort. Südlich davon tritt ultrahelvetische Buntmergelserie auf, auch ein kleines Vorkommen von Grestener Schichten wurde darin beobachtet. Im Südteil des Verbreitungsgebietes der Buntmergelserie, knapp unter der Kalkalpenüberschiebung und daher tektonisch stark verschuppt, fanden sich gute Aufschlüsse entlang einer neuen Forststraße. Neben roten und grauen Mergeln, welche z.T. schöne Oberkreideflora (z.B. die spätcampane Zone CC22 mit *Quadrum trifidum*) geliefert haben, konnte hier auch einmal eine spätpaleozäne Flora (Zone NP7; Koordinaten: 500100/306250) bestimmt werden. Dieses Paleozän liegt in Form einer Wechsellagerung von roten und grauen Peliten vor, in der auch einzelne dünne Siltsteinbänkchen eingeschaltet sind. Die Buntmergelserie streicht in den Sattel zwischen Hamberg und Maisenkögel hinein und weiter in das Spielangerthal, wo im Graben in 720 m Seehöhe (gleich oberhalb der Straßenkehre) rote Kalkmergel anstehen, die eine campana Nannoflora lieferten. Nördlich dieses Vorkommens baut mittelsteil nach Norden einfallende Zementmergelserie den Hang des Hamberges auf.

Südlich der Buntmergelserie des Spielangerthales treten olivfarbene Sand- und Siltsteine auf, welche hier leider nur sehr schlecht in einigen Hohlwegen aufgeschlossen sind. Diese Gesteine werden der Kalkalpinen Randschuppe (Randcenoman) zugerechnet. Bessere Aufschlüsse dieser Einheit finden sich im Streichen gegen Osten entlang der schon zuvor erwähnten neuen Forststraße und in den angrenzenden Grabeneinschnitten, vor allem in den beiden Quelllästen des Brücklgrabens. Es liegt hier eine gegen das Hangende grobkörniger und dickbankiger werdende Abfolge vor. Daher treten Konglomerate und Geröllmergel bevorzugt im Südteil des Verbreitungsgebietes auf. Die größten beobachteten Komponenten (Quarzporphyre, seltener feinkörnige Gneise) weisen Durchmesser von etwa 40 cm auf. Altersweisende Fossilien sind selten in dieser Formation zu finden; in einer Probe konnte *Braarudosphaera regularis* nachgewiesen werden, eine Art, die möglicherweise bis ins Turon hinaufreicht, sicher aber bis ins Alb.

Der Schwerpunkt der Begehungen in den Nördlichen Kalkalpen lag in den Berichtsjahren im Bereich der westlichen Blatthälfte, vor allem im Einzugsgebiet der beiden Rinnbachtäler und des Rindbaches. In diesem Gebiet konnte eine intensive bruchtektonische Zerlegung auskartiert werden, die zu einem mehrfachen raschen Wechsel von Hauptdolomit und Platten- bzw. Dachsteinkalk führt. Die einzelnen Schollen unterscheiden sich dabei oft auch in der Streichrichtung der Bänke, was auf Rotationen um senkrechte Achsen schließen läßt. Der größte dieser Brüche streicht vom Steinberg, wo schon vor längerem ein kleines verquetschtes Vorkommen von roten Werfener Schichten mitten in der Obertrias entdeckt wurde, nach Nordwesten in das Rindbachtal hinein. Diese Struktur ver-

läuft parallel zur großen Windischgarstener Störung, die nur wenige Kilometer weiter nördlich liegt. Zwischen der Windischgarstener Störung und der Rindbach-Störung verlaufen mehrere kleinere NE-SW streichende Brüche, die zu der Streichrichtung der großen Störungen annähernd orthogonal verlaufen. Zwischen zwei solchen Brüchen liegt das Vorkommen von Wettersteindolomit im Vorderen Rinnbachtal, das im Südosten unmittelbar an Dachsteinkalk des Kiesenberges und Mangstlberges angrenzt.

Auch weiter talaufwärts muß im Vorderen Rinnbachtal mit größeren tektonischen Störungen gerechnet werden. Hinweise darauf geben Rollstücke von roten Gosausandsteinen im Bachschutt nahe dem Talschluß, die anstehend bisher noch nicht gefunden wurden. Eine tektonische Einschuppung ist aber hier wahrscheinlich, weil derartige Gesteine in diesem Gebiet sonst nur aus den quartären Ablagerungen hergeleitet werden könnten, dort aber im Komponentenspektrum nicht aufscheinen. Gute Einblicke in den Aufbau der Grundmoräne geben vor allem die schönen Aufschlüsse entlang der Forststraße nahe dem Talschluß des Hinteren Rinnbachtals.

Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal

HERMANN KOHL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen wurden westlich des Almtales zwischen dem nördlichen Kartenrand und dem Fuß der Flyschalpen bis an den Innenabfall des Moränenkranzes von Laakirchen-Eisengattern fortgesetzt, wobei auch hier frühere Unterlagen aus eigenen Begehungen herangezogen werden konnten. Außerdem wurde eine Aufnahme der Moränenwälle auf dem Plateau südlich des Ameissteins (776 m) zwischen Weisseneggbach und Almsee aus den späteren 50-er Jahren übergeben, die spätglaziale Gletscherstände des Almseebeckens bezeugen.

Stellenweise durch niedrige Stufen gegliedertes Holozän begleitet auch linksseitig die Alm mit nur kurzen Unterbrechungen an den Engstellen. Da die Flyschsohle im Becken von Ranklleiten bis 10 m, in der Weitung der Lederau die Molassesohle >20 m tiefer als die Talsohle liegt, ist anzunehmen, daß der Großteil dieser Talfüllungen aus grundwasserführenden würmzeitlichen Schottern besteht und das Holozän darüber nur eine geringmächtige Decke bildet.

Würmzeitliche Niederterrassenschotter (NT) finden sich in den Becken der Ranklleiten, der Lederau und als nicht zusammenhängende Leisten bei Einsiedling und Pappel-leiten sowie in Form eines gestuften Spornes bei der Fischböckau südöstlich Vorchdorf. Dabei können ähnlich wie auf der Ostseite zwei Hauptniveaus (a und b) unterschieden werden, die eine etwa 10–15 m hohe, im Theuerwanger Wald nur mehr weniger als 10 m hohe Stufe voneinander trennt. Das obere Niveau liegt von S nach N 35, 25 und 15 m über der Talsohle; die maximalen Schottermächtigkeiten erreichen etwa 45 m. Bei den Resten der oberen Stufe NW Ranklleiten liegt meist über der glazifluvialen Almtalschüttung eine gegen den Terrassenrand hin auskeilende Decke von Flysch-Abtragungsschutt. In der Lederau verzahnt sich SW Aubichl autochthones Flyschmaterial mit der glazifluvialen Almtalschüttung.

Zwischen den mächtigen Hartbänken treten meist mehrere dünne Siltsteinbänkchen auf, die durch ebenfalls dünne Tonmergellagen getrennt werden. Kalkmergel sind nur sehr untergeordnet vorhanden. Rollstücke mit Helminthoideen wurden mehrfach beobachtet. Die weichen Pelite lieferten eine campana Nannoplanktonflora mit *Ceratolithoides aculeus*. Die Fazies entspricht dem jüngeren Anteil der Zementmergelserie.

Linksseitig des Steinbaches konnte stark zerscherte Zementmergelserie direkt im Ort Steinbach, in der am Ausgang des Spießengrabens gelegenen Baugrube der Raiffeisenkassa, gefunden werden. Diese Formation setzt sich von hier nach Westen zum Scheiblberg und Hamberg hin fort. Südlich davon tritt ultrahelvetische Buntmergelserie auf, auch ein kleines Vorkommen von Grestener Schichten wurde darin beobachtet. Im Südteil des Verbreitungsgebietes der Buntmergelserie, knapp unter der Kalkalpenüberschiebung und daher tektonisch stark verschuppt, fanden sich gute Aufschlüsse entlang einer neuen Forststraße. Neben roten und grauen Mergeln, welche z.T. schöne Oberkreideflore (z.B. die spätcampane Zone CC22 mit *Quadrum trifidum*) geliefert haben, konnte hier auch einmal eine spätpaleozäne Flora (Zone NP7; Koordinaten: 500100/306250) bestimmt werden. Dieses Paleozän liegt in Form einer Wechsellagerung von roten und grauen Peliten vor, in der auch einzelne dünne Siltsteinbänkchen eingeschaltet sind. Die Buntmergelserie streicht in den Sattel zwischen Hamberg und Maisenkögel hinein und weiter in das Spielangerthal, wo im Graben in 720 m Seehöhe (gleich oberhalb der Straßenkehre) rote Kalkmergel anstehen, die eine campana Nannoflora lieferten. Nördlich dieses Vorkommens baut mittelsteil nach Norden einfallende Zementmergelserie den Hang des Hamberges auf.

Südlich der Buntmergelserie des Spielangerthales treten olivfarbene Sand- und Siltsteine auf, welche hier leider nur sehr schlecht in einigen Hohlwegen aufgeschlossen sind. Diese Gesteine werden der Kalkalpinen Randschuppe (Randcenoman) zugerechnet. Bessere Aufschlüsse dieser Einheit finden sich im Streichen gegen Osten entlang der schon zuvor erwähnten neuen Forststraße und in den angrenzenden Grabeneinschnitten, vor allem in den beiden Quelllästen des Brücklgrabens. Es liegt hier eine gegen das Hangende grobkörniger und dickbankiger werdende Abfolge vor. Daher treten Konglomerate und Geröllmergel bevorzugt im Südteil des Verbreitungsgebietes auf. Die größten beobachteten Komponenten (Quarzporphyre, seltener feinkörnige Gneise) weisen Durchmesser von etwa 40 cm auf. Altersweisende Fossilien sind selten in dieser Formation zu finden; in einer Probe konnte *Braarudosphaera regularis* nachgewiesen werden, eine Art, die möglicherweise bis ins Turon hinaufreicht, sicher aber bis ins Alb.

Der Schwerpunkt der Begehungen in den Nördlichen Kalkalpen lag in den Berichtsjahren im Bereich der westlichen Blatthälfte, vor allem im Einzugsgebiet der beiden Rinnbachtäler und des Rindbaches. In diesem Gebiet konnte eine intensive bruchtektonische Zerlegung auskartiert werden, die zu einem mehrfachen raschen Wechsel von Hauptdolomit und Platten- bzw. Dachsteinkalk führt. Die einzelnen Schollen unterscheiden sich dabei oft auch in der Streichrichtung der Bänke, was auf Rotationen um senkrechte Achsen schließen läßt. Der größte dieser Brüche streicht vom Steinberg, wo schon vor längerem ein kleines verquetschtes Vorkommen von roten Werfener Schichten mitten in der Obertrias entdeckt wurde, nach Nordwesten in das Rindbachtal hinein. Diese Struktur ver-

läuft parallel zur großen Windischgarstener Störung, die nur wenige Kilometer weiter nördlich liegt. Zwischen der Windischgarstener Störung und der Rindbach-Störung verlaufen mehrere kleinere NE-SW streichende Brüche, die zu der Streichrichtung der großen Störungen annähernd orthogonal verlaufen. Zwischen zwei solchen Brüchen liegt das Vorkommen von Wettersteindolomit im Vorderen Rinnbachtal, das im Südosten unmittelbar an Dachsteinkalk des Kiesenberges und Mangstlberges angrenzt.

Auch weiter talaufwärts muß im Vorderen Rinnbachtal mit größeren tektonischen Störungen gerechnet werden. Hinweise darauf geben Rollstücke von roten Gosausandsteinen im Bachschutt nahe dem Talschluß, die anstehend bisher noch nicht gefunden wurden. Eine tektonische Einschuppung ist aber hier wahrscheinlich, weil derartige Gesteine in diesem Gebiet sonst nur aus den quartären Ablagerungen hergeleitet werden könnten, dort aber im Komponentenspektrum nicht aufscheinen. Gute Einblicke in den Aufbau der Grundmoräne geben vor allem die schönen Aufschlüsse entlang der Forststraße nahe dem Talschluß des Hinteren Rinnbachtals.

Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal

HERMANN KOHL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen wurden westlich des Almtales zwischen dem nördlichen Kartenrand und dem Fuß der Flyschalpen bis an den Innenabfall des Moränenkranzes von Laakirchen-Eisengattern fortgesetzt, wobei auch hier frühere Unterlagen aus eigenen Begehungen herangezogen werden konnten. Außerdem wurde eine Aufnahme der Moränenwälle auf dem Plateau südlich des Ameissteins (776 m) zwischen Weisseneggbach und Almsee aus den späteren 50-er Jahren übergeben, die spätglaziale Gletscherstände des Almseebeckens bezeugen.

Stellenweise durch niedrige Stufen gegliedertes Holozän begleitet auch linksseitig die Alm mit nur kurzen Unterbrechungen an den Engstellen. Da die Flyschsohle im Becken von Ranklleiten bis 10 m, in der Weitung der Lederau die Molassesohle >20 m tiefer als die Talsohle liegt, ist anzunehmen, daß der Großteil dieser Talfüllungen aus grundwasserführenden wärmzeitlichen Schottern besteht und das Holozän darüber nur eine geringmächtige Decke bildet.

Wärmzeitliche Niederterrassenschotter (NT) finden sich in den Becken der Ranklleiten, der Lederau und als nicht zusammenhängende Leisten bei Einsiedling und Pappel-leiten sowie in Form eines gestuften Spornes bei der Fischböckau südöstlich Vorchdorf. Dabei können ähnlich wie auf der Ostseite zwei Hauptniveaus (a und b) unterschieden werden, die eine etwa 10–15 m hohe, im Theuerwanger Wald nur mehr weniger als 10 m hohe Stufe voneinander trennt. Das obere Niveau liegt von S nach N 35, 25 und 15 m über der Talsohle; die maximalen Schottermächtigkeiten erreichen etwa 45 m. Bei den Resten der oberen Stufe NW Ranklleiten liegt meist über der glazifluvialen Almtalschüttung eine gegen den Terrassenrand hin auskeilende Decke von Flysch-Abtragungsschutt. In der Lederau verzahnt sich SW Aubichl autochthones Flyschmaterial mit der glazifluvialen Almtalschüttung.

Der plateauartig spitz nach N weisende Keil zwischen Alm und Laudach wird von zwei schon stark abgetragenen, aber immer noch geomorphologisch hervortretenden ältesten Altmoränen beherrscht, die mit dem älteren Dekenschotter (ÄDS) A. PENCKs verbunden sind und daher als „günzeitlich“ eingestuft werden. Die aus den Flyschalpen kommende Dürre Laudach hat sich zwischen glazialen bzw. glazifluvialen Schüttungen eines ehemaligen Almgletschers und jenen eines Traungletschers eingetieft.

Der vom Almgletscher stammende Moränenzweig lehnt sich zunächst an den Flyschalpenrand an, wo er am S-Ende des Rückens von Pamet bei Kimeswang, stark erniedrigt, am Sediment erkennbar wird, dann beiderseits Aggsbach, deutlicher hervortretend, über Radlhaming-Seyrkam nach N zieht und, wieder stark erniedrigt, bei der Brauerei Eggenberg endet. Hier war der Steilhang zum Tal der Dürren Laudach Ende der 50-er Jahre 150 m lang und 8 m hoch bestens aufgeschlossen. Unter einer Abtragungsdecke von >2 m mit intensiv rotbraunem Lehm folgte ein wirres Durcheinander von unsortiertem und ungeschichtetem, stark angewittertem Grobschutt und -schottern mit reichlich Blöcken aus Flysch-, Kalk-Konglomeratgesteinen, die trotz ihrer meist starken Anätzung durch Verwitterung deutlich die glaziale Bearbeitung und bei den wiederholten Besuchen immer wieder auch gekritztes Material erkennen ließen. Etwa im Talsohlenniveau treten dann grobe kristallin- und quarzreiche Schotter auf, wie sie immer wieder an der Basis und im Liegendbereich der ÄDS zu finden sind. Auslaufende Reste dieser Moräne waren auch noch am Steilhang gleich NE der Brauerei aufgeschlossen. Diesem Moränenzug entspricht östlich des Almtales der schon im Vorjahr beschriebene, stark erniedrigte, aber noch als lokale Wasserscheide wirksame Moränenwall von Lungendorf – Vorchdorf. Wenn der „günzeitliche“ Almgletscher so auffallend >7 km weit ins Vorland vorstoßen konnte, während die Gletscher der späteren Eiszeiten innerhalb der Alpen oder bestenfalls in der Nähe des Alpenrandes endeten, so mag das wohl mit einem Eiszufluß aus dem Kremstal über den Ziehberg zu tun haben, was jedenfalls, wie die Moränenwälle des Kremstales beweisen, später nicht mehr möglich war.

Die Weiße Nagelfluh (WNF), die schon im Vorjahresbericht bei Egenstein als Füllung des „günzeitlichen“ Zungenbeckens beschrieben wurde, ist auch westlich der Alm vertreten, wo sie erstmals im W des Rückens von Pamet auftritt und dann entlang des Steilrandes zur Alm über einen wasserstauenden Schliersockel entlang zieht. Hier bezeugen noch zahlreiche aufgelassene Steinbrüche ihre ehemalige Bedeutung als Nutzstein. An mehreren Stellen sind auch noch Reste der „günzeitlichen“ Liegendschotter wie auch von „Günz“-Moräne vorhanden. Südlich von Pappelleiten keilt dann die WNF über „Günz“-Moräne und -Schottern aus. Ihre Oberfläche wird von einer rißzeitlichen Erosionsterrasse gekappt, die diskordant über die WNF und im N über die „Günz“-Sedimente hinweg zieht. Ein Senkgrubenbau in Einsiedling und Siedlungsbauten südlich Vorchdorf zeigten, daß eine 2–3 m mächtige, von Lehm durchsetzte, Flyschgesteine enthaltende rißzeitliche Decke über dem stark angewitterten Liegendmaterial liegt.

Nur im E-Teil des Rückens von Pamet finden sich Jüngere Deckenschotter (JDS) niveaugleich mit jenen von Pfaffing-Gundendorf NE der Alm. Die vorwiegend jungpleistozäne Muldenfüllung von Aggsbach wird im Ortsbereich von einem bis 5 m eingetieften Gerinne durchflossen, das aber bald nördlich davon versiegt und nur periodisch

bis zur Mündung in das Tal der Dürren Laudach Wasser führt.

Der Plateaubereich westlich der Dürren Laudach ist auf Schüttungen eines „günzeitlichen“ Traungletschers zurückzuführen, der damals vom Traunseebecken nach NE in Richtung Almtal vorgestoßen war. Ein entlang des Laudachtals nach N verlaufender und allmählich abfallender Moränenwall setzt unmittelbar an die Flyschalpen an, wird durch eine Längsmulde zweigeteilt und schließlich vom nach NE umschwenkenden Laudachtal westlich Eggenberg gekappt. An der Außenseite fällt der Moränenzug zu den ÄDS entlang des Tales des Dürren Laudach ab, wobei die Schüttungsrichtung sehr klar von den parallel nach NE ziehenden, im Unterlauf in Kastentäler übergehenden Mulden nachgezeichnet wird.

Im Tal der Dürren Laudach wird gegenüber Radlhaming auf eine Länge von fast 600 m der Schliersockel angeschnitten, der eine durch Quellaustritte versumpfte Fußzone bildet. Weiter nördlich war bei einem Hausbau unterhalb des Steilhanges von Eichham der Schlier knapp unter dem Talsohlenniveau aufgeschlossen. Mehrere versumpfte Stellen auf der Ostseite des Tales lassen auch dort den Schlier gleich unter der Talsohle vermuten. Die Talsohle selbst besteht aus holozänen Sedimenten. Erst von der Brauerei Eggenberg nordwärts schneidet die Dürre Laudach geringfügig in die vom Laudachtal her im NT-Niveau zurückgestauten autochthonen Sedimente ein.

Das Tal der Laudach wird vom Flyschalpenrand beiderseits des Flusses größtenteils von der in zwei Stufen gegliederten NT begleitet, in die die Laudach ohne nennenswerte Holozänsohle 5–10 m eingetieft ist. Erst im N schaltet sich mit der Ausweitung des Tales eine bis >100 m breite holozäne Talaua ein, wo an einer Prallstelle des Flusses bei Weidach der Schliersockel angeschnitten wird. Südlich anschließende Sumpfstellen und Quellaustritte beim Anstieg der Straße und der Lokalbahn zum HT-Niveau von Kirchham lassen ebenfalls auf die Nähe des wasserstauenden tertiären Schliersockels schließen. Südlich des Flyschalpenrandes finden sich in dem hier stark eingeeengten Tal immer wieder holozäne Talauen auf beiden Seiten. Die hier bescheidenen NT-Reste sind von den Hängen her mit verlehmtem Flyschabtragungsmaterial bedeckt worden.

Linksseitig wird das Laudachtal ab Laizing bis zum Blatt-Nordrand von einer HT begleitet, die aber im Gegensatz zur NT, die als glazifluviale Schüttung zu deuten ist, sich als rißzeitliche Erosionsform mit nur geringmächtiger Überdeckung von Lokalmaterial erweist, das durch Solifluktion und Abschwemmung seitwärts zugeführt und z.T. längs des Flusses umgelagert wurde. Darunter treten bis zur Talsohle der Laudach hinab z.T. sehr feste Konglomerate auf, die bei Kirchham einst abgebaut wurden und große Ähnlichkeit mit den Liegendschottern unter der „Günzmoräne“ der anderen Talseite haben. Zwischen Laizing und Flyschalpenrand sind sie an zwei Stellen als harte Kerne auch linsenartig im und am Flußbett zu finden. Obwohl stellenweise eine gewisse Ähnlichkeit besteht, fällt es aber schwer, sie hier als WNF zu deuten.

Südlich Laizing schließt an die HT eine höhere, das Laudachtal etwa 1,5 km weit nach S begleitende Terrassenleiste an, die niveaumäßig wohl der Zeit des JDS zuzuordnen ist, aber nicht mittels Übergangskegel aus der Moräne von Eisengattern hervorgegangen sein kann. Soweit die schlechten Aufschlußverhältnisse eine Deutung zulassen, handelt es sich eher um umgelagertes, z.T. gut, z.T. schlecht gerundetes Kalk-Flyschmaterial mit zahlreichen Blöcken bis 30 cm Durchmesser. Ab Eisengattern folgt am

Talhang im Liegenden der Mindelmoräne des Traungletschers ab 520 m, nach S bis 540 m ansteigend, der Flysch.

Der Raum westlich der Laudach wird vom mächtigen mindelzeitlichen Moränenkranz beherrscht, der sich bei Rabesberg in >580 m vom Flyschalpenrand absetzt und einen weiten Bogen bildend, über Eisengattern stets über 500 m hoch, bis nördlich Laakirchen fortsetzt. Ab Eisengattern gliedert sich der bis dahin breite, tiefgründig verwitterte Rücken in zwei Wälle, wobei der äußere über K 525 bis nördlich Ölling geschlossen verläuft und die Zertalung erst an seiner Außenseite im Bereich des Übergangskegels einsetzt, der zur Schotterflur des JDS zwischen Kirchham und Diethaming überleitet. Diese Schüttung führt über Peintal westlich Vorchdorf zum heutigen Almtal. Entlang des obersten Kößlwanger Tales geben zahlreiche, z.T. unter das Niveau der Talsohle reichende Aufschlüsse, meist ehemalige Konglomeratbrüche, Einblick in diese mindelzeitliche glazifluviale Schüttung. Karbonat-Flyschschotter enthalten selten Quarze und noch seltener alpines Kristallin, werden von unten nach oben gröber im Korn, sind je nach Entfernung von der Moräne gut oder weniger gut geschichtet, gerundet und gebankt; in Moränennähe enthalten sie auch schluffig-kalkige Matrix und zunehmend Blöcke. Die Bohrungen K1 und K2 NW Kirchham erreichten den tertiären Schlier in 54 m und in 52,6 m Tiefe, d.i. etwa bei 426–430 m Seehöhe. Bei K2 wurden unter dem JDS und einem Spülverlust zwischen 27 und 40 m noch 14 m verlehmt quarzführender Schotter, Moräne und Konglomerate angetroffen, die wohl dem liegenden „günzeitlichen“ Sedimentkomplex angehören. Bei K1 werden nur in den letzten 7 m quarzführende Grob- und Feinschotter erwähnt, woraus hervorgeht, daß unter den JDS noch größtenteils Sedimentreste aus der Zeit der ältesten bis ins Vorland reichenden Vereisung vorliegen.

NE Ölling wird der äußere Wall vom Diethaming Tal und westlich Bachham-Haitzing abermals durchbrochen. Hier schließt die westlich Lindach keilförmig nach N führende Flur der JDS an, die im Wimbachtal (Bl. 43 Wels) in eine Erosionsterrasse übergeht.

Der innere Moränenwall wird zunächst bis über Ölling hinaus durch eine Längstalung vom äußeren getrennt und bis östlich Rahstorf von zum Zungenbecken führenden Tälern durchbrochen. Beide Abflüsse folgen kleinen lobenartigen Ausstülpungen, von denen die westliche beim Moorbad Gmös eine auffallend tiefe Wanne umschließt, wobei man sich dem Eindruck nicht verschließen kann, daß es sich hier um eine ehemalige Toteiswanne aus der Zeit des abschmelzenden Mindelgletschers handelt. In dem anlässlich der Vorbereitungen zur Exkursion der DEU-QUA-Tagung 1973 in Österreich aufgesuchten Moor konnte Prof. FRENZEL (Stuttgart-Hohenheim) bis in 8 m Tiefe entnommene Proben palynologisch nur ins Postglazial

einstufen. Da morphogenetisch eine Anlage während der letzten Eiszeit unverständlich wäre, ist anzunehmen, daß bisher nur der oberste Teil dieser Beckenfüllung erfaßt wurde; eine entsprechend tiefer reichende Bohrung für eine palynologische Untersuchung wäre daher zu empfehlen.

Westlich Rahstorf ist dann der innere Moränenwall geschlossen erhalten, an dessen Basis knapp vor Laakirchen zwischen Thal und Forstern stark verfestigte Konglomerate ausbeißen, die auch geomorphologisch eine Erosionsleiste über dem Tal bilden und die sich in ihrer Zusammensetzung deutlich von den JDS der Region unterscheiden. Die deutlich gebankten Kalk-Flyschschotter enthalten reichlich Quarze, Quarzite, Gneise und anderes Kristallin, sind unregelmäßig, gerundet, grob- bis mittelkörnig, wobei auch wiederholt Sandsteinlagen und -linsen eingelagert sind. Diese Schotter treten außerhalb des Blattes auch nördlich Laakirchen (Bl. 66 Gmunden) unterhalb der Bahntrasse zutage und entsprechen den auch sonst auftretenden „günzeitlichen“ Basisschottern, wie sie im Liegenden der JDS südlich Lindach bei Weikarting anstehen.

Südlich des bei Laakirchen ins Trauntal ausmündenden Tales breitet sich bereits die Fläche der rißzeitlichen Schotter aus, die von den Rißmoränen von Gschwandt und Baumgarten abzuleiten sind.

Zwischen den beiden vom Mindelmoränenwall ausgehenden Schüttungen der JDS westlich Lindach und bei Kirchham – Peintal liegt der Höhenkomplex von Matzingberg, der im Gegensatz zu der annähernd N–S gerichteten Gliederung der JDS eine auffallende W–E-Zertalung zeigt. Es handelt sich um einen Restbestand der ältesten Altmoränen (der „Günzeiszeit“), der östlich der Laudach die oben beschriebene Fortsetzung findet. Sie bezeugen ein nach NE zum heutigen Almtal hin gerichtetes Zungenbecken des ehemaligen Traungletschers, was auch überall im Geröllspektrum zum Ausdruck kommt. Diese Abflußrichtung war jedenfalls schon „prägnzeitlich“ vorgezeichnet, wie eine alte Rinne im Flysch- und Molasseuntergrund erkennen läßt.

Die ältesten Altmoränen von Berg – Matzing waren ursprünglich in den die Moränennatur beweisenden, heute zugeschütteten bzw. vollkommen verwilderten Gruben östlich und westlich Berg gut aufgeschlossen; sie konnten in einem Bauaufschluß etwa 500 m südlich Berg auch jetzt vorübergehend wieder eingesehen werden. Der Liegendbereich wird von den quarz- und kristallinreichen „günzeitlichen“ Basis-, z.T. Vorstoßschottern gebildet, die an den Steilhängen und auf Feldern um Matzing gut einzusehen sind. Undeutlich sind auch hier noch die Reste eines stark abgetragenen Doppelwalles zu erkennen, denen einige Kuppen bis und über die Autobahn nach N (B1. 49 Wels) vorgelagert sind.

* * * * *

schiede zu der Darstellung bei PLÖCHINGER ergaben sich im äußersten SE des Kartenblattes, wo am Rücken zwischen Wüldersberg und Ochsenwaldköpfel kieselige Gesteine der Ruhpolding-Formation und der Tauglboden-Formation weite Verbreitung besitzen und nicht, wie bisher angenommen, Oberalmer Schichten.

Die „sandigen Neokommergel“, die von der SW-Flanke des Filbling über den Faistenauer Graben hinweg nach NE streichen, wurden vor allem im kleinen Grabeneinschnitt beim Gehöft Schafferer näher untersucht. Es handelt sich dabei vorwiegend um siltige Mergel, in die sich in weiten Abständen einzelne dm-dicke Sandsteinbänkchen einschalten. Die Schwermineralspektren von vier Sandsteinproben (det. W. SCHNABEL) zeigen als dominierende Minerale Chromspinell (durchschnittlich 44 %) und Granat (durchschnittlich 32 %), bemerkenswerter Weise enthielten 2 Proben auch geringe Anteile (0,5 %) von Glaukophan. Eine in dankenswerter Weise von Hans RISCH (Bayerisches Geologisches Landesamt) ausgewertete Schlammprobe enthielt folgende Foraminiferenarten, die ein Alter von Berrias bis Unterhauterive belegen: *Epistomina fuissenkoi fuissenkoi* MYATLIUK, *Epistomina fuissenkoi djaffaensis* SIGAL, *Epistomina caiacolla* (ROEMER), *Lenticulina ouachensis ouachensis* SIGAL, *Gaudryina tuchaensis* ANTONOVA, *Lenticulina ex gr. muensteri* (ROEMER), *Dentalina* sp. Das kalkige Nannoplankton belegt mit *Nannoconus steinmannii*, *Watznaueria barnesae*, *Cruciellopsis cuvillieri*, *Zeughrabdotos embergeri*, *Ellipsagelosphaera fossacincta* ebenfalls das Berrias-Hauterive. Aufgrund der lithologischen Ausbildung und des ermittelten Alters können die beschriebenen Gesteine der Roßfeld-Formation zugeordnet werden.

Im Hangenden der mergelreichen Abfolge stehen etwa 20 m mächtige Sandsteine an, die z.T. reichlich Mollus-

ken, vor allem Gastropoden, enthalten. Eine Bestimmung der Makrofossilien ließ sich jedoch aufgrund ihres schlechten Erhaltungszustandes nicht durchführen (für ihre diesbezüglichen Bemühungen bedanke ich mich herzlich bei Herrn Dr. H. KOLLMANN und Herrn Dr. F. STO-JASPAL). Die Schwermineralspektren der Sandsteine entsprechen jenen der liegenden mergelreichen Abfolge, sodaß auch dieser Profilabschnitt noch zu der Roßfeld-Formation gerechnet werden kann. Die Sandsteine werden unmittelbar vom Basiskonglomerat der Gosau-Gruppe überlagert, das ausschließlich kalkalpine Komponenten führt.

Wie die Aufschlüsse entlang einer neugebauten Forststraße zeigen, streicht die Roßfeld-Formation in den Sattel südlich des Hirschbergkopfes hinein und von dort weiter zu den Grabeneinschnitten südwestlich des Kleinen Hirschberges. Diese Erhebung wird von nach NE einfallenden „Aptychenschichten“ aufgebaut. Ein deutlicher morphologischer Einschnitt trennt den Kleinen Hirschberg von den beiden kleinen Hügeln südlich des Ortes Hof, die aus Wettersteinkalk aufgebaut werden. In diesem Geländeeinschnitt, in dem der Sportplatz von Hof liegt, streicht ein weiterer Ast der Wolfgangsee-Störung durch.

Das Liegende des Wettersteinkalkes bilden Gutensteiner Schichten, die auf der Karte von PLÖCHINGER in mehreren Aufschlüssen westlich von Schloß Fuschl eingetragen sind. Ein bisher unbekannter Aufschluß dieser Formation wurde jetzt etwas weiter westlich bei Baderluck entdeckt, wo Gutensteiner Schichten eine etwa 15 m hohe Wasserfallstufe bilden. Die Gutensteiner Schichten stehen hier in typischer Ausbildung als dm-gebankte, dunkle, weiß geäderte und stark bituminöse Kalke an.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Quartär des Alpenvorlandes auf Blatt 67 Grünau im Almtal

HERMANN KOHL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die noch bestehende Lücke zwischen den mindelzeitlichen Endmoränen des Traungletschers, dem Flyschalpenrand und dem westlichen Kartenrand konnte geschlossen werden. Schwerpunkt der Untersuchungen war die Abgrenzung zwischen den mindel- und den rißzeitlichen Sedimenten.

Aus dem dominierenden, bei Rabesberg in 580 m an den Flyschalpen einsetzenden mindelzeitlichen Wall gehen nördlich Eisengattern (530 m) zwei Wälle hervor, von denen der äußere zunächst bis Ölling geschlossen erhalten ist, in der Fortsetzung aber girlandenförmig nach N ausbiegt und dort von den Quellmulden der Täler des Einzugsgebietes zum Wimsbach durchbrochen wird. Der innere Wall bildet dagegen von Eisengattern bis Rahstorf zwei Loben, darunter jenen mit dem Moor von Gmös, die von den zum Zungenbecken gerichteten Entwässerungsmulden durchbrochen werden, während der Wall dann westlich Rahstorf geschlossen über Frauenberg gegen Laakirchen zieht. Beide Wälle ragen bis zu ihrem Nordende über 500 m auf.

Nun konnte östlich einer weitgehend der Grenze zu den glazigenen und glazifluvialen Rißsedimenten entsprechenden Umfließungsrinne ein weiterer mindelzeitlicher Gletscherstand erkannt werden, der im S östlich Gschwandt in 510 m ansetzt, zunächst wallartig über den westlichen Ortsteil von Oberndorf nach N zieht, dann bei unruhiger Geländeoberfläche verflacht und nochmals bei Kranabeth als >480 m hohe Kuppe aufragt. Besonders südlich Gmös wird dieser spätere mindelzeitliche Gletscherstand durch eine Umfließungsrinne von den höheren und älteren Mindelmoränen getrennt. Das mindelzeitliche Alter ist durch die in mehreren Bauaufschlüssen (Oberndorf, Groß Haid und nördlich Kranabeth) einzusehende, mächtige, lehmige und entsprechende Tiefenverwitterung im Vergleich zu den benachbarten Rißsedimenten erwiesen.

Eine 30 m tiefe, innerhalb des mindelzeitlichen Bereiches gelegene Brunnengrabung bei Schacher (1993), nördlich des Sportflugplatzes, ergab ein sehr festes Karbonatkonglomerat mit teilweise sehr dichter Matrix und deutlichen Spuren einer intensiven Tiefenverwitterung. Die Lage zwischen den beiden äußeren und dem späteren innersten mindelzeitlichen Gletscherstand könnte für eine Schmelzwasserschüttung während dieses Eisstandes sprechen; es könnte sich aber auch um im Liegenden der höheren Mindelwälle durchziehende Vorstoßschotter handeln.

Neben den lange bekannten rißeiszeitlichen Endmoränenwällen von Gschwandt – Altgschwandt und von Baumgarten, die durch eine Umfließungsrinne voneinander getrennt sind und an die das im N bis Laakirchen reichende rißeiszeitliche glazifluviale Hochterrassenfeld anschließt, konnten im Grenzbereich zu den Mindelsedimenten auch noch Sedimente eines älteren Rißstandes festgestellt werden. Schon im E der Gschwandter Riß-Endmoränen (520 m) treten drei, z.T. durch Mulden davon abgesonderte, noch über 500 m aufragende ganz flache Kuppen auf (östlich Hst. Gschwandt, östlich Altgschwandt und bei Unterndorf), in denen Aufschlüsse östlich der Hst. Gschwandt eindeutig blockreiches Moränenmaterial erkennen ließen. Eine kleine isolierte Kuppe 750 m nördlich von Altgschwandt dürfte ebenfalls dieser Gruppe angehören. Dazu gibt es auch ein von der nachfolgenden Zertalung beeinflusstes höheres Niveau einer glazifluvialen Schüttung, die von >490 m nach N abfällt und bis zum Hungerbauer (etwa 470 m NN) verfolgt werden kann. Dieses Niveau liegt bis >10 m höher als jenes der Haupthochterrasse. Eine auffallende terrassierte Kuppe an der Straße Gschwandt–Laakirchen dürfte als Erosionsrest ebenfalls diesem höheren und älteren Niveau angehören. Ein Aufschluß nördlich Unterndorf zeigte unter einer eher bescheidenen lehmigen Bodenbildung kalk- und flyschreiche, relativ gut gerundete Schotter bis 10 cm, maximal 15 cm Ø, mit nur vereinzelt Quarzen, jedoch ohne Blöcke. Es kann sich also nicht um eine Moräne, sondern sehr wahrscheinlich um die zu den äußeren Moränen gehörende glazifluviale Schüttung handeln. An Hand der wenigen Aufschlüsse ist kaum festzustellen, ob dieser bisher unbekannte rißeiszeitliche Gletscherstand ein selbständiges Stadium darstellt oder ähnlich wie zur Würmeiszeit einen kurzen maximalen Vorstoß andeutet, ehe es zu einer Stabilisierung des Hochstandes (i.S. VAN HUSENS) kam.

Am Abfall des den Flyschalpen angehörenden Flachberges (790 m) fanden sich oberhalb der Straße Gmunden–Scharnstein keine Anhaltspunkte für glazigene Ablagerungen. Nur eckiger, möglicherweise solifluidal verlagter Flyschschutt bedeckt mehr oder weniger die anstehenden Flyschgesteine. Erst der konkave Hang unterhalb der Straße weist eine nach E zunehmende lockere Streu ortsfremder Gerölle bzw. Geschiebe auf, wobei der bis an die Oberfläche reichende Flysch wiederholt Staunisse verursacht („Moos“).

Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

ANDREAS SCHINDLMAYR
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Heuer wurde die Kartierung am Südrand des Kartenblattes im kalkalpinen Gebiet zwischen Almsee und Ofensee fortgeführt.

Neu kartiert wurde das Gebiet zwischen Gschirreck (1410 m), Roßkopf (1268 m), Ballkogel (1032 m) und südlichem Kartenrand. Dieses tektonisch noch dem Stirnbeereich der Totengebirgsdecke zuzuordnende Gebiet ist fast zur Gänze aus hellem Wettersteindolomit („Ramsaudolomit“) aufgebaut. Es hängt mit jenem großen Wettersteindolomitareal zusammen, welches sich am Südrand des Kartenblattes E und W des Almsees befindet. Auf der Nordseite des Roßkopf-Gipfels in 1180 m Sh. wird der Wettersteindolomit von flach bis mittelsteil S- bis SE-fal-

lenden Gutensteiner Schichten unterlagert. Diese ca. 40 m mächtigen Kalke und Dolomite lagern unmittelbar dem Hauptdolomit der Staufen-Höllengebirgsdecke auf und bilden hier somit die Basis der Totengebirgsdecke. Die Gutensteiner Schichten lassen sich bis in die Scharte westlich des Roßkopfes verfolgen, wo sie schließlich im Bereich einer NNW–SSE-verlaufenden Störung (SSE-Verlängerung des Brunntalgrabens) abgeschnitten werden bzw. auskeilen. Die Fortsetzung der Deckengrenze W des Roßkogels wurde nicht weiter verfolgt, dürfte aber nun direkt zwischen Hauptdolomit und Wettersteindolomit verlaufen. Auf die mitunter große makroskopische Ähnlichkeiten von Hauptdolomit und Wettersteindolomit in diesem Gebiet und auf die dadurch bedingten Schwierigkeiten in der Abgrenzung der beiden Dolomitarten wurde schon mehrfach hingewiesen (z.B. SCHERMAIER, Aufnahmebericht 1992). Relativ gut lassen sich die beiden Dolomittypen im Bereich des Gschirreck SSW-Grates unterscheiden, wo in ca. 1330 m Sh. (direkt am Südrand des Kartenblattes) ein im dm-Bereich gebankter, mittelsteil N bis NW einfallender Hauptdolomit den massigen, hellen Wettersteindolomit vom Gipfelbereich des Gschirrecks unterlagert und mit letzterem auch verschuppt ist.

Im Weißeneggbachgraben südlich des Ballkogels wird der Wettersteindolomit gegen S von einer steilstehenden, etwa ENE–WSW verlaufenden Störungslinie begrenzt, an der Werfener Schichten mit m-mächtigen Gipseinschaltungen des Haselgebirges aufgeschlossen sind. Dieser Aufschluß befindet sich bereits am Nordrand des Kartenblattes Bad Mitterndorf (ÖK 97), ca. 300 m nördlich der Drackhütte. Diese Störung ist wohl die WSW-Fortsetzung jener großteils von glazigenen Sedimenten verdeckten Schuppen- bzw. Schollengrenze, die sich auch am Eingang des Weißeneggbachgrabens unmittelbar N und NE der Kote 624 befindet (vgl. SCHINDLMAYR, Aufnahmebericht 1991).

In den beiden kleinen NW–SE-verlaufenden Seitentälern des Weißeneggbachgrabens (S des Roßkopfes und W des Ballkogels) trifft man auf z.T. mächtige Moränenablagerungen, die vor allem die unteren Hänge der jeweils nordöstlichen Talseite bedecken. Bis in eine Seehöhe von 1230 m findet man häufig erratische Blöcke von Dachsteinkalk.

Im Gebiet Brunntalalp (1280 m), Kreuzeck (1306 m) und Dürrenbachgraben waren ergänzende, sehr detaillierte Kartierungsarbeiten erforderlich, da die hier am Nordrand der Totengebirgsdecke auftretende Schichtfolge (siehe SCHINDLMAYR, Aufnahmebericht 1992) einen komplizierten tektonischen Schuppenbau aufweist. Zwischen dem Gipfel des Brunntalalps und dem unterem Dürrenbachgraben (in ca. 700 m Sh.) kommt es in einem W–E-Profil zu einer vierfachen Wiederholung von Gutensteiner Schichten, die jedesmal mit etwa 30 bis 50 Grad nach E bis SE einfallen. Aufgrund einer solchen Schichtwiederholung lassen sich für dieses Gebiet zumindest drei größere, mehrere 100 m mächtige, tektonische Schuppen ableiten, die dachziegelartig, ± mittelsteil nach E bis SE einfallen. Am Aufbau dieser Schuppen sind jedesmal, wenn auch immer in unterschiedlicher Mächtigkeit, Gutensteiner Kalk und ein damit eng verknüpfter Gutensteiner(?) Crinoiden-Dolomit, sowie Wettersteindolomit beteiligt. An der Schuppengrenze im unteren Dürrenbachgraben befindet sich im Liegenden der Gutensteiner Schichten auch noch ein kleines Vorkommen von Werfener Schichten (in 815 m Sh. an der Forststraße am Fuße des Kreuzeck-ESE-Grates).

Neben den lange bekannten rißeiszeitlichen Endmoränenwällen von Gschwandt – Altgschwandt und von Baumgarten, die durch eine Umfließungsrinne voneinander getrennt sind und an die das im N bis Laakirchen reichende rißeiszeitliche glazifluviale Hochterrassenfeld anschließt, konnten im Grenzbereich zu den Mindelsedimenten auch noch Sedimente eines älteren Rißstandes festgestellt werden. Schon im E der Gschwandter Riß-Endmoränen (520 m) treten drei, z.T. durch Mulden davon abgesonderte, noch über 500 m aufragende ganz flache Kuppen auf (östlich Hst. Gschwandt, östlich Altgschwandt und bei Unterndorf), in denen Aufschlüsse östlich der Hst. Gschwandt eindeutig blockreiches Moränenmaterial erkennen ließen. Eine kleine isolierte Kuppe 750 m nördlich von Altgschwandt dürfte ebenfalls dieser Gruppe angehören. Dazu gibt es auch ein von der nachfolgenden Zertalung beeinflusstes höheres Niveau einer glazifluvialen Schüttung, die von >490 m nach N abfällt und bis zum Hungerbauer (etwa 470 m NN) verfolgt werden kann. Dieses Niveau liegt bis >10 m höher als jenes der Haupthochterrasse. Eine auffallende terrasierte Kuppe an der Straße Gschwandt–Laakirchen dürfte als Erosionsrest ebenfalls diesem höheren und älteren Niveau angehören. Ein Aufschluß nördlich Unterndorf zeigte unter einer eher bescheidenen lehmigen Bodenbildung kalk- und flyschreiche, relativ gut gerundete Schotter bis 10 cm, maximal 15 cm Ø, mit nur vereinzelt Quarzen, jedoch ohne Blöcke. Es kann sich also nicht um eine Moräne, sondern sehr wahrscheinlich um die zu den äußeren Moränen gehörende glazifluviale Schüttung handeln. An Hand der wenigen Aufschlüsse ist kaum festzustellen, ob dieser bisher unbekannte rißeiszeitliche Gletscherstand ein selbständiges Stadium darstellt oder ähnlich wie zur Würmeiszeit einen kurzen maximalen Vorstoß andeutet, ehe es zu einer Stabilisierung des Hochstandes (i.S. VAN HUSENS) kam.

Am Abfall des den Flyschalpen angehörenden Flachberges (790 m) fanden sich oberhalb der Straße Gmunden–Scharnstein keine Anhaltspunkte für glazigene Ablagerungen. Nur eckiger, möglicherweise solifluidal verlagter Flyschschutt bedeckt mehr oder weniger die anstehenden Flyschgesteine. Erst der konkave Hang unterhalb der Straße weist eine nach E zunehmende lockere Streu ortsfremder Gerölle bzw. Geschiebe auf, wobei der bis an die Oberfläche reichende Flysch wiederholt Staunisse verursacht („Moos“).

Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

ANDREAS SCHINDLMAYR
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Heuer wurde die Kartierung am Südrand des Kartenblattes im kalkalpinen Gebiet zwischen Almsee und Ofensee fortgeführt.

Neu kartiert wurde das Gebiet zwischen Gschirreck (1410 m), Roßkopf (1268 m), Ballkogel (1032 m) und südlichem Kartenrand. Dieses tektonisch noch dem Stirnbeereich der Totengebirgsdecke zuzuordnende Gebiet ist fast zur Gänze aus hellem Wettersteindolomit („Ramsaudolomit“) aufgebaut. Es hängt mit jenem großen Wettersteindolomitareal zusammen, welches sich am Südrand des Kartenblattes E und W des Almsees befindet. Auf der Nordseite des Roßkopf-Gipfels in 1180 m Sh. wird der Wettersteindolomit von flach bis mittelsteil S- bis SE-fal-

lenden Gutensteiner Schichten unterlagert. Diese ca. 40 m mächtigen Kalke und Dolomite lagern unmittelbar dem Hauptdolomit der Staufen-Höllengebirgsdecke auf und bilden hier somit die Basis der Totengebirgsdecke. Die Gutensteiner Schichten lassen sich bis in die Scharte westlich des Roßkopfes verfolgen, wo sie schließlich im Bereich einer NNW–SSE-verlaufenden Störung (SSE-Verlängerung des Brunntalgrabens) abgeschnitten werden bzw. auskeilen. Die Fortsetzung der Deckengrenze W des Roßkogels wurde nicht weiter verfolgt, dürfte aber nun direkt zwischen Hauptdolomit und Wettersteindolomit verlaufen. Auf die mitunter große makroskopische Ähnlichkeiten von Hauptdolomit und Wettersteindolomit in diesem Gebiet und auf die dadurch bedingten Schwierigkeiten in der Abgrenzung der beiden Dolomitarten wurde schon mehrfach hingewiesen (z.B. SCHERMAIER, Aufnahmebericht 1992). Relativ gut lassen sich die beiden Dolomittypen im Bereich des Gschirreck SSW-Grates unterscheiden, wo in ca. 1330 m Sh. (direkt am Südrand des Kartenblattes) ein im dm-Bereich gebankter, mittelsteil N bis NW einfallender Hauptdolomit den massigen, hellen Wettersteindolomit vom Gipfelbereich des Gschirrecks unterlagert und mit letzterem auch verschuppt ist.

Im Weißeneggbachgraben südlich des Ballkogels wird der Wettersteindolomit gegen S von einer steilstehenden, etwa ENE–WSW verlaufenden Störungslinie begrenzt, an der Werfener Schichten mit m-mächtigen Gipseinschaltungen des Haselgebirges aufgeschlossen sind. Dieser Aufschluß befindet sich bereits am Nordrand des Kartenblattes Bad Mitterndorf (ÖK 97), ca. 300 m nördlich der Drackhütte. Diese Störung ist wohl die WSW-Fortsetzung jener großteils von glazigenen Sedimenten verdeckten Schuppen- bzw. Schollengrenze, die sich auch am Eingang des Weißeneggbachgrabens unmittelbar N und NE der Kote 624 befindet (vgl. SCHINDLMAYR, Aufnahmebericht 1991).

In den beiden kleinen NW–SE-verlaufenden Seitentälern des Weißeneggbachgrabens (S des Roßkopfes und W des Ballkogels) trifft man auf z.T. mächtige Moränenablagerungen, die vor allem die unteren Hänge der jeweils nordöstlichen Talseite bedecken. Bis in eine Seehöhe von 1230 m findet man häufig erratische Blöcke von Dachsteinkalk.

Im Gebiet Brunntalalp (1280 m), Kreuzeck (1306 m) und Dürrenbachgraben waren ergänzende, sehr detaillierte Kartierungsarbeiten erforderlich, da die hier am Nordrand der Totengebirgsdecke auftretende Schichtfolge (siehe SCHINDLMAYR, Aufnahmebericht 1992) einen komplizierten tektonischen Schuppenbau aufweist. Zwischen dem Gipfel des Brunntalalps und dem unterem Dürrenbachgraben (in ca. 700 m Sh.) kommt es in einem W–E-Profil zu einer vierfachen Wiederholung von Gutensteiner Schichten, die jedesmal mit etwa 30 bis 50 Grad nach E bis SE einfallen. Aufgrund einer solchen Schichtwiederholung lassen sich für dieses Gebiet zumindest drei größere, mehrere 100 m mächtige, tektonische Schuppen ableiten, die dachziegelartig, ± mittelsteil nach E bis SE einfallen. Am Aufbau dieser Schuppen sind jedesmal, wenn auch immer in unterschiedlicher Mächtigkeit, Gutensteiner Kalk und ein damit eng verknüpfter Gutensteiner(?) Crinoiden-Dolomit, sowie Wettersteindolomit beteiligt. An der Schuppengrenze im unteren Dürrenbachgraben befindet sich im Liegenden der Gutensteiner Schichten auch noch ein kleines Vorkommen von Werfener Schichten (in 815 m Sh. an der Forststraße am Fuße des Kreuzeck-ESE-Grates).

Die ungewöhnlich großen Mächtigkeiten der Gutensteiner Schichten (z.T. über 300 m), wie beispielsweise im Dürrenbachgraben oder am oberen Kreuzeck-E-Grat, könnten ein Hinweis dafür sein, daß auch innerhalb der Gutensteiner Schichten tektonisch bedingte Verdoppelungen bzw. kleinräumige Verschuppungen vorliegen. Es ist auch nicht ganz auszuschließen, daß sich in diesen mächtigen Gutensteiner Abfolgen eingeschuppte Hauptdolomitspäne der unterlagernden Staufeu-Höllengebirgsdecke befinden. Ein tektonisch eingeschuppter, cm- bis dm-gebänkter Hauptdolomit würde sich nämlich im

Gelände nur schwer von einem ebenfalls dünnbankigen, graubraunen Gutensteiner Dolomit unterscheiden lassen, vor allem dann, wenn letzterer nicht die charakteristischen Crinoiden-Stielglieder führt.

Eine exakte geländemäßige Abgrenzung kleinräumiger Verschuppungen sowie die genaue Erfassung tektonischer Verdoppelungen von Schichten innerhalb einer lithostratigraphischen Einheit lassen sich wohl nur mit Hilfe aufwendiger biostratigraphischer Profile an durchgehend aufgeschlossenen Abfolgen durchführen, wie z.B. nach dem Muster von MOSHAMMER (Aufnahmebericht 1993).

Blatt 74 Hohenberg

Bericht 1995 und 1996 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 74 Hohenberg

GODFRIED WESSELY
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 1995 wurde die Schneebergdecke der Südflanke des Preintales sowie der Anhöhe des Hubmerkogels und des Kammes, der von diesem in östlicher Richtung bis hinunter ins Preintal zieht, aufgenommen. Es handelt sich um eine mitteltriadische Schichtfolge aus Gutensteiner Dolomit, Steinalkalk und basaler Rauhwacke (Anhöhe Hubmerkogel), Filamentkalk und Grafensteigkalk des Ladin. Die Verbreitung dieser Schichten ergibt infolge ihres etwa hangparallelen Einfallens ein etwas komplexes Bild. Die Mitteltriasfolge dürfte außerdem über dem Gutensteiner Dolomit eine Eigenbewegung durchgeführt haben, die zu einer Antiklinalbildung im Bereich des Hubmerkogels und des Kammes ostwärts davon geführt hat. Am Hubmerkogel ist der Kern der Antiklinale durch das Auftauchen von Rauhwacke und Dolomit unter Steinalkalk erkennbar. Das ellipsenförmige Hervortreten von tieferen Schichten (Anis) unter den Ladinischen Schichten im Talbereich des Preinbaches ist hauptsächlich ein Erosionseffekt.

Im Jahr 1996 wurde die nördliche Talflanke des Preintales bis nahe der Hochfläche des Kleinen Fegenbergs kartiert. Im wesentlichen nordfallende Mitteltrias der Schneebergdecke mit mehreren Schichtgliedern grenzt an Obertrias der südlichen Gölle Decke, der gegen W zu auch Jura auflagert. Die Grenze trägt den Charakter einer steilen Störung, wobei auch Seitenverschiebung eine Rolle spielen dürfte.

Der Verlauf der Grenze Schneebergdecke/Tirolikum wurde südlich des Preinbaches weiterverfolgt; hier schiebt sich ein nach Westen ausladender Lappen aus Gutensteiner Dolomiten und anderen Mitteltriasanteilen als kaum zusammenhängende Serie, sondern eher als ein Schollenmosaik über Obertrias und im Raum der Zwieselmauer über Jura. Isolierte Vorleger aus Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomiten finden sich noch auf der Süd- bis Ostseite des ESE-ziehenden Kammes des Mitterberges und an der Südflanke desselben. Sie liegen ebenfalls der Obertrias und dem Jura der südlichen Gölle Decke auf. Die detaillierte Aufnahme des Jura ermöglichte eine grobe Erfassung der stratigraphischen Abfolge nach lithologischen Gesichtspunkten.

Eine mikrofazielle und mikrofaunistische bzw. floristische Untersuchung ist noch ausständig.

Eine Eingleitung von Obertriasschollen und vermutlich auch von Basisanteilen der Schneebergdecke in den Jura ist ins Auge zu fassen.

Ein bemerkenswertes Störungselement zieht vom Gebiet SE des Gehöftes Mitterhofer über das Weidental bis zum südlichen Gipfelbereich des Mitterberges und von da kammabwärts. Es zerschneidet hauptsächlich Obertrias der Gölle Decke und ist markiert durch zahlreiche isolierte Schollen von Jura in Rotfazies vom Typ, wie er zwischen Hoher Turm und Zwieselmauer verbreitet ist und von einigen Obertriasschollen. Allerdings ist die Herkunft der Schollen und der Bewegungssinn der Störung noch Gegenstand weiterer Überlegungen.

Ein flächenhaftes Herausschieben von Jura und Basisanteilen der Schneebergdecke am kartierten Südwestende der Störung verstärkt den Eindruck einer Horizontalverschiebung mit zahlreichen Scherlinsen.

Blatt 91 St. Johann in Tirol

Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 91 St. Johann in Tirol und 122 Kitzbühel

JÜRGEN REITNER

Schwerpunkte der Arbeit waren einerseits die Komplettierung der Aufnahmen im Gebiet der Fieberbrunner Ache

von Fieberbrunn bis St. Johann sowie die gemeinsam mit G. PESTAL begonnene Neuaufnahme des Bichlachs von Kitzbühel bis St. Johann.

Bichlach (ÖK 91 und ÖK 122)

Es handelt sich hierbei um den hügeligen Bereich zwischen Reither Ache im Westen und Großache im Osten. Die ältesten quartären Sedimente des Bichlachs treten am Südostfuß des Lebenberg (883), unmittelbar nördlich des Stadtgebietes Kitzbühel, auf. Im Liegenden der Würm-

(OPP), *Liospiriferina darwini* (GEMM.), *Dispiriferina* sp., *Lobothyris punctata* (SOW.), *Lobothyris andleri* (OPP), "*Terebratula*" *juvavica* GEYER, *Linguithyris* aff. *cornicolana* (CANAV.), *Bakonyithyris apenninica* (ZITT.), *Securina partschi* (OPP), *Zeilleria mutabilis* (OPP), *Zeilleria* aff. *mutabilis* (OPP), *Zeilleria venusta* (UHL.), *Zeilleria perforata* (PIETTE), and *Zeilleria baldaccii* GEMM. The geology of the area was dealt with recently in the thesis by E. SCHÖLLHORN („Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der Langbathzone, Oberösterreich, unter besonderer Berücksichtigung der Kreidesedimente“ – Diplomarbeit am Inst. für Paläontologie u. Hist. Geologie der Ludwig-Maximilian-Universität München, 1989). Thanks to the kindness of Dr. G. SCHAIRER (München) I was shown the thesis in which the following brachiopod species were mentioned, resp. figured: from Steinbachgraben *Spiriferina* cf. *rostrata* SCHL., *Cincta numismalis* LAM., *Rhynchonella* cf. *Cirpa* SCHL., and from near-by Klausgraben *Waldheimia* (*Zeilleria*) *partschi*, *Zeilleria mutabilis*, *Spiriferina* sp., *Rhynchonella* cf. *variabilis*, *Rhynchonella* cf. *glycinna* GEMM., according to E. SCHÖLLHORN all coming from the "Brachiopodenreiche Kondensationkalke (Spaltenfüllungen)".

Reddish, crinoid-bearing Hierlatz Limestone in the upper part of the ski-run, above the fork "Kanonenrohre", on Untersberg (Salzburg) yielded: *Prionorhynchia greppini* (OPP), *Prionorhynchia* aff. *undata* (PAR.), *Cirpa latifrons* (GEYER), *Cirpa* cf. *fronto* (QUENST.), *Salgirella albertii* (OPP), *Cuneirhynchia palmata* (OPP), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP), *Liospiriferina* cf. *obtusa* (OPP), *Lobothyris* cf. *andleri* (OPP), *Zeilleria* aff. *alpina* (GEYER) and *Zeilleria* aff. *baldaccii* GEMM.

Greyish Liassic brachiopod coquina in the neptunian dikes (up to 30 m long and 1.5 m thick) parallel to bedding in the lagoonal Dachstein Limestone, in the curves of the Loser Mountain road near Altaussee contained: *Prionorhynchia polyptycha* (OPP), *Prionorhynchia* aff. *polyptycha* (OPP), *Prionorhynchia flabellum* (GEMM.), *Cirpa* aff. *latifrons* (GEYER), *Calcirhynchia fascicostata* (UHL.), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP), *Liospiriferina angulata* (OPP), *Liospiriferina obtusa* (OPP), *Liospiriferina brevirostris* (OPP), *Liospiriferina sylvia* (GEMM.), *Lobothyris punctata* (SOW.), "*Terebratula*" aff. *schlosseri* BÖSE, *Securina partschi* (OPP), *Bakonyithyris ewaldi* (OPP), *Zeilleria mutabilis* (OPP), *Zeilleria stapia* (OPP), *Zeilleria alpina* (GEYER), *Zeilleria choffati* HAAS, *Zeilleria* aff. *batilla* (GEYER), and *Zeilleria* aff. *thurwieseri* (BÖSE).

Numerous neptunian dikes are known from the Dachstein Limestone of the Dachstein Plateau. Their Hierlatz-kalk infilling contains abundant brachiopods, e.g. S Wiesberghaus. On the E side of the bottom of the Wildkarkogel

(2163 m), the following species were found: *Calcirhynchia plicatissima* (QUENST.), *Calcirhynchia fascicostata* (UHL.), *Prionorhynchia greppini* (OPP), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP), *Cuneirhynchia* aff. *retusifrons* (OPP), *Liospiriferina brevirostris* (OPP), *Liospiriferina* aff. *alpina* (OPP), *Liospiriferina* aff. *alpina* (OPP), *Liospiriferina* cf. *obtusa* (OPP), *Callospiriferina* sp.n., *Callospiriferina* cf. *tumida* (BUCH), *Lobothyris andleri* (OPP), *Bakonyithyris ovimontana* (BÖSE), *Bakonyithyris engelhardti* (OPP), *Zeilleria mutabilis* (OPP), *Zeilleria* aff. *mutabilis* (OPP), *Zeilleria choffati* (HAAS), *Zeilleria* cf. *venusta* (UHL.), *Zeilleria alpina* (GEYER), *Zeilleria thurwieseri* (BÖSE), *Zeilleria frontensis* (ROTHPL.) and *Zeilleria engelhardti* (OPP). In the neptunian dike NE Wildkarkogel *Cirpa subcostellata* (GEMM.), *Cuneirhynchia palmata* (OPP), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP), "*Rhynchonella*" aff. *diptycha* BÖSE, *Liospiriferina* cf. *gryphoidea* (UHL.), *Bakonyithyris ovimontana* (BÖSE), "*Terebratula*" *gracilicostata* BÖSE, *Zeilleria mutabilis* (OPP) and *Zeilleria* aff. *stapia* (OPP) were recognized. Both occurrences yielded brachiopod assemblages suggesting a possible younger age in comparison to the other localities studied.

Hierlatzkalk brachiopods from the Grimming Mt. (2351 m) area could be studied thanks to the collections from Hirscheben-Wald by F. BÖHM (Inst. f. Paläontologie der Univ. Erlangen), and from Schober by G. MANDL (GBA Wien). Hirscheben locality (SW Kulm) yielded *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP), *Prionorhynchia flabellum* (GEMM.), "*Rhynchonella*" aff. *zugmayeri* GEMM., *Lobothyris punctata* (SOW.), *Lobothyris andleri* (OPP), *Phymatothyris* (?) aff. *rudis* (GEMM.), *Bakonyithyris apenninica* (ZITT.), *Securina partschi* (OPP), *Zeilleria alpina* (GEYER), *Zeilleria catharinae* (GEMM.), and *Zeilleria* aff. *perforata* (PIETTE). From Schober (SE Girtstatt) the following species are known: *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP), *Calcirhynchia plicatissima* (QUENST.), *Prionorhynchia fraasi* (OPP), *Liospiriferina* cf. *alpina* (OPP), *Bakonyithyris engelhardti* (OPP), *Bakonyithyris* cf. *apenninica* (ZITT.), *Lobothyris andleri* (OPP), *Zeilleria mutabilis* (OPP), *Zeilleria alpina* (GEYER), and *Zeilleria* aff. *venusta* (UHL.).

Red biosparitic Liassic limestones in the area of Schober, NNE Wurzer Alm (1427 m) (sheet 98 Liezen) yielded: *Prionorhynchia greppini* (OPP), *Prionorhynchia* aff. *flabellum* (GEMM.), "*Rhynchonella*" *guembeli* OPP., *Salgirella albertii* (OPP), *Cuneirhynchia palmata* (OPP), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP), *Cuneirhynchia cartieri* (OPP), *Cirpa latifrons* (GEYER), *Cirpa planifrons* (ORMÓS), *Septocrurella* (?) *uhligi* (HAAS), *Liospiriferina* cf. *alpina* (OPP), *Lobothyris ex gr. punctata* (SOW.), "*Terebratula*" aff. *ovatissima* (QUENST.), *Rhapidothyris* (?) *beyrichi* (OPP), *Rhapidothyris* (?) *nimbata* (OPP), *Bakonyithyris ewaldi* (OPP), *Securina partschi* (OPP), *Zeilleria mutabilis* (OPP), *Zeilleria choffati* (HAAS), *Zeilleria alpina* (GEYER), and *Zeilleria* cf. *stapia* (OPP).

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1995 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

BEATRIX MOSHAMMER

Die östlichen und südöstlichen Ausläufer des Kasberges bilden das Kartierungsgebiet. Davon wurden Grat und Südflanke des Rückens, der von der Lahneralm ostwärts zieht, die südlichen Kare des Jausenkogel, der Riedel mit der Kirchdorfer Hütte (Köte 1336), der westliche Teil des Moltertales zwischen 1200 m und 860 m Sh sowie der

südlich folgende Riedel nördlich Langscheidalm kartiert. Zum Teil handelte es sich um Revisionsbegehungen.

Lithostratigraphie

Der Kenntnisstand über die bereits im Kartierungsbericht 1993 aus dem Moltertal beschriebene mitteltriadische Gutensteiner-, Reiflinger-Kalk- und Wettersteindolomit-Entwicklung wurde in der flächigen Kartierung getestet. Dafür war es notwendig, die ausgehend von Profilen erstellte Gliederung etwas zu modifizieren und zu straffen. Die Schichtfolge gliedert sich nun folgendermaßen:

– Gutensteiner Dolomit – Anis

- Gutensteiner Kalk (dessen Typen noch nicht lithostratigraphisch erfaßbar waren) – Anis
- Steinalmkalk – Anis
- Untere Reiflinger Kalke (1993 gegliedert in Pelsonische Beckenfazies [mit Meiereck-Mergel], Anisischen Reiflinger Kalk und Ladinischen Reiflinger Kalk partim) – Mittelanis (Pelson) bis tiefes Ladin (Fassan 1)
- Reiflinger Bankkalk (1993 Reiflinger Rippenkalk) – Fassan 1
- Allodapische Bankkalke (1993 Ladinischer Allodapischer Kalk) – hohes Unter- bis Oberladin bzw. in fazieller Vertretung
- Obere Reiflinger Kalke (1993 Ladinischer Reiflinger Kalk partim) – hohes Unter- bis Oberladin
- Dolomitisierte Bereiche der Allodapischen Bankkalke und der Oberen Reiflinger Kalke
- Wettersteinkalk sowie basale allodapische Schüttungen im Wettersteinkalk (neu ausgetrennt) – Ladin i.A
- Wettersteindolomit (Ladin - Unterkarn)
Auffällige Gesteinstypen wie Tuffite und Brachiopoden-Kalke der pelsonischen Beckenfazies werden lokal ausgetrennt.

Regionale geologische Beschreibung

Jausenkogel (1514) – Hochstein (1405)

Kammbereich und Südhänge des Bergrückens werden von Gutensteiner Kalken dominiert. Unter diesen überwiegen dunkle, bituminöse, dünnbankige, z.T. plattige, bisweilen mit sehr kleinen Hornsteinkügelchen, häufiger jedoch geflaserte Kalke mit tonig-mergeligen Schichtflächen. Als untergeordnete Typen treten sehr dickbankige bis massive, intensiv mit Kalzitklüften durchsetzte, beige, meist schwächer bituminöse, mikritische, biogenarme Kalke auf (Pr. 50/95: Mudstone mit Echinodermaten, Ostracoden, Radiolarien), die Ähnlichkeiten mit Steinalmkalk zeigen, denen jedoch Kalkalgen fehlen. Daneben können die dickbankigen Kalke faziell auch den dünnbankigeren Gutensteiner Kalken nahestehen und ein diesen vergleichbares Fossilspektrum aufweisen (Pr. 47/95: [partiell dolomitisiert] Echiniden, Crinoiden, Brachiopoden, Ostracoden).

In nicht durchgehend zu verfolgenden Horizonten dünnbankiger, feinknolliger Kalke, als Abart des flaserigen oder plattigen Gutensteiner Kalkes, zeigt das Gefüge Spuren grabender Organismen als wurstelförmige Auftragungen auf den Schichtflächen („Wurstelkalke“).

Im dünnbankigen Gutensteiner Kalk finden sich lagenförmig angehäuften Fragmente von Crinoidenstielen, bestehend einmal aus max. 12 artikulierte Columnalia von ca. 3 mm Durchmesser (Pr. 95057). Ebenfalls in einer Bank angereichert treten artikulierte, überwiegend mit Sparr gefüllte, ca. 7–10 mm lange Bivalven auf (Pr. 60/95).

Nur am Plateau östlich des Jausenkogels steht Gutensteiner Dolomit in streichender Vertretung von dünnbankigem Gutensteiner Kalk an. Er ähnelt diesem auch, sieht man vom feinzuckerkörnigen Dolomitgefüge und der nuancenweise helleren Färbung ab.

Auf diesem Plateau sowie auf der südlich tiefer vorgelagerten Lahneralm treten Dolinen mit bis mehrere 10er m Durchmesser auf. Am Kamm längs des Hochsteins erreichen ihre Ausmaße nur einige Meter.

Ein vom Typus her dem dickbankigen Gutensteiner Kalk entsprechender Kalk liegt annähernd sählig und nach E treppenartig abgesenkt, etwa 10 m (W) bis 5 m (E) mächtig in isolierten Vorkommen am Grat des Jausenkogel-Hochstein-Zuges dem dünnbankigen Gutensteiner Kalk auf. Er

bildet im W die Hochfläche des 300 m vom Jausenkogel-Plateau gegen SE ziehenden Sporns (1490 m Sh), den oberen Teil der auffälligen Felszinne, die sich ca. 400 m E des Hochsteins erhebt (1370 m Sh) und die 200 m breite Verebnung (ca. 1120 m Sh) im Osten. Makroskopisch handelt es sich um hellbraunen, strukturlosen Mikrit (Pr. 56/95, 62/95), dickbankig bis tekonisiert massiv und kleinklüftig, im östlichen Vorkommen (1120 m) teilweise auch dunkler gefärbt (Pr. 47-50/95). Dort kommt ihm eine hangende Position innerhalb der Gutensteiner Kalk-Abfolge zu, da er von wenige Meter mächtigen, anisischen Reiflinger Kalken (Pelson *Gondolella cf. bulgarica* Pr. 95051C) überlagert wird.

Am Nordhang des Hochsteins ist an der Forststraße bei 880 m Sh die Deckengrenze mit Hauptdolomit und untergeordnet wenige Meter mächtigen Schollen von Plattenkalk der liegenden tektonischen Einheit, nämlich Staufen-Höllengebirgs-Decke, und Gutensteiner Kalken der hangenden Totengebirgs-Decke aufgeschlossen. Die basisnahe Entwicklung der Gutensteiner Kalke zeigt sehr bituminöse, dünne und dunkle, von weißen kalzitischen Klüften durchsetzte Kalkbänke und Lagen von schwarzbraun glänzenden Schiefertönen. Zwischen diesem Aufschluß und der Überlagerung durch den oben genannten Reiflinger Kalk errechnet sich rein theoretisch eine Mächtigkeit von 320 m bei 165/30 Einfallen, bzw. 250 m bei sählicher Lagerung für die Gutensteiner Kalk-Abfolge. Obwohl meist mittelsteiles Einfallen gegen SE zu beobachten ist, weist der Verlauf der Deckengrenze oder der Schichtgrenzen, wie z.B. die umlaufend streichenden Gutensteiner Kalke auf der östlichen Verebnung, auf den niedrigeren Wert hin.

Ein zweites Vorkommen von Reiflinger Kalk (anisischer Typus) steht am Grat in der Vertiefung zwischen Hochstein und östlicher „Zinne“ sehr geringmächtig und 10 m lang über dickbankigem G.K. an. Es handelt sich um mittelbraunen, mikritischen Reiflinger Kalk mit >10 cm großen Hornsteinknollen (Pr. 95061 Conodonten: neg.). Östlich grenzt mit tektonischem Kontakt dickbankiger G.K. der beschriebenen „Zinne“ an.

Die Aufschlüsse am Südhang des Hochstein-Rückens sind, bedingt durch das hangparallele Einfallen und Hangschuttüberdeckung, abgesehen vom SW-Hang der östlichen Verebnung, auf den oberen Teil der Bergflanke beschränkt, wo einzelne Gesteinszüge bei internem SE-Fallen in NE–SW-Richtung ausstreichen.

Einen Einblick in die Heterogenität einer ca. 115 m mächtigen Gutensteiner Kalk-Schichtfolge bieten West- und Südwesthänge im Kar südlich Jausenkogel bzw. westlich Lahneralm. Etwa 25 m beträgt der liegende Felszug, welcher nördlich des Schuttfächers Schutt- und Blockschutthalde überragt und vermutlich bei ca. 1420 m Sh am Grat SW Jausenkogel aushebt. Er setzt sich aus kompetenten, sowohl 1 dm ebenflächig bis knollig gebankten (Crinoiden-Packstone bis Mudstone) als auch flaserigen Kalken mit darin auftretenden Horizonten vom Typus „Wurstelkalk“, zusammen. Durch Störungen getrennt (Vertikalversätze und synthetische Störungen) läßt sich dieses Schichtpaket auch in der gegen ESE umgebogenen südlichen Flanke bis zur Basis bei 1240 m Sh vermuten. Hangend folgen (Profil am Steig in 1350 m Sh, Mächtigkeiten geschätzt): Rippenbildend 3 m dickbankige Mikrite und Encrinite; 4 m Übergang zu 6 m flaserig-knolligen (tlw. ähnlich „Wurstelkalken“), bis 1 dm gebankten Kalken; rippenbildend 2 m kompetente, extrem knollige Mikrite mit Schalendetritus und Mergelflasern; 8 m Aufschlußlücke; rippenbildend 8 m kompetente, cm/dm-

wellige bis knollige Kalke („Wurstelkalke“) alternierend mit 2 dm-plattigen Kalkbänken; 6m schlecht aufgeschlossene Knollenkalke. Unterbrochen durch saigere SE–NW-Störungen weiterhin ca. 15 m vorwiegend knollig-flaserige, abwechselnd max. 5 cm plattige Kalke. Als eigenständige Wand folgen über 1420 m Sh, beginnend mit einer schichtparallelen Aushöhlung an der Wandunterkante, 40 m dünnplattig-schichtige, hangend dickbankig-massige Kalke.

Das Hangende dieser Schichtfolge stellt ein annähernd WSW–ENE-streichender, tektonisch mehrfach versetzter oder unterdrückter bzw. aufgrund quartärer Bedeckung nur abschnittsweise aufgeschlossener Steinalkalk-Zug (max. 20 m mächtig) dar. Dieser ist N der Kirchdorfer Hütte bis N des Katzengrabens bei 900 m Sh zu verfolgen und immer wieder mit geringmächtigen Reiflinger Kalken verschuppt. Er ist massiv bis dickbankig ausgebildet und zeigt an zwei, ca. 1 km entfernten Aufschlüssen einmal einen biogenarmen, mikritischen bis rekristallisierten Kalk (Pr. 64/95), im anderen Fall einen arenitisch-ruditischen Detrituskalk mit Echinodermen-Rindenkörnern, vermutl. Dasycladaceen-Resten, Onkoiden, Peloiden und Algenlumps (Pr. 24/95).

Katzengraben – Mangstleith

Der Katzengraben folgt einer annähernd E–W-Störungszone und trennt den beschriebenen Hochsteinbergzug vom Hochkogel-Rücken im S. Letzterer ist überwiegend aus Wettersteindolomit aufgebaut. Reste glazialer Ablagerungen sind im Katzengraben im Bereich Sonnbrand zwischen 1100 und 900 m Sh sowie im östlichen Teil nordseitig bei Mangstleith zwischen 740 und 900 m Sh bzw. südseitig um 740 m Sh, wo sich auch eine Schottergrube befindet, verbreitet.

Der Katzengraben schneidet sich in seinem unteren Verlauf, ab etwa 780 m Sh in eine theoretisch 50 m mächtige Reiflinger Kalk-Abfolge ein. Im östlichen (liegenden) Abschnitt – ohne Hinweis auf die stratigraphische Unterlagerung – fällt sie durchschnittlich mit 195/16 ein. Ihr hangender Abschnitt wird ins höhere Unterladin, bzw. den Grenzbereich Unter-/Oberladin (Fassan/Longobard) gestellt. Pr. 9/91, 2 m liegend des Dolomites auf der Südseite des Grabens, nahe dem östlichen Kartenrand gibt Ladin-U.-Karn (*Gladigondolella tethydis* ME) an. Aus dem nordseitigen Straßenprofil unter Mangstleith entstammt das gleiche Conodonten-ME (Pr. 46/95) einer Wechsellagerung mit Tuffit. Das SW gelegene südseitige Profil erbringt mit *Neogondolella transitans* (Pr. 40/95) bzw. *Neogondolella prähungarica* (Pr. 41/95) höheres U.-Ladin bzw. höheres U.-Ladin bis tiefes O.-Ladin. Im zuvor genannten, auf 15 m Mächtigkeit geschätzten Straßenprofil, das nun flach gegen W einfällt (durchschnittlich 270/17), befinden sich von W (liegend) nach E (hangend) cm–dm-gebankte, wellig-schichtige Kalke mit bis 2 cm Hornstein- und Mergellagen (3 m), nach einer Scherzone gefolgt von 0,5 m ebenflächig gebankten, etwas Hornstein-führenden Kalken (Filament-Mudstones/Wackestones; 4 m). Nach weiterem tektonischen Kontakt folgen ca. 1 dm gebankte Kalke (Radiolarien-/Filament-Mikrite), die Verkieselungen in Form von Schnüren, Knollen oder Kügelchen, und Mergelkrusten aufweisen. In letzterer, etwa 8 m-Folge treten basal Tuffzwischenlagen auf. Allerdings ist dieses Leitgestein aufgrund von Störungen nicht durchgehend zu verfolgen. Im Hangenden folgt Dolomit. Das Kartenbild weist in seinem Grenzbereich auf ein streichendes Nebeneinander von dünnbankigem Dolomit und Kalk hin. Im ersten größeren Dolomitaufschluß im Straßenriß bei der Kreuzung in

800 m Sh handelt es sich um z.T. cm-gebankten, hellen, porösen Dolomit ohne Anzeichen von Hornsteinen. Dieser Dolomit grenzt jedoch selbst, knapp 100 m weiter nördlich, tektonisch an den Gutensteiner Kalk des Hochstein-Zuges. Westlich Mangstleith ist abschnittsweise zwischen verschiedenen einfallenden Gutensteiner Kalken und hangenden Reiflinger Kalken kein Dolomit eingeschaltet, was bedeutet, daß er entweder tektonisch fehlt oder die Dolomitisierung des Reiflinger Kalkes unterblieb.

Auf der Südseite des Katzengrabens, S Kote 731, ist zwischen 730 m und 780 m Sh das Pendant zum nördlichen Straßenprofil bei gleicher Lagerung aufgeschlossen. Es erschließt über Hangschutt (Pr. 40/95 stammt aus ver-rutschtem Bereich) eine ca. 25 m mächtige Folge, die mit den in verschiedener Ausbildung verkieselten Kalken im N vergleichbar ist. Der Tuffithorizont ist nicht aufgeschlossen, hingegen finden sich im hangenden Teil gleichfalls feinkräuselig ausgebildete Schichtflächen mit tonigen und kieseligen Krusten. Zudem weisen diese Partien dünne dolomitische Einschaltungen auf. Während auf der Nordseite isolierte Kalkeinschaltungen im Dolomit nicht beobachtet wurden, finden sich auf der Südseite östlich dieser Abfolge in Straßenaufschlüssen bei 720 m Sh dolomitisierte Anteile von Reiflinger Kalk bzw. im Streichen dünnbankige Dolomite. Des weiteren ist im südöstlich der Folge befindlichen „Dolomitgraben“, in 780 m Sh ein 2 m linsiger, stark tektonisierter Kalk eingeschaltet (Pr. 38/95 A Stef. d. cf. *Gladigondolella tethydis* ME), der noch als nicht dolomitisiertes Reiflinger Kalk-Relikt aufgefaßt wird.

Somit ist festzuhalten, daß ohne stratigraphischen Verband zur anisischen Entwicklung der Hochstein-Südflanke gegen S eine Dolomitfolge anschließt (im Großen aus Wettersteindolomit aufgebaut), deren Liegendes von Reiflinger Kalken gebildet wird, die im tiefer erodierten Katzengraben-Ausgang aufgeschlossen sind. Diese werden aufgrund ihrer Fazies und ihres Alters (höheres U.-Ladin bis vermutl. O.-Ladin) zu den Oberen Reiflinger Kalken gestellt. Sie unterscheiden sich faziell von den Allodapischen Bankkalken (1993 syn. Ladinische Allodapische Kalke), welche im südlichen 1,5 km entfernten Zösenbach-Moltertal (Profil Moltertal Schuppe III) auftreten, da sie frei von detritischen Schüttungen sind. Es wird angenommen, daß der Tuffithorizont beider Abfolgen ident ist und in das tiefe Oberladin zu stellen ist. Die Mächtigkeit der südlichen Allodapischen Bankkalke beträgt ca. 50 m, unter Einbeziehung dolomitisierter Hangendpartien im Liegenden des Wettersteindolomites. Ähnliche Mächtigkeitsverhältnisse und ein teilweise ebenso diffuser Dolomitübergang im Liegenden des Wettersteindolomites ist im Katzengraben zu beobachten.

Kirchdorfer Hütte (Ahornalm) – Hochkogel

Der Rücken um die Kirchdorfer Hütte wird aus hellbeigen dickbankigen Kalken aufgebaut (Pr. 63/95, 65/95, 66/95, 67/95C [*Gladigondolella tethydis* ME]). Sie erscheinen etwas heller als Steinalkalk und sind von diesem im stärker rekristallisierten Zustand schwer zu unterscheiden. Meist handelt es sich um brekziöse Typen, bestehend aus sparitisch zementierten, unsortierten Komponenten, wie Bioklasten von Korallen und vermutlich Sphinctozoen, sowie Peloiden, Foraminiferen und Algenlumps. Im Schlift ist partielle Dolomitisierung zu beobachten. Sie werden etwa 10–20 m mächtig und sind aufgrund ihres stratigraphischen Niveaus, der Helligkeit und der Verzahnung mit Dolomit als „Basale allodapische Schüttungen im Wettersteinkalk“ ausgewiesen. Im Liegenden gehen sie unscharf in die dunkleren, etwas dünner gebankten, fein-

körnigeren, gering Hornstein-führenden Allodapischen Bankkalke über. Paläogeographisch dürften sie die riffbezogen proximalere Position als die Allodapischen Bankkalke einnehmen. Im NW werden sie durch die westliche Störungsfortsetzung des Katzengrabens vom Steinalmkalk getrennt. Im Bereich der Störungszone sind im NE Graben bei 1180–1210 m Sh Schollen von großteils dolomitisiertem Reiflinger Bankkalk (dickbankiger, hornsteinfreier Kalk mit grünen Mergelschmitzen des Fassan 1; 1993 syn. Reiflinger Rippenkalk) aufgeschlossen. Grabenabwärts und am Nordhang (Straßenböschung) folgen wellig-schichtige, reichlich Hornstein-führende Kalke mit tonigen Zwischenlagen und tlw. rostroten Kluffüllungen (Filament-Radiolarien-Mudstones, Filament-Wackestones), die als Untere Reiflinger Kalke des Anis/Ladin-Grenzgebietes angesprochen werden. Sie grenzen am Nordhang bei 1230 m Sh (Straßenböschung), unter Auslassung der pelsonischen Beckenfazies an den bereits erwähnten Steinalmkalk-Zug (Pr. 95/24).

Die Verebnung südlich der Ahornalm (um 1200 m Sh) bilden Allodapische Bankkalke, möglicherweise eher in ihren liegenden Anteilen, und, mit ihnen verzahnend, Dolomitbereiche sowie der oben beschriebene basale Wettersteinkalk. Bei schlechten Aufschlußverhältnissen ist die Aushaltung der Allodapischen Bankkalke und ihre Unterscheidung von den detritusfreien Oberen Reiflinger Kalken kritisch, da sie nur zu einem geringeren Teil tatsächlich aus allodapischen Bänken mit Flachwasserkomponenten wie Peloiden, Foraminiferen und Algenlumps gebildet werden. So sind ihre basalen Bänke eher sehr feinkörnig- bzw. nur nesterförmig detritusführend und entwickeln sich allmählich durch Filament-Abnahme und Detritus-Zunahme aus dem Reiflinger Bankkalk (vgl. Moltertalprofil-Schuppe 3). Obendrein sind sie vom Hangenden her verschieden tief dolomitisiert. Dazu kommt die Tektonik, die bewirkt hat, daß im angesprochenen Gelände nur im SW der Ahornalm, zwischen 1200 und 1280 m Sh, ein Übergang aus dem Liegenden von Gutensteiner Kalk an, wengleich tektonisch sehr stark reduziert, gegeben ist. Gegen E zu mündet dieser Übergang in eine Über- und Aufschiebung, an der die beschriebenen Allodapischen Bankkalke u. a. auf Steinalmkalk oder Unteren Reiflinger Kalken zu liegen kommen und der Reiflinger Bankkalk weithin unterdrückt ist. Solche Überschiebungen durch Allodapischen Bankkalk und seine Hangendabfolge sind für den weiteren Bereich des Moltertales charakteristisch, wobei die Abscherung meist längs der Grenze Reiflinger Bankkalk/Allodapische Bankkalke oder innerhalb der Allodapischen Bankkalk-Dolomit-Abfolge erfolgte. Bemerkenswerterweise endet die Schichtfolge der im Liegenden dieser Überschiebung auftretenden Schuppen 1, 2 und 2a im Moltertal ebenfalls jeweils im Reiflinger Bankkalk. Daß der Allodapische Bankkalk jedoch auch noch im Verband auftritt, zeigt u. a. Schuppe 3 im Moltertal.

Bergücken zwischen Moltertal im N und Langscheidalm im S

Die N-Hänge werden meist als Schönstell-Rücken, die S-Hänge meist als Langscheidrücken bezeichnet.

Ein schichtparallel angeordneter, WNW-gerichteter Schuppenbau mit einer kleinen Deckscholle und Überschiebungen im Hangenden bauen diesen Bergzug auf, der bei 1200 m Sh unter dem Roßschopf ansetzt und in WNW-ESE-Richtung bis Kote 672 Finsterriegler zieht. Die erwähnte Deckscholle ist ca. 300 m lang, besteht aus ca. 6 m mächtigen, nach N wandbildenden Allodapischen-

Bankkalken mit Tuffiteinschaltung und zusätzlich hangenden Dolomitvorkommen. Sie befindet sich direkt am Grat, im W über Gutensteiner Kalk (dünnbankiger Typus), im E über Steinalmkalk. Diese Unterlagerung gehört zur liegendsten Schuppe, wobei der Steinalmkalk-Zug gegen E ins Moltertal hinunter streicht. Im Moltertal wird er etwa 150 m dextral an einer WNW-ESE-Blattverschiebung versetzt und wird mit jenem der Schönstelhütte und somit jenem der Schuppe 1 des Moltertales verbunden. Auf dieser, ca. 20 m mächtigen, flach-mittelsteil ESE-fallenden kompetenten Unterlage des Steinalmkalkes erhielt sich die, zumindest von den Formationen her vollständige, hangende anisisch-ladinische Schichtfolge, wie sie sich auch anhand der Moltertal-Schuppen ergab. Sie beißt aus im Kammbereich, wo sie südlich des Grates an einer neuverlängerten Forststraße von 1060 bis 1030 m Sh aufgeschlossen ist, sowie in den Nordhang hinabziehend bis SW Schönstell. In diesem Straßenprofil Langscheidrücken ist die Schichtfolge im Hangenden des Steinalmkalkes ca. 80 m mächtig, worauf noch ca. 20 m Dolomit folgt. Beide Tuffithorizonte, sowohl der Anis/Ladin-Grenztuffit als auch der Tuffit im Oberladin, stehen an. Die Hornsteinknollenkalke mit den Mergelinschaltungen hangend des Steinalmkalkes sind schichtparallel zerschert und teilweise schlecht aufgeschlossen. Der Reiflinger Bankkalk ist vergleichsweise geringmächtig (5 m), allerdings verflacht in seinem Hangenden die Morphologie mit nur mehr mangelhaften Aufschlüssen zusehends bis hin zu einer kleinen Einsattelung, östlich derer eine Kuppe, gebildet in der westlichen Unterlagerung aus Allodapischen Bankkalken (mit Tuffit), darüber in der Hauptsache aus Dolomit/Wettersteindolomit mit reliktschen Kalkeinschaltungen (z. B. Verbreiterung am Straßenende), anschließt. Ein Mächtigkeitsvergleich mit den Profilen im Moltertal (Schuppe 2a und 3) zeigt exakte Übereinstimmung hinsichtlich des unterladinischen Unteren Reiflinger Kalkes zwischen Grenztuffit und Reiflinger Bankkalk. Es zeigt sich weiters, daß die anisischen Abfolgen über dem Steinalmkalk im Moltertal sowohl in Schuppe 1 als auch in Schuppe 3 deutlich mächtiger sind als hier (40 bzw. 60 m versus 30 m). Auch sind der Reiflinger Bankkalk und die Allodapischen Kalke hier etwas geringmächtiger. Diese Unterschiede beruhen auf tektonischen und nicht faziellen Ursachen.

Eigentlich verwundert es, daß das beschriebene Profil hier erhalten ist, da im weiteren Verlauf nach E bergabwärts nur mehr sehr zerstückelte Schichtfolgen auftreten. Als dominierendes Element wird dieser Bergzug von Gutensteiner Kalk und flächenmäßig zurücktretendem, aber sehr starr reagierendem relativ mächtigem Steinalmkalk aufgebaut. Beide treten auf der S-Flanke mit Ausnahme des kleineren Ostteiles auf, und zwar fast bis in den Grabbereich, gut 200 m Mächtigkeit erreichend. Die Verbreiterung am N-Hang ist eine wesentlich geringere und zwar deshalb, weil das Moltertal um etwa 150 m weniger tief eingeschnitten ist als die Langscheidalm und somit wesentlich weniger von diesen Sockelgesteinen freilegt. Auf dieser Basis lagern schichtparallel ESE-fallende Schuppen: Schuppe A, die das beschriebene Profil und die mit Abstand ungestörteste Schichtfolge aufweist. Darüber liegen (gegen E zu) zwei weitere Schuppen B und C. Es zeigt sich, daß, obwohl gleichzeitig die starre Basis bildend, auch Steinalmkalk etwas an den Schuppen teilhat. Vorwiegend bestehen sie jedoch aus tektonisch reduzierten und gestörten Unteren Reiflinger Kalken und schließen mit dem Reiflinger Bankkalk, dessen Ausbisslinien sehr gut die Schuppengrenzen markieren. Über diesem Leitgestein

liegen eher deckschollenartig als im Verband, jedoch andererseits ohne deutliche Störung bereits im beschriebenen Profil als auch in den Schuppen B und C größere Dolomitvorkommen mit untergeordnet vorwiegend basisnah auftretendem Allodapischem Bankkalk. Der Ostabhang wird ausschließlich von dieser oberladinischen Abfolge von (oder auf) Schuppe C gebildet und zieht am südlichen Bergfuß auch noch nach W bis Langscheidalm. Auf der Südseite dieses Bergrückens verlaufen mehrere Störungen (um W–E pendelnd), wodurch Gutensteinerkalk verschuppt mit Steinalmkalk an Wettersteindolomit bzw.

den beschriebenen Allodapischen Bankkalk stoßen. Die Schuppen auf diesem Bergrücken lassen sich nicht eindeutig jenen des Moltertales zuordnen.

Korrektur zum Aufnahmebericht 1993

Die Diskrepanz, daß sich anhand einer Conodontenfauna in Schuppe III zwischen dem Anis/Ladin-Grenztuffit und dem RRK (jetzt Reiflinger Bankkalk) Oberanis (Illyr) befindet, erwies sich bei einer Revision der Conodonten als hinfällig. Es liegt somit eine ungestörte Abfolge vor.

Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

Bericht 1995 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

RAINER BRAUNSTINGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Nach den vorjährigen Aufnahmen entlang der Kalkalpennordgrenze wurde heuer das Gebiet nördlich zwischen der Steyr und dem Blatrand im Osten nahe der Enns fortgesetzt. Aufgrund der vielfach begrünten Aufschlüsse kann für den Raum Haunoldmühle – Steinbach an der Steyr – Bäckengraben zur Zeit noch keine flächendeckende Karte gezeichnet werden.

Die im Vorjahr kartierte „Gmachl-Rutschung“ liegt im Hangendschenkel der Knollerbergschuppe, die hier eine Schichtfolge von Seisenburger Schichten (Obere Bunte Mergel), Kahlenberger Schichten (Zementmergelerde) und Altengbacher Schichten umfaßt.

Nach Osten zu fehlen sowohl der inverse Liegendschenkel als auch die geringmächtigen Horizonte mit den roten und grünen Tonsteinen bzw. Mergeln. Im Färberbach sind diese Anteile an der saigeren Aufschiebung auf die nördliche Flyscheinheit tektonisch abgeschert. Richtung

Bäckengraben erschweren zahlreiche Kleinstörungen die Auflösung des Schichtverbandes erheblich: Lithologisch können die Altengbacher Schichten in den tiefsten, sandsteindominierten Horizont I und den kalkig dominierten Horizont II unterschieden werden, der sehr ähnlich den Kahlenberger Schichten (Zementmergelerde) ausgebildet ist. Um ein flächendeckendes Kartenbild zu erzielen, müssen in den nächsten Jahren alle saisonal wechselnden Aufschlüsse erfaßt werden.

Im Bäckengraben erkennt man deutlich den tektonischen Einfluß der Kalkalpen: Die Knollerbergschuppe folgt ebenso wie die südlichste Spadenbergschuppe dem Umbiegen des generellen kalkalpinen Streichens. Die Überschiebungsbahn der Kalkalpen greift beim Krukenbrettflach einen Kilometer nach Norden aus, wodurch auch die starke Kleintektonik im angrenzenden Flysch ihre Erklärung findet.

Eine Begehung jenseits der Steyr sollte das Tertiär von Adlwang betreffen (MAURER, 1971). Leider ist durch die schlechten Aufschlußverhältnisse zur Zeit kein Vergleich mit dem Hochhubfenster östlich der Steyr möglich. Dafür sind aus den Erkundungsbohrungen im Zuge der Umfahrung von Grünburg einige neue Erkenntnisse im Quartär in Sicht: an zahlreichen Stellen ist zwischen den Deckenschottern und dem Flysch Seeton erbohrt worden (freundl. mündl. Mitteilung von W. FÜRLINGER).

Blatt 69 Großbraming

Bericht 1996 über stratigraphische Untersuchungen in den Schrambachschichten auf Blatt 69 Großbraming

ALEXANDER LUKENEDER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der Diplomarbeit „Die Cephalopodenfauna der westlichen Losensteinermulde“ konnten in verschiedenen Aufschlüssen umfangreiche Fossilensammlungen (Cephalopoden und deren Begleitfauna) durchgeführt werden. Die Cephalopodenreste sind vorwiegend als Skulptursteinkerne und überwiegend flachgedrückt erhalten; vollkörperliche sind sehr selten.

Das genaue Aufsammlungsgebiet liegt in einer Mulde, welche hauptsächlich von Schrambachschichten einge-

nommen wird. Dieser E–W-streichende Muldenbereich, tektonisch als Klausrieglerschuppe (BRAUNSTINGL, 1986) ausgeschieden, wird nördlich und südlich von roten Jurakalken begrenzt. Die Schrambachschichten gehen im untersuchten Profil (unbenannter Seitenbach „KB1“) gegen den Muldenkern in Tannheimer Schichten über.

An einer Stelle, direkt beim Gasthaus Klausriegler (652 m), konnten außerdem noch Losensteiner Schichten beobachtet werden, welche sich hier aus hellen Mergeln mit Sandsteinbänken zusammensetzen.

Die Schrambachschichten dürften, berücksichtigt man die starke Verfaltung, eine Mächtigkeit von ca. 200 m erreichen, eine genaue Mächtigkeit der Tannheimer und Losensteiner Schichten kann nicht angegeben werden. Bei den hier erfaßten Losensteiner Schichten dürfte es sich um den Muldenkern handeln.

**Bericht 1997
über geologische Aufnahmen
in den Nördlichen Kalkalpen
auf Blatt 67 Grünau**

BEATRIX MOSHAMMER

Die geologische Kartierung auf den SE-Ausläufern des Kasberges wurde, aufbauend auf die Kartierung 1995 gegen Westen zum Kasberggipfel bzw. mit einer Begehung der Straße, die vom Almtal (Wildpark) auf den Kasberg führt, fortgesetzt.

**Vorläufige Aufnahme des Gutensteiner Kalkes
und überlagernden Steinalmkalkes
im Wildpark-Kasberg-Straßenprofil**

Die Deckengrenze (Plattenkalk zu Gutensteiner Kalk) befindet sich nach KRÜGER (1987) bei 1120 m SH (Höhenangaben auf topographische Karte abgestimmt).

Der i.A. flach ostfallende Gutensteiner Kalk zeigt einen unteren Teil (UGK), der aus dünnplattig absondernen Kalkbänken mit Mergel- und Tonfugen besteht (1120–1365 m SH). Die Kalkbänke sind 5 bis 10 cm dick (max. 15–20 cm), die sie trennenden Tonlagen sind meist <1 cm (mitunter auch mehrere Zentimeter mächtig). Der Kalk ist dunkelbraun-schwarz und bituminös. Als tektonische Phänomene werden Versetzungen (z.B. kleinräumige Abschiebungen) und Falten beobachtet. In der südlichen Kehre bei 1220 m ist im streichenden Übergang dieser plattige Kalk bei gleichbleibender plattiger Ausbildung mit zunehmender Klüftung weniger als 5 m mächtig dolomitisiert.

In der weiteren Profilabfolge stellt sich neben vorwiegend dünnplattiger Ausbildung (<4 cm gebankt) eine Variabilität in der Abfolge ein, indem den dünnplattigen Kalken einzelne ca. 20 cm dicke Bänke eingeschaltet sind, Ichnofossilien auftreten und die Schichtflächen der dünngebankten Kalke schwache Flaser- und Linsenschichtung aufweisen können.

Die Flaserung bis hin zur knolligen Auflösung der Kalke nimmt in bis 50 cm dicken Abschnitten, die mit dünn-schichtigen Kalken wechseln, zu und bei 1365 m SH (Graben) setzt erstmals eine mächtigere (4–5 m) Knollenkalkabfolge ein. Die Knollenkalk-Ausbildung ist vermutlich diagenetisch und tektonisch bedingt, da kompetente Kalkbänke mit dünnen Mergelzwischenlagen oder Flaserung im Streichen in Knollenkalke übergehen, dürfte aber auch von sedimentären Merkmalen wie Tongehalt und Bioturbation abhängen, da sie im UGK fehlt.

Der obere Teil der Gutensteiner Kalkfolge (OGK) wird durch mächtiger auftretende Knollenkalke ab dem beschriebenen Graben bei 1365 m SH festgelegt. Wie erwähnt, ist bei diesem Merkmal der Übergang aus dem Liegenden graduell. Über den beschriebenen Knollenkalken finden sich hier 4 m plattige Mergel und darüber eine 0,5 m mächtige kompetente Crinoidenkalkbank (dunkelgrauer Crinoiden-Pack-/Floatstone mit Brachiopoden und Mikritintraklasten). Bis zur nördlichen Kehre bei 1390 m SH treten vorwiegend Knollenkalke und sehr untergeordnet dünnplattige Kalke (Mudstones) auf sowie basisnah über der 0,5 m Crinoidenkalkbank einige weitere, aber geringermächtige Einschaltungen von Crinoidenschuttkalken.

Ab dem OGK sind tektonische Komplikationen wie westgerichtete Abschiebungen im m-Bereich bzw. Lücken und Wiederholungen von Profilabschnitten (s.u.) erkennbar.

Knapp unter der nördlichen Kehre bei 1390 m SH tritt ein 2 m mächtiger Abschnitt aus ca. 1 dm gebankten Kalke wechsellagernd mit gleich dicken Mergel-/Tonlagen auf, die an die Meiereck-Mergel (Pelson) des Moltertaltprofils erinnern, vgl. MOSHAMMER (1994). Allerdings sind hier im Umfeld dieses Kalk-Mergel-Members keinerlei knollige Hornsteinkalke (anisische Reiflinger Kalke) zu beobachten. Außerdem tritt dieses Kalk-Mergel-Member im untersuchten Profil, entgegen den Gegebenheiten im Moltertalt, bereits im Liegenden des Steinalmkalkes auf. Im untersuchten Profil treten diese Mergel im vermutlich Hangenden von dunklen, mikritischen, verwühlten Kalken mit kalzitaustragenden Hohlräumen (z.T. Fossilisationsporen von Gastropoden) auf bzw. werden überlagert durch wandbildende, mehr als 10 m mächtige, flaserige bis extrem knollige Kalke mit Ichnofossilien und Einschaltungen von einzelnen dm-Bänken mit Crinoiden-Lagen.

Im Bereich zwischen dem Graben bei 1415 m SH, südliche Kehre (1430 m SH), und etwas südlich vom Graben bei 1445 m SH werden, trotz allgemein flachen Osteinfallens, störungsbedingt die selben Schichten – Knollenkalke im Liegenden des Kalk-Mergel-Members – zuerst nach S hin ins Liegende und nach der Straßenumbiegung ein zweites Mal ins Hangende aufgeschlossen. Im Graben bei 1445 m SH ist das Kalk-Mergel-Member an zwei Störungen unterdrückt.

Dann folgen flaserig-knollige Kalke in Hangendposition zum Kalk-Mergel-Member und ebenflächig gebankte, 4 m mächtige Encrinite (helle Crinoiden-Arenite; 1460 m SH). Beide, Knollenkalke und Encrinite, treten störungsbedingt durch tektonische Wiederholung ein zweites Mal auf.

Es folgt hangend eine teilweise mergelige (?dolomitisch, Hohlkehlen bildend), verwühlte, dünn-schichtige, gefaserte und knollige Kalkfolge von ca. 13 m Mächtigkeit. Durch teilweise undeutliche Bankung gekennzeichnete helle wandbildende Kalke werden als Steinalmkalke interpretiert. Sie bilden die westseitigen obersten Wandpartien (bis 100 m mächtig), die die Straße im Bereich der Liftstation und des Ombrometers (ab 1480 m) noch anschnidet.

Zwei Proben aus diesen ohne Mergelfugen gebankten hellen Kalken zeigen zum einen einen strukturlosen Mikrit (34b), und zum anderen einen stark rekristallisierten Grainstone, in dem die zugerundeten Bioklasten (darunter viele Echinodermaten, seltener Foraminiferen) nur durch ihre Mikritrinden erkennbar sind, selbst durch Sparit ersetzt sind und in einer mikrosparitischen umgewandelten Zement-Matrix ein komponentengestütztes Gefüge bilden (34a).

**Fortsetzung der Kartierung
im Bereich der westlichen und nördlichen Talflanke
der Langscheidalm**

Grundsätzlich ist man in diesem Bereich einerseits mit der möglichen Untergliederung des Gutensteiner Kalkes in Unteren GK (= unteranisischer Gutensteiner Kalk sensu MOSER, 1992) und Oberen GK (Mittelanisischer Knollenkalk sensu MOSER, 1992), zum anderen mit der Abgren-

zung GK zu Steinalmkalk und schließlich mit der Zuordnung der auftretenden Dolomite konfrontiert.

In den Vorjahren wurde die Untergliederung des GK nicht vorgenommen, da in den Kasberg-Ostausläufern mit Ausnahme der hangend der Deckengrenze folgenden GK-Ausbildung am Nordhang des Hochsteins die UGK höchstens sehr untergeordnet auftreten. Demgemäß wurde der Mittel-anisische Knollenkalk sensu MOSER zu den GK gestellt. Da nun an die Kartierung von MOSER angeschlossen wird, wird diese Einheit mittels Übersignatur und durch den Vergleich mit der Ausbildung an der Kasberg-Straße abgetrennt. Charakteristisch für den UGK sind ebenflächige, dünnplattige, dünn-schichtige dunkle bituminöse Kalke (Mudstones), deren Tonbelege auf den Schichtflächen hellbraungrau anwittern. Demgegenüber zeigen die OGK dickbankige bis massige Kalke (feinspätige Mudstones) und vor allem knollige und geflaserte, meist im dm-Bereich gebankte Kalke. Sie führen einzelne oder auch gesteinsbildend Crinoiden, mitunter auch Brachiopoden. Ihre Färbung soll zwar etwas heller sein als die der UGK, ist meist jedoch ebenfalls dunkelbraun. In den dickbankig-massigen Partien können sie auch mittelbraun werden. In diesem Fall werden sie, wenn sie in größerer zusammenhängender Mächtigkeit (ab etwa 5–10 m) und mit hellbraun-beigen Abschnitten auftreten, als Steinalmkalk angesprochen. Wenngleich der Steinalmkalk im bisher erarbeiteten Idealprofil nur hangend des GK auftritt, gilt dies nicht für tektonisch gestörte Lagerungsverhältnisse. Nach MOSER (1992) sollen im unter-anisischen GK „Wurstelkalke“ zu beobachten sein, während andererseits in den Mittel-anisischen Knollenkalen auch Abschnitte dünnplattiger Kalke eingeschaltet sind. Dies erschwert die Zuordnung in tektonisch gestörten Abfolgen, wie z.B. der Langscheidalm-Rabenstein-Flanke.

Weiters wurde das Problem der Dolomite angesprochen: Im Bereich der Bezirksgrenze und östlich davon treten zwischen 1000 und 1120 m SH in einem E–W-verlaufenden Streifen Dolomite auf, die sowohl hell, zuckerkörnig und porös ausgebildet sind und an Wettersteindolomit erinnern (vgl. Stichstraße 1120 m SH), als auch dolomitische Laminite und dolomitische Konglomerate bis Brekzien aufweisen, die dunkle Komponenten enthalten, die von dolomitischem GK herrühren könnten. Letzteres wird noch dadurch gestützt, dass im Streichen OGK in Dolomit übergeht: im Graben nördlich der südfallenden, auf Dolomit aufgeschobenen Schuppe aus Knollenkalen, die die Flanke mit der Bezirksgrenze bildet, als auch im Talniveau im westlichsten Teil der Langscheidalm. Die untere westliche Talflanke ist bis ca. 900 m SH aus Dolomit aufgebaut, der im Grenzbereich zum GK und Steinalmkalk braungrau, zur Talsohle hin hell wird. Wie sich seine Lagerung zum darüberfolgenden GK, in dem an einer Stelle Steinalmkalk zusammen mit kleinen Vorkommen von Reiflinger Kalk (Oberes Anis?) eingeschuppt sind, verhält, ist ungeklärt. Einerseits entsteht vom Gelände her der Eindruck einer tektonischen Überlagerung durch GK (etc.), andererseits wird der beschriebene Dolomit dem Wettersteindolomit-Zug Brunnkogel – Hundskogel zugerechnet, der tektonisch und stratigraphisch die hangende Einheit der tieferen Mitteltrias-Schichtfolge darstellt.

Die Nordflanke der Langscheidalm wird von hellem, dickbankig bis massigem Steinalmkalk dominiert, störungsbedingt tritt immer wieder auch OGK, mitunter geflasert und crinoidenführend auf. Die Schichtfolge fällt mittelsteil S bis SE.

Obwohl immer rekristallisiert, zeigt die Mikrofazies des Steinalmkalkes von strukturlosen Mikriten (38) über Mud-/Wackestones (39, 28), selten auch Laminite (23a), die für Steinalmkalk typischen Grainstones mit Komponenten besonders aus Algenlumps, Dasycladaceen (21, 22) und Echinodermen-Resten (23b, 28).

Am Bergrücken nördlich Langscheidalm, oberhalb der bei ca. 1080 m SH verlaufenden Forststraße, zeigt die Begehung der aus Reiflinger Kalk, Allodapischem Kalk (Ladin) und Dolomit gebildeten Schuppe, dass der dm- (bis m-)gebankte und durch grünliche Flaserung charakterisierte Reiflinger Rippenkalk mikrofazial dem Allodapischen Kalk (Grainstone; 37) entspricht.

Etwas östlicher unterhalb derselben Forststraße ist um 980 m SH in vereinzelten Aufschlüssen Reiflinger Rippenkalk mikrofazial als Filament-Wackestone (30) sowie Grainstone mit Filamenten (29) ausgebildet.

Fortsetzung der Kartierung in Richtung Kirchdorferhütte – Steyrerhütte und nördlichem Grat sowie um die Kasberg-Mulde (Halterhütte – Kasberg – Roßschopf-Senke)

Die nochmalige Begehung des Bereiches Kirchdorfer Htt. (Ahornalmhütte) gegen Westen zum Hangfuß der Schwalbenmauer hin ergibt, dass weißliche Wettersteinkalke mit stylolithisch-brekziöser Struktur aus Riffkomponenten, nämlich aus durch ?Algen und Foraminiferen inkrustierten Gerüstbildnern, inkrustierten Echinodermatenfragmenten, Gastropoden sowie Peloiden bestehen, die sparitisch zementiert sind (47). Es scheint sich faziell nicht um ein echtes Riff zu handeln, da z.B. Großoolithe fehlen. Hangaufwärts bis ca. 1400 m SH tritt dieser Kalktyp in einzelnen Aufschlüssen in Form von Blockwerk subanstehend am Rande der Alm zutage. Daneben steht Reiflinger Kalk an, und weiters tritt Blockwerk von Steinalmkalk auf, das wahrscheinlich von der Schwalbenmauer stammt.

Der auffällige Felsen bei 1500 m SH im untersten Bereich der Latschenvegetation wird aufgrund makroskopischer Ausbildung zum Steinalmkalk gestellt. Mikrofazial ist bioturbater Crinoiden-Peloid-Grainstone (49, 50) auch im OGK zu finden.

Am Weg zur Steyrerhütte grenzen Wettersteinkalk im Osten und Steinalmkalk im Westen bei 1320 m SH tektonisch aneinander.

Die längliche begehbare Eintiefung bei 1480 m SH am Grat zwischen Schwalbenmauer und Jausenkogel wird aus ca. 5–10 m mächtigem Steinalmkalk, unterlagert von OGK gebildet. Auch hier stützt sich die Unterscheidung zum Gutensteiner Kalk auf die hellere Färbung und kompetentere Ausprägung des dicker-, aber dazwischen auch dünnbankiger ausgebildeten Kalkes, und auf seine Hangendposition. Es fällt auf, dass die schon bekannten Mikrofaziestypen des Steinalmkalkes, die unterschiedliche Ablagerungsbedingungen anzeigen, hier in benachbarten Bänken auftreten: Zum einen ein Biosparit, der einen sehr gut ausgewaschenen Grainstone mit rekristallisierten Bioklasten darstellt (45a – sehr ähnlich 34a Top Kasbergstraße), zum anderen ein bioturbater Wackestone mit Bioklasten und teilweise erkennbaren Kotpillen (45b – sehr ähnlich 28 LA-Nord).

Die Ostflanke der Schwalbenmauer wird von dünnflaserigem-knolligem GK gebildet. Der Gipfel der Schwalbenmauer wurde bislang nicht erstiegen.

Die Begehung des Steiges um die Kasberg-Mulde (Bezeichnung für die Alm SE des Kasberges, ca. 1400 m SH) ergab die Verbreitung von UGK westlich der Halterhütte

im Bereich der gefassten Quelle bei 1460 m SH sowie zum nördlichen Sattel. Stellenweise sind diese dunklen Kalke dolomitisiert.

Nördlich dieses Sattels ist, gekennzeichnet durch Absatzkanten, eine flachere NE-gerichtete Geländestufe mit verlassenem Almgehöft und Dolinen erkennbar, die aus einer mächtigen (?30 m) kompetenten dickbankigen grobkarrigen, aber auch Flaserung und Crinoiden aufweisenden Kalkfolge aufgebaut wird (OGK).

Der Steig führt geradlinig nach W und erreicht die Kuppe bei 1720 m SH. Ab 1660 m verläuft er entlang einer Störung, an der GK dolomitisiert ist. Aus 2 km östlicher Entfernung zeigt sich hier eine mittelsteil N-fallende Störung mit S-gerichteter Aufschiebung. Die Schichtfolge, die bei diesem Anstieg, wie auch am Plateau Richtung Kasberg aufgeschlossen ist, besteht aus Knollenkalk, dünnbankigen bis plattigen und flaserigen Kalken, wobei die dünnflaserigen Kalke ockerbraun und wie Rauhwacken anwittern, bzw. Hohlkehlen bilden und feines Wühlgefüge mit braunen, dünnen Mergel- und Tonüberzügen zeigen. In SW-Richtung sind vom genannten Übergang bis an den Kasberggipfel Dolinen in diesen Kalken angeordnet. Überlagert werden diese dünnflaserigen Kalke von mittel- bis dickbankigen kompetenten Kalken, die auch Wurstelkalke enthalten und Crinoiden (Pentacrinus) führen, aus denen auch der Kasberggipfel aufgebaut ist, der dem Schichteinfallen nach die Kulmination einer Antikline bildet.

Eine Schliffprobe vom Steig südlich des Kasberges (1710 m SH; 53) aus einer 7 cm kompetenten Kalkbank in feinknollig-flaseriger Abfolge stellt Wühlgefüge (?Wohnbauten) in Wackestone dar. Diese Folge lässt sich gradbildend bis etwa 350 m SE Kasberg verfolgen. Danach verflacht der Grat in Form einer Wiese und als einzelne Aufschlüsse sind sehr helle grobkarrige Kalke mit großen Hornsteinen, z.T. als Crinoidenspatkalke (54), z.T. als partiell dolomitisierte Mudstones ausgebildet. Sie werden zum Steinalmkalk gestellt.

Im Bereich der Senke, wo der Steig nach NE hinab umbiegt bzw. ein Abzweiger zum Roßschopf führt, stehen sehr helle Karbonate an, bei denen es sich möglicherwei-

se um den von KIRCHMAYER (1956) erwähnten Hauptdolomit handelt. Einzelne Gerölle zeigen ein buntes Konglomerat an, das bisher nicht eingestuft werden konnte und das in stylolithisierter dolomitisch-silikatischer Matrix vorwiegend ockerbraune Dolomitgerölle, Kalkgerölle (z.B. weißen Encrinit, roten Filament-Packstone), eckige Quarze und etwas Glaukonit erkennen lässt. Die Kartierung der beschriebenen Exotika des sonst bisher ausschließlich in mitteltriadischer Schichtfolge aufgebauten Kasberg-Plateaus steht noch aus. Ab 1600 m SH abwärts gegen NE steht wiederum flaseriger GK mit bei 1470 m SH eingeschalteten Echinodermaten-Wacke-/Floatstones an.

Fortsetzung der Kartierung im Bereich Hochkogel-Ost

Der Bergrücken des Hochkogels (1193) wird aus Wettersteindolomit aufgebaut. Dieser selten noch gebankte, meist zerscherte hellbeige bis hellgraue, zuckerkörnige und poröse Dolomit zeigt selten Geisterstrukturen (Pr. 42). Im Wettersteindolomit treten sehr untergeordnet Kalkstein-Relikte auf, so 150 m SE des Hochkogel, weiters östlicher am Kamm und schließlich bei der Straßenquerung im Osten (930 m SH). Im östlichen Vorkommen sind im Handstück der bis auf dunkelgraue fleckige Partien weißen Kalke nur mehr undeutliche Strukturen erkennbar, die zum einen stark rekristallisiert und zum anderen durch die Dolomitisierung ausgelöscht sind. Im Schliff lassen sich gerüstbildende Schwamm- und Algenreste erkennen (41).

Im Vorkommen SE Hochkogel spricht das Auftreten von Diplopora für lagunären Wettersteinkalk, bzw. die kleinräumig erhaltenen (m³-Bereich) massigen Kalke für Patch-Reefs im lagunären Bereich.

Die bis einige Meter Mächtigkeit erreichenden quartären Ablagerungen am Bergrücken östlich des Hochkogels werden als Moränenreste interpretiert. Die Gerölle zeigen bis 50 cm Durchmesser. Ihr Spektrum umfasst Gutensteiner Kalk, Reiflinger Kalk, Dolomite, Wetterstein- und ?Dachsteinkalk. Der feinkörnige Anteil wird vorwiegend aus Dolomit-Sand und -Feinkies gebildet.

Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs

Siehe Bericht zu Blatt 51 Steyr von H. EGGER.

Blatt 101 Eisenerz

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen sowie stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Bereich des Trenchtling auf Blatt 101 Eisenerz

HANS-JÜRGEN GAWLICK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1997 wurde mit den geologischen Kartierarbeiten sowie stratigraphischen und faziellen Untersuchungen im Bereich des Trenchtling auf Blatt ÖK 101 Eisenerz begonnen. Der Trenchtlingzug erstreckt sich zwi-

schen Eisenerz im Westen und Tragöb/Oberort im Osten in West-Ost-Richtung. 1997 wurde einerseits der Ostteil des Gebietes (Hiaslegg – Tragöb/Oberort über Roßboden – Tragöb/Oberort – Lamingalm über Zirbeneben) fast flächendeckend kartiert, andererseits wurde mit den Aufnahmen im Bereich des Rötzgrabens begonnen und Übersichtsbegehungen im Bereich Hochturm vorgenommen.

Der Trenchtlingzug selbst besteht zum größten Teil aus hell- bis mittelgrauen, z.T. kieseligen, z.T. stark verkarsteten Dolomiten. Es handelt sich dabei einerseits um dolomitisierte Beckensedimente des Ober-Ladin und Unter-

**Bericht 1998
über geologische Aufnahmen
in den Nördlichen Kalkalpen
auf Blatt 67 Grünau im Almtal**

BEATRIX MOSHAMMER

Es handelte sich um Revisionsbegehungen im Steyrling-Einzugsgebiet am SE-Teil des Kartenblattes. Es werden vorläufige Ergebnisse dargestellt, die einer weiteren Abklärung im Bereich des Kasbergplateaus und der Einbeziehung des Straßenprofils an der Kasberg-Westseite bedürfen. Die mikrofazielle Auswertung der Proben unterblieb aus Zeitgründen.

Nordflanke des Hochstein

Kartierung der Deckengrenze zwischen Höllengebirgs-Decke im Liegenden, vertreten durch Hauptdolomit, selten Plattenkalk und der Totengebirgs-Decke im Hangenden, vertreten durch Gutensteiner Kalk (GK). 1 km annähernd E-W-streichend von 1060 m SH im W bis 960 m SH im E (südlich des Forststraßenendes).

Geländeansprache des basalen GK (UGK): Dunkelbraun, bituminös, mikritisch, steril (fossilfreie Mudstones), dünnschichtig bzw. -bankig (<5–8 cm), laminiert, mitunter dolomitisch, Bänke bis 2 dm Mächtigkeit eingeschaltet.

Ostseitiges Kar des Kasberges – Roßschopf – breiter Grat („Tanzboden“)

NW des Roßschopf-Kasberg-Sattels

Der Untere Gutensteiner Kalk (UGK), beschrieben vom Wildpark-Kasberg-Straßenprofil (Kartierungsbericht für 1997) ist unter 1450 m SH im Wald hangabwärts vom östlichen Schuttfächer des Roßschopfes aufgeschlossen, tritt weiters im südseitigen Bereich des Karbodens (östliches Kar des Kasberges bzw. „Kasberg-Mulde“) zwischen 1400 m SH (östlicher Karausgang) und 1500 m SH (Ansatz des zentralen Rundhöckers südlich der gefassten Quelle) auf. Im Gegensatz zum Oberen Gutensteiner Kalk (OGK) ist er stark verfaultet, sehr dünnbankig, wenig geflasert und zeigt z.T. tonige Bestege, ebenso Dolomitisierung bei gleichbleibender Dünnbankigkeit. Er neigt stark zur Schuttbildung und tritt daher morphologisch weniger in Erscheinung. Die Abgrenzung zum OGK („Mittelanisischer Knollenkalk“ nach MOSER, 1992) ist aufgrund der Internetektonik und des primär graduellen Überganges künstlich.

Das Einsetzen des OGK wird zum einen durch die Einschaltung von kompetenten, als Tempestitlagen interpretierten Crinoiden-Wackestone-Bänken, selten Crinoidenareniten/-ruditen, und zum anderen durch das Vorherrschen von Flaserkalken und feinknolligen Kalken mit welligen oder kleinkräuseligen Schichtflächen, die, wenn ihr Habitus von Spurenfossilien bestimmt wird, als „Wurstelkalk“ bezeichnet werden, definiert. Im Vergleich zum UGK ist der OGK mergeliger, heller und biogener. Innerhalb des OGK tritt im unteren Teil eine relativ dickbankigere (durchschnittlich 5–10 cm) ebenflächige bis leicht welligschichtige Abfolge, in der Crinoiden führende Kalke verbreitet sind, auf, die den großteils von Schutt verhüllten Sockel der Felswände bildet (s. u.). Der obere Teil des OGK besteht aus sehr dünnbankigen (2 cm), hell verwitternden und im Streichen manchmal extrem zu Knollen

aufgelösten Flaserkalken, die, obwohl Hohlkehlen bildend, als Felswände auftreten.

Im Aufbau des Roßschopf-ENE-Spornes folgen über ihnen kompetente, mitunter „löchrige“ Flaserkalken, bisweilen mit Crinoiden, aus denen allmählich Steinalmkalke hervorgehen. Letztere sind dickbankig (mehrere dm), mittelbraun und zum Hangenden heller werdend, und teilweise dolomitisiert. Für den UGK und den unteren Teil des OGK gibt es im begangenen Bereich zwar keine durchgehend erschlossenen Profilabfolgen, trotzdem erkennt man in der im Südteil des Kares morphologisch abgesetzten, den südlichen Karwänden vorgelagerten breiten Stufe (am Steig zwischen 1440 m und 1500 m SH) den relativ kompetenteren unteren Abschnitt des OGK aus grobblockig verwitternden dunkelbraunen mikritischen teilweise Crinoiden führenden Kalkbänken. In einzelne Kalkzüge aufgelöst, steht an der SW-Flanke des Kares, bzw. in den unteren Zweidritteln der Wände des Roßschopfes Flaserkalk als oberer Abschnitt des OGK an (Mittelanisischer Knollenkalk nach MOSER, 1992). Von 1690 m SH an aufwärts baut dieser auch den Grat Richtung Kasberg auf.

In der Gegenrichtung, zwischen 1690 m SH und dem Roßschopf, wird er von flach bis mittelsteil SE-fallendem Steinalmkalk überlagert, der damit dem allgemeinen, auch im Kar verbreiteten Einfallen entspricht. NE-SW-streichende Brüche durchsetzen diese rigide, etwa 15–30 m mächtige Steinalmkalk-Platte am Sattel NW Roßschopf (1600 m SH) und am Grat Richtung Kasberg, wo im Bereich des „Tanzbodens“ (1640 m SH–1665 m SH), tektonisch eingesenkt, Reiflinger Kalke erhalten sind. Bei dieser Auflagerung aus Reiflinger Kalk (Pr. 8), die am Roßschopf-Gipfel (1647 m) sowie NW des Sattels an einigen Stellen, darunter am mächtigsten (<10 m) in der beschriebenen Einsenkung auftritt, handelt es sich um anisischen Reiflinger Kalk (*Neogondolella bulgarica* BUD. & STEF.; die Conodontenbestimmung erfolgte freundlicherweise durch L. KRYS-TYN) mit intensiver Hornsteinführung und bis 1 dm welligschichtiger Bankung. In einem Aufschluss ist die andernorts bisher nicht festgestellte laterale Verzahnung zwischen diesem Kalk und Steinalmkalk hangender Position zu beobachten. Im Vergleich zur Schichtfolge in den östlichen Tälern ist der anisische Reiflinger Kalk hier wesentlich heller, liegt weniger als Filament-Wackestone, hingegen als Pack-/Grainstone mit Filamenten und Feinschutt vor, wodurch er im Gelände zuerst unrichtig als Oberer Reiflinger Kalk angesprochen wurde.

Als weitere Besonderheit finden sich auf der Steinalmkalk-Verebnung im Bereich des Sattels (1600 m SH) rötlich-braune, Encrinit- und Mergelklasten-hältige laminierte, oder filamentreiche flaserige Mikrite (Proben 125/98, 7/98). Während 1997 Lesesteine aus diesem Bereich von einem aus vorwiegend gelbbraunen Dolomitkomponenten (vermutlich Hauptdolomit), daneben aber auch Komponenten aus Quarz und Kalzit sowie fraglich jurassischen roten Filamentmikriten und hellen Encriniten gebildeten Konglomerat (Schiffe der Proben 57/97) stammten, sind die nun aufgefundenen Lesesteine lithologisch und stratigraphisch nicht mit denen des Vorjahres vergleichbar. Aufgrund von Conodonten (125/98: *Nicoraella kockeli* TATGE; 7/98: *Gladigondolella tethydis* ME HUCKRIEDE, *Neogondolella pseudolonga* KOVACS, KOZUR & MIETTO) werden diese rötlichen ±laminierten (Filament-)Mikrite in den Zeitraum

Anis-Ladin gestellt. In welcher Form die beschriebenen Lesestein-Typen anstehen, konnte aufgrund des intensiven Latschenbewuchses auf dem Steinalmkalk bisher nicht eruiert werden. Auch der am Steig bei 1670 m SH („Tanzboden“) anstehende grau-gelbliche Dolomit (schon von KIRCHMAYER [1956] als Hauptdolomit beschrieben) ist nur sehr kleinräumig aufgeschlossen. Sein Kontakt zum Steinalm- oder Reiflinger Kalk ist noch ungeklärt.

Hundskogel N und W

Es tritt weißlicher bis gelblichgrauer massiger tektonisierter Wettersteindolomit auf; sein laminares Fenstergefüge weist auf lagunäres Bildungsmilieu hin.

E des Grabens im Bereich der Forststraße bei 825 m SH, 800 m NNE Hundskogel ist Blockwerk aus hellem rekrystallisiertem Wettersteinkalk in sonst nur aus Wettersteindolomit aufgebautes Gebiet verbreitet.

69 Großraming

Bericht 1998 über stratigraphische Untersuchungen eines Faziesüberganges zwischen Steinmühl-Formation und Schrambach-Formation auf Blatt 69 Großraming

ALEXANDER LUKENEDER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen einer Unterkreide-Ammoniten-Bearbeitung eines erstmals untersuchten Bachaufschlusses in der Schrambach-Formation der westlichen Losensteiner Mulde konnte auch ein Übergang der Steinmühl-Formation in die Schrambach-Formation genau untersucht werden.

Das Untersuchungsgebiet liegt auf der Karte 1 : 50.000, Blatt 69 Großraming, ca. 7 km westlich von Losenstein. Innerhalb des Gebietes liegt der untersuchte Bachaufschluss (47°55'N und 14°21'E) 1 km südlich von Kienberg und 500 m südöstlich des Gasthauses Klausriegler. Die westliche Losensteiner Mulde zieht hier in diesem Bereich O-W-streichend zwischen der Kreuzmauer (853 m) im Norden und der Pfaffenmauer (1218 m) im Süden durch. Die Losensteiner Mulde ist in diesem Bereich Teil der Ternberger Decke (Tiefbajuvarikum). Im Profil, welches durch den Bachaufschluss KB1 (Bach auf der Karte unbenannt) gelegt wurde, werden die Steinmühl-Formation, die Schrambach-Formation und die Tannheim-Formation angeschnitten.

Der hier besprochene Profilabschnitt (1,5 m bei 800 Höhenmeter) bildet den liegenden Teil dieses ca. 200 m mächtigen Profils.

Stratigraphie

Die Steinmühl-Formation beginnt im stratigraphisch Liegenden der Serie mit roten knolligen Kalken der Schwellen Fazies, welche O.-Berriasium darstellen (*Calpionellopsis*-Zone; Proben 1, 2). Darüber folgen ca. 0,3 m mächtige massige, hellgraue und welligschichtige Kalke der Calpionellen Fazies, welche unterstes U.-Valanginium darstellen (*Calpionellites*-Zone; Proben 3, 4). Über einer deutlichen lithologischen Grenze folgt die Schrambach-Formation mit ihren ebenschichtigen und dünnbankigen Mergelkalken und mergeligen Kalken sowie den kalkigen Mergeln der Becken-Fazies, welche im liegenden Teil bis ca. 0,2 m oberhalb dieser Grenze oberstes U.-Valanginium bis unterstes O.-Valanginium darstellen (*Tintinnopsella*-Zone; Probe 6).

Mikrofauna

In Dünnschliffen des oberen Steinmühlkalkes und der untersten Schrambach-Formation konnten neben Echi-

nodermen, Foraminiferen und Aptychen reiche Calpionellen-Faunen nachgewiesen werden. Sie erbrachten eine detaillierte Einstufung der tieferen Kreide des Arbeitsgebietes. Die Bearbeitung der Proben erfolgte durch Dr. D. BOOROVA (Bratislava). Die Proben 5 und 7–11 haben keine eindeutigen Leitformen erbracht und werden hier nicht angeführt. Die Proben 7 bis 11 sind nicht mehr Calpionellen führend, was üblicherweise auf höheres O.-Valanginium hinweist.

○ Probe 1

Radiolarien vom Spumellarien-Typ
Filamente
Fragmente von dickwandigen Aptychen
Ostracodenreste
Fragmente von Echinodermen
Aptychen
Benthonische Foraminiferen: *Spirillina* sp.
Lenticulina sp.,
Patellina sp.

Globochaete alpina LOMBARD

Calpionelliden: *Calpionellopsis oblonga* CADISCH
Calpionellopsis simplex COLOM
Remaniella borzai POP
Remaniella colomi POP
Remaniella ferasini CATALANO
Remaniella sp.

Tintinnopsella carpathica MURGEANU & FILIPESCU

Alter: *Oblonga*-Subzone der *Calpionellopsis*-Zone (Unteres Ober-Berriasium).

○ Probe 2

Fragmente von Echinodermen
Aptychen
Filamente
Globochaete alpina LOMBARD
Radiolarien vom Spumellarien-Typ
Ostracoden
Benthonische Foraminiferen: *Spirillina* sp.
Lenticulina sp.,

Planktonische Foraminiferen: *Globuligerina* sp.

Calpionelliden: *Calpionellopsis oblonga* CADISCH
Remaniella borzai POP
Remaniella filipescai POP
Remaniella cf. cadishiana COLOM
Remaniella sp.

Tintinnopsella carpathica MURGEANU & FILIPESCU

Tintinnopsella longa COLOM

Alter: *Oblonga*-Subzone der *Calpionellopsis*-Zone (Oberes Berriasium).

Im Gebiet von Seisenegg intrudiert Feinkorngranit den Weinsberger Granit. Im südlichen Ortsende ist die Durchmischung am Kontakt zu beobachten. Dort finden sich auch Schollen von Diorit. Im Mischungsbereich treten auch die nichtporphyrischen Weinsberger Granite auf. Im nördlichen Ortsbereich ist der Feinkorngranit sehr kataklastisch.

Das größte Feinkorngranitvorkommen auf Blatt Amstetten ist das von Gloxwald, welches sich südlich der Donau im Amstettner Bergland fortsetzt. Es entspricht dem Typ Mauthausener Granit, mit feinkörnigen Aplitgraniten in randnahen Bereichen. Im Bericht 1998 habe ich auf das Problem aufmerksam gemacht, dass dieser Intrusivkörper an der bedeutenden Seitenverschiebung Gulling – Neustadt a.d. Donau zwar verschieft wird, aber anscheinend ohne Seitenverschiebung die Störung quert. Die Kartierung des Gebiets südlich der Donau brachte hier Klarheit: Südlich Sand tritt der Feinkorngranit auf die orographisch rechte Donauflanke über und setzt über Rosenau nach Weg (P 479) fort. Die W-Grenze des Granits ist ein schwommener Intrusivkontakt zum Weinsberger Granit. Die SE-Begrenzung erfolgt durch die obengenannte Seitenverschiebung. Der regional SSW-streichende Feinkorngranitkörper spitzt somit an der SW-verlaufenden Störung

im Raume von Weg aus. Weiter gegen SW finden sich in der Störungszone nur Linsen von kataklastischem verschieftem Feinkorngranit inmitten vorwiegend lichter Ultramylonite. Diese wurden heuer bis N Stiefelberg verfolgt. Der Feinkorngranit wurde also als Teil des NW-Blocks an der sinistralen Seitenverschiebung verschleift und sein südlichster Teil schließlich abgeschnitten. Er findet sich in der gegen NE vorgeglittenen SE-Scholle im Raume Freyenstein – Hirschenau – Hochhart. Da die E-Grenze des Granits von Gloxwald bei Kienberg im Bereich der NE-Grenze des Granits der SE-Scholle liegt, war die große Versetzung des Feinkorngranits an der Seitenverschiebung fürs Erste nicht ersichtlich.

Im westlichsten Teil des heuer aufgenommenen Gebiets fanden sich Perlgneise im Bereich Wolfödhöhe (P 506).

Es sind ziemlich massige in runden Blöcken verwitternde Gesteine, die sich auffällig von den Schiefergneisen, z.B. der Monotonen Serie, unterscheiden. Es handelt sich um mittelkörnige Zweiglimmer-Paragneise, deren Parallelgefüge durch Feldspatmetablastese undeutlich geworden ist. Vereinzelt führen die Perlgneise auch kleinere Schollen von Kalksilikatfels. Die Perlgneise sind erste Vorboten des Mühlviertel-Kristallins westlich des Südböhmischen Plutons.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal

DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Nach der Erfassung der Lokalvergletscherung des Kasberges und Schindelbaches und deren Beziehung zum Almgletscher im Würm und Riß (Kartierbericht Jb. Geol. B.-A., 1994) und der Analyse der Bergsturzablagerungen im Almtal (Kartierbericht Jb. Geol. B.-A., 1995) wurde die Lokalvergletscherung des Bereiches zwischen Traun und Almgletscher erfasst.

Während der Würmeiszeit war das Gebiet des Vorderen und Hinteren Springbaches von Eis aus dem Almsee-Gebiet im Westen und dem Tal der Hetzau überflutet. Das kleine Mährenkar (N Fäustling) hat dabei offensichtlich keine wesentliche Rolle gespielt. Die Eisfüllung reichte bis ca. 900 m Höhe, die durch Eisrandterrassen südlich Buchschacher belegt wird. Die Eismassen flossen hauptsächlich aus dem Almsee-Gebiet ein, was einerseits dadurch angezeigt wird, dass hier, oberhalb des Almsees, Moränenreste bis 1000 m Höhe anzutreffen sind, andererseits die Einregelung von Geschieben in der Grundmoräne des Buchschachers eine Eisflussrichtung nach NE dokumentiert. Im Liegenden der weitgehend geschlossenen Grundmoränendecke finden sich am Hinteren Springbach verbreitet Bänderschlufluffe in Wechsellagerung mit lokalem Schutt, die eine von Norden nach Süden fortschreitende Stausituation in dem Quelltrichter belegen. Diese kann nur durch eine zunehmende Erfüllung des Quelltrichters durch die Eisströme von West und Ost verursacht worden sein.

Der Eisabbau aus diesem Raum dokumentiert sich durch mehrere Eisrandterrassen und Moränenwälle NW des Straneggs, die auch darauf hinweisen, dass der Eiszufluss aus der Hetzau früher schwächer geworden sein dürfte und sich somit hier zuerst Schmelzwasserseen ausbildeten. Von diesen gingen temporäre Schmelzwasserinnen aus, die heute noch als Trockentäler in der Moränenbedeckung

zwischen den Springbächen zu erkennen sind. Auffallend ist auch, dass die Oberfläche der Moräne sowie die der Eisrandterrassenbildungen östlich des Hinteren Springbaches mit sehr vielen groben Blöcken bedeckt sind. Ob diese Häufung auf eine besondere Schuttbedeckung des Eisstromes in der Hetzau aus dem Karraum des Hochplattenkogels zurückzuführen ist, kann nur vermutet werden. Das würde auf eine besondere Anlieferung von Grobschutt aus dem späteren Abbruchgebiet des großen Bergsturzes im Almtal hindeuten.

Der Almgletscher erfüllte das Becken um den Almsee bis in ca. 1000 m Höhe und erhielt offenbar auch aus den Karräumen westlich des Großen Woising entlang des Tales des Weißeneggbaches noch nennenswerten Eiszug. Dadurch kam es auch zum Übertritt von Eismassen über den Sattel zwischen Kreuzeck und Wolfsberg in den Kalten Graben. Hier finden sich in den Moränen viele Dachsteinkalkgeschiebe. Dieser Eisüberfluss wurde sicher auch durch den engen Auslass zwischen Brand- und Wolfsberg südlich Jagersimmerl begünstigt.

In den Nebentälern der Alm haben sich nur unter den höheren Gipfeln (z.B. Donnerstein, Zwieseleck, Hochkogel) kleine Lokalgletscher ausbilden können. Die Gletscherausbildung hängt hier nicht nur stark von der Höhe des Einzugsgebietes, sondern auch von der Exposition (N–E) und starker Wächtenbildung hinter den Gipfelbereichen, vornehmlich bei den Niederschlag bringenden NW Winden, ab.

Diese Gletscher bildeten Grundmoränen aus, aber zu einer Endmoränenbildung kam es an keiner Stelle. Der Grund dafür dürfte in der Blockierung der Talausgänge durch den Almgletscher liegen. Dadurch bildeten sich wohl Stauseen, in denen die Eiszungen endeten. Als Folge dieser Seebildungen finden sich in den Tälern verbreitet Reste schluffreicher Stauseesedimente in den verschiedensten Höhenlagen, die während des Hochstandes sowie der Abschmelzphasen des Almgletschers gebildet wurden. Sie sind aus dem lokalen Schutt aufgebaut und zeigen keine Erratika aus dem Almtal, was auf ein nur geringes Eindringen der Eismassen des Almgletschers in die Täler hinweist.

Die Höhe des Almgletschers ist in Höhe des Karbaches noch ca. 900 m, was durch einen schön erhaltenen Eisstaukörper nur aus lokalem Schutt (Mangstlhöhe) belegt ist. Der tiefer gelegene Eisstaukörper in 800 m Höhe führt auch noch einige Erratika und gekritzte Geschiebe, die anzeigen, dass das Eis des Almgletschers bis in diese Position in das Einzugsgebiet des Karbaches eingedrungen ist.

Ein Staukörper in 740 m im Brenntbach belegt eine Eishöhe von ca. 700 m im Bereich Heckenau, was gut mit der Eisfüllung in ca. 600 m Höhe im Becken von Grünau korrespondiert.

Im Bereich der Täler östlich des Traungletschers kam es am Offensee und nur noch im Tal des Grubenbaches aus dem Kar nördlich des Gschirrecks zu einer größeren Gletscherbildung. Dieser erfüllte die Grubenau und vereinigte sich mit dem Eisstrom des Offensees im Grieseneckbach. Hier finden sich SW der Mündung des Grubenbaches im Bachbett sandreiche Bänderschluße, die die Stausituation zwischen den beiden Eiszungen während ihrer Bildung belegen. Sie wurden vom Eis noch überfahren und zeigen deutliche Verstellungen und Störungen, die auf den Einfluss des Gletschereises zurückzuführen sind.

Das Tal des Steinbaches, in dem selbst keine Gletscher entwickelt waren, wurde im Rückstau dieser Eismassen mit einem mächtigen Staukörper erfüllt, von dem noch verbreitete Reste erhalten sind. Die Stauhöhe war ca. 840 m.

In dem schluchtartigen Verlauf des Rindbaches haben sich keine Reste eines wohl ehemaligen vorhandenen Staukörpers am Traungletscher erhalten können. Im Einzugsgebiet des Rindbaches haben sich nur SE des Gasselkogels und des Schnellerplans Gletscherzungen ausgebildet. Die Moränen bei Karbestalstube und beim Jagdhaus südlich Schnellerplan zeigen kurze steile Eiszungen an, die hauptsächlich durch die Wächtenbildung im Lee der beiden Gipfel ernährt wurden.

Im Tal des Lainaubaches entwickelte sich am Rand des Traungletschers ein Staukörper, dessen Reste in 700 m Höhe (Abzweigung der Straße zum Steinbruch Karbach) erhalten sind. Westlich und östlich der Mairalm finden sich mächtige Schuttablagerungen, die am Südrand des breiten Talbodens terrassenförmig entwickelt sind. Sie werden hauptsächlich von feinstoffreichem Schutt der Nordflanke von Wandlkopf – Hochkogel gebildet, zu dem sich am nördlichen Rand der Terrasse viel, zum Teil grober Schutt der Traunstein-Südflanke gesellt.

Die Terrasse wurde an einen Eisstaukörper angelagert, der, durch Lawinen gespeist, am Fuß der Südflanke des Traunsteins den Talboden bedeckte. Um ihn staute sich dann der solifluidal transportierte Schutt. In dem kleinen Kar unterhalb des Steinecks entwickelte sich trotz der Südexposition ein kleiner Eiskörper, der eine schöne Abfolge an mächtigen Moränen hinterließ, den Talboden aber nicht mehr erreicht haben dürfte. Diese starke Gletscherentwicklung war auch hier wohl nur durch starke Schneeakkumulation durch Windverfrachtung im Lee möglich.

Die Lokalvergletscherung am Nordrand der Kalkalpen zwischen Traunstein und Zwillingkogel ist durch sehr unterschiedlich große Gletscherzungen geprägt, die alle durch die ideale Exposition nach Norden verhältnismäßig stark entwickelt waren.

Am Traunstein entwickelte sich neben der Gletscherzunge im Nordkar auch an der NE-Flanke ein Gletscher, der zusätzlich auch durch die Wächtenbildung ernährt wurde. Er erfüllte das Kar nördlich des Katzensteins bis zur Mündung des Schratzenbaches in die Laudach. Die enge, steile Gletscherzunge wird durch die beiden schön ausgebildeten Moränenzüge östlich und westlich der Laudach gut nachgezeichnet.

In beiden Kären sind noch Endmoränen des Spätglazials erhalten, die um den Laudachsee und in 1000 m Höhe am

Ausgang des Kares nördlich des Traunsteins zu finden sind.

Im Bereich der Laudach kann als einzige Stelle die wesentlich größere Ausdehnung der rißzeitlichen Lokalgletscher rekonstruiert werden. So ist der Rücken westlich der Laudach über große Breite von Grundmoräne bedeckt, die bis zu den Häusern Klamm reicht. Hier finden sich auf dem Rücken östlich der Häuser viele große Kalkblöcke, die möglicherweise auch den ehemaligen Eisrand markieren. Entlang dessen wird wohl der scharf eingeschnittene epigenetische Talabschnitt der Laudach angelegt. Die Eiszunge ist dann noch etwas über die Häuser von Klamm nach Norden vorgestoßen, wo sich noch manche Erratika finden. So auch der riesige Block südlich der Straße Klamm – Franzl im Holz.

In den westlich anschließenden Karräumen (Steineck, Durchgang Zwillingkogel) haben sich nur wesentlich kleinere Gletscher entwickeln können. So reichte die Eiszunge im Quelltrichter des Schratzenbaches bis ca. 800 m Höhe herab. Am orographisch linken Rand ist hier eine schöne Endmoräne entwickelt, während an der rechten Seite ebenso wie an der Laudach (s.o.) der Bach, in ein peripheres Gerinne abgedrängt, ein enges epigenetisches Tal anlegen musste.

Die östlich Steineck und beim Durchgang entwickelten Gletscherzungen sind durch zum Teil auffallend mächtige Moränenablagerungen charakterisiert. Die großen Schuttmengen sind hier auf die starke Tektonisierung der Karbonate nahe der Überschiebungsbahn über Ultrahelvetikum und Flysch zurückzuführen. Hinzu kommt aber auch noch, dass durch die rasche Verwitterung und Plastizität der liegenden Tonschiefer noch zusätzlich eine starke Auflockerung der Karbonate eintrat.

Aus diesen Gründen konnten sich aus den stark schuttbedeckten Eiszungen und ihren Moränen Blockgletscher entwickeln, die bei Fischerbühel und im Hauergraben bis in den Talboden des Almtales vorstießen. Sie entwickelten sich hauptsächlich während des Hochglazials, waren aber noch einige Zeit bis zur Auflösung des Permafrostes im Talboden aktiv. So drang der Blockgletscher des Hauergrabens noch tief in das bereits eisfrei gewordene Zungenbecken des Almgletschers ein. Diese starke Schuttbildung ist ja auch der Grund für die Breccienbildung auf dem Rücken östlich und westlich des Laudachsees, die wahrscheinlich aus der Zeit zwischen der Mindel- und Rißeiszeit stammt.

Diese Auflösung am Nordrand der Kalkalpen führte auch zum Lösen größerer Felskörper, die dann weiter nach Norden abglitten. So finden sich im Schratzenneckbach und um das Jagdhaus Schratzenau mehrere derartige Gleitschollen, von denen der Kornstein die größte ist.

Westlich der Laudach, nördlich des Flachberges, wurden die Reste der älteren Eiszeiten kartiert. Dabei ergaben sich nur geringe Unterschiede zu dem schon lange bekannten Verlauf der Endmoränen von Riß und Mindel. Im Gegensatz zu früheren Auffassungen zeigte sich aber, dass der flache Rücken nördlich Gschwandt, der sich nach Westen umschwenkend bis zum Gehöft Hungerbauer verfolgen lässt, eine Endmoräne darstellt. Er ist ein Äquivalent zu den Moränen nördlich Ohlsdorf (Blatt 66 Gmunden) und zeigt den weitesten Vorstoß des Rißgletschers östlich der Traun an.

Zwischen diesen rißzeitlichen Endmoränen und den mindelzeitlichen Wällen, die sich von Rabersberg über Eisen-gattern bis Laakirchen erstrecken, sind in vielen Stellen zwischen Oberndorf im Süden und Boden im Norden Konglomerate aufgeschlossen. Das früher in kleinen Steinbrüchen (z.B. Flugfeld) genutzte Konglomerat hat ein sehr einheitliches Erscheinungsbild. Die mittelmäßig gerollten, sandreichen Kiese mit Korngrößen hauptsächlich von 20–50 mm sind gut verkittet. Viele der Komponenten sind

aber bereits verwittert, was dem Konglomerat ein löchriges Aussehen verleiht. Das Konglomerat, das jeweils zu ca. 50 % aus Flysch und kalkalpinen Geröllen besteht, bildet eine Platte, die bei Gschwandt in ca. 500 m Höhe liegt und sich nach Norden unter die Mindelmoräne fortsetzt. Ob es sich dabei um Vorstoßschotter des Mindel oder eine ältere Schüttung handelt, konnte noch nicht gänzlich geklärt werden. Gegen die Ablagerung als Vorstoßschotter spricht neben einer generell deutlich stärkeren Verwitterung ein gänzlich unterschiedliches Aussehen im Vergleich mit den Deckenschottern nördlich der Mindelmoräne und das Fehlen großer Sandstein- und Mergelblöcke des Flysch, die in den Deckenschottern häufig auftreten.

Reste des Mindelgletschers aus dem Kremstal waren östlich Steinbach am Ziehberg zu finden. Im Bachgraben bei Siebenbrunn findet sich Grundmoräne, die den ganzen Sattel östlich bedeckt und bis ca. 700 m reicht, wie während großflächiger Aufschlüsse im Zuge einer Erdölstrukturborung zu sehen war. Die Grundmoräne führt fast ausschließlich kalkalpine Geschiebe. Im Liegenden der Moräne finden sich im Bachgraben bei Siebenbrunn Konglomerate, die über einige 100 m aufgeschlossen sind und früher durch Brüche genutzt wurden.

Die Konglomerate weisen eine deutliche Bankung von ca. 1 m Mächtigkeit auf. Die Bänke zeigen aber intern

keine Klassierung der sandreichen Kiese, was auf kleinräumige einzelne, murenartige Akkumulationsereignisse hinweist. Die Komponenten sind überwiegend Sandsteine und Mergel des Flysch, die aus der Flanke nördlich des Ziehberges stammen. Die Konglomerate weisen eine fortgeschrittene Verwitterung auf, die zu einem löchrigem Erscheinungsbild führt. Zum Hangenden nimmt der Anteil an groben Karbonatblöcken zu. Darüber folgt dann die Grundmoräne.

Die Kiesschüttung erfolgte demnach aus den Hängen um den Ziehberg unter Verhältnissen des Dauerfrostbodens, wobei die südexponierten Hänge durch die stärkere Erwärmung deutlich mehr Schutt geliefert haben. Reste dieser Konglomerate waren bei Dörfel bei einem Stallbau kurzfristig unter einer mächtigen Frostschuttdecke der letzten Eiszeit zu sehen, was auf eine weitere Verbreitung auch über Steinbach hinaus hinweist. Weitere Aufschlüsse der Konglomerate waren aber nicht zu finden.

In weiterer Folge überwand der Kremsgletscher den Ziehberg und entwickelte eine kurze Zunge, die bis Siebenbrunn gereicht haben mag. Ob zwischen dieser und dem Eisstrom im Almtal kurzfristig ein Stausee entstanden ist, muss offen bleiben, da keine entsprechenden Sedimente zu finden waren.

Blatt 100 Hiefrau

Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Gosaubecken von Gams auf den Blättern 100 Hiefrau und 101 Eisenerz

HEINZ A. KOLLMANN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Gegenüber meiner früheren Kartierung (KOLLMANN, 1964, Jb. Geol. B.-A., 107, p. 71–159) stehen heute wesentlich verbesserte topographische Kartengrundlagen, zahlreiche neue Straßenaufschlüsse und nicht zuletzt eine verfeinerte biostratigraphische Grundlage des Beckens von Gams zur Verfügung. Dadurch ist die geologische Neuaufnahme des Gosaubeckens von Gams notwendig geworden.

Die Arbeiten konzentrierten sich 2001 auf den Westteil des Beckens (ÖK 100). Hier wurde die lithostratigraphische Gliederung revidiert.

Die basalen Konglomerate (Kreuzgraben-Formation) sind nur in der Kehre der Akogel-Forststraße und an der Straße Gams – Gamsforst oberhalb des Haspelgrabens aufgeschlossen.

Sie werden überlagert von den Gagat führenden Tonmergeln (Akogel-Formation) und den Sandsteinen der Noth-Formation mit Rudisten, Nerineen und *Trochactaeon*.

Über dieser folgt eine Serie grauer Mergel (Typus Grabenbachschichten), eine mächtige Serie von blaugrauem Sand mit Lagen „Exotischer“ Gerölle und abermals eine Mergelserie vom Grabenbach-Typus. Sie ist mächtiger als die tiefer liegende und enthält zahlreiche, bis 20 cm mächtige Sandsteinbänke. Aus diesen Mergeln stammt das Typusexemplar des *Barroisiceras haberfellneri*, der in das Obere Turonium eingestuft wird.

Westlich der Bundesstraße über die Radstatthöhe wird die Serie diskordant von grobem, wenig verfestigtem Konglomerat überlagert, das große Mächtigkeitsunterschiede aufweist. Während sie unmittelbar an der Bundesstraße fast nicht vorhanden ist, erreicht sie auf der Westseite des selben Rückens bedeutende Mächtigkeiten. Das Konglomerat ist wenig verkittet, die Klastika sind groß. Überlagert wird es von einer kaum aufgeschlossenen Serie, von der bisher nur Lagen von Seichtwasserkalken mit Resten stockbildender Korallen und Mollusken bekannt sind.

Bei der Kartierung östlich der Bundesstraße zeigte sich ebenfalls die Überlagerung der Mergel vom Grabenbach-Typus durch die Konglomerate. Da der Südrand des Beckens überschoben ist, sind auch die Oberkreideablagerungen in diesem Bereich stark tektonisch beansprucht. Dabei bestätigten sich im Prinzip die bereits früher angenommenen und jetzt genauer auskartierten nachgosausischen Störungszonen, die den Südranden versetzen und sich in das Becken fortsetzen. Der Westrand des Beckens ist ebenfalls tektonischer Natur.

* * *

**Bericht 2004/2005
über fazielle und biostratigraphische
Untersuchungen von Gosau-Vorkommen
im Salzkammergut
zwischen St. Gilgen am Wolfgangsee
und dem Traunsee
auf den Blättern 65 Mondsee, 66 Gmunden,
67 Grünau im Almtal, 95 St. Wolfgang
und 96 Bad Ischl**

LENKA HRADECKÁ, JIRÍ KVACEK, HARALD LOBITZER,
RALF SCHUSTER, MARCELA SVOBODÁ, ISTVÁN SZENTE
& LILIAN SVABENICKA
(Auswärtige MitarbeiterInnen)

Im Rahmen der bilateralen Zusammenarbeit zwischen der Geologischen Bundesanstalt in Wien und dem Tschechischen Geologischen Institut (CGS) in Prag sowie dem Projekt „Kontakt 2004/28“ des Österreichischen Akademischen Auslandsdienstes wurden in den Jahren 2004/2005 die Probenahmen an Vorkommen der Unteren Gosau-Gruppe im Gebiet zwischen St. Gilgen am Wolfgangsee und dem Eisenbach östlich des Traunsees fortgeführt. Es zeigte sich erneut, dass die marine Transgression in der Unteren Gosau-Gruppe des Salzkammergutes häufig bereits im (Mittel-)Turon einsetzt und stellenweise auch Süß- bis Brackwasser-Ablagerungen nachgewiesen werden können.

„Station Billroth“ (ÖK 65)

Die nach einer Bus- (früher Postkutschen-) Station benannte Lokalität „Station Billroth“ befindet sich etwa 1,5 km nördlich von St. Gilgen an der Bundesstraße nach Scharfing (RW: 452 785, HW: 292 745) und ist durch ein Hippuritenkalk-„Riff“ bekannt. Weiters sind graue sandige Mergel und Sandsteine dem Hippuritenkalk zwischengeschaltet. In den Mergeln finden sich kleine Gastropoden, Muscheln, Einzelkorallen und Lebensspuren-Röhrchen. Unergebige Kohleschmitzen wurden in der nächsten Umgebung in Notzeiten beschürft. In der Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 65 Mondsee, wird die Lokalität den Bitumenschichten des Coniacium zugerechnet. Die grauen sandigen Mergel wurden geschlämmt und auf Mikrofossilien untersucht. Die Foraminiferen-Assoziation zeigt eine typische Seichtwasserfauna, welche von *Quinqueloculina angusta* (FRANKE) und *Spirillina cretacea* (REUSS) dominiert wird; auffällig ist auch *Dictyopsella chalmasi* SCHLUMBERGER. Weiters waren einige Exemplare von *Goupillaudina ostrowskyi* MARIE und ein Einzelfund von *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) nachweisbar, wobei die beiden letztgenannten Taxa auch in unseren Schlammrückständen vom klassischen Gebiet in Gosau vorkommen, vor allem im Finstergraben und in Schattau. Die Foraminiferenfauna der Station Billroth ist auch mit jener der Weißenbachalm bei Aussee und des Eisenbachs am Traunsee vergleichbar, was mit gewissen Vorbehalten für ein Turon-Alter spricht. Weiters finden sich im Schlammrückstand Ostracoden, Bruchstücke von Gastropoden und Bivalven sowie selten auch Radiolarien.

Eine sehr artenarme und schlecht erhaltene Nannoflora mit *Eiffelithus eximius* und *Lucianorhabdus maleformis* belegt ein Mittel-Turon-Alter, und zwar die Nannozone UC8 (im Sinne von BURNETT, 1998); stratigraphisch jüngere Nannofloren-Elemente wurden nicht nachgewiesen. Das seltene Vorkommen von *Braarudosphaera bigelowii* spricht für seichtmarine Ablagerungsbedingungen. Weiters finden sich sehr selten stark korrodierte, blassgelbe Palynomorphen. Darunter konnten einige triporate Pollenkörner von Angiospermen,

nämlich von *Complexiopollis* sp., *Trudopollis* sp. und tricolporate Pollenkörner von *Retitricolporites* sp. nachgewiesen werden sowie auch Pilzsporen der Gattung *Pluricellaesporites* sp. Trotz der individuen- und artenarmen Palynomorphen-Vergesellschaftung, ermöglicht der Nachweis von Angiospermen-Pollen der Gattung *Trudopollis* eine Alterseinstufung ab Mittel-Turon oder jünger. Der Nachweis von Bruchstücken von Dinoflagellaten-Zysten und Foraminiferen-Tapeten in den palynologischen Präparaten beweist marine Ablagerungsbedingungen.

Tiefengraben (ÖK 95)

Die Lokalität „Tiefengraben“ ist entlang einer Forststraße, die westlich der Ortschaft Schwarzenbach in nordwestlicher Richtung abzweigt, erreichbar (Hinweisschild „Zum Wurzelschnitzer“ beachten)! Die Forststraße verläuft nach Aschau. Etwa im Bereich des Gehöfts Gschwandner zweigt eine kurze Stichstraße nach Westen ab; von hier muss man zum Aufschluss (RW: 461 270, HW: 288 435) dem Tiefengraben bachaufwärts folgen. Insbesondere ist das Gosau-Vorkommen Tiefengraben wegen des gelegentlichen Abbaues von Glanzkohle in Notzeiten bekannt geworden sowie auch durch die Funde von fossilen Pflanzenresten, über die bereits UNGER (1867: Kreidepflanzen aus Österreich. – Sitzber. k. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Cl., 55, I. Abth., 642–654, 2 Taf.) berichtet. Aus der Pflanzenlage im Tiefengraben bei Schwarzenbach bestimmte KVACEK *Pandanites trinervis* (ETTINGSHAUSEN) KVACEK & HERMAN. Auch von STOJASPAL & LOBITZER (1976: Bericht 1975 über stratigraphische Untersuchungen in der Gosau des Wolfgangsee-, Ischl- und Traungebietes auf Blatt 95, St. Wolfgang. – Verh. Geol. B.-A., A115–A116) wird dieses Vorkommen erwähnt.

Die arme Sporomorphen-Vergesellschaftung setzt sich aus Pteridophyten-Sporen der Familie Schizaeaceae (*Plicatella* sp., *Cicatricosisporites* sp.) zusammen und aus Gymnospermen-Pollen (*Taxodiaceapollenites* sp., *Cycadopites* sp. und *Corollina torosa* (REISSINGER) KLAUS emend. CORNET & TRAVERSE 1975) sowie triporaten Angiospermen-Pollen der Normapolles-Gruppe (*Complexiopollis* sp., *Vacuopollis* sp., *Plicapollis* sp.). Acanthomorphen Acritarchen, insbesondere *Michrystidium* sp. sind selten. Die Ablagerungsbedingungen waren wahrscheinlich brackisch, mit angrenzenden küstennahen Sümpfen, wofür Funde von Sporen und Taxodiaceen-Pollen (*Corollina*, die der Halophyten-Familie der Cheirolepidiaceae zugehört) und Beimengungen von Acritarchen sprechen. Das Auftreten des Genus *Plicapollis* ist ab dem Turon bekannt, während *Vacuopollis* erst im Coniac nachgewiesen ist. Die Alterseinstufung muss daher bislang als unzureichend geklärt betrachtet werden.

Schwarzenbach (ÖK 95)

Das Vorkommen von Gesteinen der Unteren Gosau-Gruppe in Schwarzenbach bei St. Wolfgang wird bereits von HINTERHUBER (1866: Petrefacten der Gosauformation aus dem Strobl-Weissenbachthale bei St. Wolfgang. – Jb. k.k. Geol. R.-A., 16, 16–17) erwähnt, der „bei einem nur sehr kurzen Aufenthalte“ *Actaeonella Renauxiana* D'ORBIGNY und *Actaeonella obtusa* ZEKELI aufsammlte. LEISS (1988: Die Stellung der Gosau (Coniac-Santon) im großtektonischen Rahmen (Lechtaler Alpen bis Salzkammergut, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 131, 609–636, 8 Abb., 2 Tab.) befasst sich auch kurz mit den Süßwasserablagerungen (Litharenit, Lithsilit) am Schwarzenbach und stellt richtigerweise fest, dass zumindest ein Teil der Ablagerungen aufgrund des Nachweises von Echinodermenresten, Milioliden,

Rotalgen (*Archaeolithothamnium gosaviense*, *Solenopora* sp.) und Grünalgen (Dasycladaceen) marin sei.

Entlang des Wirersteigs, der entlang des Schwarzenbachs zum Schwarzensee führt, stehen unweit der Grabenmühle („Holzofenbrot-Bauer“; RW: 461 780, HW: 288 570) dunkelgraue, gebankte, laminierte Kalke mit marinen mergeligen Zwischenlagen, an; daraus stammt Probe TG 1. Die palynologische Untersuchung der Mergel-Probe TG 1 zeigt selten Sporen von Pteridophyten (Genera *Cicatricosisporites*, *Cyathidites*), triporate Angiospermen-Pollen (*Complexiopollis* sp.) sowie selten Foraminiferentapeten. Aus derselben mergeligen Zwischenlage der Proben-Lokalität TG 1 konnte eine wenig diverse und überwiegend kleinwüchsige Gastropoden- und Bivalven-Fauna aufgesammelt werden, wobei gelegentlich Reste der Schale erhalten sind. Folgende Taxa konnten bestimmt werden: *Turritella* sp., *Nuculana* sp. (häufig), *Pteria* sp., *Protocardia* cf. *hillana* (häufig), *Astarte* sp. (häufig), *Granocardium?* sp., *Pholadomya* (*Pholadomya*) sp. Weiters fanden sich im groben Schlämnrückstand Milioliden (Foraminiferen). Die Bivalven-Vergesellschaftung zeigt eindeutig marine Ablagerungsbedingungen, wobei die Dominanz der Gattungen *Nuculana*, *Protocardia* und *Astarte* auf einen relativ weichen Meeresboden hinweist. Die Bivalven- und Gastropoden-Fauna der Lokalität TG 1 ist jener des Eisenbachgrabens am Traunsee-Ostufer sehr ähnlich.

Bauxit-Vorkommen Rußbach-Almweg (ÖK 95)

Das Vorkommen von dunkelrotem, oolithischen und Intraklasten führendem Bauxit der Lokalität Rußbach-Almweg wurde von Schädler (Ein neues Bauxit-Vorkommen in Oberösterreich. (Rußbach bei Strobl am Wolfgangsee). – Verh. Geol. B.-A., 1948, 136–137) entdeckt und im Jahre 1950 beschrieben; es ist auf der Geologischen Karte Blatt 50 Sankt Wolfgang im Salzkammergut nicht ausgeschieden. Das Vorkommen befindet sich etwa 4 km nordöstlich von Strobl (RW: 463 200, HW: 289 520) und entspricht lithologisch den bekannten kalkalpinen Bauxit-Vorkommen an der Basis der Gosau-Gruppe; eine detaillierte Beschreibung des Vorkommens findet sich bei MINDSZENTY, et al. (2005: The bauxite occurrence of Rußbach-Almweg near Strobl, Upper Austria. – Gmundner Geo-Studien, 3, 47–50). Die Hauptmineralphasen sind Böhmit und Hämatit. Da das Einsetzen der marinen Sedimentation in der Gosau-Gruppe in der weiteren Umgebung des Wolfgangsees im Mittel-Turon nachgewiesen wurde, muss man für die Bildung der Bauxite wohl ein Alter älter als Mittel-Turon annehmen.

Fossile Gosau-Pflanzen am „Häuslkogel“ in Jainzen (ÖK 96)

Bereits von LEISCHNER (1959: Geologische Neuaufnahme in der Umgebung von Bad Ischl [Ischl- und unteres Rettenbachtal]. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 10, 63–94, Taf. 2–6) wird ein Vorkommen fossiler Pflanzenreste nordöstlich vom Häusl(bauer)kogel nordwestlich der Ortschaft Jainzen bei Bad Ischl erwähnt, das der Gosau-Gruppe zugerechnet wird. Den Aufschluss (RW: 470 625, HW: 287 750) erreicht man entlang eines Pfades, der von einem kleinen aufgelassenen Steinbruch (wilde Mülldeponie) nördlich des Hauses Jainzen 94 steil aufwärts führt. Beim Anschlagen mit dem Hammer weist der graue oder braune, mehrere cm dick gebankte Mergelschiefer einen sich rasch verflüchtigen bituminösen Geruch auf. Auf den Schichtflächen finden sich inkohlte schwarze Blattabdrücke, die kaum Strukturdetails erkennen lassen. Ob es sich bei den bituminösen Mergeln um Sedimente von brackischen Küstensäumpfen oder von moorigen Süßwasser-Seen handelt, bedarf noch der Klärung!

Da einer der Autoren dieser Zeilen (LOBITZER, 2004: Geologischer Aufbau und das Werden der Landschaft von

Bad Ischl. – In: DEGENEVE, W. & NEUMANN, D.: Bad Ischl Heimatbuch 2004, 15–31, 15 Abb.) Zweifel äußerte, ob es sich bei diesem Vorkommen fossiler Pflanzen tatsächlich um ein Vorkommen von Gosau-Sedimenten handelt und nicht eventuell um Seefelder Schichten der Obertrias, wurde eine kleine Kollektion an Jirí KVACEK (Naturhistorisches Museum, Prag) gesandt, der uns freundlicherweise am 24. August 2005 per e-Mail folgenden Kurzbericht sandte:

„The plant remains are extremely poorly preserved. My first impression of the flora is: It is Cretaceous. There is a leaf, which recalls *Grevilleophyllum* sp. and another leaf with parallel venation (? possible monocot leaf). Importantly there are no *Voltzia*-like or *Pterophyllum*-like remains, which are the most common plant fossils in the Alpine Triassic. There is no fragment of densely parallel veined leaf or conifer twig. So, I doubt about Triassic age of this sediment. But, the flora is poorly preserved and this my statement is only an assumption based on experience with palaeofloras of Grünbach (Cretaceous), Lunz (Triassic) and Raibl (Triassic).“

Gasthof Wacht (ÖK 95)

Hinter dem Gasthof Wacht (RW: 467 700, HW: 286 345) zeigt ein etwa 15 m langer und 3–4 m hoher Aufschluss eine Wechselfolge von Sandsteinen und grauen, sandigen, glimmerreichen Mergeln, die großteils bräunlich verwittert sind. Der Gasthof Wacht liegt direkt südlich an der Wolfgangsee-Bundesstraße zwischen Haiden und Aigen.

Im Schlämnrückstand der Mergel-Probe „Gasthof Wacht“ finden sich keine Foraminiferen, jedoch selten Radiolarien. Auch die Nannoflora ist extrem arm (nur 1–2 Nannofossilien in 20 Mikroskop-Sichtfeldern), wobei lediglich oberkretazische Taxa nachgewiesen wurden, wie *Eiffelithus turrisseiffelii* und *Cribrosphaerella ehrenbergii*. Das seltene Vorkommen von Arten der Genera *Calculites* und *Russelia* spricht für ein Oberconiac/Santon-Alter.

Die palynologische Analyse zeigt Pteridophyten-Sporen von Selaginellaceae (*Echinatisporis* sp.), Lycopodiaceae (*Retitriteles* sp.), Pilzsporen, Gymnospermenpollen (*Corollina* sp., *Cycadopites* sp.), triporate Angiospermenpollen der Normapolles-Gruppe (*Oculopollis* spp., *Complexiopollis* sp., *Trudopollis* sp.), Acritarchen (Genus *Michrhystridium* spp.) und selten Dinoflagellaten-Zysten (*Spiniferites ramosus* (EHRENBERG) LOEBLICH & LOEBLICH). *Oculopollis*-Pollen treten ab dem Coniac auf und die Probe könnte der *Oculopollis*-*Complexiopollis*-Zone sensu SIEGL-FARKAS angehören, was für ein Coniac/Santon-Alter spricht.

Flussufer der Ischl (ÖK 95)

Die Probe „Ischl 1“ stammt aus weichen fossilführenden grauen sandigen Mergeln am nördlichen Flussufer der Ischl (Ischler Ache) unweit (RW: 466 890, HW: 285 960) östlich der Einmündung des Nussenbaches. In der Geologischen Karte 1:50.000 Blatt 95 St. Wolfgang ist dieses Vorkommen von Gosau-Ablagerungen nicht vermerkt.

Sophiental (Nussenbach-Graben) (ÖK 95)

Der Nussen(see)bach fließt aus dem Nussensee durch das Sophiental nach Norden und mündet in die Ischl (Ischler Ache). Im Bachbett und an den Uferböschungen (RW 467 170, HW: 285 360) ist eine mächtige Schichtfolge der Gosau-Gruppe, die seit altersher auch wegen ihrer Fossilfunde bekannt ist (REDTENBACHER, 1873), gut aufgeschlossen. Neuerdings sind diese Aufschlüsse detailliert bearbeitet worden (STOJASPAL & LOBITZER [1979]; TRÖGER & SUMMESBERGER [1994]; insbesondere WAGREICH [1998: Lithostratigraphie, Fazies und Sequenzstratigraphie der Gosau Gruppe von Bad Ischl und Strobl am Wolfgangsee (Ober-

turon-Maastricht, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **141**, 209–234, 17 Abb., 1 Tab.] und HRADECKÁ [2003: Foraminiferal assemblages and palaeoecology of the Upper Cretaceous sediments from the locality Nussen-see in Austria (Coniacian-Santonian, Grabenbach Formation, Lower Gosau Subgroup). – Geoscience Research Reports for 2003, 140–141, 1 table, Prag, in Tschechisch]). Weiters soll erwähnt werden, dass in diese Schichtfolge der Gosau-Gruppe an mehreren Stellen tektonisch Haselgebirge (Ausgelaugtes mit bunten Tonen und Gips, auch Vulkanite!) eindringt, das besonders an einer linksuferigen Blaike des Nussenbaches ansteht.

Knapp unterhalb des Ausflusses des Nussen-sees (RW: 467 635, HW: 285 085) stehen im Nussenbach an der Basis der Schichtfolge graue Konglomerate an, die der Nussen-see-Formation (WAGREICH, 1998) angehören. Auffällig sind dann bachabwärts überwiegend rechtsufrig mehrere verrutschte Blaikten mit weichen grauen Mergeln, in denen immer wieder Makrofossilien gefunden werden, insbesondere Muscheln aus der Gruppe der Inoceramen, Schnecken und sehr selten auch Ammoniten. Dieser liegende Profilabschnitt gehört der marinen Seichtwasser-Entwicklung der Unteren Gosau-Subgruppe an. Bachabwärts stehen dann gebankte, makrofossilleere, spröde rote Mergelkalke an, die der Tiefwasser-Entwicklung der Nierental-Formation (Obere Gosau-Subgruppe) entsprechen.

Die Foraminiferen-Assoziationen der Proben NS 1, NS 2 und NS 4 werden sowohl von benthischen Taxa dominiert, wie *Vaginulina trilobata* (d'ORBIGNY), *Prebulimina reussi* (MORROW), *Lenticulina orbicula* (REUSS), *L. subalata* (REUSS), *Tritaxia tricarinata* (REUSS) und *Globorotalites michelinianus* (d'ORBIGNY), aber auch Plankton ist mit mehreren Marginotruncana-Arten, wie *M. tricarinata*, *M. angusticarinata*, *M. pseudolinneiana* und *M. schneegansi* reich vertreten. Obwohl das für die *Dicarinella concavata*-Zone sensu ROBASZYNSKI & CARON (1995) namensgebende Zonenfossil *Dicarinella concavata* in unserem Material nicht nachgewiesen werden konnte, spricht dennoch der Faunencharakter für diesen Zeitabschnitt des Coniac/Santon.

Die Artenvielfalt der Proben NS 3, NS 5 und NS 6 ist durch eine signifikant höhere Diversität ausgezeichnet. Unter den agglutinierenden Foraminiferen konnten *Spiroplectinata annectens* (PARKER-JONES), *Dorothia pupa* (REUSS), *D. pupoides* (d'ORBIGNY) und *Gaudryina carinata* FRANKE bestimmt werden sowie mehrere Species der Gattungen *Haplophragmoides*, *Gyroidinoides*, *Recurvoides* und *Spiroplectammina*. Die Kalkschaler werden durch *Dentalina gracilis*, d'ORBIGNY, *Neoflabellina* sp., *Fronicularia* sp., *Gavelinella stelligera* (MARIE), *Gublerina cuvillieri* KIKOÏNE, *Marginulina curvatura* CUSHMAN und *Bolivinoides strigillatus* (CHAPMAN) repräsentiert. Plankton ist ebenso relativ häufig, wie z.B. *Marginotruncana tricarinata* (QUEREAN), *Globotruncana renzi* GANDOLFI, *G. linneiana* (REUSS) und insbesondere *Pseudotextularia plummerae* (LOETTERLE), *Sigalia deltaensis* (SIGAL), *Dicarinella asymetrica* (SIGAL) und *D. concavata* (Brotzen), wobei diese Assoziation für die *Dicarinella asymetrica*-Zone sensu ROBASZYNSKI & CARON (1995) typisch ist. *Globotruncana elevata* (BROTZEN) wurde in Probe NS 3 gemeinsam mit *Sigalia deltaensis* angetroffen. Die stratigraphische Reichweite von *G. elevata* reicht bis in das Santon. Im Oberconiac herrschte ein marines Seichtwasser-Environment; dieses geht allmählich während des Santons in ein küstenferneres Neritikum über. Palökologisch spricht das Vorkommen der gekielten planktonischen Gattungen *Marginotruncana* und *Gavelinella* für eine maximale Wassertiefe bis zu etwa 200 m (WAGREICH & FAUPL, 1994).

Graben nördlich des Jainzen bei Bad Ischl (ÖK 96)

Graue, z.T. limonitisch verfärbte Mergel stehen gleich südlich der Straße (RW: 471 845, HW: 287 340) an. Die Probe BI 1 zeigt eine Foraminiferen-Vergesellschaftung,

die durch kleinwüchsige Exemplare von *Tappannina eouvigeriniformis* (KELLER) charakterisiert ist, was für ein Turonium-Coniacium spricht.

Fossilführende Gosaumergel im Brennetgraben (ÖK 96)

Der Brennetgraben mündet bei Kößlbach nordöstlich von Bad Ischl in die Traun, wobei der fossilführende Bereich der Gosau-Schichten im Grabenabschnitt unterhalb der Forststraße (RW: 474 010, HW: 288 625) liegt, die zum Starnkogel führt. Früher wurde im Brennetgraben auch ein unbedeutendes Kohle-Flözchen sowie Gagat, eine polierfähige Glanzkohle, die als Schmuckstein Verwendung fand, abgebaut. Aus den Gosau-Schichten dieser altbekannten Fossilfundstelle haben SUMMESBERGER & KENNEDY (1996: Turonian ammonites from the Gosau Group (Upper Cretaceous; Northern Calcareous Alps; Austria) with a revision of *Barroisiceras habertellneri* (HAUER, 1866). – Beiträge zur Paläont., **21**, 105–177, 23 text-figures, 18 plates, 3 tables) aus grauen Mergeln Ammoniten des oberen Turonium bekannt gemacht, also vom Beginn der marinen Sedimentation nach der Hauptphase der alpinen Gebirgsbildung.

Wir haben eine größere Anzahl von Proben aus den weichen, schlämbaren grauen Mergeln entnommen, die z. T. eine relativ gut erhaltene und reiche Foraminiferen-Fauna enthalten (Proben BR 1, 3, 5, 6, 8, 12, 17, 19), während die Proben BR 4, 7, 11, 13, 15 und BR 20 eine weniger reiche bzw. weniger artendiverse Fauna aufweisen. Eine detaillierte Untersuchung der zahlreichen Schlammproben steht noch aus; dennoch soll in aller Kürze über die vorläufigen Ergebnisse berichtet werden:

- Probe BR 1
Sehr häufig Kleingastropoden, Echinidenstacheln, selten Ostracoden. Die Foraminiferen-Vergesellschaftung wird von agglutinierenden Taxa der Genera *Ammobaculites*, *Trochammina* und *Haplophragmoides* dominiert und nur sporadisch finden sich auch planktonische Gattungen, wie *Whiteinella* und *Hedbergella*.
- Probe BR 6
Keine Foraminiferen!
- Probe BR 7
Foraminiferen sind sehr selten und schlecht erhalten (Miliolidae: *Quinqueloculina*, *Spirillina*), sporadisch Echinidenstacheln.
- Proben BR 8A und BR 11
Foraminiferen (Miliolidae) sind sehr selten und schlecht erhalten. Selten Pyrit, Fragmente von kohligem Substanz.
- Proben BR 12 und BR 13A, B
Sporadisch schlecht erhaltene Ostracoden.
- Probe BR 19A:
Die Foraminiferen-Assoziation mit *Bolivinopsis praelonga* (REUSS) und *Tappannina eouvigeriniformis* (KELLER) spricht für ein Turonium-Coniacium-Alter.

Das Studium der Palynologie der Proben BR 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 11, 12, 13, 15, 17, 18, 19 und 20 zeigt eine reiche Assoziation mariner Elemente, wie Dinoflagellaten-Zysten (*Oligosphaeridium complex* (WHITE) DAVEY, *Diconodinium* sp., *Dinogymnium* sp., *Spiniferites ramosus* (EHRENBERG) LOEBLICH & LOEBLICH, *Xenascus ceratioides* (DEFLANDRE) LENTIN & WILLIAMS, *Cleistosphaeridium* sp., *Circulodinium distinctum* (DEFLANDRE & COOKSON) JANSONIUS und *Subtilisphaera* sp.) und Foraminiferen-Tapeten. Sclerodonten (Kiefer von polychäten Würmern) finden sich selten in den Proben BR 5 und BR 6. Selten sind auch Angiospermen-Pollen der *Normapolles*-Gruppe, wie *Complexiopolis* sp., *Oculopolis* sp. und *Interporopolles* sp. Weiters finden sich Pteridophyten-Sporen, wie *Gleicheniidites*, *Cicatricosisporites*, *Echinatisporites*, *Corniculatisporites*, *Laevigatospores*, *Plicatella*, *Bikolisporites*, *Klukisporites* sowie bisaccate und nicht-saccate Gymnospermen-Pollen (*Corol-*

lina), *Taxodiaceapollenites*, *Eucommiidites*, *Vitreisporites*, *Pinuspollenites*, *Cycadopites* und *Ephedripites*). In den meisten Proben finden sich auch umgelagerte Sporen von Pteridophyten und bisaccate Koniferen-Sporen der Permtrias.

Gsollsattel (ÖK 66)

Bereits seit PIA (1912: Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **62**, 557–611, 14 Abb., Taf. 24–25) ist ein ausgedehntes Vorkommen exotischer Gerölle im Wald zwischen der Jagdhütte Haselwaldstube und dem Gsoll-Sattel westlich von Ebensee (RW: 480 200, HW: 296 010) bekannt. Auffallend sind in diesem Gebiet auch kleine Ausbisse von stark verwitterten Rotlehmen sowie von grauen Lehmen unklarer Provenienz. Die gut gerundeten exotischen Gerölle sind meist mehrere cm groß, erreichen aber auch dm-Größe. Mit ihnen gemeinsam finden sich gelegentlich beige-gelbe Muschel-Lumachellen-Kalke, wie sie etwa auch in der Strobler Weißenbach-Gosau vorkommen.

Ralf SCHUSTER (GBA Wien) verdanken wir zu den exotischen Geröllen folgende e-Mail-Mitteilung:

„Bei einem großen Teil der Gerölle handelt es sich um undeformierte Quarzporphyre. Solche Gerölle sind in der Unteren Gosau-Gruppe als Exotika sehr typisch. Höchstwahrscheinlich handelt es sich um permische Vulkanite. Weit verbreitet finden sich solche Gesteine heute im Perm des Drauzuges und im Perm der Nördlichen Kalkalpen. Die Porphyroide aus den übrigen Einheiten des Ostalpins sind metamorph, deformiert und klar zu unterscheiden.“

FRIEDEL (1980: Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Höllengebirge auf Blatt 66 Gmunden. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, A41–A42) betont die Gebundenheit dieser Gosaukonglomerate mit reichlich exotischen Grüngen-

steins- und Gneisgeröllen unweit der Gsollstube an die Trauntalbegleitstörung.

Eisenbach (ÖK 66, ÖK 67)

Seit langem ist der Fossilreichtum der Gesteine der Unteren Gosau-Gruppe des Eisenbachs am Traunsee-Ostufener (RW: 487 350, HW: 300 825) bekannt, wobei die Schichtfolge vor allem von grauen siltigen Mergeln mit markanten fossilreichen Schwarzschiefer-Zwischenschaltungen sowie Sandstein- und mergeligen Kalkstein-Zwischenlagen dominiert wird. Der Eisen(au)bach entspringt am Fuße des Hochsteins auf der ÖK 67 Grünau im Almtal, durchfließt das Waldgebiet des Lindachbodens und mündet auf der ÖK 66 Gmunden in den Karbach, der seinerseits in den Traunsee fließt.

Ein altbekannter Fundpunkt von kreidig erhaltenen „Turmschnecken“ (*Omphalia kefersteini* und *Nerinea buchi* der alten Literatur) liegt direkt an der Blattgrenze von ÖK 66/67 in Schwarzschiefern bei einer Brücke (RW [BMN]: 999.999, HW: [BMN]: 888.888) über den Eisenbach, wobei das Fossiliensammeln in diesem Gebiet neuerdings auch geotouristisch „vermarktet“ wird. Mangels mariner Mikrofossilien dürfte ein Teil der Schwarzschiefer der Eisenbach-Gosau wohl in einem limnischen Ablagerungsraum unter schlecht durchlüfteten, anaeroben Bedingungen entstanden sein. Eine Rarität sind Funde von Bernstein in den kohlepartikelreichen Mergeln.

In letzter Zeit wurden die feinklastischen Sedimentfolgen des Mittel-Turon der Eisenbach-Gosau von HRADECKÁ et al. (2005: Biostratigraphy and Palaeoenvironment of the Lower Gosau Subgroup of Eisenbach brook in Salzkammergut (Upper Austria). – Gmundner Geo-Studien, **3**, 25–42) im Detail studiert, worauf hier verwiesen werden soll.

Blatt 66 Gmunden

Siehe Bericht zu Blatt 65 Mondsee von L. HRADECKÁ, J. KVACEK, H. LOBITZER, R. SCHUSTER, M. SVOBODÁ, I. SZENTE & L. SVABENICKA

Blatt 67 Grünau im Almtal

Siehe Bericht zu Blatt 65 Mondsee von L. HRADECKÁ, J. KVACEK, H. LOBITZER, R. SCHUSTER, M. SVOBODÁ, I. SZENTE & L. SVABENICKA

Blatt 95 St. Wolfgang

Bericht 2005 über fazielle und biostratigraphische Untersuchungen in der Gosau der Neualm bei Russbach am Pass Gschütt auf Blatt 95 St. Wolfgang

LENKA HRADECKÁ, HARALD LOBITZER, MARCELA SVOBODÁ,
& LILIAN SVABENICKA
(Auswärtige MitarbeiterInnen)

Die fossilführenden Süßwasserablagerungen der Unteren Gosau-Subgruppe sind im Oberlauf des Randgrabens

nordöstlich von Rußbach am Pass Gschütt südwestlich der Neualm (RW: 462 805, HW: 275 700) noch immer relativ gut aufgeschlossen. Etwa 40m nordöstlich der Brücke über den Randobach stehen in etwa 1140m Seehöhe an einem Prallhang am östlichen Bachufer graue, z.T. spröde und beim Anschlagen mit dem Hammer bituminös riechende Mergel und Schwarzschiefer mit Glanzkohle-Schmitzen an.

Gelegentlich sind auf den Schichtflächen ±verdrückte ?Süß- oder Brackwasser-Gastropoden in kreidiger Schalenhaltung angereichert, die von STOLICZKA (1860: Über eine der Kreideformation angehörende Süßwasserbildung