



## Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 im Jahr 1996

### Blatt 8 Geras

#### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum und Moravikum auf Blatt 8 Geras

GERHARD FUCHS  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Gebiet des Moravikums wurden die Bereiche des Fugnitzberges und östlich von Oberhöflein revidiert. Es ging hier um die Präzisierung der Grenzen der Glimmerschiefer gegen die Marmore im Sulzwald und die Ausscheidung der jungen Bedeckung. Es zeigt sich, daß durch das Nichtberücksichtigen letzterer auch die Geologie des Grundgebirges verfälscht wird.

Im Moldanubikum wurde der westliche Randbereich des Kartenblattes zwischen Unterthumeritz und der Staatsgrenze nördlich Drosendorf reambuliert. Bei der Kartierung der jungen Bedeckung waren zusätzliche Kristallinseln festgestellt worden, die einzustufen waren. Der Großteil derselben konnte allerdings nicht als Kristallin anerkannt werden. Es treten zwar fleckenweise massenhaft kantige Kristallinlesesteine auf, aber es fällt auf, daß es sich stets um sehr resistente Gesteine, meist Quarzit, handelt. Außer in Inseln inmitten des Tertiärs finden

sich diese Quarzitanhäufungen oft im Randbereich Kristallin/Tertiär. Die große Ausdehnung dieser Quarzitformation im Vergleich mit dem angrenzenden Grundgebirge, wo die Quarzite verhältnismäßig schmale Bänder und Lagen bilden, zeigt, daß es sich um aufgearbeitetes Kristallin, um Lokalschutt an der Basis der Deckschichten handelt. Bei der alten Verwitterung erfolgte die selektive Anreicherung harter Gesteine (Quarzit, Kalksilikatfels, Aplit usw.), während die mengenmäßig überwiegenden Paragneise tief vergrust und unterdrückt wurden. Der beschriebene Lokalschutt wird mit eigener Signatur in der endgültigen Karte dargestellt werden.

NW von Oberthürnau wurde bei der Tertiärkartierung nahe der Staatsgrenze (W von P. 465) ein Vorkommen von frischem Gabbro festgestellt. Bei meiner Begehung fand ich an der angegebenen Stelle nur Bedeckung, Schwärzung durch Graphit und Graphitkeramikscherben aus historischer Zeit. Trotz wiederholter Suche konnte auch kein verwittertes Gabbromaterial festgestellt werden. Wohl fand sich frischer Gabbro als Ausbesserungsmaterial im Güterweg N der Buchstaben a und n von Mährisch-Landgraben. Mit großer Sicherheit wurde besagter Gabbro durch Menschen in diesen Bereich gebracht und steht dort nicht an.

### Blatt 16 Freistadt

#### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 16 Freistadt

BRUNO HAUNSCHMID  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die kristallinegeologischen Aufnahmen im letzten Jahr dienten zur Schließung von kleinen Kartierungslücken im Bereich Leopoldschlag – Wullowitz sowie zur geologischen Erschließung des südlich der Feldaist gelegenen Gebietes zwischen Grünbach und Lichtenauer Berg.

Im Gebiet südlich der Feldaist bei Paßberg konnte wie auch nördlich davon der einheitliche mittelkörnige Biotitgranit vom Typus Mauthausen (bzw. Typus Posthöfer Berg [G. FRIEDL, 1990]) bis über den Lichtenauer Berg hinaus verfolgt werden.

Am S-Fuß des Lichtenauer Berges stellt sich dann jedoch eine neue Lithologie mit einem mittelkörnigen Biotitgranit ein (die Grenze ist ca. ENE-WSW-streichend). Der Granit im Süden ist im Grus praktisch nicht vom Mauthausener Typ im Norden unterscheidbar. Einzelne Blockfunde zeigen jedoch, daß er stets eine leichte Regelung aufweist, oft etwas dunkler als der typische Mauthausener ist,

manchmal feinkörnige dioritische Schollen führt und mancherorts zur Ausbildung prophyrischer Kalifeldspate neigt, ähnlich dem „Karlstifter Granit“. Auch Pegmatite konnten im Bereich des öfteren beobachtet werden. Die genannten Erkennungsmerkmale sind ident mit jenen des „Migmagranits“ in der Gegend des Zigeunerberges bei Kerschbaum (s. letzte Kartierungsberichte), sowie jenen von A. SCHERMAIER (1995) beschrieben. Dazu paßt auch das häufige Auftreten von Weinsberger Granitschollen im Migmagranit (besonders häufig nahe Lichtenau) oder eine innige Verquickung beider Granite wie etwa am Ründlberg (wo noch genauere Begehungen notwendig sind). Hellere Varianten, die makroskopisch nicht vom Mauthausener Typ unterscheidbar sind, konnten mit Hilfe von Zirkontrachtstudien ebenfalls dem Migmagranit zugeordnet werden.

Zwischen Heinrichschlag und Grünbach wurden genauere Kartierungen in der sogenannten „Paragneiszone“ ZIRKELS (1961) durchgeführt. In den Hängen zur Feldaist und am Gipfel des Moserbergs konnten einige Aufschlüsse studiert werden, wobei das migmatische Gefüge auf eine beträchtliche Schmelzbeteiligung in dem Gestein hinweist, und ich bevorzuge daher den Begriff „Migmatitzone“ gegenüber „Paragneiszone“. Die Migmatitzone wird vereinzelt von geringmächtigen leukokraten bis aplitischen Gängen sowie seltenen Granodioritporphyritgängen durchschlagen.

**Junge Bedeckung:** Im Bereich, wo die Feldaist bei Oberpaßberg gegen W umbiegt, ist die rezente Talfüllung bis zu 500 m breit. Die linke Talseite wird streckenweise von einer 1–2 m hohen Terrasse begleitet.

## Blatt 23 Hadres

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 23 Hadres

IVAN CÍCHA & JIŘÍ RUDOLFSÝ  
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die diesjährigen Arbeiten umfaßten den Bereich zwischen Kleinstetteldorf und Eggendorf im Thale im Süden und Maria Roggendorf und dem Dernberg und Goldberg im Norden. Dieser Raum ist vor allem durch das Auftreten der Grunder Schichtenfolge und der Hollabrunn-Mistelbach-Formation gekennzeichnet.

Die Grunder Schichten bilden in diesem Gebiet die ältesten Ablagerungen und sind im gesamten kartierten Gebiet verbreitet. Es handelt sich um kalkige Tone, mergelige-feinsandige Silte und tonige, fein- bis mittelkörnige Sande.

Die tonig-sandigen Pakete sind in größeren Aufschlüssen westlich des Goldberges und am Dernberg (Kote 281) einzusehen. Größere Verbreitung in toniger Fazies wurde weiters südlich von Hart (Baumgartenfeld) festgestellt.

An zwei Stellen, westlich des Goldberges und in der weiteren Umgebung des Dernberges wurden Vorkommen von tonig bis tonig-sandigen Paketen beobachten. Die Vorkommen liegen nicht weit voneinander entfernt in einer Seehöhe von 250 m–281 m.

Um die stratigraphische Position im Detail zu erschließen, wurden mehrere Proben im Gebiet um den Dernberg (Kote 281) und Goldberg-West aufgesammelt.

Im Gebiet des Dernberges wurde im tiefsten Teil (260 m–255 m Seehöhe) eine Mikrofauna mit *Lenticulina inornata* (D'ORB.), *Bolivina hebes* MACFADYEN, *Bolivina dilatata dilatata* RSS., *Uvigerina* cf. *acuminata* HOSIUS, *Uvigerina graciliformis* PAPP et TURN., *Pappina breviformis* (PAPP et TURN.), *Ammonia beccarii* (L), *Bulimina elongata* (D'ORB.), *Nonion commune* (D'ORB.), *Globorotalia bykovae* AISENSTAT, *Globorotalia transylvanica* POPESCU und *Globigerinoides bisphericus* TODD festgestellt.

Der untersuchte Teil entspricht in der Mikrofauna den Schichten nördlich von Grund – Kellergasse (Blatt 22 Hollabrunn), wo aber im Schichtpaket mit einer reichen Molluskenfauna *Uvigerina graciliformis* PAPP et TURN. und *Pappina breviformis* (PAPP et TURN.) sehr häufig vertreten sind.

Im höheren Teil, im Gebiet der Kote 281 Dernberg, wurde in Vergesellschaftung das vereinzelte Vorkommen von *Vaginulinopsis pedum* (D'ORB.), weiters häufig *Globigerinoides trilobus* (RSS.) und *Globigerinoides bisphericus* TODD festgestellt. Das Vorkommen von *Praeorbulina* und *Orbulina* wurde in diesem Profil bisher nicht nachgewiesen.

Im Gebiet des Kramatstalerkreuzes (Kote 282) und der Fluren Schmaläcker und Baumgartenfeld, in der Umgebung von Hart, wurden in der vorwiegend pelitischen Entwicklung in Vergesellschaftungen, wo auch die Übergangsformen *Uvigerina acuminata* (HOSIUS) – *Uvigerina macrocarinata* PAPP et TURN. spärlich vertreten sind, einige wenige Exemplare von *Praeorbulina glomerosa* BLOW und *Orbulina suturalis* BRONNIMANN festgestellt.

Im Gebiet westlich des Goldberges, östlich der Flur Untere Au, wurden in einem bis 20 m hohen Steilhang im höchsten Teil die einzigen isolierten Blöcke einer Kalksteinfazies nachgewiesen. Die Kalksteine führen *Amphistegina hauerina* (D'ORB.), *Ammonia beccarii* (L), *Elphidium crispum* (L), *Elphidium fichtelianum* (D'ORB.) und *Nonion subgranosum* (EGGER).

Aufgrund der bisherigen Bearbeitung von Proben auf den Kartenblättern Horn, Hollabrunn und Hadres und weiter bis Laa a.d. Thaya ergibt sich nun die Möglichkeit, mit Hilfe der Mikrofauna den Zeitabschnitt Karpatium–Unteres Badenium in die Schichtenfolgen von Laa, Grund (im Osten) und Gaiendorf (im Westen) zu unterteilen.

Die Basis der Grunder Schichtenfolge entspricht der *Globorotalia*-Zone. Der höhere Teil ist durch die Zonen mit *Globigerinoides bisphericus* und *Praeorbulina glomerosa* – *Orbulina suturalis* gekennzeichnet.

Der höchste Teil der Grunder Schichtenfolge (*Praeorbulina*-*Orbulina*-Zone) ist mit den Schichten des Langhiano (Zone *P. glomerosa*-*O. suturalis*) bis Serravalliano im mediterranen Raum vergleichbar (NN4 – oberer Teil, NN5 – unterer Teil [MARTINI, 1971]).

Im kartierten Gebiet, hauptsächlich am Reisberg nördlich von Eggendorf im Thale und am Kuhberg südwestlich von Kleinstetteldorf liegt eine Summe neuer Beobachtungen über die Schotter der Hollabrunn-Mistelbach-Formation vor.

Am Fuße des Bereiches Zoberäcker – Reisberg, im Hangenden der Grunder Schichtenfolge, liegen fleckige, san-

dige Tone, rostig gelbe, feinkörnige Sande und grobe, polymikte Schotter.

In diesem Schichtpaket liegen (ca. 900 m nördlich der Kirche von Eggendorf i.Th.) mittelkörnige, bis 3 m–4 m mächtige Konglomerate aus Quarz- und Kristallinkomponenten, die von Schotter überlagert werden. Weiter gegen Nordosten treten wieder verschiedene Schotterlagen in Wechsellagerung mit Tonmergel und Sanden auf. Richtung Norden findet man wieder Grunder Schichten im Liegenden.

Östlich von Kleinstetteldorf (alte Kiesgrube, zur Zeit Deponie) und südöstlich der Einödmühle liegen die Schotter des Reisberger Typus (die für die Gegend nordöstlich Hollabrunn und westlich Mariathal typisch sind). Im Gebiet nordöstlich des Kuhberges (Nußbergäcker) bilden diese Schotter den älteren Teil der Hollabrunner Schotter.

In dem kartierten Bereich konnten außer umgelagerten Foraminiferen und hauptsächlich Schwammnadeln keine organische Reste nachgewiesen werden. Ostracodenführende Tonmergel des Unterpannon wurden in diesem Gebiet nicht festgestellt.

Nördlich (außer Dernberg – Kote 281) bilden die Schotter der Hollabrunn-Mistelbach-Formation nur eine sehr geringmächtige Schotterbestreuung.

Im Rahmen der geologischen Kartierung im beschriebenen Gebiet wurden nur geringe Lössanwehungen südöstlich von Kleinstetteldorf und nördlich der Blasermühle bemerkt.

Die wichtigen Elemente des Quartärs sind einige Schwemmkegel, die überwiegend aus Grobschutt aus Kristallin und Quarzgesteinen zusammengesetzt sind.

Deluviale, sandig-tonige Ablagerungen wurden um Eggendorf im Thale und Kleinstetteldorf auskartiert.

Fluviatile Ablagerungen (sandige Tone) haben größere Verbreitung im Gebiet des Göllersbaches.

Wilde Deponien befinden sich in alten Kiesgruben nördlich von Eggendorf i.Th. und östlich von Kleinstetteldorf und am Fuße des Kuhberges.

## Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 23 Hadres

PAVEL ČTYROKÝ  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1996 wurde die Kartierung auf Blatt 23 Hadres östlich anschließend an das im Jahr 1995 kartierte Gebiet fortgesetzt. Das aufgenommene Gebiet ist im Norden von dem Mailberger Kamm mit dem Buchberg (417 m) und seiner südöstlichen Fortsetzung in Richtung des Galgenberges (346 m) begrenzt. Es schließt auch den nordöstlichen Hang des Mailberger Kammes mit der Umgebung der Gemeinde Mailberg ein. Im Osten reicht das kartierte Gebiet bis zum Osthang des Diepolzberges (244 m) und von dort gegen Süden in meridionaler Richtung bis zur Flur „Leißer Gemärken“. Im Süden schließt das untersuchte Gebiet den Osthang des Galgenberges ein und reicht bis zum Südrand der Gemeinden Oberstinkenbrunn und Nappersdorf.

Die Auswertung der Foraminiferenfaunen in den Miozänsedimenten wurde von Jirina ČTYROKA durchgeführt.

## Tertiär

### Grunder Schichten (Karpantium bis unteres Badenium)

Als das stratigraphisch höchste Glied des Miozän wurden im Gipfelteil des Mailberger Kammes Algenkalke und organodetritische Kalke ermittelt. Sie enthalten örtlich häufig Lagen brüchiger, organodetritischer Kalksande, die vereinzelt als geringmächtige Platten kalkiger Sandsteine und Lagen mehr oder minder sandiger Kalktone (Tegel) verfestigt sind. Auch Steinkerne von marinen Flachwassermollusken sind nicht selten. Im Norden kann man ihre Verbreitung vor allem im Gipfelteil des Buchbergs (417 m) und in seinen südwestlichen und südöstlichen Hängen verfolgen. Leider ist das Waldgebiet am Buchberg äußerst schlecht aufgeschlossen. Der ehemalige, in der Karte südlich des Gipfels markierte kleine Steinbruch in Algenkalken (Leithakalke) ist im Gelände nur schwer zu erkennen, obwohl man um die Gruben herum größere und kleinere Kalksteinblöcke finden kann. Gerade in diesen Blöcken sind häufige Überreste mariner Muscheln zu finden, die als Steinkerne der Gattung *Glycymeris* und Schalenbruchstücke der Gattung *Ostrea* erhalten geblieben sind. Selten wurde auch *Chlamys* (*M.*) *latissima* ssp. gefunden. Kleine Steingruben in Algenkalken gab es auch an der Straße nach Mailberg, östlich der Jagdhütte, wo man noch flache Gruben mit größeren oder kleineren Bruchstücken und Blöcken von Algenkalken finden kann. Nach Information eines Landwirts aus Immendorf haben an diesen Stellen flache, kleine Steinbrüche zwischen 1930 und 1940 existiert. Die Algenkalke wurden z.B. für die Torbögen der Weinkeller in Immendorf und den Nachbardörfern abgebaut.

Nach WEINHANDL (1953) waren die Algenkalkbänke in einem Steinbruch unterhalb des Buchberggipfels 0,9 bis 2 m mächtig und enthielten Einschaltungen von Mergel mit massenhaftem Vorkommen von *Amphistegina hauerina* D'ORB. (= *A. mammilla* (F. & M.)). Die Gesamtmächtigkeit der Algenkalke samt Einschaltungen war 4–5 m. Sie waren von einer 1,5 m mächtigen Lage weißlicher bis hellgrauer, feinsandiger Mergel mit Kalk-Fragmenten überlagert. Die Kalkbänke fielen 20–27°ESE ein.

Die Algenkalke kommen auch im Gipfelteil des Galgenberges (346 m) vor, wo sie ebenfalls in kleineren, jetzt bereits stark verwachsenen und verschütteten Steinbrüchen südlich und südwestlich der Gipfelsäule aus Ziegeln abgebaut wurden. Nach dem Umriß der verwachsenen Gruben wurden die Steinbrüche im Laufe der Geschichte am Südwesthang aufgeschlossen; die größte davon hat jetzt ungefähr ein Ausmaß von 20x30 m. Nach WEINHANDL (1953, 1957) sind die (Lithothamnien-) Algenkalke am Galgenberg und Haidberg besonders durch Rutschungen stark gestört. Damit wurde das sehr unterschiedliche Einfallen der Kalkbänke gegen Norden, Westen bis Südosten erklärt. Auch die am Südhang des Galgenberges in deluvialen Ablagerungen unterhalb einer Brücke vereinzelt beobachtbaren großen Algenkalkblöcke deuten unter anderem auf Rutschungen hin. Der größte dieser Blöcke hat eine Größe von 2x1x1 m.

An den Südhängen des Galgenberges, in der Flur „Röt“, treten schlecht aufgeschlossen in den Feldern, Weingärten und Wegen in den Algenkalken Einschaltungen von mittel- bis feinkörnigen, organodetritischen Sanden, örtlich mit häufigen Bruchstücken von Algenkalken und Lagen von weißen, brüchigen, stark verwitterten, kalkigen Silten bis Tonen (Tegel) auf. Die gleichen Gesteine kann man auch weiter westlich in der Flur „Altenbergen“ verfolgen.

An den Süd- und Südosthängen des Galgenbergs sind diese Gesteine von Löß bedeckt.

Nördlich des Gipfelteiles des Galgenberges, in den Feldern und Weingärten östlich des Stinkenbrunner Weges, kann man stets größere oder kleinere Bruchstücke der Algenkalke finden. Auch findet man an den Feldrainen und in den Weingärten größere Lesesteinhaufen aus Bruchstücken des gleichen Gesteines. Offensichtlich kommt hier eine Schichtfolge aus geringmächtigen Bänken oder Linsen der Algenkalke in den organodetritischen, kalkigen Sanden, Silten und sandigen Tönen vor.

Östlich und nordöstlich, in den Fluren „Heide“ und „Satzen“, finden sich in ihrem Liegenden Bruchstücke von Algenkalken nur selten an der Oberfläche, und es scheinen hier die kalkig-sandigen Tone und organodetritische Sande vorzuherrschen. Örtlich kann man darin häufige Schalenfragmente mariner Muscheln, kleine Bryozoenkolonien und Algenknollen beobachten. Der Osthang der Flur „Heide“ wurde wahrscheinlich auch von alten, jetzt bereits weitgehend rekultivierten Rutschungen betroffen.

Das in den älteren Karten angeführte Vorkommen von Algenkalken am „Seeweg“, am südöstlichen Hang des Buchberges, östlich der Straße Immendorf-Mailberg, ist schwer zu überprüfen. Auf den Waldwegen konnten hier seltene Fragmente von Algenkalken gefunden werden, wobei ihre Vorkommen nicht autochthon sein müssen. Die geplanten, flachen Kartierungsbohrungen im Jahr 1997 könnten dort mehr Information bringen.

Die Algenkalke (von GRILL [1960] als Leithakalke oder Nulliporenkalke bezeichnet) mit meistens geringmächtigen Einschaltungen organodetritischer, kalkiger Sande, Silte bis kalkiger Tonsteine am Buchberg, Galgenberg und Altenberg wurden von den meisten österreichischen Autoren (WEINHANDL, 1953, 1957, 1958; GRILL, 1960) ins untere Badenium eingestuft. J. ČTYROKA fand in den Ton- und Sandlagen eine Foraminiferenfauna mit den benthonischen Arten *Uvigerina macrocarinata* PAPP & TURN., *Uvigerina acuminata* HOSIUS, *Uvigerina semiornata* D'ORB., *Uvigerina pygmaea* PAPP & TURN., *Bolivina antiqua* D'ORB., *Bolivina hebes* MACFADYEN, *Pappina parkeri parkeri* (KARRER), *Vaginulina legumen* (LINNÉ), *Amphistegina mammilla* (F. & M.), *Anomalinoidea badenensis* (D'ORB.), *Lobatula lobatula* (WALKER & JACOB), *Hanzawaia boueana* (D'ORB.), *Hanzawaia crassa* (LUCZKOWSKA), *Elphidium crispum* (LINNÉ), *Elphidium fichtelianum* (D'ORB.), *Asterigerinata planorbis* (D'ORB.), *Cibicidoides ungerianus* (D'ORB.), *Melonis pompilioides* (F. & M.), *Lenticulina inornata* (D'ORB.), *Siphonina reticulata* (CZJZEK), *Coryphostoma sinuosa* (CUSHMAN), sowie den Planktonarten *Praeorbulina glomerosa curva* BLOW, *Praeorbulina glomerosa circularis* BLOW, *Globigerinoides quadrilobatus* D'ORB., *Globorotalia mayeri* CUSHMAN & ELLISON, *G. bykovae* AISENSTAT, *G. siakensis* LE ROY, *Globigerina bulloides* D'ORB. und *Globigerinella regularis* (D'ORB.).

Dieselbe Mikrofauna wurde auch in den Einschaltungen in den Algenkalken im Steinbruch im Locatelliwald ermittelt (J. ČTYROKA in ČTYROKÝ, 1996).

Auch der Fund von *Chlamys (M.) latissima* in den Algenkalkeblöcken am Buchberg deutet auf das unterbadensische Alter hin. Die Molluskenfauna aus den Algenkalken ist eingehend von SIEBER (1952) beschrieben worden. Er führt von hier 34 Arten mariner Flachwassermollusken an, die meistens nur als Steinkerne erhalten geblieben sind. Er hält die Zusammensetzung der Molluskenassoziation für die gleiche wie an den Lokalitäten Immendorf und Grund und hält sie nach damaliger Ansicht für helvetisch.

Südlich vom Buchberg und Galgenberg wurde an der Oberfläche eine Schichtfolge aus Kalktonen mit Einschal-

tungen organodetritischer, kalkiger Sande festgestellt. Die Tone enthalten selten verfestigte Platten kalkiger Sandsteine mit Algen- und Molluskenüberresten, gewöhnlich bis 5 cm mächtig. Größere oder kleinere eckige Fragmente von Algenkalken und organodetritischen Kalken finden sich häufig auch an der Oberfläche in den Weingärten und Feldern sowie auf Lesesteinhaufen. Obwohl sich die meisten Algenkalk-Fragmente in den Feldern nicht an ihrer ursprünglichen Stelle befinden, ist anzunehmen, daß sie geringmächtige Lagen oder Linsen in der obengenannten Schichtfolge bilden.

Eine Abgrenzung dieser Algenkalke direkt in der Karte wäre jedoch sicher nicht richtig. Wie im Bereich von Kalladorf durch seichte Kartierungsbohrungen bestätigt wurde, sind diese Algenkalk-Fragmente nur an der Oberfläche verbreitet und bis in Tiefen von 4–5 m überhaupt nicht vorhanden. Die gleiche Erfahrung konnte der Autor auch bei der Überprüfung von Algenkalkvorkommen des Mittelbadanium in den Feldern in der Umgebung von Mikulov (Nikolsburg) machen (ČTYROKÝ, 1988).

Das einzige Vorkommen von Algenkalken im südlichen Kartierungsbereich befindet sich auf einer niedrigen Anhöhe, nördlich der Kapelle an der Straße zwischen Oberstinkenbrunn und Schalladorf, südwestlich der Flur „Ledererlücke“. Aufgrund des in Gegensatz zu den Algenkalken am Buchberg und Galgenberg jedoch weit tiefer liegenden Vorkommens und der Lithologie und Mikrofauna der Sedimente in der Umgebung ist anzunehmen, daß dieses größere Vorkommen von Algenkalken bereits den Schichten des oberen Karpatium bis unteren Badenium angehört.

Der letzte lithologische Typ der Grunder Schichten im kartierten Gebiet wurde auf einer Anhöhe westlich und südwestlich von Oberstinkenbrunn ausgeschieden.

Es handelt sich um rostgelbe, mittelkörnige Sande bis Schotter, häufig mit vollkommen gerundeten Geröllen aus weißem und gelbem Gangquarz mit Durchmessern von 1–3 cm, selten bis 5 cm. Die Quarzgerölle haben an ihrer Oberfläche eine rötliche Patina, z.T. wurden auch weiße Karbonatkrusten beobachtet. Diese Schichten wurden während der Kartierung im Jahre 1995 im westlich anschließenden Gebiet unrichtig als wahrscheinliche Äquivalente der Hollabrunner Schotter des unteren Pannonium interpretiert. Wie jedoch die im Jahre 1996 am „Stinkenbrunner Berg“ abgeteufte Kartierungsbohrung 21/29 gezeigt hat, werden diese sandigen Quarzschotter, die in einer Tiefe von 1,9–2,2 m erreicht wurden, in ihrem Hangenden von kalkigen, gelbgrünen, feinsandigen Tönen überlagert, die eine Foraminiferenfauna mit den Gattungen *Praeorbulina*, *Pappina* und *Uvigerina* führen. Diese Sand- und Schotter gehören daher offenbar zu den Grunder Schichten des oberen Karpatium bis unteren Badenium.

Die weite, flächige Verbreitung häufiger Quarzgerölle im Ackerboden an der Oberfläche ist wahrscheinlich auf die Zerschleppung durch die Beackerung zurückzuführen.

Im Liegenden der Sandschotter kommen südwestlich von Oberstinkenbrunn stark angewitterte, kalkige Silte und siltig-kalkige Tone mit Vertretern der Gattung *Globorotalia* und häufig herausgewitterten Algen- und Bryozoenknollen vor. Auch auf einer Anhöhe, 100–200 m südlich der Kapelle an der Straße zwischen Oberstinkenbrunn und Schalladorf treten gemeinsam mit den Quarzschottern häufige Bruchstücke von Algenkalken auf. Vorkommen ähnlicher Schotter finden sich auch nördlich des Goldberges, südöstlich von Oberstinkenbrunn.

### Laaer Schichtenfolge (unteres Karpatium)

Sedimente der Laaer Schichtenfolge wurden im Liegenden der Algenkalke des höchsten Teiles der Grunder Schichten am Nordhang des Mailberger Kammes und östlich vom Buchberg in den Fluren „Neue Peunt“, „Wechselbergen“ und südlich des Schlosses, in der Flur „Hinterm Hofgarten“ angetroffen. Weitere Vorkommen befinden sich östlich der Gemeinde Mailberg, in der Flur „Hundschupfen“, am Südhang des Diepolzberges (244 m) und in dem flachen Gelände in der weiteren Umgebung der Gemeinde Diepolz. Ähnlich wie im Westteil des Mailberger Kammes, nördlich vom Blickenberg (340 m) (ČTYROKÝ, 1996), liegen die Grunder Schichten hier offenbar diskordant auf den überwiegend sandigen, nordwärts fallenden und sichtbar tektonisierten Sedimenten der Laaer Schichtenfolge.

Lithologisch ist diese Schichtenfolge vor allem durch gelbe, ockerfarbene bis gelblich-grünliche, im frischen Zustand auch weißgraue, mehr oder minder kalkige, stark feinglimmerige, mittel- bis feinkörnige, brüchige Sandsteine bis Sande mit Einschaltungen und Lagen von gut geschichteten, laminierten, mehr oder weniger siltigen, graugrünen bis grauockerfarbenen, kalkigen Tonsteinen bis Tonen vertreten. Die Mächtigkeit dieser Lagen ist gewöhnlich 10–30 cm, und der allgemeine Charakter der Sedimente ist optisch ähnlich dem Flysch. In den brüchigen Sandsteinen kommen häufig limonitisierte, rostbraune Pflanzenreste, meist als unbestimmbare Pflanzenhäcksel vor.

Die Profile in der Flur „Neue Peunt“ nördlich der Straße Mailberg-Immendorf bringen Information über die Schichtfolge. In den Peliten dieser Formation findet sich lagenweise eine reiche Foraminiferenfauna mit *Pappina breviformis* (PAPP & TURN.), *Uvigerina acuminata* HOSIUS, *Praeglobobulimina pupoides* (D'ORB.), *Bulimina striata* D'ORB., *B. elongata* D'ORB., *B. schischinskayae* (SAMOILOVA), *Fursenkoina acuta* (D'ORB.), *Valvulineria complanata* (D'ORB.), *Ceratocancris haueri* (D'ORB.), *Nonion commune* (D'ORB.), *Gyrodinoides neosoldani* (BROTZEN), *Plectofrondicularia digitalis* (NEUGEBORN), *Baggina arenaria* (KARRER), *Globigerina otnangiensis* RÖGL, *G. praebulloidis* BLOW, *Tenuitellina angustumbilicata* (BOLLI), *Turbototalita quinquelobata* (NATLAND), *Globigerinella regularis* (D'ORB.) und *Casigerinella globulosa* (EGGER). Mit Hilfe dieser Mikrofauna können diese Sedimente in das untere Karpatium gestellt werden.

Es ist anzunehmen, daß auch das ausgeprägte Erosionstal südsüdwestlich von Mailberg, ausgehend von den Fluren „Greuter Wiese“ und „Greut“ mit seinen steilen Hängen in die verhältnismäßig weichen Sedimente der Laaer Schichtenfolge eingeschnitten ist. Dies muß im Jahre 1997 durch flache Kartierungsbohrungen geprüft werden. In der Flur „Hundschupfen“ in der Gemeinde Mailberg war 1996 auch ein instruktives Profil beim Bau eines Weinkellers (Woller, Mailberg) aufgeschlossen. Das Profil zeigt 6 m mächtige, ockerfarbig-gelbe, feinkörnige bis siltige, brüchige Sandsteine, frei von pelitischen Einschaltungen. Eine einzige Lage von nur zum Teil freigelegten, grüngrauen, geschichteten Tonstein fand sich an der Basis des Profils. Die Gänge des eigentlichen Kellers sind in dem selben Sandstein eingetieft, in dem man auch bis 30 cm mächtige Konkretionsbänke eines verfestigten Sandsteines und in gleicher Weise kugelförmige Konkretionen mit 30–50 cm Durchmesser finden konnte. Ähnliche Konkretionsformen sind übrigens auch in der Gemeinde selbst als Gedenksteine aufgestellt.

Weiteren Einblick in diese Schichtenfolge geben auch kleinere Profile westlich der Flur „Im Zuckerschleh“, in den

Weingärten südöstlich des Schlosses in Mailberg. Ähnliche feinkörnige, brüchige Sandsteine mit nur wenige Zentimeter mächtigen Einschaltungen kalkiger Tonsteine konnte man auch in den Aushüben und Gängen der Weinkeller am Südhang vom Diepolzberg (244 m), nördlich der Gemeinde Diepolz beobachten. In dem flachen Gelände zwischen Diepolzgraben und Galgenberggraben sind Aufschlüsse selten, jedoch wurden unter den geringmächtigen Quartärlehmen (bis 1 m) in Handbohrungen stark verwitterte, siltige Tone oder Sande angetroffen.

### Quartär

Aus dem Pleistozän sind im untersuchten Gebiet, besonders an den Ost- und Südhängen des Mailberger Kammes, ockerfarben-gelbe Lößablagerungen erhalten geblieben. Sie sind östlich der Gemeinde Mailberg am besten entwickelt, wo in tiefen Fahrwegen nordöstlich der Kapelle auch fossile Böden zu erkennen sind. In Wänden östlich der Kapelle, wo die Lössse auch früher gewonnen wurden, sind sie bis ca. 4 m mächtig. Die Lössse wurden ferner am Nordhang des Diepolzberges (244 m), in den Weingärten der Fluren „Im Zuckerschleh“ und „Heide“ südlich von Mailberg, an den Osthängen des Galgenberges und in den Fluren „Neue Peunt“ und „Wechselbergen“ westlich von Mailberg kartiert. Eine Mächtigkeit bis zu 4 m wurde auch entlang der Straße in Mailberg, nahe der Weinkeller festgestellt. Die Verbreitung der Lössse ist genetisch an die aus leicht verwitternden Sanden und Silten der Laaer Schichtenfolge aufgebauten Ost- und Südosthänge des Mailberger Kammes gebunden.

Auch die deluvio-äolischen, meist ockerfarbig-gelben bis bräunlichen, fein- bis mittelkörnigen, sandigen bis siltigen, geschichteten Sedimente, die auf den ersten Blick wie Lössse aussehen, sind wahrscheinlich pleistozänen Alters. Sie enthalten gewöhnlich mehrere übereinander folgende, 0,5–2 cm mächtige Lagen mit kleinen Karbonatbruchstücken (zum Teil vielleicht konkretionären Charakters, zum Teil Algenkalksplitt), in denen sich vereinzelt auch kleine Gerölle von weißem Gangquarz, 1–2 cm im Durchmesser, finden. Regelmäßig kommen in der Schichtfolge auch größere Stücke eckiger Algenkalke der höchsten Grunder Schichten bis zu einer Größe von 20 x 30 cm vor. Seltener sind auch Sandstein- und Tonstein-Fragmente der Laaer Schichtenfolge zu finden.

Diese Ablagerungen sind am besten entlang des neu gebauten Weges in den Weingärten in der Flur „Neue Peunt“ aufgeschlossen, wo ihre Mächtigkeit 4–5 m erreicht. Die deluvial-äolischen Sedimente überlagern in der Flur „Neue Peunt“ die brüchigen Sandsteine mit Tonlagen der Laaer Schichtenfolge. Entsprechend den schlechten Aufschlüssen in den Weingärten ist anzunehmen, daß sich diese Sedimente im Hangenden der Laaer Schichtenfolge auch auf den Steilhängen eines tief eingeschnittenen Tales in den Fluren „Wechselbergen“ und oberhalb der „Greuter Wiese“ in die Flur „Greut“ fortsetzen. Ihr Vorkommen wird 1997 durch Kartierungsbohrungen überprüft werden.

Ähnliche deluviale oder deluvio-äolische Sedimente mit umgelagerten Algenkalken scheinen auch an den steilen Nordhängen des Buchbergs vorzukommen, wo WEINHANDL (1953) ungefähr in 250 m Seehöhe Kalkwandschutt anführt. Deluviofluviatile und deluviale, überwiegend lehmige Sedimente füllen im untersuchten Gebiet die Talböden aus. Im östlichen Teil des Gebietes sind dies die beträchtlich begradigten Mulden des Diepolz- und Galgenberggrabens und weiters kleinere Wasserläufe am Südhang von Buchberg und Galgenberg. In geomorpho-

logischer Hinsicht interessant ist auch die deluviale Füllung eines komplizierten, in den weichen Gesteinen der Laaer Schichtenfolge angelegten Tales, das unweit des Schlosses in Mailberg zwischen den Fluren „Wechselbergen“ und „Hinterm Hofgarten“ mündet. Die Mächtigkeit dieser Füllung wird 1997 durch eine Bohrung überprüft werden.

An den Süd- und Südosthängen des Galgenberges und an den Hängen westlich der Flur „Heide“ sind die Einflüsse der heute meist wieder rekultivierten Rutschungen beobachtbar. WEINHANDL (1953) führt an, daß auch der Gipfelteil des Galgenberges mit den Algenkalkbänken von den Rutschungen betroffen wurde.

Anthropogene Sedimente konnten aufgrund der Ausbühung für die Kanalisation lediglich im historischen Teil der Gemeinde Mailberg abgegrenzt werden.

### Bemerkungen zur Tektonik und Paläogeographie

In einer Reihe von Aufschlüssen der Laaer Schichtenfolge nördlich vom Mailberger Kamm ist ein Einfallen dieser Schichtenfolge gegen Norden oder Nordosten zu erkennen und damit eine beträchtliche tektonisch Verstellung abzuleiten. Dies scheint mit der im kartierten Gebiet südlich vom Galgenberg (346 m) in Richtung Nordost-Südwest ziehenden Mailberger Abbruchzone in Verbindung zu stehen. Auch die starke Störung der Algenkalkbänke durch Rutschungen auf dem Gipfel des Galgenbergs kann mit der Nähe dieser tektonischen Zone zusammenhängen. Diese tektonische Beeinflussung kann mit der „intrahelvetischen Schollenverstellung“ von GRILL (1945) verglichen werden, der sie innerhalb der unteren und oberen Grunder Schichten stellte. Nach den Ergebnissen der Kartierung scheinen diese Bewegungen aber nach der Ablagerung der Laaer Schichtenfolge (unteres Karpatium) erfolgt zu sein und waren wahrscheinlich eine Folge der durch Bewegungen der Decken in der Waschbergzone im Karpatium stimulierten Blockverstellungen des Mailberger Abbruchsystems. Die Grunder Schichten mit den Algenkalken im Gipfelteil des Mailberger Kammes und den Sedimenten an seinem Südhang zeigen hingegen wenig tektonische Beeinflussung und haben Einfallen von Südwest bis Südost. Die Überschiebung der Deckenstirn der Waschbergzone über das Karpatium der Laaer Serie, bei der eine starke dynamisch-tektonische Beeinflussung der Sedimente der Stirn der Decken und des Vorlands stattfand, ist durch Bohrungen und Profile aus dem Gebiet Wildendürnbach – Staatz (GRILL & KAPOUNEK, 1964) bewiesen worden. Dieselbe Lage ist auch im Vorland und in der Stirn der Decken der Steinitzer Zone der Äußeren Flyschzone bei Mikulov (Nikolsburg) dokumentiert worden (ČTYROKÝ et al., 1995).

Aus paläogeographischer Hinsicht kann man feststellen, daß die Grunder Schichten auf den Blättern 23 Hadres und 22 Hollabrunn einer anderen Transgression angehören als die Sedimente des unteren Karpatium der Laaer Schichtenfolge. Für die Grunder Schichten (in der Karte von GRILL (1960, 1968) als Torton i.a.; siehe auch STEININGER, SENEŠ, KLEEMANN, RÖGL, 1985) sind außer dem Vorkommen von Algenkalken in ihrem höchsten Teil viel reichere Assoziationen mariner Foraminiferenfaunen typisch, in der die Leitarten des Karpatium überlebt haben und Arten wie *Globorotalia bykovae* AISENSTAT, *G. transsylvanica* POPESCU, *Praeorbulina glomerata* div.ssp., *Globigerinoides trilobus sacculifer* (BRADY), *Globigerinoides bisphericus* TODD, *Vaginulinopsis pedum* (D'ORB.), *U. macrocarinata* PAPP & TURN. und *Vaginulina legumen* (LINNE) neu erscheinen. Außerdem treten in ihnen reiche Vergesellschaftungen großgewachsener, po-

lyhaliner Gastropoden und Bivalven auf. Dazu gehören die gattungs- und artenreichen, von SIEBER (1949) aus Guntersdorf und Immendorf beschriebenen Assoziationen mariner Mollusken, die mit den Mollusken der Typuslokalität Grund vergleichbar sind. Diese Assoziationen sind unvergleichbar reicher als die Mollusken der Laaer Schichtenfolge. Sie besitzen eine viel größere Vielfaltigkeit und subtropische, großgewachsene Elemente, die in manchem an die Molluskenfaunen des unteren Badenium erinnern. Man kann annehmen, daß sich bereits in der Periode der Sedimentation der Grunder Schichten eine marine Verbindung durch die Paratethys gegen Osten zum Pazifik öffnete, die wir bisher erst im Zeitraum des Badenium erwartet haben.

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 23 Hadres

PAVEL HAVLÍČEK  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Durch geologische Untersuchungen und Aufnahmen im Nordostteil des Blattes Hadres, im Bereich von Wulzeshofen, sind als älteste Sedimente hellgelbbraune, grüngraue, stellenweise bis beigefarbene, fleckige, kalkige, glimmerige Silte und sandige Tone festgestellt worden. Vereinzelt treten auch Lagen feinkörniger Sande und monomiktischer Schotter auf. Die vollkommen gerundeten Quarzgerölle, 1–5 cm im Durchmesser, haben oft weiße kalkige Krusten. Diese Schotter und Sande bilden entweder kleine Anhöhen oder sind häufig im Ackerboden anzutreffen. Dank ihrer Widerstandskraft sind sie als Beimischung praktisch in allen Quartärsedimenten als verschlepptes Material zu finden. Der ganze untersuchte Bereich ist ein Denudations- oder Deflationsgebiet. Analysen der Schwerminerale (von Z. NOVÁK bestimmt) zeigen eine Dominanz von Granat (85–90 %) und daneben Zirkon (2,9–9 %). Diese Granatassoziation ist typisch für die Sedimente des Karpatium. Diese stratigraphische Einstufung ist auch durch die mikropaläontologischen Untersuchungen bestätigt worden (J. ČTYROKA). Die reichen Planktonassoziationen, die für die Sedimente des Karpatium in diesem Gebiet typisch sind, weisen auf einen flachen, mit dem offenen Meer verbundenen Schelf als Ablagerungsraum hin.

Im Gebiet der Kartierung 1995 (Zwingendorf – Geiselbrechtshof) wurden im Jahr 1996 mehrere Kartierungsbohrungen abgeteuft, wodurch die Verbreitung der tonigen Silte und Sande (örtlich mit Quarzgeröllen) bestätigt und präzisiert wurde. Die mikropaläontologischen Untersuchungen der Bohrproben (J. ČTYROKA) bestätigen die stratigraphische Einstufung der Sedimente ins Karpatium. Die Leitarten in den Sedimenten sind *Uvigerina graciliformis* PAPP et TURN. und *Pappina breviformis* (PAPP et TURN.). Als wichtige begleitende Arten sind *Praeglobobulimina pupoides* (D'ORB.), *Bulimina elongata* D'ORB. und *Bolivina hebes* MACFADYEN einschließlich des Planktons wie *Globigerina ottangiensis* RÖGL, *Globigerina praebulloides* BLOW und *Tenuitellinata angustumbilicata* (BOLLI) zu nennen. Die häufig schlecht erhaltene, beschädigte und verarmte Assoziation mit Flachwasserelementen, überwiegend in Sanden, zeugt von lokaler Umlagerung der Sedimente des Karpatium.

Von den flächlich wenig verbreiteten Quartärsedimenten sind nur die geringmächtigen, ockerbraunen, sandigen, kalkigen, umgelagerten Löss erhalten geblieben, die häufig in die deluvio-äolischen, lehmigen, feinsandigen Sedimente mit verstreuten Geröllen übergehen. Nordöstlich von Wulzeshofen sind überwiegend Quarzgerölle ohne kalkigen Belag erhalten geblieben, die als Relikte der pleistozänen, fluviatilen Akkumulationen betrachtet werden können (Thaya oder Pulkau?). An der Basis der fluviatilen Füllung der Pulkau-Flur, ENE von Wulzeshofen, sind nur örtlich und überwiegend in „Taschen“ gelbbraune, mittelkörnige, vollkommen sortierte, fluviatile Sandschotter mit vollkommen gerundeten, 2–5 cm großen Geröllen erhalten geblieben. Im Gegensatz zu den Schottern des Karpatium haben sie keine  $\text{CaCO}_3$ -Beläge auf der Oberfläche. Am Fuß der flachen Abhänge wurden deluviale, sandig-tonige Lehme mit Beimischung von Geröllen abgelagert. In den periodisch durchflossenen kleinen Tälern wurden humose, tonig-sandige, deluvio-fluviatile, bis 1 m mächtige Lehme mit Beimischung von Geröllen abgelagert. In den flachen Tälern mit kleinen Wasserläufen (zur Zeit als 2–3 m tiefe Wassergräben melioriert) und besonders im Pulkau-Tal sind die jüngsten, dunkelbraunen, bis 120 cm mächtigen, holozänen Überschwemmungslehme abgelagert; eine geringe Beimischung von Quarzgeröllen ist hier häufig. Außer dem flächenhaft wenig verbreiteten Kommunal Müll sind hier nur die Schutzdämme entlang der Wassergräben morphologisch markant. Problematisch ist die Aufschüttung bei der chemischen Fabrik nordwestlich von Wulzeshofen, die jetzt praktisch rekultiviert ist.

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 23 Hadres

OLDŘICH HOLÁSEK  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet liegt im Nordwest-Teil des Blattes Hadres zwischen den Gemeinden Hadres und Seefeld und reicht im Norden bis zur tschechisch-österreichischen Staatsgrenze. Das sanft wellige, gegen Süden zur Talau der Pulkau niedersteigende Hügelland ist geologisch vor allem aus miozänen Sedimenten und im kleineren Maße auch aus quartären Ablagerungen aufgebaut.

#### Tertiär (Miozän)

Das Vorkommen der basalen Sande oder Randfazies mit Sanden und Schottern des Badenium, die in einem schmalen Streifen auf der tschechischen Karte 1 : 50.000 Dyjávovice ins Gebiet des Kartenblattes Hadres (1,6 km östlich von Ječmenišť) hereinreicht, konnte auf österreichischem Staatsgebiet nicht weiter verfolgt werden.

Auf dem Ton des Karpatium kommen im Ackerboden völlig zugerollte Quarzgerölle (Durchmesser 0,5 cm–3 cm) lediglich als Schotterbestreuung vor. Die Schotterbestreuung scheint ein Bestandteil des Karpatium zu sein. Im Hinblick auf die geologische Situation auf Blatt Dyjávovice kann eine Umlagerung dieser Schotter in der Nähe der Staatsgrenze durch Solifluktion nicht ausgeschlossen werden.

Ein großer Teil des Aufnahmegebietes wird von miozänen Sanden, Tonen und Tonsteinen aufgebaut.

Die Sande sind fahlbraungelb bis gelb, stellenweise grünlich, tiefer dann graugrün, braungrau, grau bis weiß-

lichgrau, örtlich ocker fleckig. Sie sind feinkörnig, feinglimmerig, oft stark kalkig und mit einer sehr schwankenden tonigen Beimischung. Vereinzelt enthalten sie dünne (1 cm–5 cm), gelbweißliche, horizontal gelagerte, kalkige Lagen und haben weiße Beläge an den Wänden. Ihre aufgeschlossene Mächtigkeit ist meistens bis 4 m.

Die Tone sind hellbraungelb bis gelb, ocker, örtlich grünlich, hellgrün bis graugrün, rostigbraun oder hellgrau fleckig und schmutzig-hellgrau, vereinzelt mit kurzen weißen Kalkschmitzen. Sie sind stark kalkig und mitunter sehr feinsandig. Stellenweise enthalten sie Lagen verfestigter, bisher noch nicht angewitterter Tonsteine. Ihre aufgeschlossene Mächtigkeit erreicht maximal 2,8 m.

An einigen Lokalitäten treten in den Sanden hellbraungelbe, graugrüne bis hellgraue Lagen verwitterter Tonsteine mit braunen, ocker bis braunroten Flecken und Streifen auf. Sie sind feinglimmerig, stark kalkig und enthalten einen schwankenden Anteil feinkörnigen Sandes. Ihre Mächtigkeit schwankt meistens zwischen mehreren cm bis dm, höchstens beträgt sie 1 m–2,8 m. In einer Sandgrube ESE von Ječmenišť ist diese Schichtfolge in der größten Mächtigkeit von etwa 10 m–20 m obertags aufgeschlossen. Die schon erwähnte Schotterbestreuung mit völlig zugerollten Quarzgeröllen (0,5 cm–3 cm, vereinzelt 5 cm–7 cm) wurde auch auf den Sanden des Karpatium 1 km westlich von Seefeld festgestellt. Einige Gerölle haben an ihrer Oberfläche eine harte, weiße, kalkige Kruste. Ganz vereinzelt wurden auch intensiv verwitterte Granitoide gefunden.

Die Zugehörigkeit der beschriebenen Schichtfolge zum Karpatium beweisen vor allem die Vertreter der Gattungen *Pappina*, *Præglobobulimina* und *Uvigerina* (z.B. *Pappina primiformis* (PAPP et TURN.), *Uvigerina graciliformis* PAPP et TURN.), die von J. ČTYROKA bestimmt wurden.

#### Quartär (Pleistozän)

Die Löss reichen unzusammenhängend vom Kartenblatt 22 Hollabrunn in die nördliche und nordnordwestliche Umgebung von Hadres herüber. Ihre Verbreitung endet hier jedoch, obwohl sie, der jetzigen Geländemorphologie nach, weiter gegen Osten und Südosten kontinuierlich fortsetzen könnten. Sie sind meistens hellbraungelb bis gelblich, siltig bis tonig (örtlich mit einer feinsandigen Beimischung), stark kalkig, veränderlich feinglimmerig, stellenweise mit einem weißen, kalkigen Belag an den Wänden und mit feinen Kalknieren (1 cm–2 cm). Ihre aufgeschlossene Mächtigkeit schwankt zwischen 1 m und 3 m.

#### Pleistozän–Holozän

Deluviale Sedimente bilden örtliche schmale, unzusammenhängende Säume entlang der Auen der mit deluviofluviatilen Ablagerungen gefüllten Gerinne und Mulden. Als Ausnahme sind sie Bestandteil einer Rutschung (Pollitzerberg; Kote 280 m), wo sie als stark tonige und kalkige, feinsandige Lehme bis Sande mit Schmitzen eines verschleppten Bodensedimentes vorkommen.

#### Holozän

Deluviofluviatile, oben braune, tiefer dann schwarzbraune, humose bis stark humose, tonige Lehme mit einer veränderlichen, feinsandigen Beimischung, stellenweise mit feinen, hellbraunen Flecken, füllen in nachgewiesener Mächtigkeit von 1 m die Böden der wasserlosen Mulden. Ihre Mündung in die Täler mit fluviatilen Anschwemmungen hat in einzelnen Fällen die Form eines Schwemmkegels.

Fluviatile Anschwemmungen sind im Kartierungsgebiet nicht aufgeschlossen, sind jedoch analog mit dem Nach-

barblatt Hollabrunn durch veränderlich humose, sandige Lehme bis lehmige, feinkörnige Sande mit sehr schwankender Tonbeimischung gekennzeichnet.

Anthropogene Ablagerungen in Form von Kommunal-müll bedecken vor allem die Basis einer aufgelassenen Sandgrube ESE von Ječmenistě und die Hänge entlang eines Weges nördlich von Seefeld. Die Rutschung südöstlich von Ječmenistě ist stabilisiert und die einzige im Kartierungsgebiet.

## Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 23 Hadres

ZDENĚK NOVÁK  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Als ein Bestandteil der alpin-karpatischen Vortiefe liegt das kartierte Gebiet im südöstlichen Teil des Kartenblattes 23 Hadres, annähernd im Raum zwischen den Gemeinden Herzogbirbaum, Enzersdorf im Thale und Nursch. Im Norden ist das Gebiet bewaldet und umfaßt das Gebiet des Glasweiner Waldes und Ernstbrunner Waldes, während sein südlicher Teil vorwiegend landwirtschaftlich genutzt wird. In Bezug auf die Höhe ist das Gelände von unterschiedlicher Oberflächengestaltung. Sein höchster Punkt ist das Frauenhaupt mit einer Höhe von 369 m; der tiefste Punkt – 230 m – befindet sich in der Talaue am Zusammenfluß unbenannter Bäche am NNE-Rand der Gemeinde Herzogbirbaum.

Das kartierte Gebiet wird von Ablagerungen des Karpatium, Unterpannonium und des Quartärs aufgebaut.

### Tertiär

Die Ablagerungen des Karpatium haben eine verhältnismäßig bunte Lithologie. Sie werden vorwiegend von unterschiedlich schluffigen Tonen bis tonigen Schluffen und feinkörnigen, meist stark schluffigen Sanden gebildet. Beide lithologischen Typen wechseln einander im Schichtprofil unregelmäßig ab. In geringerem Ausmaß sind auch gröberkörnige Sande und Schotter anwesend, die in feinkörnigen Ablagerungen unterbrochene Lagen und längliche Linsen meist von nicht allzu bedeutender Mächtigkeit bilden.

Die Schlufftone bis Tonschluffe sind meist weißlich-grau, hellgrau, beigefarben und gelblich, in feuchtem Zustand gewöhnlich mit grünem Farbton, nach der Oberflächenverwitterung rostbraun, rotbraun oder braun gefleckt. Sie sind zum Großteil stark kalkhaltig; schwach kalkige bis nahezu kalkfreie (entkalkte) Tone kommen nur vereinzelt vor. Die schluffige Komponente ist in ziemlich veränderlichen Mengen enthalten. Heller Glimmer bildet oft ihren bedeutenden Bestandteil. Lokal sind in den schwächer schluffigen Tonen stärker schluffige bis feinsandige, meist parallel verlaufende Laminae zu erkennen. Die Pelite des Karpatium enthalten lokal aus  $\text{CaCO}_3$  sekundär gebildete, weiße Linsen von bis zu mehreren Zentimetern Durchmesser. Die Organismenreste bestehen aus Foraminiferen, die oft in großen Mengen enthalten sind. Auf ihrer Grundlage wurden die Sedimente dieses Komplexes in das Unterkarpatium (Laaer Schichten) gestellt. An mehreren Fundorten wurden in den pelitischen Sedimenten des Karpatium auch umgelagerte Foraminiferen mit deutlichen Transportspuren festgestellt, die aus älteren Sedimenten, wahrscheinlich aus der Waschbergzone, stammen. Die Umlagerung aus diesem Gebiet wird

örtlich auch durch Sandsteinfragmente bestätigt, die in einigen Fällen auch bedeutende Abmessungen (bis zu 1 m) erreichen können. Sie sind längs der Feldwege oder in den Feldern verstreut, oder an mehreren Stellen nördlich der Gemeinde Nursch in den karpatischen Peliten enthalten.

Feinkörnige Schluffsande sind sehr häufig in den Ablagerungen des Karpatium. In den meisten Fällen handelt es sich um weißlichgraue, hellgraue, graue, hellgelbe, braungelbe und braungraue, gewöhnlich hellglimmerige Ablagerungen, die mit ihrer Korngrößenzusammensetzung oft am Übergang zu feinsandigen Schluffen stehen. Ähnlich den feinkörnigen Sedimenten enthalten sie gewöhnlich einen hohen Karbonatanteil. In den feinkörnigen Schluffsanden treten häufige Laminae feinerkörniger Sedimente auf. Sehr oft gibt es im Profil eine unregelmäßige Wechselagerung von Sanden und feinerkörnigen Ablagerungen. Lokal enthalten die feinkörnigen Schluffsande auch Konglomeratzwischenlagen, an deren Zusammensetzung Karbonatgerölle erheblich beteiligt sind.

Mittel- bis grobkörnige Sande sind am Aufbau des karpatischen Komplexes nur in geringerem Ausmaß beteiligt. Meist sind es gelbbraune, braune, manchmal bis rostbraune, oft in Bezug auf die Körnung schlecht sortierte, kalkfreie, oder schwach kalkige Sedimente, häufig mit eingesprengten, gut gerundeten Quarzkiesen. Da sie vollkommen fossilfrei sind und lithologisch in manchen Fällen große Ähnlichkeit mit den unterpannonen Sanden haben, können nur die im Liegenden nachweisbarer karpatischer Sedimente ruhenden grobkörnigen Sandlagen mit Sicherheit dem Karpatium zugeordnet werden.

Die grobkörnigen Sande enthalten oft Schotterlagen oder Schotterlinsen mit gut gerundeten, vorwiegend quarzreichen Geröllen von meist 1–3 cm Durchmesser. In Gegensatz zu den ähnlichen Sedimenten des Unterpannonium beteiligen sich jedoch an der Zusammensetzung der Gerölle dieses Schottertyps in geringerem Ausmaß auch andere Gesteinstypen. Karbonatgerölle sind spärlich vertreten. Die Grundmasse dieser Schotter besteht aus braunem bis rostbraunem, mittel- bis grobkörnigem, kalkfreiem, in Hinblick auf die Korngröße schlecht sortiertem Sand. Neben den Quarzschottern sind im Karpatprofil auch Schotter mit relativ bunter Gesteinszusammensetzung, häufig mit vielen Karbonatgeröllen vertreten. Für die Gerölle dieses Gesteintypes sind weiße Karbonatüberzüge charakteristisch. Sehr häufig ist ihre Grundmasse schluffig-tonig und stark kalkhaltig. Die Gerölle haben meist Durchmesser von 8–10 cm, vereinzelt kommen auch Gerölle mit Durchmesser von bis zu 30 cm vor. An diese bunten Konglomeratlagen, oder an deren unmittelbare Hangend- oder Liegendsschichten sind oft Bruchstücke großer Austern gebunden.

Die Assoziation durchsichtiger Schwerminerale ist überwiegend granatreich. An der Zusammensetzung des Schwermineralanteiles der untersuchten Proben ist der Granat mit 71,9–88,6 % beteiligt, wogegen die übrigen Minerale nur mit einigen wenigen Prozenten vertreten sind.

Die Sedimente des Unterpannonium (Hollabrunner Schotter) wurden auf das höhenmäßig stark differenzierte vorpannone Relief abgelagert. Sie füllten die Vertiefungen aus und ebneten die Oberfläche mit einem mächtigen Komplex von klastischen Sedimenten. Durch die nachfolgende Abtragung wurde dessen Verbreitung und Mächtigkeit stark reduziert. Im Süden des kartierten Gebietes blieben die Schotter des Unterpannonium nur als Denudationsrelikte, vor allem auf den Gipfeln der



höchsten Koten, oder in ihren Liegendschichten tief eingeschnitten erhalten. Gegen Norden nimmt ihre Mächtigkeit zu und im nördlichen Teil des Gebietes sind sie der einzige präquartäre Komplex, der am Aufbau des gegenwärtigen Reliefs beteiligt ist.

Vertreten werden die Ablagerungen des Unterpannonium vorwiegend durch mittel- bis grobkörnige Sande, Sandschotter und Schotter. Pelite, z. T. feinkörnige Sande, kommen innerhalb dieses Komplexes nur in untergeordneten Mengen vor, und zwar als wenig mächtige Lagen von sehr beschränkter Ausdehnung. Im Profil treten die Sande in unregelmäßiger Wechsellagerung mit Quarzschotterlagen auf, die eine mittel- bis grobkörnige, stark tonige Grundmasse enthalten.

Die Geröllkomponente der Schotter und Schotterande besteht vor allem aus gelblichem, weißlichem und hellgrauem Quarz. Die Quarzgerölle sind meist gut geglättet und gerundet, ohne den weißen Karbonatüberzug, der bei den Geröllen der karpatischen Schotter häufig angetroffen wurde. Der Durchmesser der Gerölle beträgt meist 1–4 cm, größere Gerölle sind weniger häufig. Innerhalb der selben Lage sind die Geröllkomponenten recht gut sortiert. Die Grundmasse der Schotter und Schotterande besteht aus braunem bis rostbraunem, im Hinblick auf die Korngröße meist schlecht sortiertem Sand. Die Schluff- und Tonkomponente ist in veränderlichen Mengen enthalten. Trotz der relativ schlechten Aufschlußverhältnisse ist der linsenförmige Bau des Hollabrunner Schotterkomplexes ersichtlich. Durch ihre Sortierung, Farbe und Geröllgröße unterscheiden sich die Schotter und Sande, die in der Schottergrube bei der Straße nordwestlich von Schloß Glaswein gut aufgeschlossen sind, von den üblichen klastischen Sedimenten des Unterpannonium. Es sind weißlichgraue bis weiße, grobkörnige, gut sortierte Quarzsande und feinkörnige Quarzgrobkies in länglich linsenförmiger Ausbildung. Sie unterscheiden sich nicht in der Zusammensetzung ihrer Assoziation durchsichtiger Schwerminerale von den umliegenden unterpannonen, klastischen Sedimenten.

Auch die Lagen gut geglätteter Quarzschotter, die mehrmals Flächen auf den karpatischen Sedimenten bilden, gehören ihrem Alter nach höchstwahrscheinlich zum Unterpannonium. Anscheinend handelt es sich hier um Relikte der ursprünglichen Deckschicht der Hollabrunner Schotter auf dem Karpatium. Als Beispiel sei der flache Gipfel des Wunderberges (Seehöhe 326 m) genannt – er ist von einer ca. 30 cm mächtigen, auf karpatischen Peliten ruhenden Schotterlage bedeckt.

Fein- bis grobkörnige, kalkfreie Sande ohne beigefärbte Gerölle kommen weniger häufig vor. Dies sind meist braune bis rostbraune, hellglimmerige Ablagerungen, die größtenteils nur wenig mächtige Lagen oder Linsen innerhalb der gröberkörnigen Sedimente bilden. Lokal kann in ihnen eine aus feinkörnigen Sanden oder Schlufftonen bestehende Lamination beobachtet werden.

Pelite treten im Hollabrunner Schotterkomplex relativ selten auf. Vertreten werden sie meist von hellgrauen, beigefärbten oder gelblichen, veränderlich schluffhaltigen Tonen mit Schwammnadelresten oder auch mit stark abgerollten und umgelagerten Foraminiferen. Die Pelite bilden entweder Zwischenlagen oder Linsen in Sedimenten gröberer Körnung, häufig wurden sie aber auch in bestimmten Teilen des Schichtprofils konzentriert gefunden.

Die Assoziationen der durchsichtigen Schwerminerale der Hollabrunner Schotter weisen keine einheitliche Zusammensetzung auf. Grundsätzlich kann man innerhalb

dieser Vergesellschaftung zwei Teilassoziationen trennen, die sich voneinander vor allem durch den Granat- und Epidotgehalt unterscheiden.

Die Teilassoziation „Granat-Epidot“ bis „Epidot“ ist durch erhöhten bis hohen Gehalt an Epidot gekennzeichnet, dessen Gehalt in den untersuchten Proben zwischen 14,3–63,5 % schwankt. Eine ähnliche hohe Streuung zeigt auch der Granatgehalt, der zwischen 6,4 und 63,2 % liegt. Charakteristisch für die epidotreiche Assoziation ist auch der erhöhte Staurolithgehalt, der bis zu 12,2 % erreicht, sowie der häufig erhöhte Zirkon- (bis 24,5 %) oder auch Rutilgehalt (bis 15,8 %).

Ein Kennzeichen der granatreichen Teilassoziation ist der stets sehr hohe Granatgehalt (62,4–89,6 %) und der sehr niedrige Gehalt an Epidot, der nur vereinzelt die Grenze von 5 % übersteigt. Auch der Gehalt an Staurolith (nicht über 3,5 %) und der nur vereinzelt erhöhte Gehalt an Zirkon (max. 12,2 %) oder an Rutil (max. 10,9 %) ist äußerst niedrig.

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß die granat-epidotreiche bis epidotreiche Teilassoziation im Westteil des kartierten Gebietes eher an die den untergelagernden, karpatischen Sedimenten nahen unterpannonen Ablagerungen gebunden ist, während die granatreiche Teilassoziation in den höheren Partien der Schichtenfolge auftritt. Eine etwas unterschiedliche Situation wurde im Ostteil des kartierten Gebietes festgestellt. Hier ist, ohne Rücksicht auf die Höhenlage der Probenahmestelle, die epidot-granatreiche Assoziation praktisch in allen untersuchten Gesteinsproben enthalten. Als Erklärung für diese Tatsache kann man annehmen, daß entweder während des gesamten Ablagerungszeitraumes der angetroffenen Schichtenfolge ein einheitliches Ursprungsgebiet vorhanden war oder daß der Ostteil des Gebietes tektonisch gehoben und die unteren Stockwerke des unteren Hollabrunner Komplexes später bloßgelegt wurden.

## Quartär

Die Quartärablagerungen sind durch Löß und Lößlehm (Oberpleistozän), deluviale Ablagerungen (Pleistozän–Holozän), deluvio-fluviatile Sedimente (Holozän) und Flußablagerungen (Holozän) vertreten.

Löß von bedeutender Mächtigkeit bedeckt vor allem die ausgedehnten, aus karpatischen Ablagerungen bestehenden Flächen. Gegen Norden beschränkt sich seine Verbreitung vorwiegend auf die Ausfüllung relativ schmaler Täler, in denen kleine, oft periodische Flußläufe eingeschnitten sind. Die nachgewiesene maximale Lößmächtigkeit von 5 m wurde im kartierten Gebiet in einem Taleinschnitt in der nordwestlichen Ecke des kartierten Gebietes festgestellt. Allerdings ist es sehr wahrscheinlich, daß die Lößdecke an einigen Stellen 10 m Mächtigkeit überschreiten kann.

Die deluvialen Ablagerungen auf den karpatischen Sedimenten bestehen aus braunen, stark sandigen oder tonig-sandigen Lehmen mit lokal beigefärbtem Geröllmaterial. Auf den unterpannonen Sedimenten sind sie vorwiegend braun bis rostbraun, stark sandig und häufig mit einer reichlich beigemischten Geröllkomponente.

Die deluvio-fluviatilen Ablagerungen sind dunkelbraune und graubraune, sandige bis schottrig-sandige Lehme mit einem veränderlichen Gehalt an tonig-schluffigem Zusatz. In den Lößgebieten sind sie gewöhnlich heller braun und kalkhaltig. Sie füllen den Boden der periodisch durchflossenen Seitentäler aus.

Die Flußablagerungen sind graubraune bis dunkelbraune, veränderlich aber meist stark sandige Lehme mit

einer veränderlichen Beimengung von Quarzgeröllen. In den mit Löß bedeckten Gebieten oder in dem aus karpatischen Ablagerungen aufgebauten Gebiet sind Pelite in erhöhtem Ausmaß an ihrer Zusammensetzung beteiligt. Mit größeren Mächtigkeiten und mit dem Zusatz einer humosen Komponente füllen sie nur die Talaue des Göllersbaches aus.

**Bericht 1996  
über geologische Aufnahmen  
im Tertiär und Quartär  
zwischen Oberschoderlee und Patzmannsdorf  
auf Blatt 23 Hadres**

PETER PALENSKÝ  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das untersuchte Gebiet befindet sich zwischen den Gemeinden Oberschoderlee, der südlichen Umgebung von Stronegg und dem Ostrand von Patzmannsdorf und liegt 12 km südwestlich von Laa a. d. Thaya in Niederösterreich. Geologisch gehört es der niederösterreichischen Molasse in der Alpin-Karpatischen Vortiefe an. Während der eingehenden geologischen Aufnahme sind Quartär- und Tertiärsedimente kartiert worden. Geographisch gehört das untersuchte Gebiet zur voralpinen Senke. Das Gebiet liegt in einem Hügelland in Seehöhen zwischen 213 m (Oberschoderlee) und 360 m (Kote südwestlich von Oberschoderlee).

#### Quartär

Im Aufnahmegebiet ist das Quartär durch fluviatile, deluvio-fluviatile, deluviale und deluvio-äolische Ablagerungen vertreten.

Die fluviatilen Sedimente wurden in den gegen Norden geöffneten Tälern entlang der Bäche abgelagert, die das Gebiet von SSE gegen NNW entwässern. Die Sedimente sind überwiegend stark sandige Lehme, siltige Lehme und veränderlich lehmige Sandschotter. Die 1–2 cm großen Gerölle sind vollkommen gerundet und ausschließlich aus Quarz zusammengesetzt. Sie sind aus den umliegenden neogenen Schottern umgelagert. Die Sortierung der Schotter ist abhängig vom schwankenden Sandgehalt in der Grundmasse. Die Bäche haben niedrige Durchflußraten, die sich nur während der ergiebigeren Niederschläge erhöhen. Die Flußbette sind oft trocken, und die Flußläufe sind meist anthropogen verändert und folgen nicht immer der Falllinie in den Tälern (z.B. SE von Patzmannsdorf-Schloßberg).

Die deluvio-fluviatilen Sedimente entsprechen dem Material in den flachen Schwemmmulden und am Ausgang der Seitentäler. Unter dem Einfluß der rückschreitenden Erosion haben sich an den Mündungen der Seitentäler morphologisch flache Schwemmkegel gebildet. Diese kommen häufig östlich von Patzmannsdorf an dem gegen Westen gerichteten Hang vor. Das sedimentäre Material der Schwemmmulden und Schwemmkegel ist aus den umliegenden verwitterten Tertiärsedimenten ausgewaschen. In den periodisch durchflossenen Senken überwiegen lehmige Sande, geröllführende Sande bis Sandschotter. Vereinzelt finden sich in den Schottern cm-große Bruchstücke von Kalken. Die Mächtigkeit der Ablagerungen übersteigt selten 2 m.

Deluvio-äolische Sedimente bildeten sich am Fuß der Hänge in den offenen und flachen Senken zwischen Patzmannsdorf und Stronegg und zwischen Stronsdorf und Oberschoderlee und an dem tief erodierten Fuß des Hü-

gellandes in der südlichen Umgebung von Stronegg. Es handelt sich um Anhäufungen siltiger und sandiger Lehme mit äolischer Beimischung. Örtlich führen sie zu deluvialen Ablagerungen über.

Deluviale Sedimente sind im untersuchten Gebiet wenig verbreitet. Es handelt sich um sandig-siltige Sedimente an den Talhängen im unmittelbaren Kontakt mit Aufschlüssen der liegenden Gesteine. SW von Oberschoderlee (Steinberg) und Stronegg haben sich an den instabilen Hängen häufig Rutschungen in sandig-tonigen Gesteinen mit Bruchstücken bis Blöcken aus tertiären Kalken (Kote 354 m, südlich Stronegg) gebildet.

Äolische Sedimente – Löss – wurden am Südrand der Gemeinde Stronsdorf ermittelt. Die in einer aufgelassenen Ziegelei freigelegten, 2,2 m mächtigen Lössen enthalten keine fossilen Böden. Sie bedecken eine morphologisch ebene Fläche in der Umgebung der Kapelle und des Friedhofes.

Die Quartärsedimente zwischen Patzmannsdorf und Oberschoderlee haben nur geringe flächenhafte Verbreitung. Die holozänen Sedimente sind an die Täler und Hänge gebunden, die pleistozänen Lössen treten nur in der südlichen Umgebung von Stronsdorf auf. Im Aufnahmegebiet überwiegen die Erosionsprozesse gegenüber den Akkumulationsprozessen.

#### Tertiär

##### Laaser Schichten (Karpatum)

Im Gebiet zwischen Oberschoderlee und Patzmannsdorf sind die miozänen Sedimente durch drei mäßig unterschiedliche lithologische Entwicklungen vertreten:

a) Schlier mit Schotter

b) Algenkalke

c) kalkige Tone mit Schotter.

ad a) Der schotterführende Schlier ist in dem morphologisch nicht stark ausgeprägten Relief in Seehöhen bis ca. 300 m zwischen Oberschoderlee, der südlichen Umgebung von Stronegg und Patzmannsdorf verbreitet. Die Sedimente knüpfen an die lithologisch ähnlichen Gesteine an, die dem Karpatum I von Großharras, Stronsdorf und Unterschoderlee entsprechen und die der Autor in den vergangenen Jahren kartierte. Der Schlier (siltige, kalkige Tone bis Tonsteine, parallel laminiert) ist grau, rostgrau, örtlich verfestigt, mit Übergängen zu verwitterten, kalkigen Tonsteinen oder feinsandigen, kalkigen Siltsteinen. Die Foraminiferenfauna kennzeichnet die marinen Sedimente des Karpatum I, vertreten z.B. durch *Globigerina bulloides* D'ORB., *Tenuitellina angustumbilicata* (BOLLI), *Uvigerina graciliformis* PAPP et TURN., *U. acuminata* HOSIUS, *Praeglobobulimina pupoides* (D'ORB.) u. a. An der Lokalität Auzipf, SSW von Stronegg wurde ein Exemplar von *Ostrea* sp. gefunden. Örtlich kommen kleine (max. 150 m lange und 60 m breite) linsen- und plattenförmige Körper kalkiger Sande und sandiger Schotter vor. Die Schotter sind zerschleppt, jedoch ihre Mächtigkeit übersteigt nicht 1 m. Die Sande sind hellgelbgrau und hellgrau, im feuchten Zustand grau und überwiegend mittel- bis grobkörnig. Stellenweise kommen tonige und tonig-siltige Sande vor. Die Sande sind stark hellglimmerig und stets stark kalkig. Ihre Textur ist massig und auch parallel, örtlich mit Anzeichen von normaler Gradierung (Korngrößen-Abnahme zum Hangenden). Die Schotter sind kalkig, sehr gut bis vollkommen sortiert und überwiegend veränderlich mittel- bis grobsandig. Die Gerölle sind 2–4 cm, örtlich 3–6 cm groß. Lagen mit 5–8 cm großen Geröllen sind seltener. 95% der Gerölle setzen sich aus hellgrauem, weißlich-grauem und milchweißem Quarz zusammen. Die Gerölle sind voll-

kommen gerundet. Analysen der durchsichtigen Schwerminerale haben ein absolutes Überwiegen von Granat erkennen lassen. Die Granatassoziation ist für die Klastika des Karpatium kennzeichnend.

ad b) In der südlichen bis östlichen Umgebung von Stronegg sind vom Kalkton begleitete Bruchstücke, Gerölle (10–30 cm) bis subangulare Blöcke (max. Größe 1,2 m) von organodetritischem Algenkalk bis sandigem Kalk festgestellt worden. Die Gerölle des sandigen Kalksteines sind örtlich von einem rostbraunen Belag aus Limonit überzogen. Die kalkigen Tone entsprechen mikrofaunistisch dem Karpatium I. Die Kalklagen und -linsen treten um die Seehöhe von 300 m auf, ihre Mächtigkeit ist ungefähr 1–2 m (Lokalitäten: Auzipf SSW von Stronegg am Nordhang der Kote 354; Steinberg NE von Stronegg am Nordwesthang der Kote 360). Die obengenannten Gesteine wurden in der Umgebung von Stronegg neu festgestellt. Sie sind in der Literatur bisher nicht beschrieben worden. Die Lage der Kalke, ihr Gehalt und ihre Beziehung zu den umliegenden pelitischen Sedimenten sind bisher noch nicht genügend erforscht worden, sie erinnern jedoch an die Kalke des Gebietes von Buchberg-Mailberg. Sie werden deshalb geologisch genauer untersucht und analysiert.

ad c) Die Schotterführenden, kalkigen Tone sind grau, sandig und unterscheiden sich vom Schlier (visuell) durch ihren niedrigeren Siltgehalt. Sie enthalten Lagen plastischer, kalkiger Tone. Sie überlagern die Lage mit den Algenkalen am Osthang der Kote 360 durch eine Lage, die aus grauen, kalkigen Tonen besteht. Zum Hangenden setzt sich die Entwicklung mit Lagen kalkiger Tone fort, die mikropaläontologisch dem Karpatium I entsprechen.

Im Gipfelteil der Kote 360 findet sich eine lehmig-sandige und tonige Verwitterungsdecke mit Überresten von Schottern und von Schotterbestreuung (1–2 cm große Quarzgerölle). Eine Verwitterungsdecke vom gleichen Typus kommt lokal in der Flur Himmeltau in einer Seehöhe von etwa 320 m vor.

## **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in der Waschbergzone auf Blatt 23 Hadres**

ZDENĚK STRÁNIK  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Der Bericht beschreibt die diesjährige Kartierungstätigkeit im südöstlichen Gebiet des Kartenblattes Hadres in der weiteren Umgebung von Maisbirbaum bis zur Straße Merkersdorf – Ernstbrunn. Die Aufschlußverhältnisse des Gebietes sind trotz des morphologisch schwach gegliederten Reliefs mit Ausnahme des Raumes westlich von Maisbirbaum relativ gut. Das Gebiet gehört zum inneren Teil der Waschbergzone. Die in diesem Bericht vorliegenden Ergebnisse stimmen gut mit jenen von GRILL (1962, 1963) überein. Die vorläufige mikrobiostratigraphische Einstufung der Proben wurde von M. BUBIK, die Schwermineralanalysen wurden von Z. NOVÁK (beide ČGU Brno) durchgeführt.

### **Waschbergzone**

Die Gliederung der Waschbergzone in zwei tektonische Einheiten (GRILL, 1962) wurde nach der neuen Kartierungstätigkeit bestätigt. Von den am Außenrand der Waschbergzone verbreiteten Einheiten sind im kartierten Gebiet nur die Eisenschüssigen Tone und Sande (GRILL, 1962) vertreten. Die Michelstettener Schichten in ihrem

Liegenden, die GRILL (1963) westlich des Haidhofes erwähnt, sind nach Lithologie und Mikrobiofazies in die Auspitzer Mergel eingegliedert.

Die Eisenschüssigen Tone und Sande bilden eine Wechsellagerung von graugelb und braungrau verwitternden, siltigen, geschichteten Tonen und hellgrauen, sattgelb gefärbten, glimmerreichen, kalkigen Silten bis feinkörnigen Sanden und Sandsteinen, selten mit gradierter Schichtung. Die Tonlagen sind durchschnittlich 5–40 cm, die Sandlagen 2–70 cm, selten auch bis 140 cm mächtig. Einzelne siltige Tonlagen sind zu Toneisenstein verhärtet. Die Tone sind fast fossilfrei. Nur Schwammnadeln, Fischreste und umgelagerte Radiolarien wurden nachgewiesen. GRILL (1962) hat diese Sedimente als vermutlich Unterhelvet (Ottangium) eingestuft. Die Schwermineralspektren sind durch Granatvormacht (72–80 %), weniger Zirkon, Rutil und Apatit gekennzeichnet. Gute Aufschlüsse befinden sich in künstlichen Einschnitten im Ortsbereich von Maisbirbaum (ca. 800 m nordöstlich der Kirche und am nördlichen Ende des Ortes). Diese am Außenrand der Waschbergzone verbreitete Einheit bildet im kartierten Gebiet einen SW–NE-verlaufenden, 2 bis 3 km breiten Streifen, der über die Ablagerungen der Laaer Serie überschoben ist. Die Überschiebungslinie wurde von GRILL (1962) als Senninger Aufschubung bezeichnet. Die Schichten dieser Einheit sind deutlich gefaltet. Es herrscht mittleres SE-Fallen der Schichten vor, wobei stellenweise steilstehende Lagerung zu sehen ist.

In der weiter nach Osten verbreiteten tektonischen Einheit der Waschbergzone können folgende Schichtglieder unterschieden werden: oberjurassische Schichten, Nemtschitzer Schichtenfolge, Menilitschichtenfolge und Auspitzer Mergel mit Steinitzer Sandstein.

Die oberjurassischen Sedimente sind nordwestlich der Kirche von Simonsfeld zu beobachten. Es handelt sich um graue, sandige Mergel mit Konkretionen von kalkigem Siltstein. Die Mergel führen Foraminiferen mit starker Dominanz von oberjurassischen Arten. Auf Grund der Lithologie und des Alters entsprechen diese Sedimente höchstwahrscheinlich der Klentnitzer Schichtenfolge.

Die Nemtschitzer Schichtenfolge ist durch braun- und grüngraue Tonmergel vertreten, die meistens (südwestlich von Simonsfeld) Einschaltungen von gelbbraunen, grobkörnigen Kalksandsteinen mit Nummuliten und Discocyclinen enthalten. Die Tonmergel haben eine reiche, planktonische Foraminiferenfauna eozänen Alters geliefert.

Darüber folgen die hellbraunen und beigen Mergel mit spärlichen, dünnen Lagen von grünen, pelagischen Tonen. Die Mergel führen eine reiche Assoziation von großwüchsigen Globigerinen des Unteroligozän (Kiscelium).

Am Ostrand des Blattes Hadres, westlich des Haidhofes sind in kleinen Denudationresten rostfarbig verwitternde Sande, Kalksandsteine und organogene Kalksteine erhalten. GLAESSNER (1937) hat diese Sandsteine als Haidhofschichten bezeichnet und auf Grund von Nummuliten ins Mitteleozän eingestuft. Weiters wurden diese Schichten von GRILL (1953, 1962, 1963, 1968), THENIUS (1974, 1983) und STÜRMER (1986) bearbeitet. Ihre Stellung im Rahmen der Waschbergzone soll im Gebiet des benachbarten Blattes 24 Mistelbach im Jahre 1997 untersucht werden. Vorläufig werden sie hier zur Nemtschitzer Schichtenfolge gerechnet.

Die Menilitschichtenfolge ist durch braune, kieselige Tonschiefer, dunkelgraue, weißlich anwitternde Hornsteine und schwach kieselige Kalkmergel charakterisiert. Sie sind mit Ausnahme der unteroligozänen Fischreste sehr

fossilarm. Darüber folgen grüngraue, braungraue und okergelbe Tonmergel, die eine reiche Foraminiferenfauna des höheren Kiscelium bis unteren Egerium enthalten.

Die Auspitzer Mergel mit Steinitzer Sandstein bilden eine Wechsellagerungsfolge im Hangenden der Menilitschichtenfolge. Die grauen, geschichteten Tonmergel überwiegen gegenüber den gelbgrauen, kalkigen, glimmerigen Silten und weichen, gradierten Sandsteinen, deren Laminæ und Bänke (oft mehr als 1 m mächtig) einerseits sehr selten, andererseits stellenweise sehr häufig sind. Meist fehlen bankinterne, sedimentäre Strukturen und nur selten lassen sich Bouma-Abfolgen erkennen. Die Tonmergel enthalten meist eine pyritisierte, arme Mikrofauna des höheren Egerium. Die Schwermineralspektren zeigen eine starke Dominanz von Granat (69%) und einen deutlichen Anteil von Apatit, Rutil, Staurolith, Zirkon und Epidot.

Die Schichten dieser tektonischen Einheit sind intensiv gefaltet und verschuppt, stellenweise mit tektonischen Fetzen von oberjurassischen Sedimenten. Die generell SW-NE-streichenden Schichten fallen oft mittelsteil und steil gegen SE ein. Sie sind über die Schichten der am Außenrand der Waschbergzone verbreiteten Einheiten überschoben. Die Überschiebungslinie verläuft in SW-NE-Richtung und kann vom westlichen Bereich der Kote 290 Dornberg bis zum nördlichen Gebiet des Haidhofes ver-

folgt werden. Sie ist an mehreren Stellen durch Querstörungen versetzt.

Die oben erwähnten Schichtglieder der Waschbergzone können auf Grund der Lithologie, stratigraphischen Einstufung und tektonischen Stellung ganz gut mit Schichtenfolgen der Pouzdřany (Pausramer) und Ždánice (Steinitzer) Einheit in Mähren verglichen werden.

#### Quartär

Unter den Quartärablagerungen überwiegen äolische, fluviatile und deluvio-fluviatile Sedimente.

Die äolischen Sedimente sind durch Löß und Lößlehme vertreten. Der gelbbraune und ockerbraune Löß enthält stellenweise häufig Kalkkonkretionen. Eine mächtige Lößbedeckung (über 2 m) kommt an den windgeschützten, östlichen Hängen westlich von Maisbirbaum vor.

Die fluviatilen Lehme und Sande füllen Tallagen der Wasserläufe, insbesondere des Senningbaches und Maisbirbaumer Baches. Die deluvio-fluviatilen, sandigen und tonigen Lehme füllen seichte, vom Wasser nur periodisch durchflossene Senken aus. Kleine Schwemmkegel schließen stellenweise den Ausgang der Nebentäler der größeren Bäche ab.

Seltene Rutschungen wurden hauptsächlich am Fuß der durch pelitische Sedimente (Nemtschitzer Schichtenfolge) gebildeten Hänge beobachtet.

## Blatt 33 Steyregg

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 33 Steyregg

BRUNO HAUNSCHMID  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmetätigkeit in diesem Jahr konzentrierte sich auf den Bereich NE der Stadt Steyregg, zwischen Finstergraben im Westen und Reichenbachtal im Osten.

Entlang des Finstergrabens wie auch entlang des Reichenbachs dominiert der Weinsberger Granit. Dazwischen dominiert jedoch ein mittelkörniger Biotitgranit, der den Weinsberger Granit durchdringt und in lagenmigmatischer Weise auflöst („Migmagranit“). In zahlreichen Aufschlüssen sind die relativen Altersbeziehungen klar zu belegen. Die Durchdringung des Migmagranits in den Weinsberger Granit ist stellenweise derart intensiv, und die Auflösung des Älteren derart kleinmaßstäbig, daß man in der Karte nur mit Übersignaturen ein Bild über die Dichte der übernommenen Weinsberger Granitschollen geben kann. In manchen Vorkommen ist der sogenannte Migmagranit derart homogen, sodaß er in Körnigkeit und Aussehen durchaus mit dem Mauthausener Granit verwechselt werden könnte (z.B. am Rücken südlich Wh. Daxleitner). Eine deutliche Regelung ist aber immer zu erkennen, und er muß die gleiche Deformationsgeschichte wie der ältere Weinsberger Granit durchgemacht haben.

Der Migmagranit neigt mancherorts zu leukogranitischer bis aplitischer Ausbildung, so etwa in einer Lamelle am Osthang des Finstergrabens und ca. 400 m W von

Schenkeneder. Die Übergänge vom Migmagranit über Leukogranit zu aplitischer Ausbildung, sowie die konkordante Lagerung sind ein Argument für die Zugehörigkeit zum dortigen Migmagranit.

Eingelängte, dunkle, feinkörnige Schollen konnten in seltenen Fällen innerhalb des Migmagranits beobachtet werden. Durch die innige Verquickung mit dem Weinsberger Granit ist jedoch noch nicht ganz klar, ob diese Diorite nicht doch eher mit dem Weinsberger Granit in genetischem Zusammenhang stehen, weil in einem Fall große Kalifeldspate in den Diorit eingemischt waren.

Pegmatite sind in dem gesamten kartierten Bereich keine Seltenheit, größere Vorkommen und interessante Mineralisationen konnten allerdings nicht gefunden werden. Der vorherrschende Glimmer ist Biotit, sodaß eine Altenberger Provenienz der meisten Pegmatite ausgeschlossen werden kann (freundliche Mitt. G. FRASL).

Von der petrographischen Charakteristik und geologischen Stellung ist der beschriebene Biotitgranit mit jenem von G. FRASL (1960) als „hybrider Mauthausener Granit“ kartiertem bzw. bei Privatexkursionen von ihm auch als „Alter Mauthausener“ oder als „Migmagranit“ bezeichnetem Granitoid parallelisierbar. Weiter im Norden auf Blatt Freistadt wurde übrigens von A. SCHERMAIER (1995) auch ein bedeutendes Vorkommen von sogenanntem „Migmagranit“ auskartiert.

Als wichtigste Neuerkenntnis ist somit für den Bereich des Pfenningbergs zu konstatieren, daß es sich gegenüber früheren Kartierungen bei den jüngeren Feinkorngraniten nicht um „Grobkorngneis“ (SCHADLER, 1964), sondern um den bisher kaum beachteten „Migmagranit“ handelt (FINGER et al., 1994).

## Strukturen

Das Streichen ist generell mehr oder weniger N–S mit mittelsteilem Fallen gegen Osten. In manchen Fällen ist auch eine sekundäre Überprägung in NNE–SSW zu beobachten (das gilt sowohl für den Weinsberger Granit wie für den Migmagranit). Die NNE–SSW-streichende Richtung dürfte an ein Störungssystem gebunden sein, das die Gesteine bereits im festen Zustand mylonitisiert hat, während die ältere N–S-Richtung eventuell noch als spätmagmatisch zu sehen ist. Ein weiteres, weniger bedeutendes ENE–WSW-streichendes Störungssystem konnte im mittleren Finstergraben beobachtet werden.

## Junge Bedeckung

Zum Reichenbach hin dominieren tertiäre Sedimente, die die landwirtschaftlich genutzten Flächen aufbauen. In den Grabeneinschnitten der Bäche ist das Kristallin mit der Wechselfolge Weinsberger Granit – Migmagranit und dessen Aplite zu beobachten. Die Dominanz des Weinsberger Granits nimmt gegen Osten hin zu.

Eine scharfe Grenze zwischen Kristallin und tertiären (bis quartären) Ablagerungen ist meistens nur schwer zu ziehen, weil sich in den Höhen bis über 400 m oft kristalliner Grus mit einzelnen Quarzgeröllen mischt.

## Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 33 Steyregg MANFRED ROCKENSCHAUB

Die geologische Kartierung, die 1993 im Kefermarkter und Freistädter Tertiär begonnen wurde, konnte in diesem Jahr abgeschlossen werden. Die Aufnahmen erfolgten in folgenden Gebieten: Direkt südlich von Freistadt (Trölsberg – Galgenau), in einem Streifen südlich Kefermarkt, entlang der Feldaist und weiter bis Selker bzw. Wögersdorf. Weiters wurden kleinere Flächen NW und N von Gallneukirchen (Oberndorf, Hopfgarten bzw. Spattendorf – Aich – Luegstetten), Bereiche direkt S von Neumarkt und bei Matzelsdorf kartiert.

Direkt südlich von Freistadt bestehen die tertiären Sedimente überwiegend aus rostbraunen sandigen Kiesen, Sanden und weniger aus feinkörnigeren Sedimenten. Gute Aufschlüsse künstlicher und natürlicher Form waren zur Zeit der Kartierung kaum vorhanden. Bei den Sedimenten des Freistädter Tertiärs handelt es sich um fluviatile Sedimente mit wechselhafter Zusammensetzung. Es gibt Bereiche mit vorherrschender kiesiger Fazies und welche, die mehr sandig entwickelt sind. Es handelt sich durchwegs um sehr glimmer- und feldspatreiche Sedimente. Die Feldspate weisen nur unzureichende bis keine Rundung auf, was auf nur geringe Transportweiten der Verwitterungsprodukte von granitoiden Gesteinen schließen läßt. Für die kiesigen Bereiche sind die hervorragend gerundeten, meist grauen bis schwarzen Quarzgerölle typisch. Graue bis graublaue Schluffe und Tone treten lokal im Liegenden der Kiese auf. Sie sind in der Senke östlich des Trölsberges aufgeschlossen und verursachen stark verinäßte bis sumpfige Böden und kleinere Quellaustritte.

Die Sedimente des Freistädter Tertiärs streichen vom Freistädter Bahnhof in einem ca. 0,6–1,5 km breiten Strei-

fen gegen NNW und SSE. Im Rahmen eines hydrologischen Projektes (LOHBERGER, 1984) wurden zahlreiche Bohrungen abgeteuft. Die Bohrungen T1 und T2 liegen ca. 300 m und 1000 m südlich des Freistädter Bahnhofes. Die erbohrte Sedimentmächtigkeit betrug 61 und 55 m. Ange troffen wurde eine Wechselfolge aus Sanden, Feinsanden, Grobkiesen und Kiesen. Untergeordnet wurden graue Tone angetroffen. Sie sind meist nur wenige dm mächtig, in Ausnahmen mehrere Meter. In diesem mächtigen Sedimentkörper liegen die Brunnen von Freistadt. Die Strömungsrichtung des Grundwassers ist nach LOHBERGER (1984) von NNW gegen SSE gerichtet.

Der Bereich Kefermarkt bis Selker wird im wesentlichen von zwei Sedimenttypen geprägt. Einerseits von den feinkörnigen, tonig-schluffigen, graublauen Sedimenten, die im Gebiet des Kefermarkter Beckens vorherrschen, und andererseits von den sandig-kiesigen Sedimenttypen, mit den gut gerundeten Quarzgeröllen, die als Rinnenfüllungen den Feinsedimenten aufliegen. Die feinkörnigen, graublauen, tonig-schluffigen Sedimente bauen den Rücken südlich von Kefermarkt auf, der im Osten von der Flainitz und im Westen von der Feldaist begrenzt wird. In der alluvialen Ebene der Feldaist schnitten sich, vermutlich verursacht durch die Regulierung dieser, die Seitenbäche bis mehrere Meter tief ein. In diesen Gräben stehen oft graublaue, homogene Tone an, die zum Tertiär gestellt werden. Den Tonen liegen zum Teil gering mächtige Alluvionen der Feldaist auf. Mit dem südlichen Ende des Kefermarkter Beckens enden großteils die tonigen Sedimente und es setzen wieder Kiese ein. Diese können in einem ca. 200–300 m breiten Streifen (Netzberg bis zum Gehöft Dambachler) verfolgt werden. Südlich dieses Gehöftes sind sandig-tonige Sedimentrelikte erhalten, wie sie im Kefermarkter Becken, im Liegenden der Kiese, zu finden sind. Nur bei Selker und Wögersdorf treten relikthaft kiesige Bereiche in Erscheinung. Die Sedimentbedeckung des Kristallins ist hier nur gering mächtig. Dieses abrupte Aussetzen der Grobsedimente beim Gehöft Dambachler läßt auf eine junge Bruchtektonik schließen. Der südliche Teil müßte an einer etwa W–E-streichenden Störung angehoben worden sein.

Drei kleinere Vorkommen von tertiären Sedimenten wurden südlich von Neumarkt im M. kartiert. Und zwar in einer nach SW offenen Mulde westlich des Gehöftes Hager (direkt S Neumarkt), weiters im Sattel bei Matzelsdorf und ca. 1,5 km südlich von Götschka. Allen drei Vorkommen ist gemeinsam, daß ihre Ausdehnungen höchstens einige tausend m<sup>2</sup> umfassen. Es handelt sich vorwiegend um sandige und weniger um kiesige Ablagerungen. Im Sedimentvorkommen S Götschka treten auch graublaue Tone auf.

In den Kartierungsgebieten NW und N von Gallneukirchen kann man ebenfalls häufig graublaue, extrem zähe Tone beobachten. Sie sind in den kleinen Gräben aber vor allem in den spärlich vorhandenen Baugruben und Künetten aufgeschlossen. Bei Oberndorf, westlich vom Gehöft Hopfgartner und im Gebiet zwischen Spattendorf, Ritzelsberg, Hainberg, Aich und Luegstetten sind diese Tone weiter verbreitet und die Ursache von ausgedehnten Verinässungen. Die tertiären Tone bedecken bei Oberndorf rotbraune Lehme mit schlecht gerundeten bzw. nur kantengerundeten Steinen bzw. auffallenden Gangquarzen. Diese Lehme werden als Zone periglazialer Umlagerung betrachtet.



## Blatt 53 Amstetten

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 53 Amstetten

GERHARD FUCHS  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Grenze Weinsberger Granit/Paragneis quert bei der Ölmühle das Kl. Yspertal. Es scheint sich um den Primärkontakt zu handeln, welcher aber durchwegs scharf ist. Weiter westlich bei Gulling folgen erneut NE-SW-streichende Paragneise. Deren Grenze gegen den oben genannten Weinsberger Granit ist, wie die Verquarungen (W von P 440 N der Ölmühle) zeigen, tektonisch. Die Wiederholung der Paragneise W Gulling geht auf sinistrale Seitenverschiebung zurück. N vom Tober folgt erneut Weinsberger Granit, der vom Mauthausener Granit intrudiert ist. Die Ostgrenze des Moldanubischen Plutons ist somit auch hier, wie im Raum von Zwettl, durch NE-SW-streichende Seitenverschiebungen gestört.

Östlich des Weinsberger Granits, im Raume Nöchling – Dreimühlen, finden sich durchwegs steil bis mittelsteil ESE-fallende Paragneise. W der Geimühle quert ein Zug von Granulit mit einer Einschaltung von Serpentininit das Kl. Yspertal. Der Granulit ist von den Paragneisen nicht scharf abtrennbar. Der Granulit läßt sich bis W vom Wegebauer nach N verfolgen und verliert sich in dem unaufgeschlossenen Gelände NW von Fünfling. An der Blattgrenze N von „F“ von Fünflingeramt fanden sich allerdings Rollstücke von Granulit und Serpentininit. S der Ölmühle ist ein wenige Zehnermeter mächtiger Serpentininitkörper mit etwas Ophikalzit in den Paragneisen eingeschaltet. Dieser zeugt ebenso wie der überlagernde Granulitzug (s.o.) von der starken internen Tektonik der

Gneise. Im Hangenden des Granulitzuges von der Geimühle folgen migmatitische Paragneise und Amphibolite, welche das Ysperplateau (Artnersamt, Fünfling, Oberfell) aufbauen. Über diesem mächtigen Gesteinspaket folgen die Granulite und Ultramafitite der Gleisen. Sie markieren eine extrem tektonisierte Zone, welche bereits im vorjährigen Bericht behandelt wurde. Die Zone setzt vom Geißbruck über Großhaslach nach Weins fort.

Die plattigen, tektonisch lamellierten Paragneise östlich der Gleisen-Granulite gehen gleitend in die Gneise der Monotonen Serie über. Die Gesteine fallen steil bis mittelsteil gegen E ein, überlagern somit die Granulite der Gleisen. In den Paragneisen der Monotonen Serie fand sich ein Orthogneiszug. Das unruhig-flaserige Gestein führt Sillimanit und etwas Granat und erinnert an Gföhler Gneis. Der Orthogneis ist vom oberen Föhrenbach über P 445 Viehtrift nach Kleinbrand zu verfolgen. Von dort scheint der Zug in der Granulitlamelle von der Roten Säge seine Fortsetzung zu haben. SSE von P 445 fand sich im Verband mit dem Orthogneis eine Linse von Pyroxenit. Es ist noch ungeklärt, ob der Orthogneis als Fortsetzung des bei Maria Taferl endenden Gföhler Gneis zu betrachten ist. Dieser könnte an einer durch Granulit angezeigten Bewegungsfläche in die Monotone Serie gelangt sein. Der Orthogneis könnte aber auch den hellen Gneisen entsprechen, die im Raume Laimbach und S Pöggstall in der Monotonen Serie primär eingeschaltet sind. Die Vergesellschaftung mit Pyroxenit wäre in beiden Fällen zu erklären. Jedenfalls zeigt der Orthogneiszug das bogenförmige Umschwenken der Gesteinsserien um den achsial gegen S abtauchenden Ostrong-Dom.

Lamprophyre finden sich nur vereinzelt. Granitporphyr- und Granitgänge treten besonders gegen die Donau zu häufiger auf.

## Blatt 55 Obergrafendorf

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 55 Obergrafendorf

HANS GEORG KRENMAYR

Im Jahr 1995 wurde die Aufnahme des monotonen Schlierhügellandes im Anschluß an das 1994 kartierte Gebiet von der Linie Loipersdorf – Oberschildbach nach S bis nahe an den Flyschrand ausgeweitet. Bis zum Vorliegen erster stratigraphischer Informationen aufgrund mikropaläontologischer Auswertungen von Proben durch I. CÍCHA (Prag) im Jahr 1996 wurde auf eine Berichtslegung verzichtet. Im Jahr 1996 wurde der Molassesüdrand entlang der Linie Massendorf – Kilb – Bischofstetten – Edlitz – Badendorf, also bis knapp N' der Flyschüberschiebung (Anschlußkartierung nach Süden durch W. SCHNABEL), über die gesamte Kartenblattbreite hinweg verfolgt, wobei E' der Pielach noch der Bereich zwischen Badendorf und Gattmannsdorf aufgenommen wurde. Außerdem wurde mit der Neuaufnahme des bereits von W. FUCHS auf der

alten topographischen Grundlage (Schraffenkarte) kartierten Gebietes, von der Linie Loitsbach – Hürm gegen N bis zur Autobahn begonnen, da diese Kartierung nicht auf die neue topographische Karte übertragbar ist.

Die erwähnten stratigraphischen Einstufungen zahlreicher Proben zeigen, daß der lithologisch recht einheitliche Schlier im weiteren Bereich vor der Flyschüberschiebung zeitlich das untere Eggenburgium bis zum unteren Ottnangium umfaßt. Dabei ist eine parallel zum Flyschrand verlaufende, etwa zwei Kilometer breite Zone mit Schlier des Eggenburgiums zu erkennen, in den häufig Sandsteinlagen und lokal mächtigere Sandsteinpakete eingeschaltet sind. Die Sandsteinlagen erreichen dabei einige Zentimeter bis maximal 40 cm Dicke. Besonders sandsteinreich ist das Gebiet des Hochholzes SW' Obergrafendorf. Dies dürfte auch die Ursache für das morphologische Hervortreten dieses Waldgebietes gegenüber dem niedrigeren Schlierhügelland der Umgebung sein.

Das Auftreten von plattigen Sandsteinen, meist ausgeackert in den Feldern, ist in fleckhafter Verteilung aber auch im N' anschließenden Schliergebiet des unteren Ott-

angiums zu beobachten und kann daher nicht als lithologisches Kriterium zur Abgrenzung vom Schlier des Eggenburgiums verwendet werden. Generell nehmen die Sandsteinlagen aber im Ottnangium in nördlicher Richtung an Häufigkeit und Dicke ab. Die sandsteinfreie, hochbioturbate Fazies des Robulusschliers des unteren Ottnangiums dominiert dann den gesamten Bereich des übrigen Schlierhügellandes bis zum Auftauchen des Älteren Schliers und der Melker Sande weiter im N.

Die Sandsteine im Schlier des Eggenburgiums und Ottnangiums zeigen verschiedene Sedimentstrukturen wie ebene Lamination, Rippelschichtung und Ansätze von Hummocky-Schrägschichtung. Auch wenige Millimeter dicke Schillkonzentrationen von winzigen Bivalvenschalen sowie diverse Grabspuren wurden beobachtet. Die Sandsteinlagen sind damit jenen des Typus „Sandstreifenschlier“ (z.B. Aufschluß Türkensturz an der Erlauf) gut vergleichbar und deuten damit nach Th. KUFFNER (Wien) auf ein sturmgeprägtes Milieu in einem siliziklastischen Flachmeer hin. Die ökologische Interpretation der Foraminiferenassoziationen durch I. CICHÁ steht zu diesem Befund nicht in Widerspruch und ergibt für die Proben des Eggenburgiums oberes Bathyal bis tiefes Neritikum, für die Proben des Ottnangiums flaches bis tiefes Neritikum.

Eine interessante Sonderfazies, die auch schon R. GRILL (1955–1957) in einem Aufnahmebericht vom Bau der Westautobahn erwähnt, ist mitunter an der Basis des ottnangischen Robulusschliers anzutreffen, unabhängig davon, ob er über Melker Sanden oder Älterem Schlier zu liegen kommt. Es handelt sich um extrem glaukonitreiche Mittel- bis Grobsandlagen und -pakete, z.T. mit Schrägschichtungsstrukturen mit zwischengeschalteten, massiven Pelitlagen, die intensiv ockergelb verwittern. Leider ist diese Fazies zur Zeit in keinem Aufschluß einsehbar, sondern nur anhand von Rollstücken auf Ackerflächen kartierbar.

Die Grenze zwischen dem Schlier des Eggenburgiums und des Ottnangiums dürfte als Schuppengrenze ausgebildet sein, die zwar nicht aufgeschlossen ist, aber durch den Verlauf kleiner und mittlerer Nebentäler (z.B. das Tal das vom N' Ortsende von Großaigen gegen WSW zieht) markiert ist. Die Einfallswerte erreichen aber auch noch N' dieser Linie Werte bis 60°, erst ab der Linie N' Kälberhart – Rammersdorf sind deutlich flachere Werte, z.T. auch horizontale Lagerung zu beobachten. Möglicherweise existieren weiterer Schuppengrenzen innerhalb des Ottnangiums, so zum Beispiel in der Talfurche des Schmiedbaches NE' von Mank. Der Verformungsstil innerhalb der Schuppen kann in einem Aufschluß gleich E' Bischofstetten, an der Straße nach Dietmannsdorf, sowie knapp SE' Obergrafendorf, neben der Straße E' der Pielach, wo diese den Wald berührt (alte Luftschutzbauten), beobachtet werden. An der letztgenannten Stelle sind mehrere bis 80° steile Faltenschenkel mit jeweils um 180° wechselnder Fallrichtung eines engen Faltenzuges erschlossen. Ansonsten sind nur isolierte Fallwerte aus kleinen Anrissen zu gewinnen, die meistens ein SE-Fallen, z.T. auch ein NW-Fallen anzeigen. Vereinzelt treten aber auch davon abweichende Richtungen auf.

Die St. Pöltner Störung, die von W. FUCHS auf seiner Kartierung bis S' Prinzersdorf eingetragen wurde, kann anhand unterschiedlicher Kriterien nunmehr bis an den Westrand des Kartenblattes verfolgt werden. So treten innerhalb des geschlossenen Tertiärhügellandes an drei Stellen unvermittelt im Vergleich zur Umgebung ältere, aus dem Untergrund hochgeschuppte Sedimente zu-

tage, nämlich an der Westbahn SW' Großsierning, an der Autobahn N' Inning und im Bereich S' der Kote 264 E' Klein-Schollach. Von hier zieht die Störung weiter nach Sooß, zuerst entlang des Weidaberges, der generell aus Kristallin aufgebaut ist, an dessen NW-Flanke die Melker Sande aber bis in unerwartet hohe Position nachweisbar sind und so den Störungsverlauf markieren. Ein isoliertes Vorkommen von Melker Sanden innerhalb des Kristallins an der Straße von Sooß nach Kilb, dann der stark überlehnte, flache Sattel W' davon und der auffallende Sporn des Kristallinstocks bei Seimetzbach, sowie die Grenze zwischen Älterem Schlier und Robulusschlier W' von Seimetzbach sind die weiteren Hinweise auf den Störungsverlauf bis an die Blattgrenze.

Von der St. Pöltner Störung bei Prinzersdorf gegen S finden sich an der E-Flanke des Pielachtales mehrfach Aufschlüsse mit ungestört lagerndem Schlier. Dies bedeutet, daß die St. Pöltner Störung, zumindest in diesem Abschnitt, nicht die N-Grenze der verschuppten Molasse, und auch nicht die Begrenzung der „gestörten“ Molasse (also der noch verfalteten Molasse im Vorfeld der Schuppen) bildet, sondern eine isoliert innerhalb der weitgehend ungestörten Molasse verlaufende Störungslinie darstellt.

Vermutlich ebenfalls an Störungszonen gebunden ist das Auftreten weiterer kleiner, hochgelegener Vorkommen von Melker Sanden auf dem Hiesbergmassiv, nämlich in einem Kerbtälchen N' Hohenreith sowie jeweils knapp W' der beiden Wildäcker Biraboden und Schrollenfeld. Ebenso sind die Tertiärfurchen zwischen Sooß und Eisguggen, sowie zwischen Steinparz und Kleinberg sicher an tektonische Elemente gebunden. Daß es sich dabei um tertiär- bis quartärzeitlich reaktivierte, vermutlich aber alt angelegte Strukturen handelt, zeigt sich in der Sand- und Kiesgrube der Quarzwerke Zelking im Pöverdinger Wald (N' des Sattels bei Kote 314), wo derzeit eine fast saigere, gegen NNE verlaufende Abschiebungsfläche aufgeschlossen ist, an der jüngsttertiäre bis altquartäre fluviatile Kiese samt lehmigen Deckschichten im W gegen Melker Sande im E um rund sechs Meter nach unten versetzt sind. Hier liegt der Verdacht nahe, daß eine so junge und ausgeprägte Bewegung mit dem nahegelegenen System der Diendorfer Störung in Zusammenhang steht; eine entsprechende kinematische Analyse scheint aber aufgrund der Aufschlußsituation kaum möglich.

Die fluviatilen Kiese in der erwähnten Grube im Pöverdinger Wald sind – abgesehen von ihrer lateralen Begrenzung an einer Störung gegen E – deutlich rinnenförmig, mindestens 20 m tief, in die Melker Sande eingeschnitten. Die Basis dieser Rinne liegt in etwa 320 m Seehöhe. In noch höherer Position findet sich auf der Anhöhe des Pöverdinger Waldes, SSE' des Ortes Pöverding, in 370 m Seehöhe ein winziges Vorkommen gut gerundeter Gerölle, eventuell handelt es sich dabei nur um eine reliktsche Geröllhaut. Der höchstgelegene terrassenartige Kieskörper mit etwa 15 m Mächtigkeit ist ebenfalls im Bereich des E' Pöverdinger Waldes in 290–295 m Seehöhe (Basis) entwickelt und entspricht damit exakt dem Niveau am S' Wachberg (Schneiderbergterrasse bei W. FUCHS). Der Terrassenkies ist stellenweise konglomeriert und bedingt eine auffällige Morphologie am N-Abfall des Pöverdinger Waldes. Nur mehr reliktsche Geröllhäute über Melker Sanden finden sich an vier Stellen auf dem Rücken S Schrattenbruck in 270 m und 280 m Seehöhe.

Ein reiner Kristallinschotter lokaler Herkunft mit teilweise gut gerundeten Geröllen ist S' der Schallaburg in dem Aufschlußbereich hinter dem Gehöft in Kleinberg, W' der Straße, vorhanden. Er lagert hier über Melker Sanden (an

deren Basis auch das Kristallin mit der Transgressionsbildung aufgeschlossen ist) und ist intensiv rotbraun verwittert, die Komponenten z.T. völlig vergrust.

Die Grenzziehung zwischen Tertiär und Kristallin ist aufgrund der tiefgründigen Lehm- und/oder Schuttüberdeckung oft schwierig, besonders da die morphologischen Verhältnisse z.T. irreführend sind. Dies gilt besonders für die Melker Sande, die extrem steile Hänge aufbauen können, die dann vielfach ohne erkennbaren Geländeknick ins Kristallin übergehen. Die Abgrenzung von Kristallin und Älterem Schlier des Egeriums ist dagegen oft durch das Einsetzen von Rutscherscheinungen und Vernässungen möglich. Identische Rutschformen und Vernässungen kann es aber auch innerhalb des Kristallins geben, so zum Beispiel oberhalb der Straße bei Simonsberg, wo das Kristallin in mehreren Flachbohrungen sogar bis unterhalb der Straße nachgewiesen ist, wo dann der Ältere Schlier mit einer kleinen Verebnung ansetzt.

In den Lehmdecken entlang der Talflanken der größeren Bäche bzw. Flüsse wie Zettelbach, Mank, Sierning oder Pielach finden sich wiederholt Einlagerungen von Gerölllagen und unregelmäßig-taschenartigen Kiespaketen, die zwar z.T. fluviatilen Ursprungs sind, aber weder höhenmäßig noch morphologisch einem bestimmten Terrassenniveau zuordenbar sind.

Ein anderes quartäres Phänomen ist auf den weiten Verebnungen des Schlierhügellandes E' der Pielach ausgebildet. Diese Verebnungen gehören wahrscheinlich zu einer einheitlichen Pedimentfläche, die von ca. 330 m Seehöhe E' Rennersdorf im Süden auf ca. 310 m Seehöhe bei Gattmannsdorf im N abfällt. Vor allem am Rand dieser Verebnungen, z.T. auch auf denselben (hier wohl meist von Lehm bedeckt), liegen ganz dünne, großflächig kartierbare Geröllhüte aus gut gerundeten Kalkalpin- und Flyschgeröll von teilweise beachtlicher Größe (bis 30 cm Durchmesser). Eine konsequente Verfolgung dieser Geröllauflage ist nur auf den Äckern, nicht aber den Wald- und Wiesenflächen möglich und daher lückenhaft.

Eine mächtige Lößbedeckung auf den quartären und tertiären Sedimenten sowie dem Kristallin des Pöverdinger Waldes ist im Bereich S' von Melk festzustellen. Auf den drei W-E-orientierten Ausläufern des Pöverdinger Waldes zwischen Schrattenbruck und Anzendorf ist zu erkennen, daß jeweils nur die S-schauenden Hänge überlößt sind. Dies paßt gut zu der generellen Annahme einer vorherrschenden Paläowindrichtung aus NW zur Zeit der Lößbildung. Im Bereich Anzendorf – Merkendorf geht die Lößbedeckung relativ rasch in Verwitterungs- und Hangfußlehme über.

## Blatt 57 Neulengbach

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 57 Neulengbach

GODFRIED WESSELY  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Gegenstand der Kartierung war eine Weiterführung der Aufnahme der Reisalpendecke bis zur südlichen Blattgrenze. Im Ostabschnitt des untersuchten Gebietes (zwischen Gemeindeberg und oberem Höfnergraben)

wurde eine Abgrenzung des Hauptdolomits vom auflagernden Obertriaskalk durchgeführt und die Lagerung innerhalb dieser Schichtglieder ermittelt.

Westlich des oberen Höfnergrabens wurde eine Stirnrollenbildung der Reisalpendecke durch Auskartierung der Züge von Lunzer und Opponitzer Schichten herausgearbeitet, wobei streckenweise eine detaillierte Gliederung der Opponitzer Schichten anfiel.

Die Stirnrolle gliedert sich in Antiklinalzonen, die offensichtlich kullissenartig rechtsseitig ausschreitend angeordnet sind.

## Blatt 64 Straßwalchen

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 64 Straßwalchen

HANS EGGER

Im Berichtsjahr wurden ergänzende Begehungen in den Nördlichen Kalkalpen im SE-Teil des Kartenblattes durchgeführt, welcher schon auf der Gebietskarte des Wolfgangseegebietes (PLÖCHINGER, 1972) dargestellt ist.

Durch intensive Abbautätigkeit wurde der an der Straße zwischen Fuschl und Thalgau gelegene Steinbruch der Fa. Webersdorfer stark vergrößert und bietet jetzt hervorragende Aufschlüsse. Mitten im intensiv zerscherten Wettersteindolomit, in dem eine große Menge von Harnischen mit horizontalen Strömungen eingemessen wurde (EGGER & PERESSON, in Vorbereitung), treten rote Tonsteine und

graue Mergel auf, die an eine NW–SE-streichende dextrale Blattverschiebung gebunden sind. Die grauen Mergel lieferten Nannofloren aus dem frühen Eozän (Nannoplanktonzone NP13): *Discoaster lodoensis*, *Discoaster deflandrei*, *Sphenolithus radians*, *Coccolithus pelagicus*, *Ericsonia subpertusa*. Alter und lithologische Ausbildung dieser Pelitgesteine sprechen für eine Zuordnung zur Buntmergelserie des Ultrahelvetikums. Zu dieser Einheit gehören vermutlich auch die roten Tonsteine am Weg nordöstlich von Fuschl, die auf der Karte von PLÖCHINGER als Gosauergel eingetragen sind. Beide Vorkommen markieren den Verlauf des Hauptastes der Wolfgangsee-Störung in diesem Gebiet.

Ein weiteres Segment dieser Großstörung streicht vermutlich nördlich des Ochsenwaldköpfels und des Faistenauer Schafberges hinüber in den Döllerer Wald, wo z.B. die oberjurassischen Radiolarite der Kote 1017 im Süden unmittelbar an Plattenkalk angrenzen. Größere Unter-



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 Neokommern“, 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 Sandsteinbänke 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*, *Crucellipsis 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. STOJASPAL). 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 Gmund–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 Staunässe 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 Gipseinschlüssen 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 Brunntalgupf (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 Brunntalgupfs 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 Staufer-Höllengebirgsdecke befinden. Ein tektonisch eingeschuppter, cm- bis dm-gebankter 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, Steinalmkalk 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 Steinalmkalk 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 mikrofauistische 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 Leberberg (883), unmittelbar nördlich des Stadtgebietes Kitzbühel, auf. Im Liegenden der Würm-

grundmoräne waren während Baggerarbeiten hinter dem Hof Exenweid in 790 m ü. NN blaugraue Schluffe mit torfigen Lagen und geplätteten Hölzern aufgeschlossen. In Wechsellagerung mit diesen Schluffen traten rote Sandlagen auf. Das Haus selbst steht auf einem „geringmächtigen“ Lignitlager aus überkompaktiertem Moor. Die von Dr. I. DRAXLER durchgeführte Pollenanalyse der Schluffe zeigte entsprechend dem Spektrum (51 % *Picea*, 8 % *Abies*, 32 % *Picea*, 7 % *Corylus*), daß im Ablagerungszeitraum eine geschlossene Waldvegetation vorlag. Stratigraphisch kann es sich um das 1. Frühwürminterstadial („Brørup“) oder um ein höheres Eem der *Abies*-*Carpinus*-Phase handeln. Vergleichbare Sedimente mit Pflanzenfossilien sind in der unmittelbaren Umgebung nicht mehr aufgetreten, jedoch wurden 1976 bei Probebohrungen (T2 und T3) für den Lebenbergtunnel (Umfahrung Kitzbühel) diese Lagen durchörtet. Gemäß den Bohrprofilen hat die torfig-schluffige Lage im Liegenden der Grundmoräne (Würmhochglazial) eine maximale Mächtigkeit von 15 m.

Diese Sequenz wird von einer Wechselfolge von z. T. kiesigem Sand und Schluffen mit Steinen (vermutlich Dropstones) unterlagert. Den Aufzeichnungen zufolge wurde in etwa 755 m ü. NN Grundmoräne angetroffen. Die bisherige Kartierung unter Berücksichtigung der Bohrungen läßt für den Abschnitt südlich und südwestlich der Felsauftragung beim Ostportal des Lebenbergtunnels eine Beckenfüllung im Anschluß an eine vorhergehende Vergletscherung (Riß ?) erkennen. Die Verlandungssequenz am Top mit Torflagern aus dem Eem oder 1. Würm-Interstadial scheint ein Pendant zu den Ligniten in Apfeldorf (s. SCHULZ & FUCHS, 1991) zu sein, deren Einstufung aufgrund der Pollenanalyse von Dr. DRAXLER sehr ähnlich vorgenommen wurde. Die Schuttstromablagerungen und Schluffe mit geplätteten Holzresten aus dem „Einödgraben“/Aurach (N' Wiesenegg, W' Kochau; s. Diplomarbeit R. WALT, 1992) sind wahrscheinlich ebenso in diesen Zeitraum einzuordnen, wie das mit dem Lebenbergvorkommen nahezu idente Pollenspektrum einer Schluffprobe zeigt.

Der Konnex zu den Schottern und Konglomeraten der nördlich und südlich vorkommenden,  $\pm$  niveaugleichen „Kitzbühler Terrasse“, deren Position, ebenfalls im Liegenden der Grundmoräne des Würmhochglazials, sowie deren Sedimentologie eindeutig auf Vorstoßschotter (s. Diplomarbeit R. WALT, 1992) hinweisen, bleibt vorerst unklar. Diese Schotter sind gegen Norden an der Ostseite des Bichlachs bis zum Hartsteinwerk Oberndorf verfolgbar, wobei die Höhe der Oberkante von 810 auf 720 m ü. NN abnimmt. Sowohl im Bereich der Siedlung am Ausgang des Weiherbaches als auch 200 m südlich davon waren bei temporären Aufschlüssen horizontal geschichtete Schluffe und Sande, welche hier den tieferen Abschnitt des Terrassenkörpers aufbauen, aufgeschlossen. Diese Entwicklung dürfte schon etwas südlich, E' des Hasenbergs einsetzen, da ab hier eine deutliche Erosionskante zur Talflur der Großache fehlt, bzw. seichtgründige Massenbewegungen vermehrt auftreten.

Die Kartierung z. T. unter Einsatz von Handbohrungen in der Umgebung des Schwarzsees zeigte, daß die aus den Moorflächen herausragenden Rücken aus zum Teil gut sortierten Kiesen aufgebaut sind. Aus der Kombination Sediment mit Morphologie sind hier eindeutig Ablagerungen der spätglazialen Abschmelzphase mit Kamehügeln und Eisrandterrassen bis in ca. 800 m ü. NN zu sehen. Der Schwarzsee ist von der Genese her der Rest eines wassererfüllten Toteisloches. Der letzte oberflächliche Abfluß dieses Areals Richtung Großache erfolgte während der

ausklingenden Abschmelzphase über die markante Rinne östlich des Lebenberg bzw. nördlich Gehöft Achenrain.

Die  $\pm$ N-S-verlaufenden Rücken des Bichlachs vom Schwarzsee bzw. Lebenberg gegen Norden bis zum Haldenareal des Rerobichls sind zum überwiegenden Teil als Drumlins mit Felskernen (z.B. Rummelsberg, Steuerberg, Erb, Rettenberg etc.) und seltener als Rundhöcker (z.B. die Metabasite bei Grutten und westlich Bichlhof an der Blattgrenze ÖK 122/ÖK 91) anzusprechen. Große erratische Zentralgneisgeschiebe zeigen eindeutig den kräftigen Einfluß des Salzacheises, das während des Würmhochglazials den Paß Thurn überflossen hat. Weitflächige Moore (wie z.B. um Gieringer und Vogelsberg Weiher) erfüllen die Senken zwischen diesen Aufragungen oder sitzen auf ebenen Grundmoränenrücken wie das Hochmoor beim Timberg (SE' Münichau).

Sedimente des Eiszerfalls sind in diesem kleinkuppigen schlecht aufgeschlossenen Bereich des Blattes 122 nur selten zu finden. So im Weiherbachgraben in 750 m ü. NN, ca 300 m NNW' Großvogelsberg, wo in einer kleinen Schotterentnahme locker gelagerte sandige Schotter (max. KG: 6 cm) und Sandlagen mit 40–50° gegen WNW einfallen. Die Gerölle bestehen aus Metabasiten, Tonschiefern und Permoskyth und sind kantengerundet bis mäßig gerundet. Ein weiteres derartiges Vorkommen befindet sich in dem verhältnismäßig ebenen Gelände unmittelbar N' des Hartsteinwerkes Oberndorf zwischen 760 und 780 m ü. NN. Ein Aufschluß sowie eine Handbohrung zeigten, daß sowohl gewaschene Kiese als auch Feingrobsand mit geringmächtigen Schlufflagen diesen mehr als 4 m mächtigen Sedimentkörper aufbauen.

Eine ehemalige Entwässerungsrinne E' Reith und N' Rummelsberg sowie ein parallel dazu verlaufender Rücken aus Sanden und Kiesen in 800 m ü. NN sind ebenso wie der Kame W' Reith (s. Bericht 1995) Dokumente des ausklingenden Eiszerfalls im Bereich der Reither Ache. In diesem Zusammenhang sind auch rot-graue Bänderschlufluffe und horizontal geschichtete Sande und Kiese zu nennen, die bei Kohlofen in einer Baugrube aufgeschlossen waren und knapp über dem Talgrund liegen. Die seichtgründigen Fließhänge bei Boden hängen wahrscheinlich mit dem Auftreten der zuvor erwähnten Bänderschlufluffe zusammen.

Im NW-Abschnitt des Bichlachs ist ein ausgedehnter Staukörper am Eisrand erhalten, der auf der orographisch linken Seite der Reither Ache durchgehend ab etwa 300 m nördlich der Brücke Kt. 711 und gegen Norden bis zur Siedlung Stangl verfolgbar ist. Dieser Terrassenkörper läßt sich in 740 m ü. NN vom Abhang der Astberg-Schattseite abgrenzen. Auf der orographisch rechten Seite der Reither Ache beginnt dieser im Süden zwischen dem Grundmoränenrücken des Hautzenberges und den ausgedehnten Halden des ehemaligen Bergbaues Rerobichl und verbreitert sich sukzessive vom Sportplatz Oberndorf in nördliche Richtung bis zum Gehöft Lindern. Im Bereich westlich und nördlich Gehöft Linderbrand (unmittelbar NW' Sportplatz) dominieren an der Oberfläche grau-rote Bänderschlufluffe. Lehmprospektionsbohrungen zeigten, daß im Liegenden sandige Kiese mit Grauwacken- und Kristallingeröllen über der Basis aus Grundmoräne vorkommen. Gegen Westen zur Reither Ache hin nehmen die sandig-kiesigen Partien zu. Teilweise sind, wie im Bach S' Lindern aufgeschlossen, diamiktische Lagen mit glazial geformten Geschieben (Grauwackenmaterial, Zentralgneis und Permoskyth) in sandiger Matrix mit Linsen aus lamelliertem Schluff zu finden, die flach gegen West bis Südwest einfallen. Diese Fakten und Ablagerungen mit

typischen Strukturen des Eiszerfalls deuten auf die Nähe eines abschmelzenden Gletschers bzw. von Toteis hin. Das entspricht auch den sedimentologischen Beobachtungen von R. WALTL (Diplomarbeit Uni Innsbruck, 1992) in der heute schlecht aufgeschlossenen Schottergrube Stangl, wobei hier z.T. ein NE-Fallen vorliegt. In Summe liegen hier Sedimente eines ausgedehnten Sees (Seespiegelhöhe 730–740 m ü. NN) mit stark wechselnden Strömungsbedingungen aus der spätglazialen Abschmelzphase vor. Die Aufragungen am Nordrand des Bichlachs nördlich Leiten sind mit rötlicher sowie südlich des Klärwerkes, am Buchberg bis Richtung Sperten, mit teils mächtiger grauer Grundmoräne bedeckt. Ein bühlenzeitlicher Endmoränenwall, wie von R. WALTL (1992) erwogen, war in diesem Areal nicht zu sehen.

#### **Fieberbrunn – St. Johann – Apfeldorf (ÖK 91 und ÖK 122)**

##### **E' Fieberbrunn – Mündung des Trattenbaches (ÖK 122)**

Der Ostabhang vom Liendlmais Richtung Hörndlinggraben bis zur Grenze mit Blatt Zell am See (ÖK 123) ist mit in höheren Lagen roter, sonst beiger Grundmoräne ausgekleidet. Bei Kogler tritt diese in Form eines Drumlins auf. Beachtenswert ist das kleine isolierte Vorkommen von roten Sanden und Kiesen (mit überwiegend Permoskythgeröll) im Graben SE' Lindlmais zwischen 1010 und 1045 m ü. NN, welches von beiger Grundmoräne überlagert wird. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um das Erosionsrelikt eines vom Gletscher überfahrenen Talverbaus aus der Phase des Eisaufbaus.

Direkt am Ostrand des Blattes befindet sich südlich der Schwarzache ein deutlicher Terrassenkörper mit Top in 860 m ü. NN, der gegen Osten auf Blatt ÖK 123 hinüberzieht. Die Basis der sandigen Kiese aus lokalem Material (Permoskyth, Diabas und Spielbergdolomit) bildet Buntsandstein und z.T. auf Blatt Zell a. See graue Grundmoräne mit dem gleichen lokalen Spektrum. Kleine Reste derartiger Terrassenkörper, deren felsige Basis 15–20 m über der Talflur liegt, sind entlang der orographisch linken Seite der Schwarzache bis zur Einmündung des Krottenbaches verfolgbar. In den höheren Lagen (bis 900 m ü. NN) ist die Gröden-Formation (rote Tonschiefer), so beim Weiler Reith, nur mit Moränenstreu bedeckt.

Schon ab dem Krottenbach bis zur Mündung des Pletzergrabens ist ein tieferer Terrassenkörper ausgebildet, auf dem Schule und Pfarrkirche gründen. Dessen Oberfläche senkt sich von 800 m im Osten auf 780 m ü. NN im Westen ab und befindet sich damit etwa 20 m ü. Tal. Der Felssockel ist in diesem Abschnitt nur sporadisch zu sehen. Das Material besteht aus angerundetem bis gerundetem Material der GWZ und Permoskyth. Offensichtlich handelt es sich hierbei um ein spätglaziales talgebundenes Akkumulationsniveau ohne erkennbaren Kontakt zu Toteis, in den die Ache bis tief in den Felsen eingeschnitten hat. Das höhere Terrassenniveau, welches morphologisch weniger prägnant ist und eine stärkere erosive Überprägung zeigt, reicht knapp vor dem Pletzergraben bis auf 840 m ü. NN und ist als Eisrandsediment aufzufassen.

Kleine, morphologisch deutlich ausgebildete Staukörper am Eisrand treten S' Talstation Lärchfilzlifts und im ersten östlichen Seitengraben des Krottenbaches auf. Letzteres Vorkommen, das von 880 bis 930 m ü. NN reicht, besteht im basalen Bereich aus ca. 15 m mächtigen Bänderschluften mit Dropstones, welche von sandigem Kies überlagert werden. Die Beobachtung von V. STINGL (s. Jb. Geol. B.-A., 130/3), wonach in den Siltlagen in 930 m ü. NN Föhrennadeln und Gräser zu finden sind, konnte in

dem verrutschten Gelände nicht verifiziert werden. Die Tatsache, daß die Bänderschluften in 880 m ü. NN frei von Pollen und organischem Detritus sind, spricht eindeutig für eine Einstufung in das ältere Spätglazial.

Das Areal um den Lauchsee ist durch ESE–WNW-verlaufende Drumlins und z.T. Rundhöcker bestehend aus Permoskyth geprägt, die sehr schön den Eisfluß im Fieberbrunner Tal von E gegen W nachzeichnen.

Zwischen Pletzergraben und Trattenbach sind südlich der Ortschaft Rosenegg in einer Seehöhe von 760 m erneut die zuvor erwähnten spätglazialen Schotter mit einer Oberkante in 760 m ü. NN zu sehen. Kleinere Vorkommen befinden sich noch N' und NW' Schwefelbad, sowie bei der Mündung des Trattenbaches. In der Umgebung von Mittermoosen liegt nur Moränenstreu über Gröden-Formation (überwiegend Tonschiefer), wogegen nördlich der Permoskythaufragung des Hochkogels, beim Schwefelbad und im Bärfeld eine deutliche Grundmoränenüberdeckung vorhanden ist. Im Hauptgraben des Bärfeld (W' Hochkogel) setzen beiderseits des Grabens ab 860 m ü. NN ausgedehnte Massenbewegungen ein, die bis ca. 920 m ü. NN reichen. In 875 m ü. NN – dort, wo der Bach mit 40 m am tiefsten in die Grundmoränenlandschaft eingeschnitten ist – sind stark kompaktierte Sedimente auf 20 m Länge aufgeschlossen. Die Abfolge besteht aus deltaartigen Lagen mit einem Einfallen von 30° gegen NW, welche von „debris-flow“-Einheiten mit kantigen Biotit-Glimmerschiefergeröll neben Geschieben lokaler Provenienz und von rippelgeschichteten Schluffen und Sanden überlagert werden. Das Hangende bilden sandig-kiesige Diamikte und, wie an einer Stelle direkt zu sehen war, Grundmoräne. Damit dürfte es sich wiederum um ein Sediment aus der Phase des würmhochglazialen Eisaufbaus handeln.

Ein deutlicher Moränenwall westlich der Eggeralm, der in 1620 an der Felsumrahmung ansetzt und bis 1570 m ü. NN reicht, belegt, daß auf der Nordseite des aus Devonkarbonat aufgebauten Karsteins ein spätglazialer Kargletscher war. Einen ausgedehnteren spätglazialen Stand dieses Kargletschers markiert die Seitenmoräne ca. 200 m S' Rohr in 1060–1120 m Seehöhe, die als eine randliche Ablagerung eines regenerierten Gletschers am Fuße der Steilwände interpretiert wird. Am Fuß der Felsnische SSW' Edenhausenalm (1523 m) bildet der grobblockige Karbonatschutt eine deutlich konvexe Zunge in 1500 m ü. NN. Obwohl die für Blockgletscher typischen Fließwülste fehlen, ist dieser bis 1580 m ü. NN reichende Körper als ein Produkt einer derartigen periglazialen Fließbewegung, welche im ausklingenden Spätglazial stattfand, zu bewerten.

##### **W' Trattenbach bis Winkl Sonn- und Schattseite (ÖK 91 und ÖK 122)**

Zwischen Trattenbach und Alpbach überwiegen an quartären Ablagerungen nur Moränenstreu oder Hangschutt. Die vom Gletscher überschliffenen Metabasite bilden schöne Rundhöcker wie z.B. W' Scheibl. Nur S' Fuchsham sowie N' Streiterbergalm zwischen 830 und 900 m kleidet Fernmoräne den Hang aus. Auch hier ist an der orographisch rechten Flanke des Alpbaches zwischen 820 und 830 m ü. NN, direkt am Nordrand des Blattes 122, ein kleines Schottervorkommen im Liegenden der überkompaktierten Grundmoräne zu verzeichnen.

Ausgedehntere Grundmoränenbedeckung tritt an den Hängen zwischen Alpbach und Wendbach ab 760–780 m aufwärts auf. In tieferen Regionen liegt das Festgestein (in dem Fall Permoskyth) nicht nur in den eingeschnittenen

Bächen, sondern auch flächenhaft vor. Zwischen Weiler Oed und Eifersbach befindet sich in 730 und 750 m ü. NN ein morphologisch deutlich sichtbarer Terrassenkörper der Eiszerfallsphase, welcher aus unreifen sandigen Schottern besteht.

Auf der Winkl-Sonnseite zwischen dem Schwemmfächer von Wall und Mühlbach kleidet bis zu max. 10 m mächtige Grundmoräne auch sehr steile Flanken bis auf ca. 940 m ü. NN aus. Markante, talparallele Drumlins aus dieser Fernmoräne, die im Gegensatz zur gegenüberliegenden Achsenseite reich an Tauerngeschieben ist, sind südlich Elsbichl und N bzw E' Vorderegg zu sehen. Zum Teil noch aktive Murenanrisse in diesem überkompaktierten Sediment, so wie dzt. oberhalb Elsbichl, sorgen für die unzähligen Rillen in Fallrichtung des Hanges. Zwischen

Mühlbach und dem bergsturzgenährten Schwemmfächer von Reitham ergibt sich ein ähnliches Bild wie zuvor, doch tritt das Permoskyth flächenmäßig deutlich hervor.

Reste eines Staukörpers am Eisrand sind an der orographisch linken Flanke des Mühlbachgrabens in 860 m ü. NN, ca. 150 m nördlich der eingezeichneten Hütte, aufgeschlossen. Es handelt sich um ein bis zu 20 m mächtiges, gegen Süden geschüttetes Deltaforeset mit Kiesgeröllen aus den NKA und einem verschwindend gering Anteil aus der GWZ.

Die Bänderschluße in Wechsellagerung mit Sanden und Kiesen, welche unmittelbar N' des Wasserreservoirs in 800 m ü. NN vorliegen, gehören vermutlich ebenso zu diesem Sedimentkörper, der eine Seespiegelhöhe in ca. 880 m ü. NN markiert.

## Blatt 101 Eisenerz

### **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 101 Eisenerz und 102 Aflenz**

WOLFGANG AGER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

#### **Das Vordere Josertal**

Die Schuttmassen aus dem Nordabhang des Meßnerstockes erstrecken sich vom Joserbach bis in eine Höhe von etwa 1200 m. Auffallend ist dabei der steilere Böschungswinkel ab etwa 1100 m, welcher auf eine Änderung im Sedimentationsniveau zurückzuführen ist. Dieses Sedimentationsniveau wurde durch einen Gletscherrand vorgegeben, und als dieser, nach einer längeren Stabilitätsphase, aufgrund einer Klimaverbesserung in relativ kurzer Zeit tiefer verlegt wird, stellt sich die Sedimentation auf dieses neue Niveau ein und es schneiden sich Rinnen und Gräben in die höher gelegenen Schuttfelder.

#### **Sackwaldboden**

Dieses Gebiet wird während der letzten Eisaufbauphase von N und NW reichlich mit Gletschereis beliefert, welches sich in der Sackwaldbodensenke mit dem Eis aus dem Trawiestal vereinigt. Die Störungzone am Ochsenboden produziert auch Schutt nach Norden, der sich am Ende der Eiszeit in der Sackwaldbodensenke zwischen 1200 m und 1100 m angesammelt hat und dort in Form relativ ebener Bereiche als Hinterfüllung der stauenden Gletscherreste abgelagert wurde. Entlang der Forststraße zwischen 920 m und 960 m gibt es Aufschlüsse von Gehängebrecien.

#### **Trawiestal**

Kargletscher dringen während der letzten Vereisungsphase vom Hochschwabmassiv in das Trawiestal ein, vereinigen sich und schieben sich Richtung Buchberg vor. Wie stark zu diesem Zeitpunkt das hintere Trawiestal bereits mit Schutt gefüllt war, läßt sich schwer sagen, fest steht, daß der Schutt hauptsächlich von der linken Talflanke kam und kommt und daß dort die Sedimente ein höheres Sedimentationsniveau anzeigen. Heute schneiden sich Erosionsrinnen in diese Schuttmassen ein und laufen zur Talmitte hin in Form von flachen Schwemmfächern aus. Der leicht verkittete, WSW-streichende Höhen-

rücken zwischen 1160 m und 1260 m stellt einen Rest eines ehemaligen Sedimentationsniveaus dar, welches sich während der Abschmelzphase für längere Zeit gehalten hat. Der Graben nördlich davon wurde in der Vergangenheit als Hauptentwässerungsbahn benutzt. Seebildungen während der Abschmelzphase sind durchaus möglich und für das obere Trawiestal aufgrund der aufgefundenen feinen Sedimente in 1420 m anzunehmen.

#### **Ochsengraben und Schafgraben**

Mit der Verebnung auf 1100 m, welche heute von einer Forststraße durchschnitten wird, ist ein weiterer länger andauernder Gletscherstand dokumentiert. Es handelt sich um umgelagerte, teils vom Gletscher transportierte kalkalpine Gerölle, teils um autochthones Material aus den anstehenden Werfener Schichten. Die weiter unten zwischen 980 m und 1020 m liegenden exponierten Schottergrate sind feinkörniger, geschichtet und bestehen nur aus kalkalpinen Komponenten. Sie wurden durch eisrandparallele Flußsysteme aus dem Ochsengraben-Schafgraben-System hier abgelagert. Es entstanden randglaziale Schwemmfächer, welche in Form von schmalen hangparallelen Terrassen sedimentiert wurden und nach dem Verschwinden der Gletscher zum Großteil der starken Erosion zum Opfer gefallen sind.

#### **Karlschütt und Karlgraben**

Während des letzten Hochglazials dringt der Hauptgletscher von Buchberg kommend weit Richtung taleinwärts vor, und erst jetzt, wenn überhaupt, vereinigen sich die Kargletscher aus dem hinteren Karlgraben zu einer Talvergletscherung. Daß die Gletscherzunge den Hauptgletscher erreicht, ist unwahrscheinlich. Der Schutt aus den Talflanken wird in den nicht vergletscherten Bereichen eingefüllt oder am Gletscher abgelagert. Die Schuttmassen sind heute im mittleren Talabschnitt in Form von steilen Schutthängen erhalten. Im oberen Karlgraben wird das Tal von an Störungszonen gebundenen Teilstufen in zwei, relativ ebene, Schuttmaterial zurückhaltende Abschnitte gegliedert. Zwischen 980 m und 1100 m sind im Karlgraben Reste von einem wahrscheinlich älteren, vor der letzten Eiszeit gebildeten, hellorangebraunen, verkitteten mit 8 bis 9 Grad talauswärts einfallenden Schwemmfächer erhalten geblieben. Außerdem findet man auf einem Grat hinauf zum Brennsattel in 970 m Höhe verkittete, steiler einfallende, geschichtete Deltasedimente, die wohl auch

dem letzten Eisansturm standgehalten haben. Nach dem Eisrückzug werden die im Karlgraben und im Tal hinauf zum Zirbeneck gespeicherten Schuttmassen wieder aktiv

und bilden den riesigen Schwemmfächer im Bereich Karlschütt aus, in den sich in der jüngeren Vergangenheit der Bach tief eingeschnitten hat.

## Blatt 102 Aflenz

### **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen an der Basis der Nördlichen Kalkalpen im Raum Gollrad auf Blatt 102 Aflenz**

FRANZ K. BAUER

Im Raum Gollrad haben Sandsteine und Schiefer des Permoskyth große Verbreitung. Dieses Gebiet gehört zum westlichen Teil der Gollrader Bucht, die sich ostwärts in das Gebiet von Aschbach erstreckt.

Die Basis der permoskythischen Serien bilden die paläozoischen Radschiefer und Porphyroide. Die Porphyroide streichen von Aschbach (Blatt 103) herüber in das Arbeitsgebiet, wo es an der Forststraße nördlich des Schüttereckes einige Aufschlüsse gibt. Sie bauen einen zum Lerchgraben abfallenden Rücken auf. Die südliche Begrenzung bilden Kalke des Devon, die sich vom Greithgraben ostwärts zum Turntaler Kogel erstrecken.

Die Präbichlschichten sind an der Forststraße westlich des Schüttereckes aufgeschlossen und bauen einen gegen den Lerchgraben abfallenden Hang auf und ziehen bogenförmig in das Gebiet von Aschbach. Ein zweites Vorkommen liegt im Bereich des Birnbaumgrabens, wo diese Gesteine innerhalb des Verbreitungsgebietes der Werfener Schichten antiktinal emporkommen, ein drittes nördlich des Greithgrabens.

Die Präbichlschichten sind eine Transgressionsserie über dem Paläozoikum der Grauwackenzone und bestehen zu einem wesentlichen Teil aus Konglomeraten. Sie sind zum Großteil aus Quarz und verschiedenen Gesteinsbruchstücken, die von Gesteinen der Grauwackenzone zu beziehen sind, zusammengesetzt. Doch die Präbichlschichten sind nicht als ein einheitliches Konglomerat ausgebildet. Es gibt oft Übergänge in mittel- bis feinkörnige Sandsteine. Diese sind oft in charakteristischer Weise von dunklen Farben, die von Fe- und Mn-Belägen herrühren. Es treten aber auch graue und rote Schiefer auf, die sehr an Werfener Schichten erinnern. Im Bereich des Birnbaumgrabens sind solche Beobachtungen zu machen, besonders an einer neueren in ca. 1200 m Sh. verlaufenden Forststraße.

Große Flächen nehmen die Werfener Schichten ein. Kriterien für die Abgrenzung sind die einsetzende Feinkörnigkeit, bräunliche, rötliche und grüne Farben und das Zurücktretten der Fe- und Mn-Beläge. Es dominieren Werfener Schichten mit grünen Farben (z.B. im Gebiet Melcherboden, wo südlich der Fladenalm infolge des Eisengehaltes auch braun gefärbte Gesteinsvarianten vorkommen) und solche mit violetten Farben (östlich Knappengraben). Diese Serien bauen den Hauptteil des unteren bis mittleren Profilabschnittes auf. Übergänge in karbonatische Abfolgen, die im Normalprofil das Hangende bilden, sind

selten. Es muß angenommen werden, daß diese meist aus tektonischen Gründen fehlen.

Ein Merkmal der permoskythischen Serien ist die Sideritvererzung, die sowohl in den Präbichlschichten als auch in den Werfener Schichten vorkommt. Im Raum Gollrad – Postwald sind vorwiegend die Werfener Schichten Träger der Vererzung, die von L. WEBER (1973) untersucht wurde. Die gangförmige Vererzung ist an ein alpidisches Kluftsystem gebunden und wurde altersmäßig als vorgosausch eingestuft.

Zwar gibt es in dem bearbeiteten Gebiet ein dichtes Forststraßennetz, doch gute Aufschlüsse mit meßbaren Flächen sind selten. Meist sieht man an den Straßenböschungen völlig in sich zerfallenes Schiefermaterial, das oft auch zu Rutschungen neigt. Östlich Gollrad waren Flächen zu messen, die mittelsteil gegen NE einfielen, gegen Süden zu war südliches Einfallen unter den Wettersteindolomit gegeben. Das Gutensteiner Niveau ist hier nicht vorhanden.

Die Porphyroide sind im Norden von Werfener Schichten überlagert. Das Fehlen der Präbichlschichten läßt auf eine tektonische Fuge schließen. Auffallend ist ein steiles Einfallen mit 65–70° gegen NW unter die Mitteltrias. Im Graben beim Samplbauern liegen über den steil einfallenden karbonatischen Werfener Schichten dunkle Dolomite des Gutensteiner Niveaus, darüber folgt Wettersteindolomit.

Eine Frage ist die tektonische Stellung des Permoskyth in der Bucht von Gollrad. TOLLMANN (1967) stellte dieses zum Tirolikum und sah in den Rändern zur Mitteltrias eine Deckengrenze. Darüber liegt nach ihm die Mürzalpendecke (Juvavikum). Dieser Deckengliederung liegt ein gewisser Schematismus zu Grunde. Es fällt einerseits schwer, innerhalb des schmalen Streifens permoskythischer Abfolgen am Kalkalpensüdrand eine Deckengrenze zu ziehen, da hier vielfach Verschuppungen auftreten, andererseits gibt es wenig gestörte Abschnitte, worauf schon ERKAN (1977) hingewiesen hat, in denen auch Zusammenhänge mit der Mitteltrias bestehen. Ein solcher Zusammenhang scheint im Graben beim Samplbauern gegeben zu sein. Auch N von Turnau zeigen Aufschlüsse an Forststraßen wenig gestörte Abfolgen.

Das steile Einfallen der Werfener Schichten unter die Mitteltrias beim Samplbauern oder auch jenes N vom Eingang in den Lerchgraben sprechen gegen eine flache Überschiebung. Hingegen kann man von südvergente Bewegungen ausgehen. Nicht die von S gegen N gerichtete Überschiebung hat die Gollrader Bucht geprägt, sondern südvergente Bewegungen mit z.T. südvergentem Schuppenbau am Kalkalpensüdrand. So gesehen ist die Deckengliederung TOLLMANN's in Frage zu stellen. Nimmt man die Puchberg–Mariazeller Linie als nördliche Begrenzung der Mürzalpendecke an und rechnet man das Permoskyth am Südrand zur selben Einheit, dann ist die Einheit der Mürzalpendecke neu zu definieren.

Siehe auch Bericht zu Blatt 101 Eisenerz von W. AGER.

## Blatt 103 Kindberg

### **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Quartär (Westliche Schneealpe und Hohe Veitsch) auf Blatt 103 Kindberg**

JANUSZ MAGIERA  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In den beiden Massiven sind würmeiszeitliche Ablagerungen gut erhalten geblieben. Die Spuren der Rißeiszeit sind fragwürdig. Die Überreste der älteren Ablagerungen und Verebnungsflächen sind selten sichtbar. Die Böden der Flußtäler sind mit postglazialen Ablagerungen ausgefüllt. Fragmente der Niederterrasse (Würm) kommen selten vor. Häufiger dagegen sind die Schwemmfächer aus dieser Zeit.

#### **Westliche Schneealpe**

Der depressive Teil des Gipfelplateaus (Naßkogel) war mit dem Gletscher aus der Würmeiszeit bedeckt. Die Grundmoräne bedeckt den östlichen Teil der Depression, der 1996 erforscht wurde. Dort sind kleine Seitenmoränenwälle erhalten geblieben (Schneetal, Ahorngraben). Die Seitenmoräne ist auch im südwestlichen Teil des Plateaus (über dem Höligraben) sichtbar.

Der Gletscher hatte wahrscheinlich nicht den obersten, nordwestlichen Teil des Plateaus (in der Nähe von Roßkogel und Spielkogel) bedeckt. Die dort vorkommenden ausgedehnten Vernässungen (z.B. in der Nähe von Kerpenstein) sind wahrscheinlich Überreste der Marginalbecken, die durch Kontakt mit dem Gletscher entstanden waren.

Der Gletscher floß vom Plateau nach Süden in Richtung Krampen (Tirol) ab und wahrscheinlich auch nach Südwesten zum Höligraben. Ein paar andere Täler hatten Lokalgletscher, die nicht von dem Plateau genährt wurden.

Die Spuren der Vergletscherung des Tals Tirol sind unzweifelhaft. Die riesigen Wälle der Seitenmoränen reichen bis zum Anfang des Taldurchbruchs unter dem Klauskogel (etwa 810 m ü.d.M.). Der Gletscher war wahrscheinlich an dieser Stelle zweimal stehengeblieben, da er den Durchbruch nicht überwinden konnte. Er war etwa 2 km lang. Im späteren Stand war die Gletscherzunge im obersten Teil des Tals (etwa 880 m ü.d.M.) stehengeblieben.

Auch die von der Lachalpe abfallenden Gräben waren sowohl damals als auch früher vergletschert. Die Endmoränen kommen dort auf der Höhe von etwa 900 m ü.d.M. vor. Unten erstrecken sich ausgedehnte fluvioglaziale Schwemmfächer. Diese Gletscher wurden wahrscheinlich nicht von dem Plateau genährt.

Die Spuren der Vergletscherung des Höligrabens sind undeutlich. Über etwa 1040 m Höhe kommen dort schwach kantengerundete Felsblöcke vor. Sie sind wahrscheinlich Grundmoräne der Gletscherzunge, die vom Plateau abfließt. Im unteren Teil des Tals kommt an einigen Stellen (etwa 900, 990 und 1020 m ü.d.M.) eine Anhäufung von Felsblöcken von einem Durchmesser von mehr als zehn Metern vor. Das sind Überreste der Bergstürze von der Höllwand, die aus der Würmeiszeit stammen.

Der Karlgraben war nur im obersten Teil vergletschert. Der Kargletscher hinterließ die Endmoräne und Grundmoräne im Kessel unter dem Gipfel des Schönhalter-

ecks. Im Grund des Bärenlochgrabens sind grobe, schwach kantengerundete Felsblöcke und Schutt erhalten geblieben. Das sind wahrscheinlich fluvioglaziale Ablagerungen des Kargletschers, der den Kessel Karlbrunn ausfüllte (schon auf Blatt 104).

Kohlmaißgraben, Alplgraben und Plotschgraben, die nach Westen zum Mürztal abfallen, zeigen keine Spuren von Vergletscherung.

Vergletschert war auch das Tal, das von Taborsattel nach Nordosten (in Richtung Steinalpl) abfällt. Sein Gletscher von etwa 1,5 km Länge wurde auch nicht durch das Eis von dem Plateau genährt, von dem ihn ein hoher Paßbrücken trennte. Er reichte bis zum Boden des Tals Steinalpl (etwa 1000 m ü.d.M.). Die Endmoräne des Postmaximalstandes ist auf der Höhe etwa 1150 m ü.d.M. erhalten geblieben und die Endmoräne des Spätwürmstandes auf der Höhe etwa 1430 m ü.d.M.

Ein ausgedehnter nördlicher Hang des Massivs (Schwarzleiten) zeigt keine Spuren der Vergletscherung auf. In der ausgedehnten Depression unter dem Schwarzenstein kommen schwach kantengerundete Felsblöcke vor. Sie haben aber mit den glazialen oder fluvioglazialen Formen nicht zu tun.

Auf gleicher Höhe (etwa 900–1200 m ü.d.M.) kommen dort auch ausgedehnte Lehmdecken mit Schutt vor. Sie mögen die frühquartäre Oberfläche des Talbodens kennzeichnen. Sie mögen auch mit Aufschlüssen der Formation Gosau zusammenhängen. Andere Fragmente der Verebnungsfläche, wahrscheinlich des spättertiären Ursprungs, sind auf dem Gipfel von Klauskogel (Tirol) erhalten geblieben.

Die Niederterrasse und Schwemmfächer aus der Würmeiszeit sind bruchstückhaft im Mürztal zwischen Frein und Mürzsteg erhalten geblieben sowie in der Nähe von Lanau. Sie erreichen die Höhe von etwa 12 bis 20 m über dem Flußspiegel. Der größte Schwemmfächer befindet sich am Ausgang des Höligrabens. Es wird vom ausgedehnten Fragment der Niederterrasse begleitet. Ein anderes Fragment dieser Terrasse ist auf dem hohen Felssockel in Lanau und Tebrin sichtbar. Viel kleinere Schwemmfächer sind am Ausgang der Täler und Gräben erhalten geblieben, die zum Mürztal abfallen.

Die niedere Alluvialterrasse bildet die engen Talböden, die das Massiv umgeben. Relativ am breitesten ist sie am Ausgang des Alplgrabens und Höligrabens und in der Nähe von Neuberg.

#### **Hohe Veitsch**

Das Gipfelplateau war in der Würmeiszeit ganz mit der Eisdecke bedeckt. Der Gletscher floß hauptsächlich nach Norden, in Richtung Niederalpl (Veitschalmgraben) und Dobrein (Weitengrund und Schutt) ab. Der stark vergletscherte Kessel Brunnalm (im Süden) wurde wahrscheinlich nicht von dem Plateau genährt.

Der Gletscher, der den Veitschalmgraben ausfüllte, war im Maximalstand etwa 3 km lang und endete in Niederalpl auf der Höhe von etwa 930 m ü.d.M. Dort ist eine Grundmoräne erhalten geblieben, die den ausgedehnten Talboden (Vogeltenne) bedeckte. In der Umgebung sind die Berghänge bis zur Höhe von 30 m mit fluvioglazialen Marginalablagerungen bedeckt.



Die Reichweiten des Gletschers in jüngeren Ständen werden durch Überreste der Endmoränen auf der Höhe von 1200, 1050 (zweifelhaft), 1130, 1160 und 1350 m ü.d.M. gekennzeichnet.

Der Rücken von Bachlerkogel, der sich etwa 40 bis 60 m über das Talniveau erhebt, ist mit Blockwerk und Schutt bedeckt. Das ist wahrscheinlich ein Rest der Seitenmoräne des aus der Rißzeit stammenden Gletschers.

Die Gletscherzungen, die die Täler mit Schutt ausfüllen, waren kürzer (etwa 2 km). Vereinigt an der Stelle, wo die Täler zusammenlaufen, hinterließen sie etwa 850 m ü.d.M. (Kompek) eine riesige (linksseitige) Seitenmoräne und Endmoräne. Das Schmelzwasser aus dem schmelzenden Gletscher spülte später die Endmoräne weg und überschüttete den unteren Teil des Tals mit fluvioglazialen Ablagerungen.

Die Überreste der Endmoräne und Seitenmoräne kennzeichnen postmaximale Rückphasen der Gletscherfront auf der Höhe von 950 und 1350 m ü.d.M.

Der ausgedehnte Hang nordwestlich der Täler Weitergrund und Schutt ist mit der dicken und unebenen Decke bedeckt, die aus schwach kantengerundeten Felsblöcken und Schutt besteht. Höchstwahrscheinlich sind das Überreste von Moränen und fluvioglazialen Ablagerungen des Gletschers aus der Rißzeit, der vom Veitsch-Plateau abfließt.

Die Vergletscherung des Lahngrabens ist fragwürdig. In ihrem oberen Teil (Kohlgraben) hat man schwach kantengerundete Felsblöcke und Schutt gefunden, die undeut-

liche Wälle bilden. Möglicherweise sind sie Überreste der Moränen oder fluvioglazialen Ablagerungen, die mit dem kurzen, vom Plateau Veitsch abfließenden Gletscher verbunden sind.

Der Kessel Brunntal an südlichen Hängen des Massivs Veitsch wurde wahrscheinlich nicht durch die auf dem Plateau vorkommende Eisdecke genährt. Sein Boden war in der Würmeiszeit von drei engen und langen Gletscherzungen bedeckt. Sie vereinigten sich auf der Höhe von etwa 1050 m (in der Nähe des heutigen Parkplatzes) und reichen im Maximalstand bis zur Höhe von 900 m ü.d.M. (insgesamt etwa 2,5 km).

Darunter kommen fluvioglaziale Ablagerungen und alluviale Ablagerungen des Bodens von Großveitschtal vor. Man hat dort keine Überreste der Niederterrasse gefunden.

Auf der Höhe von etwa 1060, 1270–1330 (zwei Stände) und 1370–1450 m ü.d.M. (auch zwei Stände oder Rückphasen) werden postmaximale Reichweiten der Gletscher durch Moränen gekennzeichnet.

### Mineralrohstoffe

Man hat über zehn Stellen gefunden, wo quartäre Ablagerungen gewonnen wurden. Einige von diesen Stellen waren 1996 periodisch im Betrieb. Man förderte dort ausschließlich Rohstoffe zum Bau der lokalen Waldstraßen: Kies, Moränenschutt, fluvioglazialen Schutt (Veitschalmgraben, Schuttal, Lahngraben), Hangschutt (Neuwald, Höllgraben, Tirol) und Wildbachschutt (Tirol).

## Blatt 114 Holzgau

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 114 Holzgau

MATTHIAS VON HERZ  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1996 (Juli–August) wurde das Gebiet um den Giebel ca. 7 km südlich von Hinterstein kartiert. Das Gebiet liegt auf deutscher Seite im Bundesland Bayern. Als Kartiergrundlage diente ein auf 1 : 10.000 vergrößerter Ausschnitt der ÖK 25 V Blatt 114 Holzgau. Die Nordgrenze des Gebietes verläuft am Giebelhaus. Im Osten wird das Gebiet durch den Bärgündeles bzw. Stierbach, im Westen durch den Oberthalbach begrenzt. Die Südgrenze beginnt am Himmeleck und folgt nach Osten dem Höhenwanderweg Laufenbacher Eck – Prinz Luitpoldhaus bis zum Stierbach.

Morphologisches Hauptmerkmal des Gebietes ist der NE–SW-verlaufende Bergrücken Giebel – Salober – Laufenbacher Eck – Schneck – Himmeleck. Stratigraphisch ist innerhalb der Allgäudecke die Schichtfolge vom norischen Hauptdolomit bis zu den Aptychenkalken des Malm aufgeschlossen. Die Trias umfaßt den Hauptdolomit, Plattenkalk und die Kössener Kalke. Die Juraabfolge wird von Allgäuschichten, Spatkalk, Radiolarit und Malm-Aptychenkalk eingenommen. Die Allgäuschichten konnten in die von JAKOBSHAGEN vorgeschlagene Unterteilung in Ältere, Mittlere und Jüngere Allgäuschichten gegliedert werden. Die Älteren Allgäuschichten sind nur

am Westhang des Bergrückens im Oberthal aufgeschlossen und intensiv internverfaltet. Die Mittleren Allgäuschichten mit ihrer typischen mergeligen Ausbildung mit eingeschalteten Manganschieferlinsen konnten nur am Himmeleck und zwischen Lachenkopf und Laufenbacher Eck auskartiert werden. Am Westhang des Bergrückens im Oberthal sind die Mittleren Allgäuschichten nicht mehr aufgeschlossen, sodaß hier ein Ausquetschen der sehr weichen Schichtfolge angenommen werden muß.

Strukturell wird das Gebiet durch die Großstruktur der NE–SW-streichenden Allgäuer Hauptmulde aufgebaut, wobei die Bezeichnung Allgäuer Hauptmulde von TOLLMANN als Sammelbegriff für mehrere parallel streichende Sättel und Muldenzüge innerhalb der Allgäudecke benutzt wird. Im Gebiet am eindrucksvollsten ist die Südliche Hofratsmulde (TOLLMANN, 1970; JAKOBSHAGEN, 1964) mit breit aufgeschlossenem Muldenkern aus Malm-Aptychenkalk unterhalb des Schneck und überkipptem Südflügel mit einer kompletten Abfolge aus Malm-Aptychenkalk, Radiolarit, Spatkalk, Jüngeren und Mittleren Allgäuschichten. Die Älteren Allgäuschichten komplettieren außerhalb des Gebietes die Abfolge. Auf dem Westhang des Bergrückens ist unterhalb des Lachenkopfes ein nach NE abtauchender Sattel mit Kössener Kalken im Kern zu erkennen, dessen Ostflanke in eine Mulde übergeht, deren Kern aus fast gänzlich ausgequetschtem Malm-Aptychenkalk unterhalb des Laufenbacher Ecks ansteht. Weiter im Norden des Gebietes unterhalb des Giebel befindet sich eine breite Schuppungszone mit intensiver kleinräumiger Verschuppung.

## Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 114 Holzgau

LÜDER KRUSE  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Neukartierung des Blattes 114 Holzgau, im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt Wien, wurde das Gebiet im östlichen Bärgebirge – Ost-rachtel im Allgäu im Sommer 1996 bearbeitet. In siebenwöchiger Geländearbeit wurde ein ca. 12 km<sup>2</sup> großes Gebiet bearbeitet. Geographisch befindet es sich zwischen 47°26'10"24' im Nordwesten und 47°22'10"26'50" im Südosten. Die nördliche Grenze wird durch den Säubach zwischen dem Giebelhaus im Westen und dem Roßkopf im Osten gebildet. Die westliche Grenze folgt dem Bärgebirgsbach und zieht in einem Bogen nach Südost den Stierbach hinauf. Von hier verläuft die Südgrenze bis zum Hochvogel. Die östliche Grenze ist durch den Blattrand der Vorlage bestimmt und verläuft 150 m östlich des Hochvogelgipfels entlang der 158er-Linie. In der Topographie bestimmt die von NNE nach SSW verlaufende Bergkette mit den Gipfeln Roßkopf, Sattelkopf, Kesselspitze und Glasfelderkopf, Fuchskarspitze und Hochvogel das Bild. Die Westflanken der Hangrücken von Roßkopf, Oberschrattenberg, Glasfelderkopf und Wiedemer Kopf untergliedern das Gebiet in drei Teilbereiche.

### Kartierte Einheiten

Im Gebiet sind Abfolgen der Allgäu-Decke (Trias und Jura) und der Lechtal-Decke (ausschließlich Trias) aufgeschlossen, und zwar folgende Kartiereinheiten: Plattenkalk (Dolomite mit eingeschalteten Kalkbänken), Kössener Schichten (Kalk-Mergel-Wechselfolge), Rätolias-Riffkalk (Oberrät-Kalk) (dickbankige bis massige Kalke mit Riffbildnern u.a. Korallen, Plattformkarbonate u.a. Schillkalke und Oolithe, Megalodontenbänke), Roter Unterlias-kalk in Adneterfazies (kondensierte Abfolge), Ältere Allgäu-Schichten (Kalk-Mergel-Wechselfolge), Mittlere Allgäu-Schichten (mergelige Kalk-Mergel-Wechselfolge), Jüngere Allgäu-Schichten (Kalk-Mergel-Wechselfolge), Dogger-Spatkalk (spätiger Crinoidenkalk), Radiolarit (klassische Abfolge von schwarzen, grünen und roten Radiolariten), Malm-Aptychen-Kalk (dünnbankige, beige, faltungsfreudige Kalke).

In der Lechtal-Decke ist im Arbeitsgebiet die triadische Schichtfolge vom Skyth bis ins Nor aufgeschlossen. Die Kartiereinheiten sind: Bundsandstein (roter siltiger Feinsandstein), Muschelkalk (dunkelgraue, wulstige Kalke), Partnach-Schichten (dunkelgraue bis schwarze Mergel mit gelbgerandeten Kalkbändern), Wettersteinkalk (Kalke und Dolomite), Obere Raibler Schichten (Rauhwacken), Hauptdolomit (zuckerkörnige, bituminöse Dolomite, Dololaminite).

### Fazielle Entwicklung

Von den triadischen zu den jurassischen Abfolgen der Allgäu-Decke läßt sich eine Beckenentwicklung ableiten. Beginnend mit den lagunären Abfolgen des Nors, über die Kössener Kalke zu den Rätolias-Riffkalen. Die folgende kondensierte Abfolge der Adneter Kalke belegt eine geringe Sedimentationsrate bedingt durch eine rasche Absenkung des Ablagerungsraumes. Die anschließende Bekkensedimentation beginnt mit den tonreichen Allgäu-Schichten und endet im Arbeitsgebiet, in den bathyalen bis abyssalen Malm-Aptychen-Kalken.

### Kartierte Strukturen

Die Grundstruktur im Arbeitsgebiet ist eine NNE–SSW-streichende, westvergente Mulde, die aus Gesteinen der Allgäu-Decke aufgebaut wird. Diese Mulde ist durch die Lechtal-Decke von SW überschoben. Im NW des Kartiergebietes sind die Gesteine des Lias und Malms in einer Schuppungszone aufgeschlossen, die tektonische Späne einer überkippten Muldenflanke beinhaltet. Diese Struktur zieht nach Norden in die Roßkopfstruktur (FUNK, 1996). Der Liegendschinkel steht im westlich angrenzenden Gebiet an (siehe VON HERZ, 1996). Die Malm-Aptychen-Kalke im Kern der Mulde können nach Süden bis an die Gebietsgrenze verfolgt werden, wo sie einen Bogen beschreiben, nach NE unterhalb des Glasfelderkopfes anstehend einen Bogen nach E zur Lichtalpe ziehen. Der Muldenkern wird östlich durch die Abfolge Allgäuer Schichten bis Hauptdolomit flankiert. Diese V-förmige Struktur umschließt eine Zunge der überschobenen Lechtal-Decke, die aus Gesteinen des Nor bis Rät aufgebaut wird. Aus Bundsandstein, Muschelkalk, Partnach-Schichten und Wettersteinkalk finden sich nur an der Basis der Lechtal-Decke Primärspäne SW des Roßkopfes.

Die zweite auffällige Struktur reicht vom Glasfelder Kopf über den Wiedemer Kopf bis zum Vorderer Wilder. Hier ist eine mächtige Scholle aus Hauptdolomit auf die Gesteine der Allgäu-Decke geschoben. Auch diese Struktur läßt sich als ein Teil der Lechtaldecke erklären. Störungen im Hauptdolomit trennen stark intern verfaltete Bereiche von weniger beanspruchten Abfolgen. Diese Störungen sind auf mehrfache interne Schuppung beim Vorschub der Lechtal-Decke zurückzuführen.

Beide Strukturen bilden ein Halbfenster, das sich von der Lichtalpe (nicht auf Karte) im NO bis in den Westhang unterhalb des Wiedemer Kopf zieht. Zwischen Glasfelderkopf im Norden und Wiedemer Kopf im Süden, entlang der Steilwand unter dem Prinz-Luipold-Haus, wurde eine überkippte Abfolge von Malm bis Rät auskartiert. Der Adneter Kalk zieht als nichtkompetentes Band unterhalb der Rätolias-Riffkalke unter dem Prinz-Luipold-Haus entlang und ist in der Karte mit übertriebener Mächtigkeit gezeichnet. Ebenso sind die Mittleren Allgäu-Schichten mit größeren Ausbissbreiten in der Karte dargestellt.

## Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Quartär des Lechtales auf den Blättern 114 Holzgau und 115 Reutte

GERHARD POSCHER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

### Allgemeines

Die geologische Aufnahme der Talflur des Tiroler Lechtales erfolgte im Abschnitt Stanzach–Weißbach im Zeitraum 1994/96.

Die charakteristischen Terrassenniveaus des Lechtales haben ihre Ursache in der Erosions- und Akkumulationsdynamik des Flußsystems. Dabei überwog der Trend zur Tieferlegung der Erosionsbasis des Vorflutniveaus in Verbindung mit der Verengung der Flußbreite.

Für das Tiroler Lechtal wurde eine Terrassengliederung nach morphologischen Gesichtspunkten durchgeführt. Nachfolgend werden einige wesentliche Definitionen und Kriterien festgehalten.

- **Schwemmkegelterrassen**  
sind Terrassen, in denen die Entwässerung bzw. die rezenten Murschwemmfächer erosiv eingeschnitten sind. Die Schwemmkegelterrassen leiten oftmals in Flußterrassen über, womit die morphostratigraphische Einstufung des Schwemmkegelniveaus ermöglicht wird. Beispiele dafür liefern die Hochterrasse des Schwemmkegels von Vorderhornbach oder die Niederterrasse des Namloser Bachs/Stanzach, die sich abstromig als korrelate Lechflußterrassen fortsetzen.
- **Flußterrassen**  
sind Terrassen, die an Felsschwellen, an vorgelagerten Felsrippen oder an Schwemmkegeln ansetzen und aus Sedimenten der Vorflut aufgebaut sind. Beispiele dafür bieten u.a. die Terrassen östlich von Forchach.

Bei den Lechflußterrassen wurden 3 Systeme unterschieden, die Hochterrasse – als älteste Bildung – deren Niveau >10 m über dem rezenten Vorflutniveau liegt, die Niederterrasse mit ca. >3–10 m über Vorflutniveau und die Obere Austufe mit <3 m über Vorflutniveau. Aufgrund der bereichsweise starken Eintiefung des Lechs in den letzten Jahren gibt es Abschnitte, wo auch bereits die Untere Austufe als „trockene Aue“ anzusprechen ist.

Einschränkend ist zu beachten, daß die Gradienten der einzelnen Terrassen von der des rezenten Lech bzw. der der unteren Austufe abweichen kann. Die Höhenangaben über Vorflutniveau sind daher als Richtmaße anzusehen. Einzelne lokale Subniveaus wurden in der Kartierung M. 1 : 10.000 nicht gesondert ausgeschieden.

#### Die Terrassen von Vorderhornbach

Es handelt sich dabei hauptsächlich um eine Schwemmfächerterrasse mit Hochterrassenniveau, die abstromig der Ortschaft Vorderhornbach entwickelt ist. Es ist ein zweites Niveau entwickelt (Niederterrasse), wobei diese Niederterrasse in geringer Breite an den Erosionsböschungen zum Hornbach (Schwemmfächerterrasse) und Lech (Flußterrasse) der Hochterrasse angelagert ist. Beide Niveaus streichen westlich der Stanzacher Lechbrücke aus. Natürliche Aufschlüsse sind außer an Weganschnitten nicht vorhanden.

Die Terrassen werden vorläufig als nacheiszeitliche, wahrscheinlich postglaziale Schwemmfächerterrassen des Hornbachs bzw. als Flußterrasse des Lech eingestuft. Über das südliche Segment der Hochterrasse ist es möglich, die Hochterrassen- und Niederterrassenniveaus von Vorderhornbach mit den weiter lechaufwärts entwickelten Terrassenniveaus von Martinau und Elmen zu korrelieren.

#### Die Terrassen von Stanzach

Korrelat zur Situation von Vorderhornbach ist im Bereich von Stanzach eine Schwemmfächerterrasse mit Hochterrassenniveau entwickelt. An den Erosionsböschungen zum Namloser Bach (Schwemmfächerterrasse) sowie am Ostrand des Stanzacher Siedlungsgebietes (Flußterrasse) sind Niederterrassen angelagert, die sich weiter nordöstlich von Stanzach orographisch rechts fortsetzen.

Die Blockau wird an ihrem Talrand dabei auf etwa 700 m Länge östlich eines ehemaligen Festgesteinsabbaus und Müllplatzes von dieser Terrasse gesäumt. An deren nordöstlichem Ende geht die Terrasse in steile Murschwemmkegel über, die den Gräben, die von der Hochstanzer Alpe ins Tal führen, entspringen.

Die Terrasse wird an zwei Stellen von jungen Schuttkiegeln überrollt, der Rahmen des Anstehenden besteht aus

Hauptdolomit. An der gegenüberliegenden Talseite sind östlich des „Beichlstein“ mit geringer Breite ebenfalls korrelate Niveaus der Hoch- und Niederterrasse erhalten.

#### Die Terrassen im Bereich der Schwarzwasserbach-Mündung

Abstromig der Schwarzwasserbach-Mündung ist an der Flanke zum „Radsperboden“ ein Hochterrassenrest erhalten. Die Schwemmfächerterrasse verliert rasch an Tiefe und greift nach Osten als schmaler Flußterrassensporn aus. Den Festgesteinsrahmen bildet Hauptdolomit, der auch weite Teile des quartärbedeckten Einzugsgebietes dominiert. Die Hochterrasse fällt ohne Zwischenniveau auf das Niveau der oberen Austufe ab, die mit nur geringem Niveauunterschied über dem (sub)rezenten Schwemmfächerniveau des Schwarzwasserbachs liegt.

Die Hochterrasse besteht aus fluviatil geprägten Schwemmfächerablagerungen mit einer Zunahme an Lechsedimenten im abstromigen Terrassensporn (Aufschlüsse im Bereich periodischer Rohstoffentnahmen an der Terrassenböschung).

#### Die Terrassen von Forchach

Die Terrassenlandschaft setzt abstromig der Ortschaft Forchach an einzelnen Hauptdolomitklippen mit unterschiedlichen Niveaus an, die zu Hoch- und Niederterrasse zusammengefaßt wurden. Die Terrassen entwickeln etwa auf Höhe der Johannesbrücke mit ca. 450 m ihre maximale Breite und werden im Süden von der Festgesteinsflanke (Hauptdolomit) bzw. lokalen Schuttkörpern (Hangschutt, Murschwemmkegel) sowie lechseitig von den Austufen begrenzt. Die Terrassen keilen mit unterschiedlichen Niveaus westlich des Baggersees (vis à vis von Weißenbach) aus.

Natürliche Aufschlüsse sind außer im Bereich einer ehemaligen Gewinnungsstelle westlich der Johannesbrücke nicht vorhanden. Nach Lage, Geomorphologie und Lokergesteinsstreu sind die Terrassen als Flußterrassen des Lech einzustufen.

#### Die Terrassen im Bereich der Rotlech-Mündung

Im Bereich westlich der Rotlechmündung ist ein Erosionsrest einer Flußterrasse auf Hochterrassenniveau entwickelt, der im Zuge lokaler Kiesgewinnung abgebaut wird. Östlich (abstromig) der Rotlechmündung setzt diese Hochterrasse wieder als Schwemmfächerterrasse an. Im Mündungsbereich des Rotlech ist zusätzlich ein Niederterrassenrest erhalten.

Die Hochterrasse setzt sich mit konstantem Gefälle bis zur Fraktion Rieden entlang der Talflanke als Flußterrasse fort. Die Lechhochterrasse wird im Süden von großteils hangschuttbedecktem Hauptdolomit und im Norden von der unteren Austufe des Lech begrenzt. Natürliche Aufschlüsse stehen östlich der Rotlechmündung nicht zur Verfügung.

#### Hydrogeologische Aspekte

Einzelne Terrassenabschnitte des Lechtales sind mittelfristig von großer wasserwirtschaftlicher Bedeutung, da – im Bereich der Terrassen teilweise eine nennenswerte Dotierung des Talgrundwassersystems aus den Hangflanken erfolgt und – größere Flurabstände sowie eine günstigere Deckschichtenausbildung als im Bereich der Oberen Austufe (in der ein Großteil der zur Zeit betriebenen Grundwasserversorgungsanlagen situiert ist) vorliegen.

Zur Hydrogeologie der Talflur des Lechtales liegen für den Abschnitt Stanzach bis Ehenbichl und darüber hinaus

bis in das Gebiet von Reutte – Pflach umfangreiche Unterlagen vor, welche 1994/95 im Rahmen der „Lechtalstudie“ erarbeitet wurden. Der derzeitige Kenntnisstand ergibt stark vereinfacht und zusammenfassend folgendes Bild:

Die Alimentation des Talgrundwasser-Aquifers erfolgt im Lechtalabschnitt Stanzach – Ehenbichl schwerpunktmäßig in folgenden Bereichen:

- aus der orographisch rechten Talflanke in Form von Bergwasserübertritten, die teilweise an fossil-instabile Talflanken gebunden sind (Stanzach bis zur Rotlechmündung),
- über Infiltration der Seitenbäche in Schwemmkegelfließstrecken, wie bspw. dem Schwarzwasserbach,
- aus Talflankenabschnitten mit (verkarstungsfähigem) Wettersteinkalkaufbau (Talabschnitte Ehenbichl-Rieden und Weißenbach-Höfen),
- durch lokale Lechinfiltration im ufernahen Bereich, bspw. oberstromig der Schwarzwasserbachmündung, in der Blockau östlich Stanzach, orographisch links abstromig der Johannesbrücke und abstromig des „Gredle“ bei Hornberg,
- und durch Lechinfiltration wie bspw. orographisch rechts abstromig von Forchach.
- Ein beachtlicher Anteil der lateral zuströmenden Berg-/Grundwasser tritt auf relativ kurzem Weg teilweise wieder zum Vorfluter über.

Der Lech fungiert als Vorfluter für das Grundwasser u.a. in folgenden Abschnitten:

- abstromig der Schwarzwasserbachmündung,
- orographisch rechts abstromig der Blockau bis westlich von Forchach (Bergwasserübertritte),
- orographisch rechts beginnend ca. 300 m oberstromig der Johannesbrücke bis zur „alten Johannesbrücke“ vis a vis von Weißenbach und
- orographisch rechts abstromig von Rieden.

Die großräumige Grundwasserströmung im Lechtal wird durch die lateralen Bergwasserzutritte zwischen Stanzach und der Rotlechmündung und aus den Wettersteinkalkarealen sowie die Grundwasserprovinz Radsperrboden, Forchach Ost und Weißenbach Ost bestimmt.

In diesem Zusammenhang liegen Hinweise vor, daß der Lech großräumig unterströmt wird, was im Gebiet Forchach – Weißenbach durch jüngst durchgeführte Leitfähigkeits- und Temperaturkartierungen bestätigt wurde.

Die Mächtigkeit des Grundwasserleiters beträgt größenordnungsmäßig <40 m, allerdings ist durch keines der dokumentierten Bohrprofile festzustellen, ob tatsächlich die Staueroberkante erreicht wurde. Seismische Untersuchungen, die im Meßgebiet Forchach durchgeführt wurden, haben in diesem Talabschnitt Mächtigkeiten für die „grundwasserführende Schotterfazies“ von ca. 20–30 m ergeben.

## Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 114 Holzgau

SUSANNE WACHTENDORF  
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt Wien wurde im Sommer 1996 in den Allgäuer Alpen südlich Hindelang das ca. 10 km<sup>2</sup> große Gebiet Lachenkopf – Seerkopf – Wengenkopf im Maßstab 1 : 10.000 kartiert.

Das kartierte Gebiet gehört zur Allgäu-Decke, die sich in tektonische Einheiten (Schuppen) gliedern läßt. Das Arbeitsgebiet gehört der Nebelhorn-Rauhhornschuppe an.

Das Gebiet wird von zwei Mulden aufgebaut, deren Achsen SW–NE verlaufen. Die Mulden wurden tektonisch beansprucht. Hierzu gehören Querstörungen und generell schichtparallele Einschüppungen.

Im Nordwesten bildet der Hauptdolomit den Höhenzug des Westlichen und Östlichen Wengenkopfes. Der Nordflügel der nördlichen Mulde zeigt eine komplette, jedoch durch interne Schuppung gestörte Schichtenfolge vom Hauptdolomit bis zu den Älteren Allgäu-Schichten. Nur im Westen, südlich des Zeigers, sind etwa 25 m der Mittleren Allgäu-Schichten aufgeschlossen. Sie bilden das jüngste Schichtglied der Mulde. Die Jüngeren Allgäu-Schichten sind im gesamten Kartiergebiet nicht mehr aufgeschlossen.

Der Südflügel zeigt ebenfalls eine vollständige Abfolge der Schichtglieder bis zum Hauptdolomit im Tal des Oberalbaches. Der Hauptdolomit bildet einen Sattel, dessen Achse in nordöstlicher Richtung abzutauchen scheint.

Die südliche Mulde weist Ältere Allgäu-Schichten im Muldenkern auf. Mittlere Allgäu-Schichten sind hier nicht mehr aufgeschlossen. Infolge eines südgerichteten Rückschubes sind die Mulden von Querstörungen zerrissen und weisen Versatzweiten bis zu 200 m auf.

Im Kartiergebiet sind Schichtglieder aufgeschlossen, die stratigraphisch von der Trias (Nor) bis in den oberen Jura (Malm) reichen.

Im Nor sind die intra- bis supratidalen Plattformkarbonate (Hauptdolomit und Plattenkalk) zur Ablagerung gekommen. Darüber folgen die Schelfbeckenablagerungen der Kössener Schichten in ihrer typischen Ausbildung als Kalk-Mergel-Wechselagerung mit unregelmäßig eingeschalteten Kalk- und Lumachellenbänken. Das im Norden liegende Vindelizische Land war Liefergebiet für die markanten roten Tonschiefer, die Schattwalder Schichten, die im Westen des Kartiergebietes auftreten. Im kartierten Gebiet sind stattdessen die dunkleren, auf ruhigere Ablagerungsbedingungen zurückzuführenden, Kössener Kalke entwickelt. Stellenweise liegen die Kössener Kalke als Thecosmilien-Fleckenriffe (= Kössener Riffkalke) vor. Mit Beginn des Jura kam es zur Ablagerung der Beckensedimente der Allgäu-Schichten. Die Allgäu-Schichten lassen sich in die Älteren, die Mittleren und die Jüngeren Allgäu-Schichten gliedern. Etwa 10 m oberhalb der Grenze zwischen den Kössener Kalken und den Älteren Allgäu-Schichten folgt eine Sonderfazies des Unterlias-Rotkalks. Hierbei handelt es sich um mehrfache Einschaltungen von ungelagerten Rotkalken (pebbly mudstones). Je nach Tongehalt ist sein Erscheinen plattig oder knollig gebankt. Er ist von intensiv roter Farbe oder grau-rot marmoriert. Die Älteren Allgäu-Schichten sind Kalke und Mergel von dünnplattiger bis dickbankiger Ausbildung. Sie sind an der Basis grau und werden zum jüngeren hin dunkler. Reiche Spurenfossilien (*Zoophycos*, *Chondrites*, *Planolites*) bestimmen die generell fleckige Erscheinung. Belemnitenfunde sind häufig, auch Ammoniten und gelegentlich Brachiopoden konnten beobachtet werden. Mit den Mergeln können diffus verkieselte Kalke und Hornsteinlagen in Wechselagerung auftreten. Mergelpakete sind häufig sehr mächtig und geben der Landschaft ein hügeliges Erscheinungsbild. Die Allgäu-Schichten sind die wichtigsten Almbildner im Gebiet.

Die Mittleren Allgäu-Schichten sind nur geringmächtig erhalten (max. 25 m). Es sind sehr dunkle, fast schwarze

Mergel, denen Manganschieferbänke von bis zu 1 m Mächtigkeit eingeschaltet sind.

Die Jüngeren Allgäu-Schichten sind nicht mehr aufgeschlossen.

Radiolarit und Malm-Aptychenkalk treten nur im Osten des Gebiets auf. Es handelt sich hier um lokale Einschüppungen, die sich aber nicht in das südlich angrenzende Kartiergebiet verfolgen lassen.

## Blatt 115 Reutte

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 115 Reutte

KLAUS M. CHRISTENSEN  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen meiner Diplomarbeit wurde die von mir im Sommer 1995 begonnene geologische Neuaufnahme auf dem Kartenblatt 115 Reutte fortgeführt und abgeschlossen. Als Kartengrundlage ist eine vergrößerte Kopie des Blattes 115 Reutte, im Maßstab 1 : 10.000 beibehalten worden.

Das Arbeitsgebiet ist im Norden von der Straße zwischen Lahn/Wengele und Bichelbach begrenzt. Die westliche Grenze zieht sich von der Straße von Bichelbach nach Kleinstockach über die Sockacheralpe, den Roten Stein und der Galtbergspitze bis zum Mittleren Kreuzjoch. Der Grat vom Mittleren Kreuzjoch zwischen dem Kälbertal und Im Luttereig bis zur Ortschaft Fern bildet die Südgrenze. Die östliche Begrenzung ist durch den Kartenblattrand vorgegeben.

#### Stratigraphie

Das Kartiergebiet gehört der oberen Trias und dem Jura des Oberostalpins an.

Die stratigraphischen Einheiten Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten, Schattwalder Schichten und Allgäu-Schichten umfassen die Serien Nor bis Lias/Dogger.

Der Hauptdolomit, die älteste Kartiereinheit, besteht aus einer Wechsellagerung von Kalk- und Dolomitbänken sehr unterschiedlicher Mächtigkeit und ist dem unteren und mittleren Nor zuzurechnen. Er bildet sämtliche Gipfel und Kämme des südlichen Kartiergebiets in der für die Lechtaler Alpen typischen Form. Eine Untergliederung des Hauptdolomits durch den Natica-Horizont (SCHERREIKS, 1967) war nicht möglich, da diese typische Schillage nur an einer Lokation zugänglich aufgeschlossen war. Die Abgrenzung des Plattenkalks, der das obere Nor repräsentiert, ist mit dem völligen Ausbleiben der Dolomitbänke beibehalten worden.

Im Hangenden schließen sich die Kössener Schichten als Wechselfolge von dunklen, dünnplattigen bis blättrigen Tonmergeln mit dünnbankigen Mergelkalken an.

Die geringmächtigen Schattwalder Schichten vertreten die andernorts im Oberostalpin typischen Rhätolias-Kalke. Diese rötlichen Tonmergel sind als Rhät/Lias-Übergang im Kartenbild deutlich mächtiger dargestellt.

Die oft als Fleckenmergel bezeichneten Allgäu-Schichten vertreten den Jura. Eine Untergliederung z. B. nach JACOBSSHAGEN (1965) ist aufgrund der Aufschlußverhältnisse nicht möglich gewesen.

Die quartären Ablagerungen des Kartiergebiets sind zum überwiegenden Teil holozäne Hangschüttungen.

Die im Kartenbild als Moränenmaterial ausgewiesenen Quartärsedimente sind pleistozäne Glazialformen des Dyras- und Würmglazials. Sie sind nicht weiter differenziert worden, da teils Mischformen vorlagen, teils geringmächtige holozäne Überdeckung dies nicht zuließ.

Die pleistozänen Ablagerungen sind vereinzelt in den zahlreichen Karen, sowie im Gartner Tal und westlich des Sommerbergjöchles auszumachen. Auch Muren, Bachschüttungen und der typische rezente Hangschutt des Hauptdolomits sind nur teilweise auseinanderzuhalten, da diese Erosionsformen parallel ablaufen.

Die anmoorigen Flächen nahe des Wasserfalls bei Bichelbach und nördlich des Östlichen Kreuzjochs lassen auf Wasserstauende Ablagerungen im Untergrund schließen. Der großen Bergsturzmasse nördlich von Fern schließen sich südlich des Kartiergebiets weitere an, die hauptsächlich aus der Lorea-Gruppe gestürzt sind.

Die quartären Seeablagerungen zwischen Bichelbach und Lahn zeugen davon, daß der Heiterwanger See und der Plansee nur der Rest eines größeren Sees sind, der mindestens bis Ehrwald am Fuße der Zugspitze reichte.

#### Tektonik

Das Kartiergebiet ist Teil der Lechtaldecke und zeigt eine generelle Streichrichtung aller Einheiten von E nach W.

Das gesamte Gebiet ist eine einfache große nordvergente Faltenstruktur. Diese läßt sich in die von TOLLMANN (1976) beschriebenen Holzgau-Leermooser Synklinale im Norden und die Galtberg-Antiklinale im Süden untergliedern. Den Muldenkern bilden die Allgäu-Schichten. Die Achse verläuft nördlich der Linie Mühlwaldköpfel – Bleispitze – Gartner Berg. Somit ist die Mächtigkeitszunahme dieser Einheit tektonisch bedingt. Die Sattelachse verläuft im Bereich zwischen der südlichen Kartiergrenze und dem Kälbertal und läßt sich nur mit den Meßwerten am Gipfel des Östlichen Kreuzjochs belegen, da die Hänge des Kälbertals kaum zugänglich waren. Das deutlich flachere Einfallen dieser Schichten läßt jedoch vermuten, daß das Östliche Kreuzjoch bereits Teil des normalgelagerten Sattelschenkels ist. Die Fortsetzung des von BODECHTEL & SCHERREIKS (1967) beschriebenen Galtberg-Bruchs, die von STIPP (in Vorbereitung) kartiert wurde, läßt sich nur vermuten, da dort das Gelände entweder nicht zugänglich oder mit Quartär bzw. mit Vegetation überdeckt ist.

Die vermutete Blattverschiebung im südöstlichen Regall ließ sich nach genauer Überprüfung der Schichtgrenze Hauptdolomit/Plattenkalk nicht aufrechterhalten.

Eine mehr oder weniger schichtparallele Überschiebungsbahn im Plattenkalk des invers gelagerten Falltatschenkels läßt sich vermuten, da der Hauptdolomit und der Plattenkalk nach SSW, die Kössener Schichten jedoch nach SSE einfallen. Untergeordnete Internverfaltungen im dm- bis m-Bereich, die in diesem Schenkel zu beobachten sind, unterstützen diese Vermutung.

## Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 115 Reutte

CARSTEN ELFENBEIN  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Neukartierung des Kartenblattes 115 Reutte im Maßstab 1 : 10.000 habe ich im Sommer 1995 und 1996 ein Gebiet am östlichen Rand des Blattes bearbeitet.

Das Gebiet hat eine Größe von etwa 42 km<sup>2</sup> und ist in zwei Teilgebiete gegliedert. Der größere Teil umfaßt das Gebiet nördlich des Tales von Zwischentoren, zwischen dem Heiterwanger und Plansee und dem östlichen Blatt- rand. Daran schließt sich südlich ein kleineres Gebiet an, welches nach Süden bis zum Roten Stein (2366 m NN) reicht und im Westen von der Linie Heiterwang – Berwang – Kamp begrenzt wird. Die östliche Begrenzung erstreckt sich von Bichlbach über das Stockachbachtal zum Bichlbächler Jöchle.

Die Nachbargebiete wurden von M. STIPP (1994/95) im Westen, K.M. CHRISTENSEN (1995/96) im Südosten und M. RÖHRING (1995/96) im Nordwesten kartiert.

Die Kartierung wurde in Teilbereichen durch Luftbild- auswertung unterstützt. Das Fotomaterial hierfür wurde freundlicherweise von der Geologischen Bundesanstalt zur Verfügung gestellt.

### Stratigraphie

Im Arbeitsgebiet ist eine zusammenhängende Schicht- folge aus fünf kartierbaren Einheiten von der oberen Trias (norische Stufe, Hauptdolomit) bis in den unteren Jura (Lias, Allgäu-Schichten) aufgeschlossen. Zusätzlich wur- den sieben verschiedene quartäre Bildungen unterschied- en.

Für den Hauptdolomit kann keine durchschnittliche Mächtigkeit angegeben werden, da in dieser Einheit kein komplettes Profil aufgeschlossen ist. Aus Pofilschnitten läßt sich lediglich ableiten, daß die Mächtigkeit über 1000 m beträgt. Desweiteren lassen sich folgende durchschnittliche Mächtigkeiten angeben: Plattenkalk etwa 250 m, Kössener Schichten 300 m, Schattwalder Schichten 5–7 m. Die Allgäu-Schichten sind intern so stark verfaltet, daß ihre Mächtigkeit hier ebenfalls nicht bestimmt werden kann.

Neben den quartären Bildungen besitzt der Hauptdolo- mit hier die größte flächenmäßige Ausdehnung und baut insbesondere in dem Teilgebiet nördlich der Fernstraße fast das gesamte Gebirge auf. Die Abgrenzung des Hauptdolomits gegen den Plattenkalk im Hangenden er- folgt vereinbarungsgemäß anhand der letzten festgestell- ten Dolomitbank. Eine Einteilung des Hauptdolomites in Unteren, Mittleren und Oberen Hauptdolomit, wie sie bei- spielsweise von MÜLLER-JUNGBLUTH (1968) und CZURDA & NICKLAS (1970) vorgenommen wurde, ist in diesem Gebiet nicht möglich, da zum einen die als Marker-Horizonte fun- gierenden bituminösen Bereiche fehlen und zum anderen zu wenige wirklich brauchbare Aufschlüsse erreichbar sind, um eine detaillierte Lithologie-Beschreibung in einer vertikalen Abfolge vorzunehmen. Das Vorkommen von kal- kigen Partien im Top der Einheit und das Vorhandensein von Plattenkalk im Hangenden lassen aber, zusammen mit der ansonsten relativ eintönigen, feinkörnigen Gesteins- ausbildung, die Vermutung zu, daß es sich hier überwie- gend um Serien aus dem Oberen Hauptdolomit handelt.

Der Plattenkalk tritt im Kartiergebiet am Lichteköpfle westlich Bichlbach zutage. Seine Ausstrichsbreite verrin- gert sich hier nach E hin, aufgrund einer überschiebenden Störung, sehr schnell von 250 m bis zum völligen Ver- schwinden. Desweiteren baut der Plattenkalk große Teile der S-Hänge der Bergkette nördlich der Fernstraße, von der Kohlbergspitze (2202 m) über den Plattberg (2247 m) bis zum Hebertaljoch (2045 m) auf. Hier fungiert er sogar als Kambbildner.

Ebenso, wie zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk keine eindeutige lithofazielle Trennung möglich ist, geht auch der Plattenkalk fließend und ohne markante Grenze in die Kössener Fazies über.

Die Untergrenze der Kössener Schichten wird im Lie- genden des ersten deutlich erkennbaren Tonschiefer-Ho- rizontes gezogen.

Im bearbeiteten Gebiet streichen die Kössener Schich- ten an den Hängen nördlich Berwang aus und ziehen, sich wie die Plattenkalke in ihrer Ausstrichsbreite verjüngend, über die Heiterwanger Hochalm Richtung E bis etwa zum Bärenbad. Weitere Vorkommen gibt es auf dem Grat süd- lich des Kamp-Gipfels und auf dem Grat zwischen Stok- kacher Alpe und Karleswand.

Die Schattwalder Schichten, die hier die Rhät/Lias- Grenze darstellen (z.B. ZACHER, 1966), kommen an mehre- ren Stellen, in sehr unterschiedlichen Aufschluß-Qualitä- ten, vor. Auf dem Grat zwischen Kamp und Roter Stein kann man das anstehende Gestein schon von einiger Ent- fernung aus rötlich schimmern sehen und die Aufschlüsse klar lokalisieren. Bei den anderen Vorkommen zwischen Heiterwanger Hochalm und Alpkopf und auf dem Kamm oberhalb der Stockacher Alpe handelt es sich jeweils um Lesestein-Vorkommen.

Im südlichen Teilgebiet nehmen die Allgäu-Schichten flächenmäßig den größten Anteil ein. So bestehen bei- spielsweise der Alpkopf (1802 m), der Lamberg und der Kamp (2014 m) sowie dessen östlich benachbarter Berg, auf dem auch die Stockacher Alpe (1604 m) liegt, aus Ge- steinen der Allgäu-Schichten.

In Anbetracht der extrem eintönigen Lithologie ohne auftretende Leit- oder Markerhorizonte und der schlech- ten Aufschlußverhältnisse werden die Allgäu-Schichten ungegliedert aufgenommen.

Die jüngsten Teilgebieten sind, neben den fluviatilen Ab- lagerungen, die unverfestigten Hang- und Blockschutt- Fächer von Hauptdolomit und Plattenkalk. Diese prägen vor allem die großen Kare wie Regall oder Grublekar und überdecken vielfach die Moränenbildungen in den Karen und Tälern. Sie sind teilweise nicht von Murenschutt zu unterscheiden. Die eiszeitlichen Bildungen sind im we- sentlichen Grund- und Seitenmoränen.

Im Tal von Zwischentoren nehmen die Ablagerungen eines spätpleistozänen bis frühholozänen Schmelzwas- ser-Stausees, der vom heutigen Plansee aus bis minde- stens ins Lermooser Becken gereicht hat, große Flächen ein.

### Tektonik

Das Kartiergebiet gehört komplett der Lechtaldecke an. Die von A. TOLLMANN (1976) dargestellte Tektonik kann im großen und ganzen bestätigt werden. Das Gebiet gehört einer stark N-vergenten Faltenstruktur an, deren Falten- achsen in etwa E–W verlaufen und flach nach ENE ab- tauchen. Die Sättel des Großfaltenbaus im Gebiet (Hei- terwangersee-Antiklinale im Norden und Galtberg-Nord- antiklinale im Süden) werden von den Gesteinen des Hauptdolomits gebildet, im Muldenkern der Holzgau-

Lermooser Synklinale befinden sich die Allgäu-Schichten. Am Südfügel der Holzgau-Lermooser Synklinale sind die Formationen invers gelagert.

Im Bereich zwischen Heiterwanger Hochalm und Bichlbach liegt eine deckeninterne Überschiebung vor, aufgrund derer sich hier von W nach E die Ausstrichsbreiten von Kössener Schichten und Plattenkalk auf kürzester Strecke drastisch reduzieren, bis schließlich die Allgäu-Schichten direkt südlich an den Hauptdolomit des nördlichen Sattels anschließen.

Die Fortsetzung einer von STIPP (in Vorbereitung) kartierten Schicht-internen Überschiebung im Hauptdolomit am Roten Stein ist in meinem Gebiet als abgescherter liegende Falte in der Karleswand zu erkennen, wirkt sich aber nicht auf das Einfallen der Schichten aus.

Die von TOLLMANN (1976) festgestellte Störungszone am Roten Stein, mit sinistralen Blattverschiebungen, konnte nicht nachvollzogen werden.

In allen kartierten Einheiten lassen sich interne Faltungen und mehrere kleine Störungen mit unbedeutenden Versatz-Beträgen beobachten.

## Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen Blatt 115 Reutte

MATTHIAS GRÖGER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen meiner Diplomkartierung führte ich während der Monate Juli und August 1996 eine geologische Landesaufnahme im südlichen Teil des Kartenblattes 115 Reutte durch. Diese Arbeiten geschahen mit finanzieller Unterstützung und im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt. Die Kartierung erfolgte im Maßstab 1 : 10.000. Topographische Grundlage ist eine vergrößerte Kopie der österreichischen Karte 115 Blatt Reutte.

Begrenzt wird das Gebiet durch die Hahntenjochstraße im Norden und Osten, sowie durch den 47. Breitengrad (der südlichen Begrenzung des Kartenblattes Reutte) im Süden und entlang der Massive des Mutteköpf-Rotköpf und Brunnkarsspitze im Westen.

### Stratigraphie

Das Gebiet umfaßt im wesentlichen zwei Einheiten; den norischen Hauptdolomit sowie die oberkretazischen Gosau-Schichten, welche nicht weiter untergliedert wurden, da weite Teile des Gebietes glazial erodiert und von quartären Ablagerungen überdeckt sind, so daß eine Korrelation einzelner Schichteinheiten nicht möglich ist. Daneben wurden noch zahlreiche quartäre Einheiten unterschieden.

Der Hauptdolomit ist für weite Teile im Norden des Arbeitsgebietes gipfelbildend. Dies gilt z.B. für die Scharnitzköpfe, die Maldonköpfe, die Hintere Platteinspitze oder den Arzeinkopf. Dort wo Waldbewuchs fehlt, bildet der Hauptdolomit markante Hangschuttfächer, größtmöglichen Neigungswinkels, aus. Der im frischen Anschlag meist dunkelgraue Hauptdolomit zeigt verwitterte eine meist hellgraue, teilweise leicht bräunliche Farbe. Der Hauptdolomit setzt sich zusammen aus teils massig ausgebildeten, teils cm-dm-gebankten Dolomiten mit wechselnden Bitumengehalten. Häufig zu beobachten sind gut herausgewitterte, laminierte Bänke mit bis zu mehreren Zentimetern Mächtigkeit. An der Hahntenjochstraße am nordwestlichen Ausläufer des Faller Grates und im Spar-

ketkar sind schwarze, kalzitische, stark bituminöse Bänke (Seefelder Fazies) zwischengeschaltet.

Eine leichte tektonische Beanspruchung macht sich durch unregelmäßig das Gestein durchziehende, mit Calcit ausgefüllte Risse, sowie durch Störungsbrekzien bemerkbar.

Die Gosauschichten sind vor allem im südöstlichen Teil des Arbeitsgebietes vertreten und sind dort gipfelbildend, so z.B. die Gipfel des Mutteköpf, Rotköpf oder Pleisköpf. Die Ablagerungen der Gosauschichten liegen diskordant auf prägosauisch gefaltetem Hauptdolomit. Die in sich sehr inhomogene Schichtenfolge der Gosauschichten setzt sich zusammen aus turbiditischen Sand- und Siltsteinen, Mergeln, Konglomeraten und Brekzien. In der Gipfelregion des Vorderen Platteins stehen markante, steil nach Süden fallende, schlecht sortierte, rot gefärbte, korn- bis matrixgestützte Brekzien an, welche im Meterbereich gebankt sind. Es sind ausschließlich Hauptdolomit-Komponenten vertreten mit einer Korngröße bis zu mehreren Dezimetern. Am Nordhang des Vorderen Alpjoches beinhalten bis zu mehreren Dezimetern mächtige Brekzien auch Komponenten aus anderen kalkalpinen Serien (v.a. Kalke, Radiolarite). Daneben treten gelbe, schräggeschichtete Feinsandsteine auf. Um Hinweise auf die ehemalige Strömungsrichtung zu bekommen, wurden 36 Leebblätter samt dem Schichtfallen eingemessen und zurückrotiert. Hierbei ergab sich bei einer geringen Streuung der Meßwerte eine Strömungsrichtung aus Norden.

In allen übrigen Gebieten treten als Brekzien- bzw. Konglomeratkomponenten auch außerkalkalpine, kristalline Komponenten auf. Beobachtet wurden metamorphe Grünschiefer, Quarzite und Quarzkristalle. Am Nordhang des Hinteren Alpjoches sind in gelben, zentimetergebankten Mergeln die Tiefwasserfossilien *Paleodiktylon* und *Megagraptol irregularis* enthalten, welche hier noch nicht beschrieben worden sind. Diese Schichteinheiten galten bisher als fossilfrei.

Am Südhang des Mutteköpf steht eine mehrere Zehnermeter mächtige Megabrekzienbank an mit Komponenten bis zu ca. 100 m Kantenlänge. Dabei handelt es sich vorwiegend um Olistholithe aus Rhätoliaskalk (z.B. Blaue Köpfe) und Hauptdolomit.

Bei den quartären Ablagerungen handelt es sich, neben vorwiegend in unbewaldeten Gebieten auftretenden Hangschuttfächern, hauptsächlich um Grundmoränen, Moränenwälle und Terrassenablagerungen. Der Einfluß des Inntal-Gletschers dokumentiert sich vor allem im östlichen Teil des Arbeitsgebietes, durch zentralalpine Geröllkomponenten in den Grundmoränen. Diese Gerölle erreichen maximal eine Größe von ca. einem Meter Kantenlänge, daneben treten Gosau und Hauptdolomitgerölle auf. Der Übergang zur Grundmoräne des Lokalgletschers dokumentiert sich abrupt durch die Abwesenheit der zentralalpiner Komponenten, sowie durch das allmähliche Dominieren von Gosaukomponenten, während Gerölle aus Hauptdolomit zunehmend an Einfluß verlieren. Dies ist sehr gut entlang des Wanderweges vom Linserhof zur Obermarkter Alpe zu beobachten.

Eine dritte Grundmoräne konnte im Bereich zwischen der Obermarkter Alpe und dem Alptal unterschieden werden. Diese enthält bis zu mehreren Metern messende Gerölle aus Rhätoliaskalk, Hauptdolomit, Kössener Schichten und anderen kalkalpinen Einheiten, bei denen es sich nur um Abtragungsschutt aus den Megabrekzienbänken der Gosauschichten handeln kann, welche viel weiter im Nordwesten, zum Teil außerhalb des Kartiergebietes, anstehen.

Gut ausgebildete Moränenwälle konnten im Sparketkar auskartiert werden. Diese zeigen Rückzugsstadien des Lokalgletschers an.

Der Übergang von den Grundmoränenablagerungen zu den im niedergelegenen, südöstlichen Teilabschnitt befindlichen Terrassenablagerungen, dokumentiert sich durch die insgesamt geringere Größe der Gerölle, die völlige Abstinenz von Gosaugeröllen, sowie durch eine deutlich bessere Rundung der Komponenten. Dies ist vor allem an den Hauptdolomitgeröllen zu beobachten. Daneben ist die Terrasse reich an zentralpinem Material.

#### **Tektonik**

Großtektonisch ist das Kartiergebiet der Inntal-Decke zugeordnet. Das generelle Streichen der Faltenstrukturen verläuft E-W. Beherrschendes Bauelement ist eine nordvergente Mulde, welche in den westlich gelegenen Gosau-Schichten durch eine Aufsattelung im Gebiet Alpkopf – Pleiskopf unterteilt ist. Die nördliche Fortsetzung dieser Mulde bildet der aus Hauptdolomit aufgebaute Scharnitzsattel, der im östlichen Ausläufer des Scharnitzkars am besten aufgeschlossen ist. Diese Sattelstruktur wird von einer NW-SE-streichenden dextralen Seitenverschiebung versetzt, wobei es sich vermutlich um die aus der Literatur schon bekannte Scharnitzsattelstörung handelt. Im Bereich des Muttekopfkars befindet sich eine Blattverschiebung mit sinistralen Bewegungssinn. In den Gosauschichten wurden insgesamt 63 kleinere Störungen eingemessen, wobei sich zwei Hauptstörungssysteme herauskristallisierten. Zum einen, ein NW-SE-streichendes Blattverschiebungssystem mit dextralem Bewegungssinn und zum anderen ein NE-SW-streichendes, steil nach Südost fallendes Schrägaufschubungssystem.

### **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf den Blättern 115 Reutte und 143 St. Anton am Arlberg**

DIETRICH HELMCKE  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In den Sommermonaten 1996 wurden während dreier längerer Aufenthalte zwischen Anfang Juli und Mitte September einerseits die geologischen Spezialkartierungen von Studierenden der Universität Göttingen auf den Blättern 115 Reutte und 143 St. Anton a.A. beratend unterstützt und kontrolliert sowie insbesondere auf Blatt 115 Reutte eigene Geländeaufnahmen durchgeführt.

Durch die unvorteilhaften Witterungsbedingungen des Sommers 1996 bedingt, konnten insbesondere die eigenen Geländeaufnahmen nicht soweit vorangetrieben werden, wie geplant und gewünscht. Sie konzentrierten sich auf die Aufnahme der ausgedehnten Hauptdolomit-Areale zwischen dem Fernpaß im Osten und dem Namloser Tal im Westen.

Wie zu erwarten war, zeichnet sich diese Region durch einen einfachen, großzügigen Baustil aus, und die Neuaufnahme erbrachte bisher keine überraschenden Ergebnisse. Die Kartierung zielt hier auch auf eine detailliertere Darstellung der quartären Ablagerungen.

Da diese große Fläche noch nicht lückenlos neu aufgenommen ist, müssen die verbleibenden Areale im Sommer 1997 noch eingefügt werden. Es wird erwartet, daß damit die Kartierarbeiten auf Blatt 115 Reutte beendet werden können und die Manuskriptkarte 1 : 25.000 dann vollständig erstellt werden kann.

### **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 115 Reutte**

CHRISTIAN KLINKER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das bearbeitete Kartiergebiet im Tannheimertal erstreckt sich vom Haldensee im W bis an den Hahnenkamm im E. Die N-Begrenzung entspricht dem Kartenblattrand und verläuft von der Roten Flüh über die Köllenspitze bis zur Schneid. Im S wird das Gebiet von der gedachten Linie Krinnenspitze – Rauth – Gaichtspitze begrenzt.

#### **Stratigraphie**

Der Alpine Muschelkalk (Anis) ist als älteste kartierte Einheit im Bereich des Hahnenkamm und der Schneid aufgeschlossen. Die tektonische Situation am Hahnenkamm wird noch untersucht.

Von der Schneid zieht der Alpine Muschelkalk E-W-streichend bis zur Tannheimer Hütte, S des Gimpel, und keilt dort aus. Er tritt als dichter, mikritischer oft gut gebankter Kalkstein auf. Die Bankmächtigkeit schwankt dabei von wenigen Zentimetern bis zu einigen Dezimetern.

Die Partnachschichten (Ladin) sind von Gehren- und Sabachjoch bis zur Nesselwängler Scharte aufgeschlossen und keilen dann in der Judenscharte aus. Sie repräsentieren die Beckenfazies des Ladin, zu der sich synchron der Wettersteinsriffkomplex entwickelt. S der Köllenspitze ist eine Verzahnung der Faziesbereiche zu erkennen. Die dunkelgrauen bis schwarzen Tonschiefer der Partnachschichten sind oft dunkelrot oder braun angewittert. Sie zerfallen zu dünn geschieferten Plättchen.

Charakteristisch und im Gelände sehr gut zu erkennen sind die an der Nesselwängler Scharte bis zu mehreren Metern mächtigen Partnach-Kalkbänke. Bei den Kalkbänken handelt es sich um dunkelgraue Arenite bzw. Mikrite. Schichtoberflächen sind oft knollig uneben und mit Hornsteinknuern bedeckt. Morphologisch bilden die Partnachschichten Verebnungen zwischen dem Muschelkalk und dem Wettersteinkalk.

Der Wettersteinkalk (Ladin) ist der Hauptgipfelbildner im N des Kartiergebietes und der Gaichtspitze im SE. Neben der vertikalen Gliederung kann eine horizontale Gliederung in Vorriff, Riff und Lagune vorgenommen werden. Der sehr reine, dichte Wettersteinsriffkalk fällt durch seine blaßrosa Farbe auf. Er bildet schlecht gebankte, massige Komplexe. Die steilen Felsen können eine Mächtigkeit von bis zu 500 Metern erreichen (Köllenspitze, Gaichtspitze, Rote Flüh).

Raibler Schichten (Karn) sind im S des Kartiergebietes entlang der Gaichtpaßstraße von Weißenbach bis kurz N der großen Gaichtpaßbrücke zu finden. Die dreifache Sequenz von Tonschiefern, Siliziklastika, Karbonaten und Rauwacken konnten an der Gaichtpaßstraße nachgewiesen werden. Lediglich die im 3. Zyklus auftretenden Gipse wurden hier nicht gefunden. Sie sind herausgelöst oder tektonisch unterdrückt.

Ein großer Aufschluß von Raibler Gips befindet sich bei Untergaicht, nur etwa 300 m W des Gaichtpasses. Er wird als Zementzuschlagsstoff gewonnen.

Die Raiblerschichten bilden wenig steile Geländeformen. Nur die Karbonate und Sandsteine bilden Felsnasen und Vorsprünge. Durch die Schiefertone und die Evaporite stellen die Raibler Schichten einen wichtigen Abscherhorizont innerhalb der Kalkalpinen Trias dar.



Hauptdolomit (Nor) ist neben dem Wettersteinkalk der zweite große Gipfelbildner und die dominierende Gesteinseinheit im SW-Teil des Kartiergebietes. Er bildet den Grad der Krinnenspitze und taucht bei Rauth nach E ab. Er ist auch S des Haldensees und an der N-Flanke der Krinnenspitze sowie als Satteln am Fuß des Hahnenkamm zu finden. Die Bankmächtigkeit schwankt von einigen cm bis zu m und kann oft eine ausgeprägte Feinlaminiierung besitzen. Der Hauptdolomit fällt durch seinen spröden, scharfkantigen Bruch auf.

Plattenkalk (Nor) ist oberhalb von Rauth und in der Sattelstruktur des Hahnenkamm zu finden. Morphologisch unterscheidet er sich kaum vom Hauptdolomit und ist als gutgebankte Kalkgesteinsfolge ausgebildet.

Der direkte Übergang vom Hauptdolomit zum Plattenkalk ist im Gelände schwer zu bestimmen. Vereinbarungsgemäß markiert die erste durchlaufende Kalkbank die Abgrenzung zum Hauptdolomit.

Kössener Schichten (Rhät) sind an der Schmitte bei Nesselwängle, unterhalb des Hahnenkamm und im Unterwald an der Krinnenspitze sowie bei Rauth aufgeschlossen. Bei Schmitte und Rauth wurden die Kössener Schichten anhand von Biodetritus, den sogenannten Lumanchellenlagen, ausgegliedert. An der NE-Seite der Krinnenspitze und der Sattelstruktur W unterhalb des Hahnenkamm tritt die Wechselfolge von ockerbraunen Mergeln und dunklen, fast schwarzen Kalken deutlich über dem Plattenkalk zutage. Die Abgrenzung zu den hangenden Allgäuschichten fällt oft schwer.

Rhätoliaschichten (Rhät) ist bei Schmitte und E des Unterwaldes aufgeschlossen. Das helle Kalkgestein ist massig ausgebildet und zeichnet sich als Rippe im Gelände ab. Im Unterwald ist er nur undeutlich zu erkennen und keilt nach W aus.

Die Allgäuschichten (Lias/Dogger) bilden im Arbeitsgebiet eine wichtige Formation der Allgäudecke. Die Schichtenfolge zieht sich entlang der N-Flanke des Tannheimertals von Getting bei Nesselwängle in Richtung E. Auch an der S-Flanke des Tannheimertals sind Allgäuschichten bei Nesselwängle und am Plattenwald aufgeschlossen. An der Krinnenspitze sind sie direkt auf Hauptdolomit überschoben und bilden einen Teil der mit flacher Hangneigung nach S abfallenden Hochfläche.

Morphologisch bildet die Wechselfolge von unreinen Kalken und Mergeln Hangverflachungen und weiche Geländeformen. Die ursprüngliche Schichtmächtigkeit ist durch den starken tektonischen Einfluß im Arbeitsgebiet kaum festzustellen.

Radiolarit (Malm) zeichnet sich als gut auszukartierendes Band wechselnder Mächtigkeit von Haller am Haldensee, entlang der Tannheimer Berge über den Hahnenkammhang hinunter bis zu der Ortschaft Gaicht. S der Krinnenspitze tritt der Radiolarit ebenfalls auf. Radiolarit ist als schwarzes, grünes, in der Hauptsache aber als rotes Kieselgestein oder Kieselkalk mit guter Bankung zu finden. Aufgrund der eingeschalteten Tonlagen ist er sehr gut faltbar. Die Widerstandsfähigkeit gegenüber Verwitterung lassen oft steile Hänge bis zu Steilwänden entstehen.

Vom Gasthof Adlerhorst bei Haller bis auf Höhe der Köllenspitze markiert der Radiolarit die Überschiebungsbahn der Lechtaldecke über die Allgäudecke.

Aptychenschichten (Malm): Der helle, mikritische Kalk tritt im Verband mit den Radiolariten auf. Im Oberwald unter der Gimpelhütte sind die Aptychenschichten und

der Radiolarit stark tektonisch beansprucht und ineinander verschuppt.

Quartäre Sedimente sind im gesamten Gebiet verbreitet. Große Hangschuttkegel und Murenmaterial sind besonders unter Hauptdolomit und Wettersteinkalk zu finden. Als Schwemmfächer bedecken Sedimente der Wildbäche weite Teile des Talbodens im Tannheimertal. Bachläufe haben sich besonders bei Rauth und Gaicht tief in den Talboden eingeschnitten, und es haben sich hohe Flußterrassen gebildet. An den Talflanken findet sich Moränenmaterial. Bei der Krinnenalm und unterhalb des Gimpel sind Moränenwälle erhalten geblieben.

### Tektonik

Großtektonisch ist das Kartiergebiet der Allgäudecke und der Lechtaldecke zugeordnet.

Das gesamte Gebiet läßt sich tektonisch in drei Einheiten aufteilen:

- 1) Die Allgäudecke als liegende Einheit.
- 2) Die Lechtaldecke als hangende Einheit.
- 3) Die Hahnenkamm-Deckscholle als Teil der Lechtaldecke.

Die kompetenten Karbonatgesteine der Lechtaldecke zeichnen sich durch Faltung großen Maßstabs mit E-W-streichenden Faltenachsen aus.

Durch das Herauswittern des Nesselwängle-Halbfensters sind die Gesteine der Allgäudecke aufgeschlossen. In ihr ist die Faltung wesentlich engständiger, was auf die Ton- und Mergellagen der Allgäuschichten und des Radiolarits zurückzuführen ist. Es kommt aber auch zu N-S-gerichteten Überschiebungen, die sich vor und während der Deckenüberschiebung gebildet haben.

Das generelle Streichen der nach E abtauchenden Faltenachsen verläuft SW-NE. Der Faltenbau ist N-vergent.

Neben der intensiven Faltung ist in der Allgäudecke aber auch eine Verschuppung der Einheiten zu beobachten (z.B. im Oberwald).

## Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 115 Reutte

MATHIAS RÖHRING  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

1996 wurde die Kartierarbeit im Rahmen meiner Diplomarbeit, unter der Betreuung von Prof. Dr. HELMCKE, in der Umgebung von Reutte fortgesetzt und das von mir bearbeitete Gebiet auf etwa 80 km<sup>2</sup> ausgedehnt. Es erstreckt sich vom Plansee im E bis zum Hahnenkamm im W. Im N ist das Gebiet durch den Blattschnitt begrenzt. Im S reicht es bis Rieden. Diese Erweiterung nach W wurde notwendig, um die geologischen Strukturen im Reuttener Tal besser zu erfassen.

### Tektonik

In dem Arbeitsgebiet gehören die triassischen Gesteine der Lechtaldecke an und die jurassischen sowie kretazischen der Allgäudecke. Die tektonische Struktur gehört zum Nesselwängle-Halbfenster, das sich aus dem Tannheimer Tal heraus, über den Hahnenkamm erstreckt und nach E abtaucht. Beim Archbach ist es durch eine SE-NW-verlaufende Störung begrenzt.

Die Hahnenkamm Deckscholle, die im wesentlichen aus alpinem Muschelkalk besteht, hat sich aus der Grundstruktur der W-E-streichenden Antikline gelöst und ist se-

kundär nach E bewegt. Prinzipiell ist sie zur Lechtaldecke zu rechnen.

Das generelle Streichen der Einheiten ist etwa E–W, einige Strukturen folgen aber auch einem SW–NE-Streichen.

### Stratigraphie

Die Einheiten des Kartiergebiets gehören dem Oberostalpin an.

#### Reichenhaller Schichten (oberes Skyth–Unteranis)

Die Reichenhaller Schichten sind im Bereich der Dekengrenze Lechtaldecke/Allgäudecke sporadisch aufgeschlossen. Die Mächtigkeit ist unterhalb des Hahnenkamms am größten, wobei auch hier durch die tektonische Beeinflussung kein ungestörtes Profil vorhanden ist. Hier ist u.a. Muschelkalk eingewalzt.

Die Reichenhaller Schichten sind im Arbeitsgebiet tektonisch beansprucht (ausgedünnt), da sie hier als Aufschiebungsfläche dienen.

Sie enthalten im Arbeitsgebiet zu großen Teilen Rauhwacken. Es treten aber auch Dolomite und sandige Karbonate auf.

#### Alpiner Muschelkalk (Anis–Ladin)

Der Alpine Muschelkalk wurde entsprechend der bisherigen Arbeiten auf Blatt Reutte nicht weiter untergliedert, auch wenn alle Formationen vorhanden sind (Wurstel-Bankkalk-Serie [Virgloria-Formation], Steinalm-Formation, Reiflinger Knollenkalke).

Insbesondere in der Reiflinger Formation weist er neben Hornsteinknollen und Pietra Verde auch bituminöse Schichten auf.

#### Partnachschieben (Ladin)

Die Partnachschieben sind mit mergeligen Tonsteinen und Mergeln (Partnach-Kalke) vertreten, die sich oft gut im Gelände verfolgen lassen. Es treten in den Partnach-Kalken auch Kiesel-Knollen auf. Die höheren Partnach-Kalke weisen z.T. bereits deutliche Ähnlichkeiten zur Fazies der Wetterstein-Kalke auf.

#### Wettersteinkalk (Ladin–Cordevol)

Der Wettersteinkalk ist im Arbeitsgebiet neben dem Hauptdolomit der markanteste Gipfelbildner. Er steht N und S des Hahnenkamms an und begrenzt das Reuttener Tal im S mit Schloßberg und Gschwendtkopf.

Im Hangenden, nahe den Raibler Schichten, ist der Wettersteinkalk lokal vererzt (W Lahnwald). Ein Abbau hat allerdings nur in bescheidenem Umfang stattgefunden.

#### Raibler Schichten (Jul–Tuval)

Die Raibler Schichten sind im Gebiet relativ weit verbreitet.

Gips tritt im Tal zutage (u.a. Stegerberg, Sintenbichl) und bei Weißenbach. Seine Anwesenheit zeigt sich aber auch sehr deutlich in Form von Subrosionssenken: Zwischen Sintenbichl und Sintwag, bei Rieden, N und W Weißenbach (siehe auch „Angewandte Geologie“).

Rauhwacken, Karbonate und Klastika treten meist zusammen auf. So reicht ein Band südlich der Tauern bis Lahn und von Kälberangerle bei Heiterwang über den Klausenwald bis Weißenbach und weiter, N noch im Bereich Hirschengärtle.

#### Hauptdolomit (Nor)

Der Hauptdolomit dominiert im Bereich der Tauern bis in die NE-Ecke des Kartenblattes. Ferner tritt er im südlichen Klausenwald auf (Thaneller).

Im Archbachtal wurden, soweit verfolgbar, bituminöse Lagen („Seefeld-Fazies“) kartiert. Entlang der Straße

Reutte – Plansee ist sogar Bergbau auf Bitumen umgegangen.

### Rhät

Gesteine des Rhät sind im Arbeitsgebiet nicht aufgeschlossen.

#### Allgäuschichten (Fleckenmergel) (Jura–Kreide)

Allgäuschichten sind im Bereich E des Hahnenkamms aufgeschlossen. Anzutreffen sind Mergel und Tonsteine. Eine weitere Untergliederung konnte nicht vorgenommen werden.

#### Radiolarit (Ruhpolding–Radiolarit) (Oxford)

Der Radiolarit ist im wesentlichen mit roten Hornsteinen vertreten. Er läßt sich nicht immer zwischen Allgäu- und Aptychenschichten nachweisen.

#### Aptychenkalk (Ammergau-Formation) (Malm–Unterkreide)

Der Aptychenkalk tritt beim Archbach und E des Hahnenkamms auf. Er ist vertreten mit hellen, splittrig brechenden Kalken und den Fleckenmergeln der Allgäuschichten ähnelnden Partien.

#### Tannheimer und Losensteiner Schichten

Diese beiden Einheiten treten im Bereich der Deckengrenze mit Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten auf, sind aber unvollständig und tektonisch überprägt.

### Quartär

Quartär bedeckt einen großen Teil des Gebietes, insbesondere des Talbodens von Reutte. Dort sind vorwiegend Lechschotter abgelagert, an den Hängen – vor allem denen des Hauptdolomits – naturgemäß Hangschutt. In den Karen des Hahnenkamms und im Klausenwald ist Moränenmaterial anzutreffen. Bei Breitenwang wird fluviatil umgelagertes Moränenmaterial zum Wegebau abgebaut.

Des Weiteren wurden u.a. Hangschutt- und Muren- bzw. Bachschuttfächer ausgeschieden.

### Angewandte Geologie

Das Hornbergl, im Bereich des Hahnenkamms, ist bekanntermaßen stark bergsturzgefährdet. Bergsturmateriale kann sekundär als Mure verlagert werden und dann die Ortschaft Hornberg gefährden.

Grundsätzlich sind aber auch die Ortschaften Wängle und Höfen mehr oder weniger durch Muren bedroht. Entsprechend wurden dort Verbaumaßnahmen ergriffen. Die gefährliche Situation am Hahnenkamm besteht darin, daß rigide Gesteine der Lechtaldecke, insbesondere Muschelkalk, auf weichen, tonreichen Gesteinen der Allgäudecke liegen (Partnach-, Allgäuschichten). Die Gesteine der Lechtaldecke verlieren ihre Unterlage und gehen als Bergsturz nieder. Da die Westflanke des Reuttener Tals zudem durch den Lechtalgletscher übersteilt wurde, liegen die rigiden Gesteine in einer sehr labilen Position.

Eine weitere Gefahr im Reuttener Tal geht von den Gipsvorkommen aus. So kann man Bau- und Flurschäden im Bereich zwischen Stegerberg und Sintwag, im Bereich von Rieden und unterhalb der Gaichtpaßstraße beobachten. Der Gips ist den Raibler Schichten zuzuordnen und wurde bei Reutte noch in diesem Jahrhundert abgebaut, bzw. wird er westlich von Weißenbach heute noch als Zuschlagstoff zur Zementherstellung gewonnen. Der Gips enthält unterschiedlich hohe Beimengungen an Dolomit.

In diesem Zusammenhang tritt bei Breitenwang eine kürzlich neu gefaßte Schwefelquelle auf, die ihr Sulfat aus den Raibler Schichten bezieht. Früher wurde das Wasser im Bad Kreckelmoos für Kuren verwendet.

## Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 115 Reutte

NICOLE WECHSUNG  
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Rahmen meiner Diplomkartierung habe ich im Sommer 1996 mit der Neuaufnahme des Gebietes Tarrenz bis Nassereith im Maßstab 1 : 10.000 auf einer vergrößerten Kopie der ÖK 115 Reutte 25 V begonnen.

Die Nordgrenze verläuft vom Alpeil über den Rauchberg zum Reissenschuhjoch bis Nassereith. Im Westen wird das Gebiet durch den Alpeilbach vom Alpeil bis Tarrenz begrenzt. Die Straße entlang des Gurgelbachs von Tarrenz nach Nassereith bildet die Südostgrenze, die weiterhin durch den Kartenrand festgelegt ist.

### Stratigraphie

Im Kartiergebiet wurden die stratigraphischen Einheiten der oberostalpinen Trias (Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit) sowie quartäre Bildungen ausgliedert.

Der Wettersteinkalk tritt im Nordosten auf und bildet den Brunwaldkopf und Alpleskopf. Es handelt sich um einen sehr reinen Kalk mit stellenweise auftretenden kleinen und großen Hohlräumen, die auch auskristallisiert sein können. Der weißliche bis hellgraue, in der Sonne leicht rötliche Wettersteinkalk erscheint massig; nur selten ist er gebankt. Das Gestein ist sehr hart und bildet groben Schutt, der besonders am Südosthang des Alpleskopf auftritt.

Die Raibler Schichten treten nur im Norden des Kartiergebiets am Reissenschuhjoch und im Gafleintal auf. Die Folge ist nur unvollständig aufgeschlossen, was vermutlich darauf zurückzuführen ist, daß sie als Abscherungshorizont zwischen dem Wettersteinkalk und dem Hauptdolomit dienen. Im Gafleintal sind die Raibler Schichten besonders gut im Bachbett zu sehen. Es handelt sich hierbei um zu kleinen Plättchen verwitternde dunkelgraue bis schwarze Tonschiefer und ockergelbe 10–15 cm mächtige Kalkbänke. Sandsteine und Evaporite kommen hier nicht vor. Am Reissenschuhjoch auf dem Wanderweg zum Alpleskopf ragen karbonatische Felsnasen 20–30 cm aus dem Grasbewuchs heraus. Unmittelbar vor der Grenze zum Wettersteinkalk sind dunkelgraue Tonschiefer zu

finden. Aufgrund quartärer Schüttungen lassen sich die Raibler Schichten talabwärts Richtung Osten nicht verfolgen; nur gelegentlich treten gelbliche bis rötliche Sandsteine als Lesesteine auf.

Der Hauptdolomit besitzt die größte Ausdehnung und nimmt fast das ganze Kartiergebiet ein. Als Hauptgipfelbildner baut er den unbewachsenen Schafkopf und Rauchberg sowie den bewachsenen Oberen und Unteren Siebekopf auf. Typisch sind seine mächtigen Schuttkegel, die insbesondere unterhalb der Siebente-, Mittel- und Glöcknerklamm hervortreten. Die Bankmächtigkeit des Hauptdolomits liegt im dm- bis Meterbereich (durchschnittlich bei 50 cm), wobei das Gestein auch teilweise massig erscheint. Angewitterte Oberflächen sind rau und zeigen eine graubraune Verwitterungsfarbe. Beim Anschlagen ist ein von der Intensität variabler bituminöser Geruch festzustellen. Am nördlichen Ausläufer des Kars westlich des Reissenschuhjochs treten häufig Hauptdolomimbrekzien als Lesesteine auf. Auffallend sind die zahlreichen Klüfte und Calcit- bzw. Dolomitadern, die das Gestein unregelmäßig durchziehen.

Zu den quartären Bildungen gehören die glazialen Erscheinungen wie Moränenmaterial mit erratischen Geröllen und die hoch über den rezenten Bachläufen aufgeschütteten Flußterrassen, sowie der nacheiszeitliche Hangschutt. Dieser Hangschutt befindet sich im größten Maße südlich des Rauchbergs vor der Siebente-, Mittel- und Glöcknerklamm, im Kar südwestlich des Reissenschuhjochs und am Südosthang des Alpleskopfs. Eine Besonderheit des Kartiergebiets ist eine periglaziale Bukelwiese im Bereich Kohlstatt.

### Tektonik

Das generelle Streichen im Kartiergebiet verläuft SW–NE. Die einzige tektonische Großstruktur ist eine Mulde, deren Schenkel an der Straße entlang des Gurgelbachs zwischen Tarrenz und Nassereith bis zur Peregreitalm Richtung NW einfällt, während die Schichten des anderen Schenkels nördlich der Peregreitalm Richtung SE einfallen. Eine Störung, die sich vom Gafleintal bis zum Reissenschuhjoch aufgrund der unvollständigen Folge der Raibler Schichten vermuten läßt, ist durch die mächtigen quartären Schüttungen innerhalb dieses Tales leider nicht nachvollziehbar. Da es sich bei dem Rauchberg um einen Isoklinalhang handelt, bedingt dieser die großen Hauptdolomitmuren, die bis in die Ortschaft Obtarrenz reichen.

\* \* \*

Siehe auch Bericht zu Blatt 114 Holzgau von G. POSCHER.

## Blatt 119 Schwaz

## Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen und in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 119 Schwaz

FRANZ REITER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen einer Diplomkartierung am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck wurde in

den Sommermonaten 1995 mit der Neuaufnahme der „Schwazer Trias“ (ST) auf dem Kartenblatt 119 Schwaz begonnen.

Das Aufnahmegebiet liegt am südlichen Einhang des Tiroler Unterinntales, zwischen Schwaz und der Zillertalmündung, auf einer Seehöhe zwischen 530 und 1500 m. Der permo-triassische Schichtstapel liegt parautochthon der Nördlichen Grauwackenzone (NGWZ) auf und keilt bei Schwaz tektonisch nach Westen hin aus. Nördlich des Inntales gibt es hier keine unmittelbare Fortsetzung der ST

in den Nördlichen Kalkalpen, da die Inntalstörung durch beträchtlichen sinistralen und evtl. auch vertikalen Versatz die Einheiten beiderseits des Inn trennt.

### Stratigraphie

Die NGWZ im Kontaktbereich wird vorwiegend von Schwazer Dolomit gebildet: Es handelt sich typischerweise um massige bis dickbankige Dolomitmarmore, weiß, grau oder rötlich, auch mit Quarz- oder Glimmerführung. Weiters treten im Grenzbereich zur ST, meist in tektonischer Position und stark durchbewegt, graue bis dunkelgraue Glimmerschiefer und Phyllite der Oberen Wildschönauer Schiefer auf.

Der stratigraphische Umfang der westlichen ST reicht von der permischen Basalbrekzie bis zu den Raibler Schichten („Hohenegg-Fazies“). Generell zeichnet sich die Schichtfolge durch geringe Makrofossilführung und beträchtliche Dolomitisation der Karbonate aus. Bei der Neuaufnahme wurde folgende lithostratigraphische Gliederung im Formationsrang vorgenommen:

**Basalbrekzie:** Die meist monomikte komponentengestützte Brekzie aus Schwazer Dolomit (selten auch accessorisch Phyllit) in einer rötlichen, siltig-tonigen Matrix erreicht eine Mächtigkeit von bis zu 10 m und kann lateral nur auf wenige 100 m verfolgt werden. Örtlich liegt der Gesteinsverband noch mit dieser Brekzie dem Schwazer Dolomit oder Wildschönauer Schiefer sedimentär auf.

Die Gröden-Formation besteht aus roten, schlecht sortierten Quarzkonglomeraten und unreifen Sand- und Siltsteinen mit Komponenten aus Quarzporphyr. Der Kontakt zur Basalbrekzie, falls vorhanden, und zum stratigraphisch Hangenden ist häufig tektonisch überprägt. Die maximale Mächtigkeit beträgt etwa 70 m.

Der Alpine Buntsandstein folgt mit dickbankigen, roten Quarzsandsteinen, mit Einschaltungen von Feinkonglomeraten, zum Hangenden hin auch mit weißen Quarzsandsteinen, die karbonatisch zementiert sind und Fe-Karbonate enthalten. Die Mächtigkeit beträgt bis zu 400 m.

Die Werfener Schichten bestehen aus einer bunten Abfolge von grau- bis grünlich-bräunlichen, manchmal auch rötlichen, ockergelben oder weißen, Silt- bis Sandsteinen, quarz- und glimmerreich, karbonatisch zementiert, dünnbankig bis dm-gebankt. Die maximale Mächtigkeit beträgt etwa 20 m. Im westlichsten Teil des Kartierungsgebietes ist dieser Typ nicht aufgeschlossen.

Die vorwiegend kataklastischen ockergelben Rauhwacken und Quarzarenite der Reichenhaller Schichten bilden eine sehr mobile Zone. Untergeordnet gibt es dünnplattig (0,5–1 dm) geschichtete, laminierte Dolomite mit Einschaltungen von max. 1 m mächtigen Rauhwackenbänken. Die Mächtigkeit des ersten Typs kann (tektonisch bedingt) bis zu ca. 300 m betragen, während die Dolomit-Rauhwacken-Wechselfolge max. ca. 20 m erreicht.

Darüber folgen drei Rampenfaziestypen des Alpinen Muschelkalks, die in einem weiten Bereich miteinander verzahnen: Der Annabergkalk/-dolomit besteht aus eben geschichteten, meist gut gebankten (ca. 1–4 dm), dunkelgrauen mud- bis wackestones, die meist dolomitisiert vorliegen. Auch massige Einschaltungen, oft crinoidenführend, sind möglich, stets herrscht jedoch dunkelgraue Farbe vor. Selten gibt es auch Einschaltungen von dunkelgrauen, leicht mergeligen, bioturbaten mudstones mit Wühlgefügen („Wurstelkalke“). Die Mächtigkeit der Abfolge beträgt ca. 50 m (im W) bis 100 m (im E).

Der Virgloriakalk/-dolomit besteht aus einer Wechselfolge von flaserig geschichteten, grauen, bioturbaten Mudstones mit leicht siltigem Eintrag und Wühlgefügen („Wurstelkalke“) und 1–2 dm gebankten, dunkelgrauen Peloid-Wackestones („Bankkalke“). Die Mächtigkeit beträgt etwa 20 bis 50 m.

Stets den stratigraphisch höchsten Teil der Abfolge bildet der Steinalmkalk/-dolomit, mit hellgrauen, dm-gebankten Ooid-Peloid-Pack- bis Grainstones, die auch Dasycladaceen führen können, crinoidenführenden (*Dadocrinus*-Typ) Packstones und massigen Encriniten. Die Mächtigkeit beträgt zwischen 50 und 70 m. Die Gesamtmächtigkeit der drei letztgenannten Formationen nimmt nach E hin leicht zu.

Es folgen die Reiflinger Kalke/Dolomite: graue bis hellgraue, filamentführende Mud- bis Wackestones, die auch Radiolarien und/oder Spiculae führen können. Die meist wellig, 1–2 dm geschichteten Kalke beinhalten oft Kieselkonkretionen und gelbliche Mergel-Zwischenlagen. Zum Hangenden der Abfolge hin sind auch Einschaltungen von stark alterierten, grünlichen, mergeligen Tuffen („Pietra Verde“) möglich. Es wurden bisher keine Makrofossilien gefunden, wohl aber Conodonten und Holothuriensklerite im Lösungsrückstand. Die Mächtigkeit der Abfolge beträgt ca. 30 bis 50 m.

Auf den Reiflinger Kalken folgen im gesamten Kartierungsgebiet die Partnachschichten, die überwiegend aus dunkelgrauen Tonschiefern und grauen Tonmergeln bestehen („Partnachschiefer“), mit Einschaltungen von 1 bis 2 dm gebankten, dunkelgrauen Pack- bis Wackestones („Partnachkalke“), teilweise mit Kieselkonkretionen, die häufig Schwebcrinoiden enthalten können, und auch Wacke- bis Packstones mit Flachwasserdetritus (häufig als Rindenkörner). Als Makrofossil wurde *Daonella* gefunden. Die karbonatischen Einschaltungen können sich wiederholen und erreichen eine maximale Mächtigkeit von ca. 50 m. Die ungefähre Gesamtmächtigkeit der Partnachschichten beträgt 100 bis 150 m.

Die Raibler Schichten bilden das hangendste aufgeschlossene Schichtglied, mit geringmächtigen, braungrauen Siltsteinen, die Muskovit und Pflanzenreste führen.

Erwähnenswert sind noch grobspätige Verdrängungsdolomite (meist Satteldolomite), die durchwegs im stratigraphischen Niveau des Annaberg-, Virgloria- oder selten auch Steinalmkalkes auftreten (wohl an Störungszonen gebunden) und teilweise noch eine beträchtliche interkristalline Porosität aufweisen. Auch eine Bleiglanz-Vererzung konnte im Bereich dieser Dolomite gefunden werden.

Die quartäre Bedeckung besteht vorwiegend aus Grundmoräne mit Ferngeschieben, untergeordnet auch Lokalgeschieben. Örtlich konnten auch Moränenwälle mit Lokalgeschieben (Kellerjochgneis, Schwazer Dolomit) auskartiert werden. Terrassenschotter und -sande wurden lokal bei Hof, Hochgallzein und Troi gefunden.

Vor allem in der Umgebung von Schwaz sind Bergbauhalden nicht zu vernachlässigen. Intensiver Bergbau im Lauf der Jahrhunderte im Schwazer Dolomit hat Halden produziert, die Mächtigkeiten im Zehnermeterbereich erreichen und wiederum durch Boden und Vegetation bedeckt sein können. Nicht immer konnte Haldenmaterial von echtem Hangschutt aus Schwazer Dolomit unterschieden werden.

## Tektonik

Die gesamte Abfolge ist intensiv verfaltet und zerschert. Die Schichtung steht häufig steil und oft auch sub-parallel zum Inntal, meist überkippt. Primäre Schichtmächtigkeiten sowie durchgehende Profile sind außer im Niveau des Alpenen Buntsandsteins, meist nicht erhalten. Während Reiflinger oder Virgloria-Kalke an wenigen Stellen schon die Duktilitätsgrenze erreichten und mylonitische Gefüge zeigen, reagierte der Großteil der Abfolge spröde auf die polyphasen Deformationsereignisse. Bedeutende Schwächezonen, an denen massiv Bewegungen stattgefunden haben, sind vor allem die Reichenhaller Schichten, die Wildschönauer Schiefer, die Partnach- und Raibler Schiefer und untergeordnet auch die Gröden-Formation.

An wenigen Stellen ist die ST noch in primärem Kontakt mit dem Schwazer Dolomit. Häufig sind noch Obere Wildschönauer Schiefer tektonisch zwischen Schwazer Dolomit und den basalen Klastika eingeschaltet.

Das Vorkommen von Partnach-Gesteinen und Wildschönauer Schiefer/Schwazer Dolomit innerhalb der Kataklastizone der Reichenhaller Schichten ist Indiz dafür, daß dieser Abscherhorizont sowohl das Grundgebirge (NGWZ) miteinbezieht als auch in höhere Niveaus (Partnachschichten) steigt. Zusätzlich muß gegenphasige Bewegung (z.B. Abschiebung und Reaktivierung als Überschiebung oder umgekehrt) angenommen werden, um die tektonische Position dieser Schollen zu klären. Dieser Abscherhorizont ist außerdem verfaltet.

Sowohl im Niveau des Buntsandsteins (ab Hochgallzein nach Osten) als auch der Trias selbst gibt es Schichtverdopplungen, deren Rampen im kartierten Bereich allerdings nicht aufgeschlossen waren.

Im Kartenblatt fallen noch SW-NE-gerichtete, spitzwinklig auf das Inntal zulaufende, steile, Störungen mit im Kartenbild sinistralen Versatz auf, weiters N-S-verlaufende und NNE-SSW-verlaufende, steile Störungsflächen, die im Kartenbild dextralen Versatz verursachen. Die beiden markanten Gräben (Bucher Bach und Schlierbach) stellen keine wesentlichen Störungen dar.

Der karbonatische Anteil der Abfolge, durch die Reichenhaller Schichten vom Liegenden entkoppelt, ist im Hundertermeterbereich an Inntal-parallelen Achsen eng verfaltet, mit Parastärfalten in Zehnermetergröße. Die Faltenachsen fallen meist flach nach ENE ein, die Achsenebenen fallen mittelsteil bis steil nach NW. Im Aufschlußbereich wurden noch 2 weitere Gruppen von Faltenachsen eingemessen, die mäßig nach NW und steil nach NE einfallen.

Spröddatensätze (neugebildete Flächen) für den westlichen Teil des Gebietes zeigen vor allem transtensive sinistrale Lateralverschiebung an (N-S-gerichtete Kompression) und sind mit Ergebnissen aus dem weiter E aufgeschlossenen pull-apart-Becken des Unterinntaler Tertiärs vergleichbar.

Zusammenfassend läßt die komplexe tektonische Abfolge bisher nur wenige, vorläufige Schlüsse zu:

Die NGWZ, speziell der Schwazer Dolomit, ist das Basement der ST und wurde alpidisch spröde deformiert.

Der Horizont der Reichenhaller Schichten ist bereits sehr früh (vielleicht schon jurassisch oder gosauisch, jedenfalls vor der letzten Faltung, die wiederum der sinistralen Unterinntal-Störung vorausgeht) im Zuge einer Abschiebung und Rücküberschiebung (oder umgekehrt) genutzt worden.

Zur Zeit der maximalen Aufheizung (evtl. auch gesteuert durch Fluide) haben calcitische Lithologien stellenweise schon mylonitische Gefüge ausgebildet.

Die ST ist zwar von der Unterinntal-Scherzone beeinflusst, an der Zerlegung der ST in eine Art „Schuppenzone“ ist die sinistrale Inntalstörung aber nur untergeordnet beteiligt, bei der Anlage der sinistralen, Inntal-parallelen Flächen hatte die ST bereits die steile bis überkippte Lagerung eingenommen.

## Hydrogeologie

An den Wässern im Kartierungsgebiet wurden keine Untersuchungen vorgenommen. Viele Quellen, die auch genutzt werden, entspringen aufgelassenen Bergbaustollen als Stollenwässer. Als Wasserstauer sind vorwiegend die Partnach- und Raibler Schiefer, sowie die feinklastischen Anteile der Gröden-Formation und Werfener Schichten zu erwähnen. Auffällige Kalksinterbildungen befinden sich im Überlaufgerinne der Quelle von Tuft.

Im Bucher Graben versickert im Bereich der Geschiebesperre ein beträchtlicher Teil des Baches und tritt nicht mehr in den oberflächlichen Wasserlauf ein. Vermutlich fließt dieses Wasser unterirdisch dem Grundwasser des Inntales zu.

## Angewandte Geologie

Vor allem an den steilen Flanken des Bucher- und Schlierbaches treten bei entsprechendem Wasserzutritt Feilenanrisse auf. Bei hohen Niederschlagsmengen wäre im Schlierbach unterhalb von Hochgallzein durch abrutschendes Lockermaterial auch eine Verlegung des Baches mit anschließender Murbildung denkbar. Talwärts befindet sich allerdings eine (fast schon gefüllte) Geschiebesperre.

Wiederholte Muraabgänge hat es bereits bei Niederleiten gegeben, wo großflächige Wiesen auf Grundmoräne keine ausgleichende Wirkung bei hohen Niederschlagsmengen haben und die Niederschlagswässer kanalisiert durch das kleine Seitental des Bucher Grabens abrinnen. Hier ist jedoch eine Verbauung im Jahr 1995 erfolgt.

Nordöstlich von Kogelmoos bilden kakiritische Phyllite der Oberen Wildschönauer Schiefer Sackungen aus.

Da die Hangneigung stellenweise erheblich ist, kommt es bei Weidenutzung oder Ackerbau zu Erosionserscheinungen: Bei hohen Niederschlagsmengen kann die dünne Bodenbedeckung mit der Vegetationsdecke abgetragen werden (z. B. Hofer Wiesen).

Oberhalb von St. Margarethen besteht durch Bergzerreißung der Reiflinger Kalke, die flach auf Partnachschiefen aufliegen, akute Felssturzgefahr. Offensichtlich ist es postglazial auch mehrmals zu Felsstürzen gekommen. Allerdings befinden sich im Auslaufbereich keine Siedlungen.

Felssturzgefahr besteht weiters westlich von Buch. Auch hier befinden sich keine Häuser im unmittelbaren Gefahrenbereich.

Südöstlich von Schwaz (S Silberwasser und SE Kogelmoos) findet sich auf den Bergbauhalden junges Bergsturzmaterial, das von den Schwazer Dolomit-Wänden des Eibschrofen bzw. Mehrerkopfes stammt.

Massenrohstoffe: Durch den Wilhelm-Erbstollen wird Schwazer Dolomit im Untertagebau gewonnen. Der Steinbruch Märzenerkeller (Partnachkalk) ist stillgelegt und mit Bauschuttmassen gefüllt. Der Steinbruch St. Margarethen (Partnachkalk) ist ebenfalls stillgelegt. Hier befindet sich nur eine kleine Bauschuttdeponie im untersten Bereich des ehemaligen Bruches, der restliche Teil ist verstorzt. Es gibt auch junge Feilenanrisse oberhalb des Steinbruches.

Haldenmaterial aus Schwazer Dolomit wurde östlich von Kogelmoos und an einer Forststraße oberhalb von Hochgallzein abgebaut.

Eine Bauschuttdeponie befindet sich östlich von Gasteig, am Rande des Bucher Grabens.

## Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Rofangebirge (Nördliche Kalkalpen) auf Blatt 119 Schwaz

THOMAS SAUSGRUBER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Der Bericht beschreibt den im Jahr 1996 kartierten, S' zum Inntal gelegenen Abschnitt des Rofangebirges (Sonnwendgebirge), Blatt Schwaz 119, ÖK 25 V. Ausgenommen davon ist der Bereich des Schichthals, der von Herrn SANDERS bearbeitet wurde (s. Bericht im Jb. 1996, S. 334–335).

### Stratigraphie

Am Südfall des Rofangebirges zum Inntal grenzen zwei Ablagerungsräume tektonisch aneinander: die Inntaldecke und die Lechtaldecke.

#### Unter- und Mitteltrias der Inntaldecke

Die Untertrias zeigt eine flachmarine, schlecht durchlüftete Faziesentwicklung. Abgelagert wurden dünnbankte, dunkle, leicht bituminöse Kalke, beige Dolomite, zellige Rauhwacken und Breccien der Reichenhall-Formation.

Die Breccien enthalten dunkle Kalkkomponenten, welche Aufarbeitungsprodukte des tieferen Untergrundes darstellen. Eine sedimentäre Entstehung der Breccien steht damit außer Zweifel, wenn sie auch stellenweise eine intensive tektonische Überprägung erhielten (Deckengrenze).

Im tektonischen Kontakt auf die Breccien folgen neuerlich dunkle, dünnbankige Kalke jetzt aber mit typisch wenig unregelmäßigen Bankungsflächen, den sogenannten Wurstelkalken der Virgloria Formation. Sie bauen zusammen mit der Karbonatabfolge der Reichenhall-Formation den Graplatzkopf E' der Martlspitz auf.

Die Mitteltrias ist im wesentlichen durch die Wetterstein-Formation in lagunärer Fazies vertreten (Martlspitz und Ebner Joch), der beim Alpengasthof Astenau noch geringmächtige Raibler Ton- und Sandsteine, Rauhwacken sowie Dolomite auflagern.

#### Obertrias und Jura der Lechtaldecke

Den Sockel des Rofangebirges bauen lagunäre Dolomite und Kalke der Hauptdolomit- und Plattenkalk-Formation auf.

Ab dem Rhät läßt sich ein erhöht siliziklastischer Einfluß feststellen und über dem Plattenkalk gelangen fossilreiche Kalke und Mergel der Kössen-Formation (Hochalm-Member) zur Ablagerung. Das Hochalm-Member ist im Gebiet der Bayreuther Hütte, Sonnwendbichl und Alpigl-Alm oft nur unvollständig vorhanden, da die inkompetenten Mergelgesteine einen tektonischen Bewegungshorizont zwischen dem Hauptdolomit-/Plattenkalksockel und den Oberrhätischen Bankkalken bildeten.

Im Hangenden des Hochalm-Members folgen gut gebankte, m-dicke, hell-weiße bis beige Kalke des oberen Rhät mit einer Gesamtmächtigkeit von mehr als 100 m (Haidachstellwand, Sonnwendjoch). Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß der Südrand des Rofan in der

Obertrias (Hauptdolomit, Plattenkalk und oberrhätische Bankkalke) eine Plattformentwicklung darstellt, die sowohl fazielle Merkmale der westlichen Tiroler Kalkalpen als auch starke Anklänge zur Dachsteinkalkfazies der östlichen Kalkalpen besitzt.

Die distensive Tektonik im Jura und damit einsetzende Subsidenz ist am Rofan durch eine Reihe NE–SW-streichender Neptunian Dikes im rhätischen Riffkalk, die mit rotem liassischem Sediment verfüllt sind, dokumentiert (WÄCHTER, 1987). Im Lias, Dogger und Unteren Malm (Oxford) bildete dieses Gebiet eine Tiefschwelle mit einer stark kondensierten Faziesentwicklung. Im direkten Kontakt auf die Karbonatplattform des Rhät folgen rote Kalke der Adnet, Klaus und Ruhpold Formation mit einer Mächtigkeit von nur etwa 10 m.

Scarpfaltenbreccien („Hornsteinbreccie“) und allodapische Kalke (Oberalm-/Barmstein-Formation) zeigen, daß der Rofan ab dem Malm am Rand einer Karbonatplattform gelegen war. Die eigentliche Plattform, die den Flachwasserdetritus lieferte, fiel der Erosion zum Opfer und fehlt heute. Die „Hornsteinbreccie“ und die Oberalm-/Barmsteinkalke sind in den Gipfelbereichen aufgeschlossen (Sonnwendjoch, Haidachstellwand). Isolierte Vorkommen von Oberalmern Kalken bilden den Burgaukopf und das Rabenköpfl S' der Alpigl-Alm. Die tiefe Position der Kalke dort ist tektonisch bedingt.

### Tektonik

Der tektonische Bau des Rofansüdrandes läßt folgende strukturelle Elemente erkennen:

#### Überschiebung der Inntaldecke/Lechtaldecke

Die Überschiebung der Inntaldecke (Gebiet des Ebner Joch) auf die Lechtaldecke (Gebiet des Vorderen Sonnwendjoch, Haidachstellwand) fällt mit ca. 50° nach S bis SSE ein und verläuft von Maurach am Achensee über den Schichthals nach Münster ins Inntal. Der Überschiebungskontakt ist gut am Schichthals und S' der Buchauer Alm aufgeschlossen. Gesteine der Unter- und Mitteltrias der Inntaldecke sind hier auf Jura und Gosau der Lechtaldecke aufgeschoben.

#### Faltenbau

Verschieden orientierte Faltenstrukturen lassen sich nach neueren strukturgeologischen Arbeiten in den Nördlichen Kalkalpen auf unterschiedliche gerichtete kompressive Phasen, die zu verschiedenen geologischen Zeiträumen seit der Unterkreide wirkten, erklären (EISBACHER et al., 1990; LINZER et al., 1990; DECKER & JARNICK, 1992; DECKER et al., 1993; u.a.).

Während der Sockel des Rofan, aufgebaut aus Hauptdolomit und Plattenkalk, nur wenig verfaltet wurde, zeigen die Gipfelbereiche (Vorderes Sonnwendjoch, Kammerkirche, Haidachstellwand) einen intensiven z.T. liegenden Faltenbau. Die Liegendfalten, welche lediglich in rhätischen Bankkalken und Jurakalken bis zum Radiolarit ausgebildet sind, wurden schon durch Arbeiten von WÄHNER (1903) und WÄHNER & SPENGLER (1935) erfaßt.

Die kartierten Faltenachsen sind nachfolgend von älter nach jünger gereiht:

- NE–SW-streichende Falten treten im Hauptdolomit/Plattenkalksockel (SW' der Steinlacken Alm, Gebiet der Bayreuther Hütte) und im besonderen in den Gipfelbereichen auf. Ein schönes Beispiel einer Liegendfalte zeigt die Kammerkirche, SW' der Bayreuther Hütte, wo auf engstem Raum ein Faltenumbiegen in rhätischen Kalken zu erkennen ist. Im Kern der Falte sind Jurakalke in Rotfazies aufgeschlossen.

- Die zweite dominante Richtung neben den NE–SW-verlaufenden Faltenstrukturen bilden NE–SW-streichende in der Nähe der Bayreuther Hütte (Sonnwendjoch).

#### Abschiebungen

N–S- bis NNE–SSW-orientierte Abschiebungen treten sowohl im Gebiet der Inntal- als auch der Lechtaldecke zutage, und zwar an folgenden Lokalitäten:

- Beim Alpengasthof Astenau ist der Wettersteinkalk mit auflagernden Raibler Schichten nach E abgesenkt.

- Im E der Martlspitz grenzen die Virgloria-Kalke stumpf an den Wettersteinkalk der Martlspitz. Die Martlspitz ist hier nach W abgeschoben.
- Im Gebiet der Sonnwendbichl-Alm gibt es eine Reihe staffelförmig angeordneter Abschiebungen. An zwei dieser Abschiebungen wurden die rhätischen und jurassischen Gesteine der Kammerkirche grabenbruchartig abgesenkt.

## Blatt 121 Neukirchen

### **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen**

RALF HILLER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen einer Diplomkartierung wurde im Sommer 1996 unter Leitung von Prof. H. HEINISCH ein Teil des östlichen Randbereiches des Blattes Neukirchen neu aufgenommen. Das Kartiergebiet liegt etwa 10 km südlich von Kirchberg/Tirol. Die Nord–Süd-Erstreckung des Arbeitsgebietes beträgt 2 km, etwa von der Oberlandhütte/Aschau bis zum Gipfel der Spießnägels. Die Westgrenze verläuft in einem Abstand von 4,5 km parallel zum östlichen Blattrand.

Im Ostteil des Aufnahmegebietes, rechts und links der Oberen Grundache, sind die Gesteine der Glemmtaleinheit vorherrschend. Orographisch rechts des Taleschnitts der Oberen Grundache findet man die mehr quarzitischen Gesteine der Schattbergformation. Durch eine in etwa E–W-streichende Störung getrennt folgen im Hangenden die toniger ausgebildeten Schichten der Löhnersbachformation. Die Gesteine sind intern stark deformiert, so daß eine starke Variation der Streich- und Fallwerte auftritt. In den Siliziklastika der Löhnersbachformation sind sporadisch Dolomitbänke eingeschaltet. Im Mittelhangbereich, etwa bei der Kleinmoosalm in 1500 m Seehöhe tritt eine flach nach NNW einfallende Störung auf, in deren Hangendem Tuffitschiefer, Quarzite und die Brekzie der Ehrenbachhöhe auftreten.

An der Westflanke des Oberen Grundachentalles treten wieder Siliziklastika der Löhnersbach- und Schattbergformation auf.

Diese Talflanke wird südlich der Grundalm von einer markanten, SW–NE-streichenden Störungszone durchzogen, in deren Liegendem Gesteine der Schattbergformation und im Hangenden der Löhnersbachformation aufgeschlossen sind. Im Oberen Hangbereich sowie dem nördlich vorgelagerten Rücken der Spießnägels dominieren quarzitisches Gesteine mit teilweise einige Meter mächtigen Porphyroideinschlüssen, z.B. östlich des Falkenstein.

Der nördliche Vorgipfelbereich der Spießnägels wird von Spielbergdolomit in massiger Fazies aufgebaut, der diskordant an die Quarzite grenzt. Als weiteres kommt es zu einer Einschuppung von Dolomiten und Lyditen des Dolomit-Kieselschiefer-Komplexes.

Nach NW setzt sich der Trend bis auf etwa 1500 m Seehöhe des Gegenhangs fort, daß mehr oder weniger stark dolomitisierte Kalkmarmore an Turbidite angrenzen. Da

Störungen fehlen, dürfte es sich um einen sedimentär angelegten Verband handeln (Olistolithe). Lokal gibt es wieder Porphyroidlagen in den Siliziklastika.

Nach SW werden die siliziklastischen Abfolgen toniger, Kalkmarmore (Schößpalfen) und Dolomitmarmore treten weiterhin auf. Die Einfallsrichtung der Gesteine liegt um S–SW.

Im NW des Arbeitsgebietes tritt ein neues lithologisches Element auf. Der Gipfelbereich des Berges westlich der Breitlabalm wird aus massigen Basalten aufgebaut. Der Duracher Kogel im nördlichen Anschlußgebiet besteht aus dioritischen Ganggestein.

#### **Quartäre Bildungen**

Die Hänge rechts und links der Unteren Grundache sind bis etwa 1400 m, im nördlichen Teil höherziehend mit Moränenstreu bedeckt. In den höher gelegenen Regionen dominiert Hangschutt. Ausnahmen bilden die Gebiete um die Kloohochalm und die Kleinmoosalm, wo noch Moräne erhalten ist.

Bei der Hirzeggalm kommt verdichtete Grundmoräne vor, die einen starken Staukörper bildet.

Die beidseitigen Hänge des Oberen und Unteren Grundache sind sehr instabil. Im gesamten Hangbereich kommt es zu gravitativen Massenbewegungen. Oberhalb der Ebenaualm kommt es ebenfalls zu Rutschungen, im höher gelegenen Hangbereich prägen Bergzerstörungen das Landschaftsbild.

Ein Beleg für die Transfluenz der Gletschermassen des Salzachtalgletschers nach Norden in das Spertental ist der Fund eines Zentralgneisgerölles aus den Hohen Tauern im Bachbett der Oberen Grundache.

### **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen**

RENÉ JUNG  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen einer Diplomkartierung wurde im Sommer 1996 unter der Leitung von Professor H. HEINISCH ein etwa 9 km<sup>2</sup> großes Gebiet am östlichen Kartenrand südlich von Kirchberg, rund um die Ortschaft Aschau, neu aufgenommen. Seine N–S-Ausdehnung beträgt 2 km und die O–W-Erstreckung etwa 4,5 km. Die östliche Grenze des Gebietes deckt sich mit dem Kartenrand des Blattes Neukirchen. Die westliche Grenze verläuft von der Hagleralm im Norden bis zur Breitlabalm im Süden. Die nördliche Begrenzung erstreckt sich von der schon erwähnten

Hagleralm bis zur Hiesleggalm im Osten. Die südliche Grenze verläuft von der Breitlabalm bis zur Seewaldalm im Osten. Die Höhenlagen liegen zwischen 1000 m über NN im Bereich der Aschauer Ache, die das Gebiet durchfließt, und 1900 m an der Breitlabalm. Ein Teil der Fläche wird von den Ortschaften Aschau, Gründau und Grafen eingenommen. Der Rest des Gebietes besteht aus Wiesen, Wäldern und den wenig bewachsenen höher liegenden Bereichen.

### Lithologie und Tektonik

Die hier getroffenen Aussagen beziehen sich nur auf die feldgeologischen Beobachtungen und schließen noch keine Dünnschliffauswertungen o.ä. ein.

Das Gebiet läßt sich in zwei Teilgebiete untergliedern, einmal östlich der Aschauer Ache und einmal westlich davon.

Im Gebiet östlich der Aschauer Ache sind die Aufschlußverhältnisse wegen der Moränenbedeckung nicht sehr gut und beschränken sich meist auf größere Bäche und Weganschnitte. Dominant sind im tiefer gelegenen Bereich siliciklastische Abfolgen der Löhnersbach-Formation. Diese distalen Turbiditablagerungen bestehen hauptsächlich aus Metaton- und Siltsteinen mit einzelnen quarzitischen Bänken. Sie sind neben den Bachaufschlüssen nur in wenigen kleineren Bereichen gut aufgeschlossen. Diese Abfolgen verzahnen sich dann weiter östlich mit Vulkanitschiefern oder Tuffiten. Diese basaltischen Epiklastika lassen sich im Osten weiter verfolgen (siehe Blatt Kitzbühel). Es handelt sich meist um eine Wechsellagerung grüner und violetter Schichten, die eine feine bis sehr feine Bänderung aufweisen. Zu erwähnen ist der teilweise recht hohe Kalkgehalt der Gesteine. Sowohl die Abfolgen der Löhnersbach-Formation als auch die Tuffite zeigen ein generelles Einfallen nach W, im oberen Hangbereich nach Ost. Im Osten lagern die Gesteine fast horizontal. Die wenig meßbaren kleinräumigen Faltenachsen verlaufen N–S, so daß insgesamt eine flache Sattelstruktur zu vermuten ist. Im nördlichen Bereich dieses Teilgebietes befinden sich in den siliciklastischen Abfolgen Kalkeinschaltungen kleineren Ausmaßes, die aber nur anhand beträchtlicher Mengen an Lesesteinen kartiert werden konnten. Im südlichen Teil, nordwestlich der Kleinmoosalm, tritt ein größerer gabbroider Intrusivkörper auf, der in der Landschaft einen Härtling bildet. Allerdings sind seine Kontakte zum Nebengestein nicht aufgeschlossen.

Der Aufbau im zweiten Teilgebiet, westlich der Aschauer Ache ist weitaus komplexer und komplizierter, bei allerdings besseren Aufschlußverhältnissen. Den größten Teil der Fläche nehmen zwar immer noch die Gesteine der Löhnersbach-Formation ein, vor allem westlich und östlich der Premalm und im nördlichen Teil. Der Anteil quarzitischer Lagen nimmt jedoch zu. Zwischen Durachalm und Foissenkaralm wurde ein Bereich mit Gesteinen der Schattberg-Formation auskartiert. Hierbei handelt es sich um proximale Turbiditablagerungen. Im Gebiet zwischen Hagleralm und Foissenkaralm sind in die Löhnersbach-Abfolgen kleine Porphyroidkörper eingeschaltet, die sich jedoch nur über kurze Distanz verfolgen lassen. Am komplexesten ist der geologische Aufbau im Bereich des Duracher Kogels und des Brechhorns an der westlichen Gebietsgrenze. Während der Gipfel des Duracher Kogels aus einem dioritischen Intrusivkörper besteht, der ein Streichen von etwa 45° zeigt, schließt sich nordöstlich, durch eine etwa N–S-verlaufende Störung getrennt ein Komplex mächtiger Kalke und Dolomite, sowie ein größerer Porphy-

roidkörper an. Die Kalke und Dolomite treten sowohl in gebankter, als auch in massiger Fazies auf. Der Porphyroid zeigt an der Durachalm und an der Nordseite des Duracher Kogels eine fast saigere Stellung. Weitere dioritische Gesteine verlaufen etwa höhenlinienparallel im Talschluß des Mauerbaches und enden im Osten an einer Störung, in deren weiteren Verlauf steil stehende Gesteine der Löhnersbach-Formation auf flach lagernden kieseligen Kalken und Dolomiten auflagern. Kleine dioritische Körper befinden sich oberhalb der Foissenkaralm eingeschaltet in siliciklastischen Gesteinen. Das Gebiet um die Breitlabalm wird von grünen massigen Gesteinen aufgebaut, bei denen es sich wahrscheinlich um Metabasalte handelt. Nördlich der Breitlabalm befinden sich kleinere Schollen von Tuffiten und siliciklastischen Gesteinen, die völlig unterschiedliche Raumlagen zeigen.

### Quartäre Bildungen

Ein großer Teil des bearbeiteten Gebietes zeichnet sich durch eine Moränenbedeckung aus, die meist auch noch mit Hangschutt vermischt ist. Die Moränen können östlich der Aschauer Ache beträchtliche Mächtigkeiten aufweisen, die in den Bachanrissen zu sehen sind. Westlich des Baches an den steileren Hängen werden die Moränenreste meist nicht so mächtig. Zu erwähnen sind Reste von Eisrandsedimenten (Staukörper). Diese geschichteten Ablagerungen befinden sich an der nördlichen Grenze des Gebietes und weisen gleichfalls eine beträchtliche Mächtigkeit auf. Ebenfalls beachtlich sind die relativ großen Schwemmkegel der Bäche an ihrer Mündung in die Aschauer Ache. Da vor allem die Gesteine der Löhnersbach-Formation zu Rutschungen neigen, befinden sich ganze Hangbereiche (meist mit Moräne bedeckt) in Bewegung. Teilweise sind Sackungstreppen zu erkennen, wie zum Beispiel an der Hiesleggalm.

## Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen

CLAUDIA PANWITZ  
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Rahmen einer Diplomkartierung wurde im Sommer 1996 unter Leitung von Prof. H. HEINISCH ein etwa 10 km<sup>2</sup> großer zusammenhängender Bereich des östlichen Kartenblatrandes südlich von Aschau (bei Kirchberg) neu aufgenommen.

Die Südgrenze bildet die Linie Stallbach-Grundalm – Rettensteinjoch – Rettensteinalm. Im Norden wird das Kartiergebiet etwa von der Linie Hintenkar – Niederalp – Spießnägels begrenzt. Die Linie Hintenkar – Niederalp – Pfannschlagalm – Stallbach-Grundalm kennzeichnet die westliche Begrenzung und der Kartenblatrand bildet die Kartiergrenze im Osten. Somit schließt das Kartiergebiet zwei große N–S-verlaufende Täler, die Untere Grund-Ache im Westen und die Obere Grund-Ache im Osten, dazwischen die Höhenzüge der Hex und der Spießnägels, ein.

Die dominierenden Gesteine im Kartiergebiet stellen die Wildschönauer Schiefer, die Löhnersbach-Formation und die Schattberg-Formation dar. Sie sind im gesamten Kartiergebiet anzutreffen. Während die tonige bis sandige Löhnersbach-Formation eher die flacheren Bereiche bildet, in denen sich auch die Bäche eingeschnitten haben, ist die härtere, gröberkörnige Schattberg-Formation eher



in Höhenzügen bzw. Felsbereichen aufgeschlossen. Jedoch können auch härtere Bereiche der Löhnersbach-Formation, die mit Quarzknuern und Quarzadern durchzogen sind, Gefällestufen in Bächen und Felsen bilden. Im gesamten Kartiergebiet finden sich immer wieder stark mit Quarz durchmengte Tonschiefer bzw. Sandsteine der Löhnersbachfolge, was ein Hinweis auf tektonische Beanspruchung darstellt. Viel Pyrit ist ein weiteres Kennzeichen der Löhnersbachfolge.

Mikrokonglomeratlagen sind in der Schattberg-Formation auf den Graten der Hex und Spießnägels eingeschaltet. Allein aus feldgeologischer Beobachtung ist es jedoch oft nicht eindeutig, ob eine Mikrokonglomeratlage oder ein Porphyroid vorliegt. Porphyroide finden sich auf der Hex und eine kleinere Lage in einem Bach im südwestlichen Hangbereich der Hex. Das generelle Streichen der Löhnersbach- und Schattberg-Formation ist im gesamten Kartiergebiet etwa NW–SE, in den flacheren Gebieten mit Einfallswinkeln um 50° und in den Bereichen der Hex und Spießnägels sowie am östlichen Blattrand mit steilen Winkeln um 70°–80°. Abweichungen der Streichrichtungen werden auf dem Grat der Spießnägels deutlich. Zum einen ist dies auf Hangrutsch und Bergzerreißung, zum anderen aber auch auf die angenommenen olistolithischen Späne der Dolomite zurückzuführen. Die Dolomite, dominierend im mittleren Teil des Kartiergebietes, sind meist massiv ausgebildet, untergeordnet treten gebankte Bereiche auf. Meßwerte sind daher in den Dolomiten kaum zu erhalten. Wechsellagerungen der Dolomite mit Tonschiefern und Kiesel-schiefern sind südwestlich der Hex aufgeschlossen, was als Dolomit-Kiesel-schiefer-Komplex zusammengefaßt wird. Im Westteil des Kartiergebietes sind vier kleinere Felsbereiche mit Kalkmarmoren aufgeschlossen.

Basische vulkanische Gesteine, Basalte und Tuffitschiefer sowie dioritische Gänge, sind nur im westlichen Kartiergebiet aufgeschlossen, wobei die Aufschlüsse meist nur von geringer Größe sind. Zu erwähnen wäre der Aufschluß von deutlich deformiertem Basalt am Weg unterhalb der Hex, am Südrand des Kartiergebietes.

#### **Quartäre Bildungen, Rezent-Geodynamik, Bergbau**

Der Westhang der Unteren Grund-Ache zeigt weitflächig Moränenablagerungen, in welche die Seitenbäche eingeschnitten sind. Größere Vernässungsbereiche sind ein Hinweis auf verfestigtes Moränenmaterial. Oberhalb der Labalm sind große zusammenhängende Gesteinsbrocken aufgeschlossen, die jedoch engräumig die verschiedensten Richtungen aufweisen. Dies deutet auf einen Hangrutsch des gesamten Westhangs, was vor allem im Gelände recht deutlich wird. Große Anrisse im Lockersediment sind im Tal der Unteren Grund-Ache vor allem im südlichen Bereich des Kartiergebietes vorhanden. Der Osthang dieses Tals besteht größtenteils aus Schutt des Großen Rettensteins und der Hex.

Auf dem Westhang des Tals der Oberen Grund-Ache sind Moränenablagerungen zum Teil bis unter den Grat der Spießnägels zu verfolgen. Flächenhafte Massenbewegungen dieses Hangs korrespondieren mit Bergzerreißung im Gratbereich. Abrisse im Locker- und Festgestein sind im Hangbereich immer wieder aufgeschlossen. Im Tal zwischen Hex und Spießnägels werden Seitenmoränen deutlich. Abrisse am Hang der Hex verursachen auch hier Hangrutschungen. Bergbauspuren, Schutthalde des ehemaligen Abbaus, finden sich an den Hängen der Spießnägels, wo Magnesiterz aus den Dolomiten abgebaut wurde.

## **Blatt 122 Kitzbühel**

### **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 122 Kitzbühel**

HELMUT HEINISCH  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

#### **Stand der Arbeiten**

Die Aufnahmearbeiten wurden 1996 in drei verschiedenen Zonen durchgeführt, dem Umfeld des Kitzbüheler Hornes, dem Bereich Jochberg–Paß Thurn und im Gebirgsstock des Geisstein mit seinen anschließenden Tälern (Vogelalpen, Achental, Mühlbachthal). Hierbei wurden 48 km<sup>2</sup> Fläche neu bearbeitet.

Bedingt durch den frühen Wintereinbruch konnte das Ziel, die Geländearbeiten 1996 abzuschließen, leider nicht erreicht werden. Es kann jedoch davon ausgegangen werden, daß die noch ausstehenden Restflächen von rund 30 km<sup>2</sup> im Jahre 1997 auf jeden Fall bearbeitet werden können.

#### **Bereich Kitzbüheler Horn**

Die Kartierung umfaßte im wesentlichen den tief eingeschnittenen Walsenbach und seine Seitengraben, die Mautstraße Kitzbüheler Horn und die Hänge unterhalb der Adlerhütte (Anschluß an Aufnahmen von 1995).

Tektonisch wird damit genau der Grenzbereich zwischen Glemmtaleinheit Nord und Wildseelodereinheit er-

faßt. Im Talbereich um Hörnlern und auch im tieferen Bereich des Walsenbachs belegen Metabasalt-Einschaltungen innerhalb distaler Wildschönauer Schiefer die Zugehörigkeit zur Glemmtaleinheit. Schuppenkörper aus schwarzen Dolomiten und Kiesel-schiefern des Silurs und devonischen Dolomiten bilden die Hangstufe zur Pletzeralm. Es handelt sich um die Westfortsetzung der Duplexstrukturen am Nordrand der Wildseelodereinheit, wie sie ab dem Karsteingebiet auskartiert werden konnte. Die Wildseelodereinheit dokumentiert sich durch den mächtigen Porphyroidkomplex der Adlerhütte. Die Einheiten streichen NE–SW, mit mittlerem Einfallen (40–60°) auf das Stadtgebiet von Kitzbühel zu. Dadurch erklärt sich, wieso einzelne Dolomitschuppen auch im Stadtgebiet anstehen, so zum Beispiel im Bereich des Tunneldurchbruchs ins Brixental in Bahnhofshöhe.

#### **Bereich Jochberg – Paß Thurn**

Hier stand noch die Aufnahme der Paß-Thurn-Bundesstraße von Jochberg bis zur Paßhöhe aus. Von dieser Linie ausgehend wurde bis an die östlich anschließende Gipfelflur herankartiert und so der Anschluß zur Kartierung des Glemmtals erreicht (Auf der Schütz – Schützkogel – Gamshag – Teufelssprung – Kitzstein). Das Umfeld des Kuhkaser konnte aus Witterungsgründen nicht mehr bearbeitet werden, wodurch eine bedauerliche Lücke klafft.

Geologisch befindet man sich weitgehend im Kernbereich der Glemmtaleinheit Süd, es dominieren dementsprechend Metabasit-Züge, die zu hohen Prozentsätzen aus Pyroklastika bestehen. Innerhalb der Siliciklastika herrscht die distale Löhnersbach-Formation vor. In Talnähe, geographisch etwa vom Ortsbereich Jochberg bis zur Künstlernalm auf 1258 m Höhe, treten einzelne isolierte Späne aus Porphyroiden auf. Dies belegt ein Vorgreifen der Hochhörndler Schuppenzone nach Süden. Auch einzelne Vorkommen proximaler Schattberg-Formation dokumentieren den abweichenden Bau im Talbereich.

Besonders auffällig und bisher einzigartig in der gesamten Tiroler Grauwackenzone ist das Vorkommen von Porphyroidlagen innerhalb von Metabasitfolgen in der Umgebung der Oberen und Niederen Talalm und Taxenalm; ob es sich hier um olistholithische Späne oder einen primären Wechsel zwischen basischem und saurem Vulkanismus handelt, ist offen. Für die plattentektonische Interpretation der Gesamtsituation ist die Frage von Wichtigkeit.

Das generelle Muster der Raumlage des lithologischen Wechsels zeigt ein Umschwenken der Abfolgen von einem NE–SW-Streichen auf einen N–S-Verlauf, während das Einfallen, ausgehend von mittelsteilen Werten im NE bei Annäherung an die Talfurche vom Paß Thurn vertikale Werte annimmt. Vom Gasthof Alte Wacht bis zur Paßhöhe rotieren die Streichwerte weiter über NNW–SSE-Richtungen bis zu WNW–ESE-Richtungen. Insgesamt ergibt sich damit ein umlaufendes Streichen. Für den Großbau der Grauwackenzone ist zu folgern, daß der gesamte interne Deckenbau des untersuchten Abschnitts von Zell am See bis Kitzbühel nach W hin muldenartig aushebt. Nach Süden münden die tektonischen Einheiten, wie die Hochhörndler Schuppenzone, somit in die Scherzonen in Nachbarschaft der Salzachtal-Längsstörung ein (Uttendorfer Schuppenzone). Der damit einhergehende Anstieg des Metamorphosegrades wird bereits etwa 1 km nördlich des Paß Thurn sichtbar.

Dieser duktil angelegte Bauplan wird durch die jungen, auch im Satellitenbild gut sichtbaren Sprödbüche (Paß-Thurn-Lineament) überformt, dadurch kommt es zu einem Rückversatz der Metamorphosegrenze nach Süden. Detailstudien erfordern Dünnschliffdaten, die noch nicht vorliegen. Bei der Kartierung erweisen sich die Sprödbüche als Blattverschiebungen, im Mittel N–S-verlaufend, jedoch bereichsweise auch deutlich davon abweichend. Die Lithologie ist in ein kompliziertes Schollenmosaik zerlegt, dem ab dem Gasthof Alte Wacht nach Süden auch in erheblichem Umfang Metabasite (grobklastische Pyroklastika, vereinzelt auch Pillowlaven) angehören. Hier sind große Harnischflächen ausgebildet.

Der über Jahrhunderte währende Bergbau hinterließ zahlreiche Halden, so zum Beispiel im Sintersbachtal oder nördlich Jochberg, wo das Schaubergwerk Kupferplatte eingerichtet ist.

Der gesamte Bereich nördlich des Paß Thurn ist flächenhaft mit einer Fernmoränenbestreuung überdeckt, die Transfluenz der Eismassen über den Paß Thurn lieferte auch reichlich Zentralgneis-Findlinge. Zahlreiche Sackungstreppen im gesamten Hang zwischen Jochberg und Schützkogel, aber auch im Sintersbachtal belegen die Hang-Instabilitäten nach dem Rückgang der Eismassen; damit ist davon auszugehen, daß die heutige Talmorphologie komplett hangtektonisch überformt wurde. Einzelne jüngere Rutschungen sind morphologisch noch klarer abgrenzbar, so z.B. vom Schützkogel in das Sintersbachtal. Anthropogene Einflüsse ergeben sich durch Aufschüttungen im Rahmen der Neutrassierung der Paß-Thurn-

Bundesstraße und eine seit langer Zeit in Betrieb befindliche Deponie am Rande des Vorfluters zwischen Jochbergwald und Gasthof Alte Wacht.

### Bereich Geisstein – Vogelalpgraben

Die Landschaft wird beherrscht vom markanten, 2363 m hohen Geisstein-Gipfel. Von diesem typischen Karling nehmen große Gletschertäler ihren Ausgang (Vogelalpgraben nach N, Achental nach W, Mühlalpbach nach SE bzw. S).

Der Geisstein stellt den größten zusammenhängenden Rest eines basaltischen Seamounts im alpinen Paläozoikum dar. Er bildet tektonisch das Kernstück der Glemmtaleinheit Süd. Das Gipfelmassiv besteht zu einem hohen Maß aus Pillowlaven, wobei die aufrechte, annähernd horizontale Lagerung der Abfolgen sich durch gut erhaltene Pillowquerschnitte an diversen Lokalitäten beweisen läßt (z.B. Kartreppa SW des Geissteingipfels, 2200 m Höhe). Die Pillowlava-Ströme strahlen vom Geisstein sternförmig in alle Richtungen aus und verzahnen bei zunehmender Entfernung mit basaltischen Pyroklastika mit teils ausgezeichnet erhaltenen Primärgefügen (z.B. Teufelssprung im Achental). Diese erreichen beträchtliche Mächtigkeiten und verursachen, beispielsweise im Talschluß des Sintersbachs, die Wasserfallstufen.

Bedeutende Gabbro-Intrusionen, untergeordnet auch mit pyroxenitischen Differentiaten, unterlagern den Geisstein, sie sind vor allem nahe der Stefflalm und im Stefflkar aufgeschlossen. In die kohärenten Wechselfolgen aus Laven und Pyroklastika schalten sich auch recht häufig carbonatische Vulkanitschiefer ein, sowohl zwischen Geisstein und Schwarzpalfen als auch am Schusterkogel. Hierbei handelt es sich z.T. um Pillowbrekzien mit carbonatischer Matrix. Nicht unerwähnt bleiben sollen auch die mächtigen Metabasite am Ausgang des Vogelalp-Grabens (Wasserfallstufe). Auch hier sind Pillows in aufrechter Lagerung nachweisbar. Aufgrund der Mächtigkeitsverteilung der Laven, der Position der Gabbrokörper etc. ist anzunehmen, daß das vulkanische Förderzentrum geometrisch wenige 100 m NE des heutigen Geissteingipfels lag. Eine ausführliche geochemische und vulkanologische Untersuchung des Geisstein-Seamounts erfolgte durch SCHLAEGEL-BLAUT (1990).

Der SE-Bereich des weitflächigen Kartiergebiets (Murnauer Scharte, Mittagkogel, Manlitzkogel) zeigt Siliciklastika distalen Typs mit einzelnen Carbonateinschaltungen und nur sehr untergeordneten Resten von Metabasiten.

Das strukturelle Bild ist über weite Strecken von aufrechter, flacher Lagerung geprägt (s.o.), lediglich im Bereich von Störungen kommt es durch Schleppungen zu einer Versteilung der Raumlage (z.B. Murnauer Scharte, Leitenscharte, Schusterscharte). Im Süden wandelt sich das Bild in der bekannten Weise: Bei zunehmender Annäherung an die Salzachtal-Längsstörung werden die Abfolgen steilgestellt und Streichen E–W. Dieser Wechsel vollzieht sich üblicherweise abrupt bereits in Nähe der Gipfelflur des Pinzgauer Spaziergangs.

Eindrucksvolle Lokalmoränen finden sich rings um den Geisstein und auch N des Kitzstein. Kartreppen mit Wasserfällen gliedern den tieferen Teil der Gletschertäler, morphologisch kontrolliert durch Metabasit-Einschaltungen. Auch Reste älterer Rückzugstadien sind erhalten (z.B. an der Vorderen Achental-Grundalm oder südlich der Bürglhütte im Mühlbachtal).

Ein auffälliger postglazialer Bergsturz entlud sich vom Geisstein nach E in den Vogelalpgraben bis in den Tal-

grund auf 1600 m. Ebenso eindrucksvoll ist die Bergsturz wand des Teufelssprung, weitere Rutschmassen sind im hinteren Achental auskartierbar. Der Südteil des Kartiergebietes zwischen Mittagskogel und Zehentner Stange weist eine ganz enorme Menge an Sackungstrep-pen und Bergerreißugen auf. Auch im weiteren Verlauf des Pinzgauer Spaziergangs (Manlitzkogel, Rabenköpfe) häufen sich die Bergerreißungen. Es ist evident, daß die gesamte Gipflur nach N und nach S im Zergleiten be-griffen ist.

## Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 122 Kitzbühel

WOLFGANG JARITZ  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 1996 wurde der nordöstliche Abschnitt des Kar-tenblattes im Großraum der Buchensteiner Wand kartiert. Das Aufnahmegebiet ist im Süden durch die Fieberbrun-ner Ache, im Westen durch die Linie Bahnhof Fieberbrunn – Torfmoos – Sanhütten begrenzt.

Die Kartierung stützte sich im wesentlichen auf Auf-schlüsse und Handgrabungen. Weiters wurden Handboh-rungen in den Bereichen Buchau und Pfaffenschwendt abgeteuft. Zur stratigraphischen Einstufung wurden an fünf Proben (s.u.) pollenanalytische Untersuchungen durchgeführt, deren Ergebnisse aber zum Zeitpunkt der Berichterlegung nur zum Teil vorlagen.

### Buchensteiner Wand; NW-Flanke

Der gesamte NW-Abhang der Buchensteiner Wand, zwischen Kühle Klause und der Blattgrenze im Osten, ist durch zahlreiche, zum Teil tief eingeschnittene Gräben stark zerfurcht. Nahezu alle Rücken und Rippen zwischen den Gräben sind zumindest teilweise mit Grundmoräne bedeckt. Das Geschiebespektrum des überkonsolidierten Sediments mit leicht hellrötlicher Matrix führt neben den lokalen kalkalpinen Materialien auch Erratika der Grau-wackenzonen und vereinzelt auch ferntransportierte Ge-schiebe der Tauern. Die Mächtigkeit der Grundmoräne schwankt zwischen einigen wenigen dm bis zu mehreren Metern (z.B. Bereich Hohegg). Schöne Aufschlüsse fin-det man entlang der neuen Forststraßen ca. 400 m östlich der Kröpflalm, oder am Hangfuß ca. 450 m östlich der Reither Alm.

Die Moränenbedeckung am NW-Hang der Buchenstei-ner Wand, östlich der Kühlen Klause ist zweigeteilt. Im un-teren Hangdrittel zwischen 900 und 1000 m NN ist sie auf allen Rücken nachweisbar. Oberhalb von 1000 m NN bis 1100 m NN fehlt sie bis auf den äußersten östlichen Ab-schnitt dieses Bereiches ganz und tritt erst oberhalb von 1100 m NN bis maximal 1240 m NN erneut auf. Diese Zweiteilung der Moränenbedeckung wird auf litholo-gisch-tektonische und in weiterer Folge auf morpholo-gische Ursachen zurückgeführt. Im Bereich zwischen 1000 m NN und 1100 m NN verläuft eine markante Schup-pengrenze quer über den gesamten NW-Hang. Diese Stö-rungszone äußert sich morphologisch einerseits in Form staffelförmig angeordneter Steilstufen (z.B. Bereich Kammerberg Alm, 900 m östlich von Hohegg), andererseits werden dadurch junge morphodynamische Prozesse be-günstigt, die eine rasche Erosion der Lockersedimentbe-deckung zur Folge haben.

### Bereich Mühlau – Moosbach

Die Ortschaft Mühlau liegt inmitten einer breiten Talung im oberen Flußabschnitt des Moosbaches. Der zentrale Talgrund wird von einem Durchströmungsmoor einge-nommen. Ausgehend von allen Gräben beider Talflanken bauen sich zum Teil mächtige Schwemmkegel Richtung Moosbach vor. Die größte diesbezügliche Schuttakkumu-lation wurde vom Bach der Kühlen Klause aufgeschüttet. In diese hat der Moosbach zwischen den Ortschaften Mühlau und Moosbach eine bis zu 8 m hohe Geländestufe an seiner orographisch linken Seite geschaffen. Entlang dieser Steilstufe stehen Sand-Kies-Gemische unter-schiedlicher Zusammensetzungen an, die bereichsweise verkittet vorliegen. Im Bach selbst wird unmittelbar vor dem S-förmigen Durchbruch nördlich der Ortschaft Moosbach Grundmoräne aufgeschlossen, die bereits we-nige Meter bachaufwärts von fleischfarbenen bzw. grauen, fein lamellierten Bänderschluften überlagert wird. Die Bänderschluften konnten im Bachbett auf einer Länge von ca. 200 m beobachtet werden und wurden im Zuge eines Baugrubenaushubs weitere 100 m bachaufwärts erneut aufgeschlossen. Auch an der orographisch rechten Bach-seite im Bereich des Schützenheimes stehen die Bänder-schluften in unmittelbarem Kontakt zur unterlagernden Grundmoräne an. Laut Pollenanalyse (I. DRAXLER) führen die Schluften weder Pollen noch organischen Detritus. Sie können daher als Sedimente der Abschmelzphase im Würm-Spätglazial gedeutet werden, als durch einen Eis-körper im Bereich des Fieberbrunner Achentales der un-gehinderte Abfluß des Moosbaches noch unterbunden war und dadurch ein See im Bereich Mühlau – St. Jakob aufgestaut wurde. Dieser Eisstausee wurde im Laufe des Spätglazials mit grobklastischen Einschüttungen von den Seitenbächen verfüllt. Dies belegen einerseits die terras-senförmigen Körper aus leicht schräggeschichteten Sand-Kies-Wechselfolgen am Hangfuß der Buchensteiner Wand (unmittelbar südlich von Kröpfl), welche die Höhe des einstmaligen Talboden widerspiegeln, andererseits zeigt auch der große Schwemmfächer der Kühlen Klause eine ursprüngliche Progradation nach Norden in das Bek-ken von Mühlau – St. Jakob. Erst im Zuge der Abschmelz-phase des Eiskörpers im Fieberbrunner Achental schuf sich der Bach der Kühlen Klause den Durchbruch nach Westen entlang des Hangfußes, wobei zwei unterschied-liche Terrassensysteme im Bereich von Moosbach ein phasenweises Tieferlegen des Erosionsniveaus belegen.

### Buchensteiner Wand; S- und SW-Flanke

Weite Flächen am SW- und S-Abhang der Buchenstei-ner Wand werden von Grundmoräne eingenommen. Dabei konnte eine zusammenhängende Moränenbedeckung am SW-Hang zwischen Hohegg, Roseneegg und Schönau zwischen 800 und 980 m NN auskartiert werden. Aufgrund einer markanten Hangversteilerung zwischen ca. 980 und 1100 m NN (Unterer Alpiner Buntsandstein) fehlt in diesem Hangabschnitt eine Moränenbedeckung. Sie tritt erst am breiten SW-Grat der Buchensteiner Wand bis auf ca. 1060 m NN erneut auf. Oberhalb von 1060 m NN konnten nur kleine unzusammenhängende Moränenfetzen fest-gestellt werden.

Die größten Mächtigkeiten des glazigenen Sedimentes wurden im Bereich Hohegg mit mindestens 15 m beob-achtet. NW' von Schönau ist ein NW-SE-streichender Drumlinrücken erhalten, der die einstmalige Eisflußrich-tung widerspiegelt.

In zwei Gräben im zentralen Bereich des weiten Morä-nenfeldes zwischen Hohegg, Roseneegg und Schönau

sowie am SE-Rand bei Pertrach waren grobklastische, zum Teil auch feinklastische Ablagerungen im Liegenden der Grundmoräne aufgeschlossen. Im Schreibbichlgraben (SE' von Rosenegg) konnte eine Wechselfolge von lakustrinen und sandig-kiesigen, deltaischen Sedimenten beobachtet werden. Die feinkörnigen Abschnitte setzen sich aus feinlaminierten, fleischfarbenen schluffigen Feinsanden zusammen, die grobklastischen, bereichsweisen schwach verkitteten Abfolgen (Diamikte, Konglomerate, Sand-Kies-Gemische) eingeschaltet sind. Die Schichten fallen mit durchschnittlich 35° nach NE bis E. Das bunte Komponentenspektrum umfaßt neben den Leitgeschieben der Grauwackenzone (Diabase und Quarzporphyr) die lokalen Aufarbeitungsprodukte des Kalkalpins (Sandsteine, Kalke und Dolomite). Vereinzelt konnten ferntransportierte Gerölle aus den Tauern (Zentralgneise) beobachtet werden.

Am E Rand der beschriebenen großen Moränenfläche ist 700 m NW' von Buchau eine ähnliche Abfolge aufgeschlossen. Die gesamte Sequenz wird dort aber gegen das Hangende von einem mindestens 7 m mächtigen Bänderschluftpaket abgeschlossen. Dabei wechseln feinlaminierte graue sowie fleischfarbene Feinklastika (sandige Schluffe und schluffige Feinsande) einander ab. Eine pollenanalytische Einstufung ist derzeit im Gange, Ergebnisse stehen aber noch aus. Überlagert wird die gesamte Abfolge von Grundmoräne.

Aufgrund dieser Lagerungsverhältnisse wird die Sequenz aus Fein- und Grobklastika in das Vorhochwürm gestellt, wobei die beobachtete Wechselfolge einen behinderten Abfluß des Vorfluters (Fieberbrunner Ache) manifestiert, als dessen Folge es zu kurzfristigen Seebildungen im Raum von Fieberbrunn kam.

Zwischen Walchau und Pfaffenschwendt erstreckt sich auf ca. 860 m NN ein ausgedehnter spätglazialer Terrassenkörper. Die stark reliefierte Basis bildet der Untere Alpine Buntsandstein. Das Lockersediment besteht zum überwiegenden Teil aus Kies-Sand-Gemischen unterschiedlicher Zusammensetzung, die in Talrandlagen bereichsweise schwach verkittet auftreten (z.B. unmittelbar südlich der Möbelfabrik Trixl; Bereich Buchau). Das Geschiebespektrum reflektiert das weitere Einzugsgebiet der Fieberbrunner Ache mit dem charakteristischen bunten Spektrum von Grauwacken und kalkalpinen Geröllen.

In die grobklastischen Abfolgen sind geringmächtige (1–2 m), rötlich gefärbte, laminierte feinsandige Schluffe zwischengeschaltet. Sie fungieren als lokale Grundwasserstauer und sind durch die an sie gebundenen Quellhorizonte in diesem Bereich leicht zu lokalisieren.

Die gesamte Sequenz ist maximal 15 bis 20 m mächtig. Die darin enthaltenen Bänderschluflagen deuten auf noch behinderte Abflußverhältnisse (Toteis?) im Zuge der Abschmelzphase im Bereich des Achentales hin.

Entlang der orographisch linken Talseite der Fieberbrunner Ache können weitere spätglaziale Terrassenkörper, wenngleich von kleinerer Dimension als der eben beschriebene, beobachtet werden (Bereich Schönau – Pertrach). Dabei weisen mindestens zwei deutlich erkennbare Niveaus auf ein phasenweises Wiedererlangen ungehinderter Abflußverhältnisse der Fieberbrunner Ache hin. Die Aufschlußsituation in diesem Bereich ist durchwegs schlecht. Sedimentäre Strukturen bzw. die Zusammensetzung der Ablagerungen lassen sich nur grob umreißen. Es handelt sich um Sand-Kies-Gemische mit dem für die Fieberbrunner Ache typischen Geschiebespektrum (s.o.). Die Mächtigkeit der Terrassensedimente liegt jedoch

weit hinter jenem bei Pfaffenschwendt zurück und beträgt oft nur einige wenige Meter.

Eine Ausnahme hiervon stellt der Terrassenkörper im Raum des Bahnhofs Fieberbrunn dar. Hier wurde im Zuge von Erkundungsbohrungen für ein Bauvorhaben in 16 m Teufe der anstehende Felsuntergrund (Grödener Formation) nicht erreicht und bis zur besagten Endtiefe eine schlecht sortierte Kies-Sand-Stein-Abfolge aufgeschlossen. Nur 15 m südlich des besagten Bohrpunktes (Richtung Terrassenkante zur Fieberbrunner Ache) steht der Fels jedoch schon in 11 m unter GOK an und verdeutlicht den heute im Gelände nicht mehr nachvollziehbaren Reliefausgleich, der im Zuge des Quartärs vonstatten ging. Ob es sich im beschriebenen Fall um eine rein spätglaziale Füllung handelt, oder ob auch ältere Sedimente an der Rinnenfüllung beteiligt sind, ließ sich allein durch das Bohrprofil nicht erkennen.

Eine weitere Besonderheit im Bereich des Bahnhofes Fieberbrunn ist in einem Seitengraben entlang der Landstraße nach St. Jakob aufgeschlossen. Dort konnten zwei unterschiedliche Grundmoränenhorizonte auskartiert werden, welche durch eine Abfolge aus Sand-Kies-Gemischen, Bänderschluften und einer waterlain-till-(?) Sequenz getrennt werden.

Die mit Ausnahme der rezenten Talfüllungen jüngsten Ablagerungen im Raum des Fieberbrunner Achentales sind postglaziale Terrassenkörper im Bereich Walchau. Sie liegen ca. 10 bis 15 m über heutigem Talniveau und wurden von den Gräben der Buchensteiner-Wand-Südflanke genährt.

## Massenbewegungen

Die zahlreich vorhandenen Massenbewegungen im Großraum Buchensteiner Wand werden überwiegend durch die tektonischen und lithologischen Gegebenheiten kontrolliert. Dabei lagert einem aus Tonschiefern, Tonmergel und Sandsteinen bestehenden mächtigen Sockel aus Permoskyth eine Abfolge aus Gutensteinerdolomit und Steinalmkalk auf, wobei durch ein intensives Störungsmuster und Verschuppungen die Lagerungsverhältnisse weiter verkompliziert werden.

Die feinklastischen Sequenzen des Permoskyths, hier vor allem die Gesteine der Werfener Schichten, sind durch geringe Erosions- und Verwitterungsresistenz charakterisiert. Auf diesem Wege wird das Hangwiderlager der hangenden Dolomit- bzw. Kalkplatte der Gipfelregion der Buchensteiner Wand sukzessive entfernt. Als vergleichsweise starres, mechanisch kompetentes Element reagierte diese mit spröde brechender Deformation. Zeugnisse dieser Situation „Hart auf Weich“ finden sich im Bereich der Gipfelregion in Form einer intensiven, mehrscharigen, offenen (bis mehrere dm) Zerklüftung, Abtreppungen, einer spitzwinkeligen Zerlegung zur Wandflucht mit der Bildung einzelner freistehender Felstürme, Querbrüche im östlichen Abschnitt sowie der Ausbildung einer schwachen Doppelgratbildung in Streichrichtung der steilstehenden, ca. E–W-streichenden Hauptkluftschär (außerhalb der Blattgrenze).

Am augenscheinlichsten äußert sich das oben beschriebene Versagensmuster in Form der riesigen, muschelförmigen, im Durchmesser 1,2 km breiten Hohlform der Buchensteiner-Wand-Südseite. Hier kam es, vermutlich in Zusammenhang mit der unterschneidenden Wirkung des Gletschers während der letzten Vereisungsperiode sowie den folgenden Abschmelzprozessen, zum Ausbruch großer Felsmassen, wobei eine sukzessive Weiterentwicklung bergseitig und seitlich bis in unsere Zeit in

Form kleinerer und größerer Steinschlagereignisse andauert. Die für Felssturz bzw. Bergsturzereignisse dieser Größenordnung fehlende Akkumulation riesiger, oft hausgroßer Blöcke am Wandfuß wird hauptsächlich auf die kleinstückelige Zerlegbarkeit des Ausgangsmaterials (Dolomit) zurückgeführt. So werden große Flächen an der Südflanke und am Hangfuß von einem steil geböschten, monomiktischen Schuttstrom eingenommen, wobei alte Abflußrinnen sich tief in den spätglazialen Terrassenkörper bei Pfaffenschwendt eingeschnitten haben.

Die spröde brechende Deformation eines kompetenten Schichtgliedes als Folge geringer Erosions- und Verwitterungsresistenz einer unterlagernden, inkompetenten Tonschiefer-Tonmergel-Abfolge kann neben der beschriebenen großen Massenbewegung der Buchensteiner Wand Südflanke auch an anderen Stellen beobachtet werden. So treten steilstehende Bewegungsbahnen, Ab-

treppungen und staffelförmige Versätze auch am SW-Grat der Buchensteiner Wand zwischen Schönau und Hochegg zutage, wenngleich in diesem Fall der Untere Alpine Buntsandstein das hangende Schichtglied bildet.

Von gänzlich anderer Natur sind die Massenbewegungen, die im Bereich der Kühlen Klause beobachtet wurden. Hier liegen aufgrund zahlreicher Störungssysteme sowie eines komplizierten Schuppenbaues mehrere vorgegebene Schwächezonen im anstehenden Untergrund vor. Durch die erosive Wirkung des Baches wurden eine Reihe überwiegend oberflächennaher Hangbewegungen ausgelöst, die in Form von Erd-/Schuttströmen zum Teil beträchtliche Geschiebeherde in unmittelbarer Nähe zur rezenten Bachsohle darstellen. Dabei wurde durch die plastischen Verformungen des Untergrundes auch die zum Teil mächtige Moränenbedeckung abgeführt.

\*\*\*

Siehe auch Bericht zu Blatt 91 St. Johann in Tirol von J. REITNER.

## Blatt 124 Saalfelden

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen auf Blatt 124 Saalfelden

MECHTHILD SUTTERLÜTTI  
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Rahmen der Kartierungen für das Kartenblatt 124 Saalfelden wurden drei Gebiete im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt bearbeitet:

- Salzachtal zwischen Oberhof (westlicher Blattrand der ÖK 124) und Taxenbach
- Terrassenrest von Gigerach
- Gebiet um Weng (östlicher Blattrand der ÖK 124).

#### Salzachtal zwischen Oberhof und Taxenbach

Das bearbeitete Gebiet erstreckt sich südlich der Salzach vom westlichen Kartenblattrand bis zur Kitzlochklamm im Osten. Als Hauptunterlage wurde die von PEER (1983) erstellte Festgesteinskartierung im Maßstab 1 : 25.000 verwendet.

#### Festgestein

Südseitig entlang der Salzach finden sich die Gesteine der Grauwackenzone, die überwiegend aus Schwarzphylliten aufgebaut sind. Die tiefgründig verwitternden Phyllite weisen Hangbewegungen wie Rutschungen und Sackungen auf. Das Niveau der ehemaligen Terrassenstufen läßt sich in diesen weichen Gesteinen bei rund 800 Hm – nach Westen hin ansteigend – verfolgen.

Die Gesteine der südlich liegenden Nordrahmenzone und Schieferhülle der Hohen Tauern, die im bearbeiteten Gebiet aufgeschlossen sind, sind triadische Gesteine wie Karbonat und Grünphyllite und jüngere Gesteine wie Quarzite, Schiefer, Karbonate und Phyllite, wobei auf Grund ihrer größeren Mächtigkeit die Schwarzphyllite und Klammkalke von besonderer Bedeutung sind. So finden sich in den Phyllitbereichen die typischen Sackungen, Buckelwiesen, Vernässungen und Rutschungen, sodaß eine morphologische Abgrenzung zu den quartären Sedimenten schwierig ist. Die Klammkalke sind oft oberflächennah aufgelockert und in große Blöcke zerbrochen (vgl. aufgelockerter Hangbereich westlich Wolfsbach).

#### Glaziale Sedimente

Die östlich der Kitzlochklamm gut aufgeschlossene, glaziale Abfolge Liegende Grundmoräne – Terrassensedimente – Hangende Grundmoräne, die im Kartierungsbericht 1995 beschrieben ist, ist in diesem Gebiet nicht mehr erhalten. Die Terrassenschotter wurden nur mehr in einem kleinen Anriß westlich Edtgut gefunden. Die unter- und überlagernden Grundmoränen konnten dagegen noch bis östlich Kohlschneidgraben in Resten ausgeschieden werden.

Die liegende Grundmoräne, entlang der bereits beim Festgestein beschriebenen Verebnung ist über weite Strecken nur noch als Moränenstreu auszuscheiden. Nur zwischen Edtgut und Lehen sowie östlich Kendlhof findet sich noch eine durchgehende Überdeckung. Gekritzte Geschiebe, buntes Spektrum mit sehr gut gerundeten Geröllen und eine feine Matrix sind die typischen Merkmale. Auch Vernässungen, wellige Morphologie und vermehrte Erratikastreu deuten auf diese hin.

Wie bereits erwähnt, konnte nur ein einziger kleiner Anriß mit fluviatilen Material und buntem Spektrum sowie guter bis sehr guter Rundung gefunden werden, das den Terrassenschottern zuzuordnen ist.

Die hangende Grundmoräne ist ab ca. 880 Hm aufgeschlossen und wurde bis 1100 Hm gefunden, wobei auch hier ein leichter Höhenanstieg nach Westen zu bemerken ist. Entlang von Vernässungen, Erratikastreu und hohem Feinanteil konnten größere durchgehende Überdeckungen ausgeschieden werden. Im Aufschluß selbst zeigt sich eine braune, mäßig verfestigte Matrix mit buntem, sehr gut gerundetem, kristallinreichem Spektrum (Gneise, Granite, Amphibolite) und gekritzte Karbonate, die oft den Klammkalken entstammen. Auch Drumlins (überformte Festgesteinskörper) sind zu finden (z.B. bei Wangler).

#### Postglaziale Ablagerungen

Auf die Ausgleichsbewegungen an den übersteilten Talflanken weisen Rutschungen, Murschuttströme, Bergsturzmateriale, Zerrspalten und Buckelwiesen mit Sackungen hin. Außerdem konnte sich entlang der Salzach, sowie selten entlang kleiner Nebenbäche eine Aulstufe entwickeln.

Die Schwemmfächer gehen oft ineinander über; kleinere konnten aus größeren bzw. älteren Schwemmfächern geschüttet werden. Diese typischen postglazialen Abfolgen liegen oft den glazialen Sedimenten auf (vgl. zwischen Oberhaus und Edtgut).

#### **Terrassenrest von Gigerach**

Südöstlich von Lend liegt auf einer Verebnung etwa 100 Hm über Salzniveau der Ort Gigerach. Hier wurden von EXNER quartäre Sedimente ausgeschieden. Diese wurden ebenfalls neu bearbeitet.

#### **Festgestein**

Es sind Gesteine der Grauwackenzone und der Schieferhülle aufgeschlossen.

#### **Glaziale Sedimente**

Bei Hm 800 wurde ein ca. 15 m hoher Anriß mit auf dem Festgestein aufliegendem Terrassenschotter gefunden. Imbrikation, gute Rundung und schlechte Sortierung weisen auf fluviatiles Milieu hin. Das bunte Spektrum und das gleiche Niveau wie östlich des Teufenbachs passen gut ins Gesamtbild. Etwas östlich davon bei Hm 770 konnten in feinklastischer Matrix gekritzte Gerölle und gut gerundete Kristallingerölle gefunden werden, die der hangenden Grundmoräne zugeordnet werden. Östlich der Verebnung von Gigerach dominieren bis zum Blattrand die Festgesteine.

#### **Gebiet um Weng**

Die am äußersten, östlichen Blattrand gelegene Ortschaft Weng und der südwestlich daran anschließende Talbereich wurden kartiert.

#### **Festgestein**

Die dominierenden Gesteine dieses Gebietes sind die Schwarzphyllite und die westlich davon durchziehenden metamorphen Kalke der Grauwackenzone. Die Karbonate stellen gleichzeitig den Felsriegel zur westlichen, beim Böldlsee gelegenen Terrasse dar.

#### **Glaziale Sedimente**

Direkt auf dem Festgestein aufliegend finden sich des öfteren nach oben hin gröber werdende, geringmächtige, fluviatile Sedimente.

Die tieferen Bereiche werden von gut sortierten Fein- bis Mittelkieslagen aufgebaut, während darüber die Sortierung deutlich schlechter werden und die Geröllgrößen deutlich zunehmen. Häufig sind bis zu 0,5 m große Blöcke, oft kristalliner Herkunft, eingelagert. Auch Imbrikation und lagenweise Konglomerierung sind vorhanden. Grundmoräne konnte nur bergseitig – zum Wenger Wald hin – gefunden werden, wobei vor allem gekritzte Geschiebe, ortsfremde Gerölle, höherer Schluffanteil sowie Vernässungen auf diese hinweisen.

Die auf dem Terrassenrest vermehrt auftretende Erratikastreu (häufig bis Meter große Blöcke) wird als Rest einer ehemaligen Moränenüberdeckung interpretiert.

#### **Postglaziale Sedimente**

Die Ortschaft Weng liegt auf einem gut entwickelten Schwemmfächer. Entlang des Lengtals findet sich eine breit angelegte Talaue. Ansonsten sind an den Talflanken Buckelwiesen und Sackungen zu beobachten.

## **Blatt 125 Bischofshofen**

### **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in der Matreier Zone auf Blatt 125 Bischofshofen**

CHRISTOF EXNER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Anschluß an vorjährige Beobachtungen wurde die Matreier Zone westlich des Kleinarlbaches neu kartiert und der Anschluß an die geologische Karte von PEER & ZIMMER im Bereich um Großarl angestrebt. Abgeliefert für das Archiv der Geologischen Bundesanstalt wurde eine von mir ausgearbeitete geologische Karte 1 : 25.000 des Bergrückens zwischen Klein- und Großarlal vom Wagrainbach im N bis zum S-Rand des Kartenblattes und begrenzt im E vom Kleinarlbach und im W vom Meridian durch den Zwieselkopf.

Das Gebiet beinhaltet stratigraphisch noch nicht einstuftbare Schichten und eine noch nicht abgeklärte Tektonogenese. Meine Arbeit baut auf den Untersuchungen und Kartierungen von MOSTLER, WAGNER, PEER & ZIMMER auf. Berücksichtigt werden die älteren grundlegenden Untersuchungen von STARK, TRAUTH und BRAUMÜLLER. Der Letztgenannte hat im Anschluß an KOBER und STAUB die Fortsetzung der Matreier Zone (benannt nach Matrei in Osttirol) hier angenommen. Seine Ansätze zu einer brauchbaren geologischen Synthese sind vorzüglich.

Vorläufig ist es aber zweckdienlich, auf Unterlage der neuen topographischen Karte lithologisch zu kartieren, gute neue Aufschlüsse an Güterwegen aufzunehmen und

die großen Bergsturzareale vom Anstehenden zu trennen, wobei der Blockinhalt und die Zusammensetzung der gravitativen Gleitmassen zur Rekonstruktion der Orthotektonik mithinangezogen werden können.

Folgende E-W- bis WNW-streichende geologische Zonen sind im eingangs genannten Gebiet in Reihenfolge von N nach S zu unterscheiden:

- Wagraiphyllit
- Die spitz nach E auskeilende Klammkalkgesellschaft des Sonntagskogels mit Perm-Triaszügen
- Die mächtige Trias des Grindkogel-Zuges mit lokalen Breccien
- Die Klammkalkwalze des Kitzsteins (neuer Namen: „Gabel“)
- Die Breccien-Sandstein-Zone im Gebiet um den Penkopf
- Die kristalline Deckscholle Schüttriigel – Roßfeldeck – Gründeck – Trög.

Der Wagraiphyllit wurde bereits beschrieben (EXNER, 1996, Jb. Geol. B.-A., 139, 170–175).

Die Sonntagskogel-Zone steht seiger bzw. fällt steil nach N.

An der W-Seite des Kleinarlbaches befindet sich das große Bergsturzgebiet Brandeck mit den Bauernhöfen Steinreit und Hinterreit. Südlich des Wagraiphyllits besteht der N-Teil des Bergsturzes aus einem 100 m breiten Streifen von Metabasitblockwerk der Schladminger Masse (Koppenlamelle, SE Steinreit). Südlich folgt verrutschter Radstädter Quarzschiefer (Perm), der westlich des Bergsturzes beiderseits des Grafenbergrückens (Gon-

delbahn) bis zum Falschebental mit 200 bis 300 m Mächtigkeit ansteht. Er wird an der Grenze zum Wagrainphyllit am Grafenberg von Kalkmarmor, Rohwacke und Dolomit begleitet.

Der Klammkalk bildet zusammen mit penninischem Schwarzschiefer (Bündnerschiefer) und eingefalteten Trias-Schuppen den 1.700 m mächtigen Gesteinskomplex des Sonntagskogelkammes. Dieser Komplex zeigt intensiven Internbau (Walztektonik) und keilt nach E spitz aus. Der Internbau weist im geologischen Kartenbild 7 Klammkalkzüge auf, die nach E konvergieren und zwischen Schwarzschiefer, mächtiger Trias und Quarzschiefern (? Perm) bei Hinterreit verschwinden. Inmitten des ausspitzenenden Sonntagskogel-Komplexes steht Metabasit an (275 m N P. 1812).

Grindkogel und Umgebung bilden einen steil N-fallenden bis seigeren Gesteinszug von 1.000 bis 2.000 m Mächtigkeit. Dieser besteht vorwiegend aus Bündnerschiefer (Schwarzschiefer), verschiedenen Quarziten, sehr mächtiger Trias, einer Kalkmarmorlinse (Grindkogel-N-Wand), etwas Kalkschiefer (Mündung des Sautales) und zwei kleinen Vorkommen von Breccien.

Die Trias ist durch mehrere Meterzehner mächtige Züge von Rohwacke und über 100 m mächtigen Dolomit (auch wenig metamorphen schwarzen Stinkdolomit wie in den Radstädter Tauern) vertreten. Recht massiger Quarzit im Verbands mit Rohwacke (Grindkogel) kann als Lantschfeldquarzit eingestuft werden. Auch im großen Bergsturzgebiet des Sautales befinden sich gewaltige Gleitschollen aus Triasgesteinen mit teilweiser Erhaltung des Schichtverbandes und Steinbrüche im zugehörigen Dolomit.

Ein kleines Breccien-Vorkommen fand ich 400 m S Sonntagskogel. Es handelt sich um 10 m mächtige, polymikte Fein- und Grobbreccie mit Matrix aus Serizitschiefer, Quarzschiefer und grauem Phyllit. Die Komponenten bestehen aus Dolomit (gelb anwitternd), Quarzit (farblos), Schwarzschiefer und giftig grünem Phyllit.

Vermutliches Alter der Brecciensedimentation: ?Perm.

Geologischer Verband: Bunter Serizitschiefer und Triasdolomit.

Lokalität: frisch ausgehobene Wegböschung am neu errichteten, rot markierten Steig vom Alpendörfel zur Kleinarl-Hütte.

Ein zweites Breccien-Vorkommen fand ich 100 m NE des Kitzstein-Klammkalkzuges. Es handelt sich um 20 m mächtige Feinbreccie mit Schwarzschiefermatrix, N-fallend über der N-vergente Stirnfalte des Kitzsteinhörndls.

Vermutliches Alter der Brecciensedimentation: Posttrias, eventuell unterkretazisch. Isoliertes Vorkommen in Wiesengelände.

Lokalität: Frisch ausgehobene Wegböschung in SH. 1300 m, am Feldweg 500 m NNW des verlassenen Bauernhofes Reitlehen, N Kesselbach.

Die Klammkalkwalze des Kitzsteins (Gabel) bildet einen E-W- bis WNW-streichenden, in N-S-Richtung bis 700 m breiten Rücken mit vorwiegend N-fallenden, ausnahmsweise auch horizontalen bis S-fallenden s-Flächen. Es ist altbekannt, daß der Kitzstein-Klammkalk in der Tiefe des Großarltales über Grünschiefer und Verrucano aushebt, jedoch bei der Ortschaft Kleinarl antikalinal nach E unter den Bündnerschiefer eintaucht. Dazwischen befindet sich die grandiose, weithin in der Landschaft sichtbare N-vergente Stirnfalte (Kitzsteinhördl).

Dann hat MOSTLER (1963) entdeckt, daß bei der Ortschaft Kleinarl im Antiklinalkern des tunnelförmig nach E eintauchenden Klammkalkes der Untergrund sichtbar ist.

Er nannte diesen Untergrund tieferes Penninikum oder „Verrucano Serie“ und wies diesbezüglich auf eine gewisse lithologische Analogie zum Untergrund desselben Klammkalkes im Großarlal hin. Neue und sehr gute Aufschlüsse im Bereich um die Ortschaft Kleinarl bringen auf Grund meiner Untersuchung die Bestätigung des von MOSTLER erkannten Antiklinalkernes.

Es wurde nämlich hier im Jahre 1994 eine sehr intensive Wildbachverbauung der Plojerschlucht beendet und im Jahre 1995 ein jetzt in Betrieb befindlicher neuer Steinbruch im Scheitel der Klammkalkantiklinale (beinahe horizontales s) errichtet (675 m NW Kirche Kleinarl) und in der Felswand längs des S-Schenkels der Antiklinale eine 500 m lange Güterstraße ausgesprengt, die von der Talsohle zum Steinbruch hinauf führt. Der Antiklinalkern ist nun eindeutig auch in frischen künstlichen Aufschlüssen zu sehen. Unter dem Klammkalk liegt 10 m mächtiger grüner Quarzschiefer mit Einschaltungen farblosen Serizitschiefers. Darunter folgen mächtigere Schwarzschiefer (Bett des Plojerbaches, 460 m W Kirche Kleinarl). Die Klammkalk-Antiklinale ist asymmetrisch. W des Kleinarlbaches verflacht der S-Schenkel der Antiklinale, verschuppt sich mit Schwarzschiefer und dünnt aus.

Die Breccien-Sandstein-Zone im Gebiet um den Penkkopf ist am wasserscheidenden Kamm westlich des Kleinarltales 3.100 m breit aufgeschlossen zwischen Kitzsteinhördl und Gründeck-N-Grat. Im Kleinarlal reicht sie zur südlichen Blattgrenze. Diese Zone beinhaltet E-W- bis WNW-streichende Bündnerschiefer, nur schmale und linsenförmig zerrissene Klammkalkzüge, Permo-Trias und posttriadische Breccien und Metasandsteine. Mächtiger Triasdolomit geht am Penkkopf lithologisch in nachtriadische polymikte, komponentengestützte Grobbreccie über. Sie erreicht 50 bis 100 m Mächtigkeit und bildet den in der Landschaft sehr markanten Felszug, der vom Penkkopf zum Zirmstein streicht und in der Streichrichtung treppenförmig in gewaltigen Bergstürzen zum Kleinarlal und zum Lambach des Großarltales abbricht. Lithologisch gleicht die Penkkopf-Breccie der Reichschbreccie, mit der sie unter dem Deckensystem der Radstädter Triasberge zusammenhängt (EXNER, 1971, 95).

TRAUTH hatte den Breccien noch wenig Bedeutung zugemessen und sie zusammen mit Rohwacke eher als Mylonite im Sinne seines Lehrers UHLIG gedeutet. Erst MOSTLER (1963) erkannte die Penkkopf-Breccie als sedimentogenes posttriadisches Schichtglied. Ich fand im Berichtsjahr die zugehörigen Metasandsteine. Wir haben es hier mit einem Teil der BRAUMÜLLERSchen Sandstein-Breccienserie zu tun, die er vom Fuschertal bis Großarl im Jahre 1938 verfolgt hatte.

Südlich des Kitzstein-Klammkalkzuges folgen Bündnerschiefer mit Lagen von posttriadischen Breccien und Sandsteinen: Sattel S Kitzstein in SH. 1930 m anstehende, 20 m mächtige Breccie vom Typus Penkkopf, südlich anschließend Bündnerschiefer mit Lagen mürber, kalkführender Metasandsteine mit klastischem Muskovit. Bei dem kleinen See, 200 m E Kitzsteinhördl und am Hauptkamm 500 bis 800 m SW dieses Berges sind vorzügliche Übergänge von feinbrecciösen, klastischen Muskovit führenden Bündnerschiefern zum Metasandstein zu beobachten. Die Fortsetzung ins Kleinarlal zieht S Kitzsteinalm zur 30 m mächtigen Breccie vom Typus Penkkopf knapp unter der Permoosalm, 700 m SW Kirche Kleinarl.

Eine lithologisch anders beschaffene Breccie (? Verrucano) grenzt in einem neuen Aufschluß in der Felsböschung des Güterweges, 750 m W Unterwandalm im

Großarlal in SH. 1530 m an den Kitzsteinklammkalk an. Es handelt sich um mittelkörnigen Quarz-Serizitschiefer mit 0,15 m langen Phyllitbrocken. Dieses Gestein ist sehr reich an Chloritoidblasten. Tektonisch dürfte es sich um aufgeschuppten Verrucano-Untergrund handeln.

Am wasserscheidenden Hauptkamm schließen gegen S an die Bündnerschieferbreccien tektonische Späne von Klammkalk (Rücken N Oberwandalm), Quarzit, Dolomit, Kalkschiefer und wahrscheinlich permischer Quarzschiefer an. Dazwischen befinden sich immer wieder Bündnerschiefer mit klastischem Muskovit und mit feinbrecciösen sandigen Lagen.

In den ? permischen Quarzschiefern befindet sich 150 m N Sattel P. 1858 der senkrechte First einer die Landschaft beherrschenden Antiklinale. Nördlich der senkrechten s-Flächen des Firstes fallen die Schiefer steil nach N. Südlich der Antiklinale setzt ein ruhigerer Bauplan mit mittelsteil nach S fallenden s-Flächen ein.

Zwei dünne Kalkbänder südlich des genannten Sattels stellen die Fortsetzung des „Südlichen Klammkalkzuges“ BRAUMÜLLERS dar und erreichen auf der Kleinarler Seite wiederum einige Dekameter Mächtigkeit. Sie sind dort infolge Moräne, Bergsturz und Talalluvion nur in isolierten Felspartien beobachtbar (S Klinghubalm; NE Kleinarler Hütte; Schollen mit Steinbruch SE P. 1471) und zielen zu der schon von TRAUTH und DEMMER beobachteten Klammkalkantiklinale, die 1.250 m SSE Kirche Kleinarl als südlichster Klammkalkzug wiederum tunnelförmig nach E unter Bündnerschiefer eintaucht („Höchststein“ unter P. 1280 und NE Bauernhof Schwab).

Den Sockel des Penkkopf-N-Grates bauen unterkretazische Schwarzschiefer (Mikrofossil-Fundpunkt, REITZ et al., 1990) auf. Das eingangs genannte interessante Profil des Penkkopf-Grates bis zum Wegweiser in der Scharte SH. 1990 zeigt den Übergang von Dolomit zur Breccie und mehrfache Verfaltung mit Quarzit und etwas Kalk. Hier wäre eine spezielle sedimentologische Untersuchung vorteilhaft. Südlich des Wegweisers folgen Quarzschiefer und Bündnerschiefer bis zum Aufschwung des Gründeck-N-Grates, wo Grünphyllonit mit einem Kalkmarmorband einsetzt (siehe unten!).

Auf der südgeneigten Rutschbahn des unterkretazischen Schwarzschiefers rutschten die kompetenten Schichtglieder der Penkkopf-Folge als Bergsturz in der Zirmstein-E-Flanke ab. In manchen Riesenschollen dieses Bergsturzes, die nur schwach gekippt sind, blieb die Schichtfolge erhalten. Hier treten im Verband mit Penk-

kopf-Breccie und Dolomit die sandigen, klastischen Muskovit führenden Bündnerschiefer, feinlagige grünliche Kalkmarmore (Typus: Hyänenmarmor), rosa Quarzit (? metamorpher Hornstein) und arkoseführender Quarz-Dolomit-Metasandstein auf (nördlich des Unterrainbaches, Steilhang über dem Güterweg bei P. 1280).

Die kristalline Deckscholle Schüttriigel – Roßfeldeck – Gründeck – Trög besteht aus Quarzschiefern, Grünphylloniten, Grünschiefern und Diaphthoriten. Sie streicht WNW, lagert auf Bündnerschiefern und bildet die seitenversetzte Fortsetzung der Moseregglamelle, somit einen Teil der kristallinen paläozoischen Basis des Radstädter Deckensystems. Reste auflagernder Trias befinden sich im Schüttriigel-Bergsturz (siehe vorjähriger Aufnahmebericht). Der Südteil der Deckscholle (Schüttriigel und Roßfeldeck) gehört zu Kartenblatt 155 Blatt Hofgastein.

Im Berichtsjahr wurden N-Grat und W-Kamm des Gründecks begangen, aber die geologische Kartierung noch nicht abgeschlossen. Der Trog liegt im Streichen der steilstehenden Metabasite und Quarzschiefer und bildet morphologisch das Modell eines Doppel- und Dreifachgrates (Entstehung durch gravitative Hangtektonik) mit innen befindlichen Seefurchen (Tröge).

Interessant ist die Grenzregion zwischen Deckscholle und Bündnerschiefer (Schwarzschiefer), welche durch ein Karbonatgestein unbekannten stratigraphischen Alters markiert ist: Im S des Roßfeldecks Eisendolomit und Bänderkalkmarmor (Fortsetzung der betreffenden Vorkommen an der S- und W-Grenze der Moseregglamelle) und ein neu aufgefundenes Kalkmarmorband längs des S- und N-Randes unserer Deckscholle an den Grenzen des Trogs und am Gründegg-N-Grat in SH. 2040 m.

Feldgeologisch und mikroskopisch zeigen die Aufschlüsse des Trogs eindeutig den kontinuierlichen Gesteinsübergang von Metabasit (Plagioklas-Epidot-Grünschiefer) zu Grünphyllonit vom Typus Seekopf (Basis der Ennskraxen). Der gut erhaltene Grünschiefer in der Scharte zwischen Roßfeldeck und Gründeck gehört nicht zu den Bündnerschiefern, sondern zum paläozoischen Sockel des Radstädter Deckensystems.

Es ist hier nicht Platz, auf die vielen ungelösten stratigraphischen und tektonischen Probleme der Matreier Zone des Tauern-Nordrandes einzugehen. Eine saubere feldgeologische Kartierung der lithologischen Typen im Grenzbereich zu den Radstädter Tauern wird jedenfalls weiterhin erforderlich sein.

## Blatt 126 Radstadt

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen auf Blatt 126 Radstadt

WALTRAUD GENSER  
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Die geologische Aufnahme erstreckt sich südlich des Gosaukammes von Neuberg über die Arzbergalm und das Wurmeegg bis Filzmoos.

Vom Liegenden zum Hangenden lassen sich folgende Einheiten unterscheiden:

- Paläozoische Phyllite
- Werfener Schichten
- Quartäre Ablagerungen.

Die paläozoischen Phyllite treten in zwei verschiedenen Ausbildungen auf. Der Geröllphyllit wird von einem feinblättrigen Ton-Silt-Phyllit überlagert.

Der liegende Geröllphyllit setzt sich aus unterschiedlich großen, teilweise stark deformierten Quarzgeröllen, die in eine dunkelgrau-bräunliche Tonschiefermatrix gebettet sind, zusammen. Oft treten dunkelgrau-schwarze, geringmächtige Tonschieferlagen im Wechsel mit dem Geröllphyllit auf.

Innerhalb des feinblättrigen Phyllites wechseln dunkelgraue, hellgraue sowie grünlichgraue und beigebräune feinkörnige Lagen im cm-Bereich. Die Schieferungsflächen zeigen einen silbergrauen Glanz.



Die Schichten des gesamten Phyllitpaketes im kartierten Bereich fallen flach nach NW bis flach nach NE und sind flachwellig verfaltet. In Störzonen steilt die Schieferung teilweise bis 80° auf.

Innerhalb der Werfener Schichten können im Kartiergebiet drei lithologische Pakete unterschieden werden (siehe auch SCHLAGER, 1966). Eine Abgrenzung der einzelnen Pakete konnte aufgrund der teilweise sehr schlechten Aufschlußverhältnisse (tiefgründige Verwitterung und starke Vegetationsdecke) in der Karte nicht vorgenommen werden.

Über dem paläozoischen Phyllit tritt ein massiger, meist arkosider, grüngrauer Sandstein auf. Teils wechseln innerhalb dieses Paketes gröbere Sandsteinlagen mit feinklastischen grünen Siltlagen, deren Schichtflächen oft phyllitisch glänzen. Die klare Trennung von den darüberliegenden Bunten Werfener Schichten einerseits sowie die eindeutige Zuordnung dieses Paketes zu dem von SCHLAGER (1966) beschriebenen graugrünen Quarzit scheint vorerst nicht eindeutig.

Den überwiegenden Anteil der hier kartierten Werfener Schichten machen die sogenannten Bunten Werfener Schichten aus. Grüne, graue sowie violette Sand- und Siltsteinabfolgen stehen innerhalb der Bunten Werfener Schichten in raschem Wechsel. Meist sind sie reich an detritischen Helglimmern und lassen noch sehr gut primäre Sedimentstrukturen wie Schichtung (sowohl planare Schichtung als auch aufrechte Kreuzschichtung) und Strömungsrippel erkennen. Vereinzelt kommen innerhalb dieses Paketes Vererzungen vor, die meist an Quarzadern unterschiedlicher Orientierung gebunden sind.

Den Hangendanteil der Bunten Werfener Schichten nimmt ein beige-grauer, grobbankiger, teils wandbildender (SE-Hänge des Lienköpfls) Quarzarenit ein, der selten von geringmächtigen (<7 cm) grünen oder violettgrauen Siltschieferlagen unterbrochen wird.

Die Bunten Werfener Schichten werden von karbonatischen Abfolgen überlagert, die in den N-S-Gräben unmittelbar östlich der Arzbergalm aufgeschlossen sind. Hierbei handelt es sich um hellbraungraue, gut geschichtete (0,5–5 cm), stark kalkhaltige Siltsteine. Makrofossilien wurden nicht gefunden.

Die Werfener Schichten fallen generell flach nach N, NE bis E ein und sind ebenfalls flachwellig verfaltet.

Großräumig scheint ein primärer Gesteinsverband erhalten zu sein. Lediglich im N-S-Graben zwischen Halsegg und Wurmegg sind paläozoische Phyllite mit den Werfener Schichten verschuppt. Innerhalb der Werfener Schichten sind an einigen steilstehenden Störfächen auch geringe Bewegungen feststellbar.

Die steilstehenden Störungen im Kartiergebiet streichen hauptsächlich NW–SE.

Quartäre Ablagerungen, wie Moränen, Terrassensedimente und Alluvionen überdecken weite Bereiche des Kartiergebietes. Die Abtrennung zwischen Moränen und Terrassenschüttungen ist oft nicht klar erkennbar, da ± rezente Hangrutschungen die Grenze zwischen den beiden Lockersedimenttypen verwischen.

Moränenablagerungen bedecken hauptsächlich die nördlichen Anteile des Kartiergebietes. Aufgrund der Geschiebebegesellschaft von verschiedenen Kalken, Dolomiten und Werfener Schichten sowie dem Fehlen von Kristallinanteilen muß das Einzugsgebiet des Gletschers innerhalb der NKA gelegen sein (Bereich Gosaukamm?).

Terrassenkörper sind in weiten Bereichen des Kartiergebietes zu finden, wobei mindestens zwei Terrassenstockwerke zu trennen sind. In der Gegend von Viertel –

Schreibermaisalm ist eine untere Terrassenoberkante bei ca. 1100 m ü.A. und eine obere Terrassenoberkante bei ca. 1200 m ü.A. anzutreffen. Reste der oberen Terrassenoberkante sind aufgrund von Talrandver kittungen noch an den steilen SE-Flanken der Hackplatten erhalten. Auch im Bereich südwestlich des Halsegg ist die obere Terrasse nicht nur an der Morphologie erkennbar, sondern es sind auch interne Schrägschichtungskörper aufgeschlossen.

Anhand einzelner Aufschlüsse in verschiedenen Geländeneiveaus kann der Terrassenbau der oberen Terrasse rekonstruiert werden. Östlich des Fritzbachgrabens treten ab ca. 1100 m ü.A. Seetone über der Oberkante der unteren Terrasse auf. Die Mächtigkeit dieser hell- bis mittelgrauen Tone beträgt ca. 10 m bis 15 m. Darüber sind an mehreren Stellen (NE Schreibermaisalm gegenüber dem Marcheggsattel; NE Mooslehen neben der Forststraße Richtung Halsegg; SE des Marcheggsattels an der Straße nach Hinterwinkl) Schrägschichtungskörper in Höhen zwischen 1160 m und 1200 m ü.A. aufgeschlossen. Horizontal geschichtete Schotter treten ab einer Höhe von ca. 1200 m ü.A. auf und fallen mit der morphologischen Oberkante (erkennbar z.B. NE Mooslehen) der Terrasse zusammen. Die Schrägschichtungskörper der oberen Terrasse fallen generell mit ca. 30° nach NE ein und geben somit die Schüttungsrichtung der Terrassensedimente mit NE (talaufwärts!) an.

Alluvionen sind fast ausschließlich im Uferbereich der Bäche anzutreffen.

## Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im unterostalpinen Quarzphyllit auf Blatt 126 Radstadt

WALTER KURZ  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet liegt im Südwestteil der OEK 126 (Radstadt). Es wird im Osten von der Tauernautobahn, bzw. von der Straße Flachauwinkl – Flachau begrenzt. Die Südgrenze bilden die Enns und der Langeggbach, sowie die Linie Gründbichlhütte – Kote 1421 (Wegweiser). Die Westgrenze folgt dem westlichen Kartenrand des Blattes Radstadt bis auf Höhe der Oberen Schüttalm, anschließend der Linie Mooskopf – Frauenalm – Hundsorfhütte – Griebbachhütte. Die Nordgrenze verläuft entlang der Linie Griebbachhütte – Platten – Gindl. Geologisch befindet man sich hier innerhalb der Unterostalpinen Quarzphyllite. Die Grenze zum Penninikum verläuft etwas weiter westlich des westlichen Kartenrandes.

In diesem Gebiet konnten folgende kartierbare Einheiten in wechselnder Abfolge unterschieden werden:

- Grobkörnige, grünlich-weiße, gut geschieferte Quarzite und Helglimmerquarzite (Lantsfeldquarzit), die im Kontakt zum Nebengestein häufig als Weißschiefer mit engständiger Schieferung ausgebildet sind.
- Grobkörnige, weiße bis graue, biotitführende Quarzite, die vertikal und lateral in Biotitschiefer übergehen können; sehr selten sind sie karbonatführend.
- Innerhalb dieser Quarzite treten lokal (z.B. ca. 250 m östlich der Frauenalm) Geröllschiefer auf, die Quarz- und Dolomitgerölle von cm- bis dm-Größe führen können.
- Biotitschiefer und Biotitphyllite; die Biotitphyllite bestehen in ihrer Hauptmasse fast ausschließlich aus Biotit, untergeordnet aus Chlorit und Quarz; der Quarzanteil der Biotitschiefer ist höher.

- Helle, grün-graue Muskowit-Serizit-Chlorit-Schiefer mit unterschiedlichen Anteilen an Quarz. Vereinzelt kann Biotit untergeordnet auftreten. Biotitschiefer und Chloritschiefer wurden früher generell als Quarzphyllit ausgeschieden, allerdings scheint eine genauere Auf-trennung im bearbeiteten Areal möglich.
- Dunkle Kalkschiefer und Kalkglimmerschiefer sind sel-ten, geringmächtig und treten nur lokal auf. Sie beste-hen aus fein-mittelkörnigem Kalzit, Muskowit-Serizit sowie Biotit. In der Regel sind sie mit Biotit- und Chlo-ritschiefern assoziiert.
- Ebenfalls von nur lokaler Bedeutung sind feinkörnige, dunkelgraue Bänderkalke, die ebenfalls mit Biotitschie-fern assoziiert sind.
- Vor allem innerhalb der Biotitschiefer und Biotitphyllite treten zusammenhanglos einzelne Blöcke von massiven

Kalken und Dolomiten auf, die Zehnermeter bis wenige 100 m Größe erreichen können.

- Grobes Blockwerk und Hangschutt.

Die lithologischen Einheiten zeigen eine penetrative Schieferung, die im Südteil des bearbeiteten Gebietes ca. E-W streicht und flach, mit 20 bis 45°, nach N einfällt. Ein dazugehöriges Streckungslinear liegt subhorizontal und ist ca. E-W- bis NW-SE-orientiert. Das Einfallen wird nach N generell steiler. In Nordostteil des bearbeiteten Gebietes biegt das Streichen weiters auf NW-SE um. Charakteristisch ist ein N- bis NE-vergenter Faltenbau, wobei die Li-thologien um subhorizontale, E-W- bis NW-SE-strei-chende Faltenachsen offen bis geschlossen verfault wer-den.

## Blatt 143 St. Anton am Arlberg

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 143 St. Anton am Arlberg

BIANCA WAGNER  
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Am östlichen Rand des Kartenblattes ÖK 143 wurde im Sommer 1996 eine Neukartierung im Maßstab 1 : 10.000 durchgeführt. Das untersuchte Gebiet wird südlich durch den Lechtaler Höhenweg und westlich durch das Almajur-tal begrenzt. Die nördliche Kartiergrenze bildet der Wan-derweg von Kaisers in Richtung Frederic-Simms-Hütte. Die Geländeaufnahmen werden 1997 ergänzt und abge-schlossen.

#### Stratigraphie

In diesem geologisch interessanten Gebiet ist die Dek-kengrenze zwischen Inntaldecke und Lechtaldecke (i. S. AMPFERERS) aufgeschlossen. Die Gesteine der Lechtal-decke mit den stratigraphischen Einheiten von Alpinem Muschelkalk bis Lechtaler Kreideschiefer nehmen den Großteil der Fläche ein, auf denen der Deckenrest der Inn-taldecke, hauptsächlich aufgebaut aus Hauptdolomit, un-tergeordnet aus Partnachschichten und Raibler Schich-ten, aufsitzt.

Da keine faziellen Unterschiede in der Ausbildung der Gesteine innerhalb dieser zwei Decken auftreten, können diese hier gemeinsam betrachtet werden.

Alpiner Muschelkalk, als stratigraphisch tiefste Einheit, steht am Osthang des Kaisertals am Fuß von Kai-sersteinspitze, Gfällkopf und Elferspitze an.

Er besteht aus dunklen, groben Kalken, hellen, horn-steinreichen Kalken mit suturierten Tonzwischenlagen, sowie massigen, mittelgrauen Dolomiten, wobei diese Gesteine häufig tektonisch beansprucht vorliegen und die Gesteinsgrenzen Störungen sind.

Im Hangenden folgen schwarze, teils geschieferte, fos-silarne Mergel der Partnachschichten, in denen oft gelb angewitterte Kalkkonkretionen auftreten. Dazu schalten sich dunkle Kalkbänken ein.

Gesteine der Partnachschichten sind möglicherweise noch an der Basis der Inntaldecke unterhalb der Raibler

Schichten und des Hauptdolomites im Anschnitt des Fal-lesinbaches aufgeschlossen, doch fällt die Unterschei-dung zu den Raibler Schichten aufgrund der geringen Mächtigkeit und der tektonischen Beanspruchung in die-sem Bereich schwer.

Die dunklen Tonschiefer der Raibler Schichten bil-den am Fuß des Griebkopfes und der Kaisersteinspitze einen markanten Horizont, an welchem zahlreiche Quellen austreten.

Daneben findet man rostig anwitternde Sandsteine, dunkle Dolomite und Onkoidkalke. Die oft beschriebene dreifache Zyklizität ist an diesen gestörten und mögli-cherweise tektonisch ausgedünnten Profilen nicht zu be-obachten, da auch keine Rauhwacke als Orientierungshil-fe vorhanden ist.

Der graue, teils laminierte, rau anwitternde Haupt-dolomit tritt aufgrund seiner hohen Verwitterungsresi-stenz als Gipfelbildner von Griebkopf, Elferspitze, Zwöl-ferspitze und Fallesinspitze auf. Der typische Latschen-kiefern bewuchs und die großen Schuttreißen dieses Ge-steins sind gute Kartierhilfen.

Da der Übergang zum Plattenkalk allmählich erfolgt und die Grenzziehung somit unsicher ist, wurden diese beiden äußerlich schwer unterscheidbaren und morpho-logisch gleich agierenden Einheiten gemeinsam auskar-tiert.

Ein vollständiges Profil dieses Grenzbereiches bietet der Top des Griebkopfes, an dem der Hauptdolomit durch zunehmende Einschaltung von fossilreichen Kalkbänken in Plattenkalk übergeht.

Aus dem Plattenkalk entwickelt sich durch Abnahme der Kalkbänke bei wachsendem Anteil an dunklen Mergeln die Abfolge der Kössener Schichten. Infolge der leicht verwitternden Mergel ist diese Einheit in morpholo-gischen Depressionen oder an flachen Rasenhängen zu finden, wie z.B. im Hinterbergstal. Die eingeschalteten, gelb anwitternden Kalkbänken, die auch als typische Lumachellenkalke auftreten, erleichtern gegenüber den unscheinbaren, schwarzen Mergelbruchstücken die Kar-tierung.

Der hellgraue Rhätoliaschalk steht am Griebkopf, der Kaisersteinspitze und unterhalb der Jägerhütte im Kaiser-tal an. Dieses massige Gestein enthält häufig Fossilien,

wobei besonders Korallen (Thecosmilien) zu nennen sind. Auffällig ist die Karenbildung dieses Kalkes als Verwitterungsform.

Unterliasrotkalk ist nur an der Kaisersteinspitze und am Griebkopf aufgeschlossen. Das Band dieses rötlichen Flaser- bzw. Knollenkalkes hebt sich im Gelände deutlich zum hellen Rhätoliaskalk ab. Im Detail ist der Übergang jedoch häufig fließend. Es finden sich Lesesteine mit Anschnitten von Ammoniten und Nautiloideen.

Östlich der Ortschaft Kaisers befindet sich ein großer Ausstrich der Allgäuschichten. Es handelt sich um mittel- bis dunkelgraue, bräunlich verwitternde Kalke, die mit dunklen Mergeln wechselgelagert sind. Vereinzelt ähnelt das Gestein im Aussehen dem Aptychenkalk, doch ist die Farbe dunkler. Die Kalke zeichnen sich oft durch einen hohen Gehalt an Kieselsäure aus, was sich an Hornsteinknauern erkennen läßt. Die Unterteilung der Allgäuschichten ist aufgrund der intensiven tektonischen Überprägung nicht auflösbar.

Einen wichtigen Leithorizont stellt der rote, teilweise auch grüne und schwarze Radiolarit dar. Trotz tektonischer Störungen ist dieses Gestein meist noch in geringen Mächtigkeiten vorhanden und leitet in die Abfolge des Aptychenkalkes über. Besonders interessant erscheint die ungewöhnlich hohe Mächtigkeit des Radiolarites an der Ostwand der Elferspitze, unterhalb der Deckengrenze. Möglicherweise handelt es sich hier um tektonische Aufschuppung dieser Einheit, was zur Erhöhung der Mächtigkeit führte.

In der Umgebung der Ortschaft Kaisers sowie in einzelnen Schollen innerhalb der Kreideschiefer steht Aptychenkalk an. Dieses ursprünglich aus hellen, sahnefarbenen, mikritischen Kalkbänken mit dünnen, dunklen Tonzwischenlagen bestehende Gestein reagiert auf Beanspruchung mit verstärkter Drucklösung, d.h. Karbonat wird gelöst und abgeführt, Tonlagen werden angereichert und suturiert. Ebenso können die Karbonatkörper auf den Tonlagen gleiten. Demzufolge findet man häufig zerscherzte, von Kalzitäderchen durchsetzte, extrem ausgedünnte Kalkbänke mit dichten, dunklen Zwischenlagen.

Die Lechtaler Kreideschiefer stellen die stratigraphisch jüngste Einheit der Lechtaldecke dar, welche im Almajurtal, am Stanskogel, sowie rund um das Kaiserjochhaus anstehen. Es handelt sich um dunkelgraue bis schwarze Schiefer, in denen fein- bis mittelkörnige Kalkarenitbänke auftreten. Die Schieferung ist häufig parallel

der Schichtung ausgebildet oder steht in einem sehr kleinen Winkel dazu.

Als Quartäre Bildungen sind Reste von Moränenwällen, vereinzelt Moränenschutt in den Karen, sowie holozäner Hangschutt, z.T. in großen Hangschuttkegeln, Blockschutt und Terrassenschotter des Almajurbaches und des Kaiserbaches zu nennen.

### Tektonik

Die Gesteine der Lechtaldecke weisen in der NE-Flanke des Kaisertals einen weitspannigen, N-NW-vergenten Faltenbau mit E-W- bis NE-SW-streichenden Faltenachsen auf. Innerhalb dieses Bereiches findet man intensive Verschuppungen, die zur Stapelung kompetenter und zur Ausdünnung inkompetenter Schichteinheiten führten. Am Guflekopf ist diese Erscheinung zu beobachten. Der gesamte Komplex taucht nach W bis SW in das Kaisertal und unter die Gesteine der SW-Talflanke ab.

Diese Einheiten wiederum sind durch den auflagernden Deckenrest der Inntaldecke (i.S. AMPFERERS) stark beeinflusst. So sind Verschuppungen von Aptychenkalk in Kreideschiefern unterhalb der Deckengrenze zu finden, die einen Deckenschub aus Süden andeuten. Ebenso ist im Bereich der Kaisersteinspitze eine große, nordvergente, abgescherte Falte von Allgäuschichten und Rhätoliaskalk mit E-W-streichender Faltenachse aufgeschlossen.

Im S-Abschnitt des Kartierungsgebietes macht sich die E-W-streichende Hauptstörungslinie des Trisanatales bemerkbar. Die Einheiten fallen steiler ein und werden durch N-S-streichende Querstörungen versetzt. Am Griebkopf weisen steilstehende Faltenachsen im Hauptdolomit und in den Kössener Schichten möglicherweise auf eine NW-SE-orientierte, von dieser Hauptstörung abzweigende Nebenstörung hin.

### Angewandte Geologie

Im auflagernden Hauptdolomit der Inntaldecke treten steile Abschiebungen in Richtung Almajurtal auf, die durch Talzuschub des durch Gletscher übersteilten Tales zu erklären sind. Ebenso findet man in den SE-Talhängen, an denen Kreideschiefer ansteht, hangparallele Bergzerreißungsspalten.

Die hohe Instabilität der markanten Hauptdolomitschuttreißen wird am SW-Hang des Kaisertales deutlich, an dem trotz Latschenbewuchs Hangrutschungen zu beobachten sind.

## Blatt 148 Brenner

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Quarzphyllit auf Blatt 148 Brenner

AXEL NOWOTNY

Der Kartierungsschwerpunkt auf Blatt 148 Brenner lag im Jahre 1996 im Bereich der Sill zwischen Gärberbach im N und Matrei im S.

Im Anschluß an die bereits kartierten Gebiete westlich der Sill, der Sillschlucht und des Gebietes des Patscherkofels lag das Hauptaugenmerk auf dem Grenzbereich zwischen einerseits Stubakristallin im W und Innsbrucker

Quarzphyllit im E. Entlang der Sill treten im N, wie bereits im Kartierungsbericht 1993 beschrieben, Einschaltungen von Porphyroid, Grünschiefer, Dolomit- und Kalkmarmoren innerhalb des Innsbrucker Quarzphyllites auf. Diese Einlagerungen konnten auch im S beobachtet werden. Ein mächtiges Vorkommen von Grünschiefer befindet sich unmittelbar im Portalbereich des Durchganges unter der Eisenbahntrasse SE von Gärberbach. Dolomit und Kalkmarmoraufschlüsse finden sich N des Ahrntales.

Im liegenden Anteil des Innsbrucker Quarzphyllites treten hier Einschaltungen von Kalkmarmoren, teilweise gebändert mit zuckerkörniger Ausbildung auf, im Hangenden Dolomitmarmore. Im Bereich des Ahrwaldes lagert Dolo-

mit auf Quarzphyllit auf. Im S mit einer maximalen Mächtigkeit von 50 m, dünnt er gegen N bis auf wenige Meter aus. Weitere Einschaltungen von gebändertem Kalkmarmor konnten im Bereich der Autobahnausfahrt Patsch und in den weiter östlich liegenden Quarzphyllit-Aufschlüssen angetroffen werden.

Im Talbereich des N-Widerlagers der Europabrücke stehen Gesteine des Stubaikristallins an. Die Grenze zwischen Innsbrucker Quarzphyllit und Stubaikristallin verläuft hier nach NW über die Sill und N der Sillwerke vorbei in Richtung Stefansbrücke. Mylonite wie im Bereich der Tongrube Stefansbrücke sind nicht aufgeschlossen, lassen sich jedoch aus der Morphologie des Geländes vermuten. Der Gesteinsbestand des Stubaikristallins im Bereich der Sill besteht großteils aus muskovitreichem Glimmerschiefer bis Gneis mit Einschaltungen von Amphibolit. Im Bereich WSW St. Peter treten dunkle Gneise im Liegenden der hellen Glimmerschiefer und Gneise auf. Die größte Mächtigkeit des Stubaikristallins östlich der Sill liegt am Ausgang des Viggartales. Die Grenze Innsbrucker Quarzphyllit zu Stubaikristallin verläuft ab dem Viggartal im Gebiet der Ellbögener Bundesstraße Richtung S. Entlang der Sill können zwischen Viggartal und Falggasanerbachtal, an E-W-Störungen versetzt, flach bis mittelsteil nach WNW einfallende Mylonitzonen beobachtet werden. Sowohl SE Ruggschrein als auch bei Mühlthal treten nahe der Grenze zum Stubaikristallin Granatphyllite und Glimmerschieferphyllonite auf. Quarzphyllit, welcher zwischen Ruggschrein und St. Peter gegenüber Glimmerschieferphyllonit zurücktritt, wird gegen S wieder mächtiger. Staurolithglimmerschiefer, welche SE Ruggschrein beobachtet werden konnten und im Bereich des Stubaikristallins liegen, sind wahrscheinlich als verrutschte Blöcke des Patscherkofelkristallins anzusehen. E des Brennerwerkes treten Gesteine des Tarntaler Mesozoikums und des Tauernfensterrahmens auf.

Vor allem Serpentine, aber auch silbrig glänzende, bunte bis graue Phyllite wechsellagern mit sandigem grauem Schiefer und lassen sich vom Riggelsbach gegen S, entlang der Sill, bis Ziegelstadel und weiter gegen E Richtung Pfons verfolgen.

Junge Überlagerung ist weit verbreitet. Durchwegs finden sich Eisrandterrassensedimente entlang der Sill. Grundgebirgsaufschlüsse sind fast nur in eigentlichen Tal- und Grabenbereichen der Sill zu beobachten. E der Sillwerke treten im Liegenden Grobkonglomerate (Matreier Konglomerat) mit dm- bis m-großen Komponenten (durchwegs aus der lokalen Umgebung mit auffallend großem Anteil von Serpentin) auf. Die im Hangenden folgende Moräne ist selten aufgeschlossen, wird aber durch Quellhorizonte angezeigt.

Weitere Begehungen wurden im südlichen Bereich des Voldertales zwischen Seekarspitze im E und Grünbergspitze im W durchgeführt. Der gesamte Bereich wird von Quarzphyllit mit Einschaltungen von Porphyroid, Grünschiefer und Karbonat aufgebaut. SW der Seekarspitze findet sich ein dm- bis m-mächtiges Band von Porphyroid ebenso im Kar E des Rosenjoches. Beide Vorkommen lassen sich unschwer verbinden und streichen gegen S zur Grafmartspitze und gegen W entlang des Kammes von

Grünbergspitze – Seeköpfl, flach nach NE einfallend in Richtung Voldertal. Grünschiefer treten an der Basis der Grünbergspitze auf und lassen sich gegen N sowohl in das Voldertal als auch in das Arzthal verfolgen (siehe Bericht 1995). Den größten Raum der Einschaltungen nehmen Karbonate ein. Sie sind teilweise wie im Arzthal (siehe Bericht 1995) stark vererzt. Innerhalb von Kalkmarmorlagen finden sich Eisendolomiteinschaltungen. Der Bereich der Karbonatzüge läßt sich vom E-Rand des Kartenblattes im Gebiet der Sonnenspitze niveaugleich bis E der Seeblespitze verfolgen.

Der Kammbereich zwischen Seekarspitze, Naviser Joch, Grafmartspitze und gegen W zur Grünbergspitze zeigt ausgeprägte Doppelgratbildung. Es treten mächtige Massenbewegungen, sowohl nach S ins Navistal als auch nach N, Voldertal, auf.

## **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 148 Brenner**

Von GERHARD POSCHER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

1996 wurde der Bereich orographisch links der Ruetz südlich von Außerkreith begangen, es wurden die Lockersedimente der südlich Brandegg austreichenden Mittelgebirgsterrasse aufgenommen.

Ergänzende Begehungen wurden ferner im Bereich Mentlberg-Klosterberg am NW-Blattrand hinsichtlich der Aufnahme temporärer Aufschlüsse durchgeführt, da bei der seinerzeitigen Aufnahme eine sehr schlechte Aufschlußsituation gegeben war.

Die diesjährig durchgeführten Aufschlußbohrungen für die Deponie Graslboden nördlich von Schönberg erbrachten mit max. 160 m Bohrteufe erstmals durchgehend gekerkte Aufschlüsse der Lockersedimentterrasse zwischen Ruetz und Sill.

Der engständige Bohrraster erlaubt eine sedimentologisch begründbare Modellierung des Internbaus der Terrasse im Verzahnungsbereich von Sill und Ruetz und in Verbindung mit seismischen Untersuchungen eine Analyse des Grundgebirgsreliefs.

Derzeit ist die Kompilation der seit 1988 kartierten Gebiete mit einer Vereinheitlichung der Kartierungslegende des Quartärs in Arbeit. Das bislang bearbeitete Gebiet weist etwa folgende Umgrenzung auf: Nordwestliche Blattgrenze (Ziegelstadl) – Innsbruck – Mentlberg – Vill – westlich Igls – östlich Ahrntal – Sillwerk – Graslboden – Schönberg – Ruetzwerk – Nordbereich der Telfer Wiesen – Raitis – Mutters – Natters, wobei noch eine Kartierungslücke im Bereich der Eisrandterrassen von Mutters besteht.

Erkenntnisse aus künstlichen Aufschlüssen (Bohrungen, Schürfe, Seismik) liegen aus dem Bereich Ahrntal, Graslboden, Riedbach, Raitis sowie aus dem Rohrleitungsbereich der Ferngas-Trasse südlich von Innsbruck im Abschnitt Ampaß – Aldrans – Vill – Natters – Mentlberg vor.

## Blatt 149 Lanersbach

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Tauernfenster auf Blatt 149 Lanersbach

BERND LAMMERER, MARKUS EBERLE, CAROLINE HELLMEIER,  
ELMAR SCHERER, ANDREAS SCHÜRZINGER  
& MATTHIAS WEGER

(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr 1996 wurde vorwiegend im Südwestabschnitt des Blattes Lanersbach kartiert. Die bereits im Bericht 95 erwähnte bis mehr als 100 Meter breite subvertikale Scherzone („Salzach–Riffler–Störung“) streicht zwischen Hoher Kiste und Ginzling-Dornauerg diagonal durch das gesamte Kartenblatt bis in die Nachbargebiete. Sie verläuft über Geraer Hütte, Falscher Kaserer und Friesenbergscharte südlich am Hohen Riffler vorbei, von dort in den Südhängen des Tuxer Kammes nach Ginzling, wo sie auf Blatt Mayrhofen südlich an Dristner und Ahornspitze (Popbergscharte) die Schönachmulde begrenzt und südlich von Krimml ins Salztal ausstreicht. Es wird vermutet, daß es sich um einen Zweig oder gar um die langgesuchte Fortsetzung der Salzachstörung nach Westen handelt. Auf Blatt Brenner wurde sie bis in die Nordhänge des Wolfendorns verfolgt, der weitere Verlauf ist noch unklar. Die letzten Bewegungen waren sinistral, doch ist ein früherer Vertikalversatz (Südteil gehoben) anzunehmen, der nach Westen hin abklingt. Nordwestlich der Störung steht porphyrischer Granit (Typ Ahorngranit) an, durchsetzt mit aplitischen Gängen und Apophysen sowie Schollen von Altkristallin, südöstlich davon ein homogener grober bis mittelkörniger Granit („Tuxer Granit“).

Im Tuxer Zentralgneis-Kern wurden an cm–dm-breiten duktilen, duktil-spröden bis spröden Scherzonen mit Versätzen im dm–m-Bereich Paläostress-Richtungen und Verformung bestimmt. Die Scherzonen bildeten sich nach der plastischen Gesamtverformung der Zentralgneise unter „strain-softening“-Bedingungen; die zeitliche Abfolge

von duktilen zu spröden Verformungsbedingungen ist durch Versatzbeziehungen und verschiedene Mineralisierung gut bestimmt, der Aufstieg des Tauernfensters ist hierin dokumentiert. Die Auswertung der Paläostress-Analysen (nach SPERNER et al., 1993, Computers and Geosciences) ergab für die duktilen Scherzonen SSE–NNW-Einengung bei WSW–ENE-gerichteter Extension. Für die spröden Brüche ergibt sich in etwa „oben-unten“-Einengung bei gleichbleibender Extensionsrichtung. Der äquivalente Strain, den die ansonsten geschonten Partien im Tuxer Zentralgneis-Kern durch diese Scherzonen erfahren haben, ist gering. Berechnungen ergaben für das Verhältnis von größter zu kleinster Achse des Strainellipsoids keine höheren Werte als 1,05 : 0,96.

Analysen des duktilen Strains (WEGER, 1996, Diss. Univ. München) lassen sich ganz klar mit einer Faltung der Zentralgneiskerne in Beziehung setzen. Einzelne, kilometerdicke Granitlagergänge sind hier verfault. Die Analysen widersprechen dem früheren Konzept der tiefreichenden Zentralgneis-„Kerne“ oder eines Batholithen.

In den sedimentären Hüllserien wurde die Kaserer Serie generell in eine untere mehr carbonatische und eine obere siliziklastische auch kartiermäßig geteilt. Die von FRISCH (1984, Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.) zur Kaserer Serie gezählten Amphibolite mit MORB-Charakteristik gehören u.E. zur Oberen Schieferhülle, wie es auch von THIELE (1976, Geol. Rundsch.) dargestellt wurde. Der Kontakt zwischen den Hüllserien und Decken am Tauernnordrand ist hier zwar durch südvergente Rücküberschiebungen und Rückfaltungen kompliziert, worauf schon ROSSNER & SCHWAN (1982, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.) aufmerksam gemacht haben, läßt aber kaum eine andere Interpretation zu.

Dies deutet an, daß die Verformung beim Aufstieg des Tauernfensters hauptsächlich an zuerst duktil, später spröde bewegten großen Störungsflächen außerhalb der Zentralgneis-Kerne (Beispiele Salzach–Riffler–Störung, Tauernnordrandstörung, Pustertallinie) erfolgte.

## Blatt 154 Rauris

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Tauernfenster auf Blatt 154 Rauris

GERT FURTMÜLLER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierung wurde 1996 im Gebiet von Hagener Hütte – Weißgerber Biwakschachtel – Duisburg-Hannover-Höhenweg durchgeführt.

Im Arbeitsgebiet befindet sich ein Zentralgneiskörper, der Granitgneis des Sonnblickkernes. Über dem Zentralgneis folgen Schwarzphyllite, Paragneise und eine mesozoische Metasedimentabfolge mit Kalkglimmerschiefern, Kalkmarmoren, Prasiniten, Schwarzphylliten und verschiedenen Paragneisen.

Der Sonnblick-Zentralgneis ist durch seine großen Kalidspäte auffallend. Im Handstück fallen weiters noch Plagioklas, Quarz, Biotit, Hellglimmer und Chlorit auf. Die Einregelung der Feldspäte weist im gesamten Arbeitsgebiet NW–SE-Richtung auf.

Dunkle Schollen sind im Zentralgneis immer wieder auffallend. Vom Feldsee in Richtung Duisburger Hütte in SE–NW-Streichrichtung zieht ein mehrere Meter mächtiges Amphibolitband.

Im Bereich der Weißgerber Biwakschachtel folgen über dem Zentralgneis Schwarzphyllite. In die Schwarzphyllite linsenförmig eingelagert ist ein dünnes Prasinitband.

Ein mehrere Meter mächtiges Paragneisband unmittelbar nördlich der Biwakschachtel ist auffallend. Das Paragneisband besteht aus einer Wechsellagerung zwischen sauren und basischen Lagen und ist stark geschiefert und

verfälscht. Die b-Achsen fallen mit etwa 5 Grad in Richtung 126 ein. Im Hangenden dieses Paragneisbandes folgen wieder Schwarzphyllite, die mit Lagen von Kalkglimmerschiefern stark wechsellagern.

Im Profil von der Hagener Hütte zum Vorderen Gesselpfopf folgen über mehrere Meter mächtige helle Paragneise. Hangend davon stehen Schwarzphyllite an, die jedoch nur geringmächtig sind und von einer mächtigeren Lage von Kalkglimmerschiefern abgelöst werden. In die Kalkglimmerschiefer sind Prasinilitinseln zwischengeschaltet. Auf etwa 2700 Meter stehen wenige Meter mächtige Serpentine an, welche von Kalkglimmerschiefern und weiters von Schwarzphylliten überlagert werden. In den Schwarzphylliten steht bei 2780 m ein dünnes (1–2 m mächtig) Paragneisband an. Über diesem dünnmächtigen Paragneisband folgt ein extrem verfaltetes Kalkglimmerschieferband, eine schmale Lage Schwarzphyllite und eine Lage Granatglimmerschiefer, welches dann von einer mächtigeren Lage Schwarzphyllite abgelöst wird. Auf 2790 m steht ein Ophikarbonatband an, das von Karbonatquarziten überlagert wird. Bis zum Gipfel stehen noch Schwarzphyllite, Kalkglimmerschiefer und Prasinite an. Die Schichten des zuletzt beschriebenen Profils fallen alle mehr oder weniger einheitlich in Richtung 225 mit 20 bis 30 Grad ein und sind nur von geringer Mächtigkeit.

Eine NW–SE-Störung verläuft von den Murauer Köpfen zur Feldseescharte.

Die Morphologie im Kartierungsgebiet ist zum einen geprägt durch die Zentralgneisverwitterung im Gebiet zwischen Feldseescharte und Duisburgerhütte, zum anderen durch die Verwitterung der Kalkglimmerschiefer und der Schwarzphyllite. Die Schiefer verursachen vor allem im Gebiet zwischen Biwakschachtel und Hagener Hütte kleinere Hangrutschungen.

**Bericht 1996  
über geologische Aufnahmen  
im Tauernfenster  
auf den Blättern  
154 Rauris und 155 Markt Hofgastein  
PAUL HERBST  
(Auswärtiger Mitarbeiter)**

Das Kartierungsgebiet umfaßt das Weißenbachtal; die Südbegrenzung bildet der Kamm von der Hagener Hütte über Greilkopf, Romatenspitze bis zum Kleinen Woisgenkopf. Dann verläuft die Grenze über den Mallnitzriegel nach NW zum Gipfel des Kreuzkogels (2686 m). Die Westhänge des Kreuzkogels waren ebenfalls zu kartieren.

Zwei Zentralgneiskörper nehmen einen Großteil des Kartierungsgebietes ein, zum einen der Romategneiskörper im südlichen Bereich des Kartierungsgebietes, zum anderen nördlich anschließend der Siglitzgneiskörper.

Ansonsten konnten kleinere Vorkommen von Zweiglimmerschiefer, Quarzit und verschiedenen Ganggesteinen kartiert werden.

Der Romategneis ist nach EXNER ein Granosyenitgneis mit großen mafischen Fischchen, zum Teil ausge-

längten, zum Teil auch als Augen erhaltenen Feldspäten. Er zeigt insgesamt gute Schieferung. Zumindest zwei einige Meter mächtige Horizonte, welche den Romategneis in stark durchbewegter Form mit Schieferung im mm-Bereich, intensiver Verfaltung (an ausgelängten Feldspäten und an Quarzknuern gut erkennbar) und teilweiser Serzitisierung zeigen, konnten – seitlich eng begrenzt – kartiert werden.

Auch sind biotit- und quarzreiche, feinkörnige Gänge mit schwach ausgeprägter Schieferung beobachtbar. Die Mächtigkeit beträgt bis zu etwa 5 m.

Im allgemeinen zeigt der Romategneis relativ flaches Einfallen nach S bis SW.

Im Kartierungsgebiet nimmt er die gesamte Südflanke des Weißenbachtals ein, wobei große Bereiche von Hangschutt, Schuttfächern und Blockhalden bedeckt sind, sowie die N-Flanke desselben Tales bis ca. 2200 m.

Auch der Kamm, welchen der Kreuzkogel nach SW entsendet, wird vom Romategneis gebildet.

Der Siglitzgneis ist ein mittelkörniger, heller, biotitführender Augengneis, makroskopisch ebenfalls erkennbar sind Muskovit und Chlorit. Der Biotit zeichnet an den s-Flächen gute Schieferung nach.

Das generelle Einfallen richtet sich nach WSW mit Winkeln um 25° und ist somit etwas steiler als das des Romategneises.

Der Siglitzgneis baut die gesamte N-Flanke des Weißenbachtals (oberhalb 2200 m) auf, am W-Hang des Kreuzkogels nimmt er ebenfalls weite Teile im oberen Bereich ein, wobei zumindest ein ca. 20 m mächtiger Horizont von Romategneis kartierbar war, wobei wegen Schuttüberdeckung kaum Hinweise auf die Art des Kontaktes zu finden waren.

Eine Besonderheit stellen die immer wieder erkennbaren dunkleren Gänge im Siglitzgneis dar, welche ein gut geschiefertes, biotitreiches Gestein bilden. Immer wieder finden sich in diesem Gestein Schollen des umgebenden Siglitzgneises.

Der Gipfel des Kreuzkogels wird von Quarzit gebildet, welcher z.T. von Romategneis, z.T. von einem kleinen Vorkommen von granatführendem Zweiglimmerschiefer unterlagert wird.

### **Morphologie**

Das Weißenbachtal stellt ein ideal ausgebildetes glaziales Trogtal dar, wobei die Trogschulter sich in ca. 2100 m befindet. In den Flanken gelegene Kare entsenden zahlreiche Schuttfächer, der Talboden ist von Grundmoränenmaterial und Hangschutt bedeckt.

Am Westhang des Kreuzkogels fallen im südlichen Bereich zahlreiche Abrißkanten und dazugehörige Gleitbahnen auf. Die abgerutschten Hangteile (nur oberflächennahe Rutschungen) bilden ca. 50 Höhenmeter oberhalb der Eggeralm einen Wall, hinter welchem sich eine flache Verlässungszone befindet.

Der nördliche Teil des Westhanges ist großflächig von Bergsturzmaterial bedeckt, nur in Gräben findet man anstehendes Gestein.



## Blatt 155 Markt Hofgastein

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Tauernfenster auf Blatt 155 Markt Hofgastein

WOLFGANG HEIDINGER & FRANZ PETER WEICHENBERGER  
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Kartierung wurde 1996 im Gebiet von Seebachtal, Schönberg, Maresenspitze, Hannoverhütte und Lucketörl durchgeführt.

Im Arbeitsgebiet befindet sich im Liegenden ein Gneiskörper. Dieser wird von Amphiboliten und einer Abfolge von hellen, dunklen, teilweise karbonatführenden oder granatführenden Glimmerschiefern und Phylliten überlagert. Der Kontakt zwischen Gneis und Amphiboliten ist im Bereich Schönberg gut aufgeschlossen. Im Nahbereich der Schichtgrenze ist die gute Schieferung des in diesem Bereich hellen Gneises, verbunden mit einer ausgeprägten mechanischen Beanspruchung auffallend.

Im Seebachtal zwischen der Talstation der Ankogelbahn, dem Stappitzer See bis zur „Vorderen Lassacher Alm“ findet man Seetone, zahlreiche Vernässungszonen und freie Wasserflächen. Weiter östlich taleinwärts treten an Stelle der Seetone grobkörnigere Sedimente, die vom Seebach abgelagert wurden. An den Talflanken werden von Wildbächen zahlreiche Schuttfächer angelegt. Im Bereich nördlich der „Vorderen Lassacher Alm“ und Schwußerhütte liegt Bergsturzmaterial mit Blöcken, die teilweise einige Kubikmeter Größe erreichen.

Im Bereich des Angermannwaldes treten karbonatführende Glimmerschiefer auf, die durch eine Wechsellagerung von massigen und gut geschieferten Bereichen im Dezimeterabstand gekennzeichnet sind. Die Schichten fallen flach nach Süden ein.

Im Bereich östlich des Köfelegrabens findet man mittelhell, sehr hellglimmerreiche und biotitführende Phyllite, die NW–SE streichen und flach nach SW einfallen.

Östlich anschließend, im Raum Schrammwald und nördlich der Valindalm, tritt ein Amphibolitkörper auf, welcher in einigen Bereichen von feinen Feldspatlagen durchzogen wird. Weitere Amphibolite befinden sich auch an der nördlichen Talflanke des Seebachtales, wobei in diesem Bereich die Amphibolite weniger einheitlich ausgeprägt sind, als vielmehr sanfte Übergänge zu den vielgestaltigen Gneisen aufweisen. Die Amphibolite fallen mittelsteil nach WSW ein.

Südlich der Valindalm und südlich des Schönbergs liegt Moränenmaterial.

Die Ausprägung des Gneiskörpers, der östlich an die Amphibolite anschließt, ist im Grenzbereich gekennzeichnet durch die mechanische Beanspruchung, welche sich in einer ausgezeichneten Schieferung und Bänderung zeigt. Im unmittelbaren Nahbereich des Kontaktes ist der Gneis stark deformiert und zerrieben.

Entlang des Profils an der Südflanke des Seebachtales, zwischen Stappitzer See und Brunnriegel, ist die Ausprägung des Gneises sehr uneinheitlich, wobei Bereiche, die Augengneistypus aufweisen, mit Gneisen wechseln, die teilweise grobkörnig bis feinkörnig sind oder teilweise eine Bänderung aufweisen. Diese Wechsellagerung liegt teilweise im Bereich von einigen Metern Mächtigkeit. Generell fallen die Gneise mittelsteil nach Westen ein.

Im Bereich „Hintere Lucke“ liegt auf Amphiboliten Moränenmaterial, welches durch Wildbäche wiederaufgearbeitet wird. Der westliche Anteil der „Hintere Lucke“, sowie das Lucketörl werden aus Granatglimmerschiefern aufgebaut, die mittelsteil nach Südwesten einfallen. Im Gebiet „Vordere Lucke“ und nordwestlich schließen Gneise an.

Morphologisch tritt eine Bergzerreißung am Grad des Lucketörl und am Schönberg in Erscheinung. Am Schönberg bildet sich dadurch ein Doppelkamm aus. Die Gneise bilden oft Wände und sind durch Blockverwitterung gekennzeichnet, die Glimmerschiefer bilden meist sanftere Formen.

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Penninikum und Unterostalpin auf Blatt 155 Markt Hofgastein

SYLKE HILBERG & OLIVER MONTAG  
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Kartierung wurde im Sommer 1996 im Gebiet Buchbachkargraben – Filzmooshöhe – Tappenkarsee – Meierkogel – Scheibenkogel – Draugstein – Gamsköpfl – Filzmoosalm – Filzmoosbach und Ellmaubach durchgeführt.

Es handelt sich beim Arbeitsgebiet um den nördlichen Bereich des Penninikums und das daran angrenzende Unterostalpin. Eine der Schwierigkeiten besteht darin, die Lithologien einer dieser tektonischen Großeinheiten zuzuordnen, also die Grenze zwischen Penninikum und Unterostalpin festzulegen.

#### Lithologien gesicherter penninischer Herkunft

- Chlorit-Phyllit, der stark geschiefert und verfaltet ist und gelängte Quarzknuern enthält. Außerdem weist er in manchen Partien eine zellenartige Verwitterung auf, die wohl von der Herauslösung von Karbonatkomponenten herrührt. Der Chlorit-Phyllit ist häufig serizitführend und weist einen unterschiedlich starken Kalkanteil auf.
- Schwarzphyllit, der ebenfalls stark verschiefert ist und Graphit führt
- Serpentin

#### Lithologien gesicherter unterostalpiner Herkunft

- Es finden sich mehrere Arten von Dolomiten, die eine farbliche Bandbreite von gelblich weiß bis zu ganz dunkel aufweisen. Eine genauere Unterscheidung der einzelnen Dolomittypen muß noch vorgenommen werden.
- Zwei deutlich unterscheidbare Brekzien konnten ausgeschieden werden. Es handelt sich um eine hellbraune matrixgestützte Brekzie mit hellgrauen Komponenten im Großenbereich von einigen Millimetern bis einigen Zentimetern. Sowohl Matrix als auch Komponenten sind kalkig. Die zweite Brekzie ist eine mittel- bis dunkelgraue Dolomitbrekzie, die Übergänge von matrix- zu komponentengestützt zeigt.
- Laminierte Dolomite mit millimeterdicken dunklen und hellen Lagen lassen sich ebenfalls deutlich von der Masse des Dolomits unterscheiden. In der beigefügten Karte wurden alle diese Einheiten zusammengefaßt dargestellt, bis eine genaue Einteilung aufgrund der Probenuntersuchungen erfolgen kam.

- Außerdem konnten kleine Vorkommen eines feinkörnigen grünlichen Quarzits, eine gelblich-braune Rauhwacke und ein Chloritschiefer mit gelblichen Dolomitlinsen im Zentimeter- bis Dezimeterbereich bereits dem Unterostalpin zugeordnet werden.

#### Lithologien, die bisher nicht zuordenbar waren

- Kalkbrekzie von dunkler Farbe mit kalzitischen Zwischenlagen, die deutlich komponentengestützt ist, mit Komponentengrößen im Zentimeterbereich.
- Dunkelgrauer pyritführender Tonstein.
- Lamierter Kalkmarmor tritt vereinzelt in Form dezimetermächtiger Bänke auf.

Der Harstein südlich der Filzmoosalm ist ein v.a. aus Dolomit aufgebauter Komplex. In einer Schneise an seiner Ostflanke findet man deutliche Zeichen tektonischer Beanspruchung mit Bändern von Chlorit-Phylliten, die hier Scherbänder darstellen.

Der Filzmoosbach zeigt von Grund (Talstation Materialseilbahn) nach SSE folgende Gesteinsabfolge: ca. 30 Meter mächtiger Dolomit, ca. 5 Meter mächtige Marmorbank, gelbliche Rauhwacken, verfalteter grüner Quarzit mit flach nach SE abtauchenden Faltenachsen, wieder Marmorbank, Rauhwacke, Dolomit.

An den relativ flachen Hängen westlich der Filzmoosalm sieht man in den z.T. einige Meter tief eingeschnittenen Bachbetten, daß die quartäre Schuttbedeckung, v.a. phyllitische Rutschmassen, hier sehr mächtig ist. Eine genauere Kartierung dieses Gebietes war daher nicht möglich.

Am Osthang des großen Schneibensteins, westlich der Filzmoosalm, ist im Bachbett der Kontakt zwischen Dolomiten des Unterostalpin und den penninischen Chloritphylliten gut aufgeschlossen. Die Phyllite fallen hier sehr steil nach SE ein. Der Gipfel des Schneibensteins selbst wird von Dolomiten gebildet. 40 Meter ENE vom Gipfel liegen Kalkphyllite als Muldenkern im Dolomit. Auf halbem Weg zwischen Großem Schneibenstein und Finstersattel findet man in einer Zone von ca. 50 Metern Breite mittelsteil nach SE unter die Dolomite des Großen Schneibensteins einfallende Chloritschiefer. Die südliche Schulter des Finstersattels ist wieder von Dolomit aufgebaut. Die Westflanke von Großem Schneibenstein und Finstersattel zeigt im oberen Bereich v.a. dolomitische Bergsturzblöcke auf phyllitischem Hangschutt.

Der kleine Schneibenstein wird ganz von mittelgrauem teilweise brekziiertem Dolomit aufgebaut.

Im Buchbachkargraben ist eine Wechselfolge von Schwarzphylliten und Chloritphylliten aufgeschlossen, die alle mittelsteil nach NNW einfallen. Da in diesem Bereich viele Hangrutschungen vorliegen, weichen die Messungen z.T. stark voneinander ab. Dolomitisches Bergsturzmaterial findet sich nur auf der Ostseite des Grabens. In der Karte wurde die jeweils dominante Lithologie ausgeschieden. Sie zeigt hier nicht die tatsächlichen Verhältnisse, da der Wechsel sehr kleinräumig erfolgt.

Das Filzmooshörndl wird von Chlorit-Phylliten aufgebaut, die generell mittelsteil nach N einfallen.

Zwischen Filzmooshörndl und Filzmoossattel ist auf der Filzmooshöhe ein etwa 400 Meter langer und 250 Meter breiter Serpentinikörper aufgeschlossen.

Der Weißgrubenkopf SE des Tappenkarsees zeigt an seiner S-Flanke deutlich den Übergang zwischen penninischen und unterostalpinen Einheiten. Bis zur Weißgrubenscharte findet man nur Chlorit-Phyllite und Schwarzphyllite in Wechsellagerung. Am Fuße des Steilhangs kommt dann der Überschiebungskontakt sehr deutlich heraus. Der Steilhang selbst zeichnet sich durch eine Wechselfolge von Tonschiefer- und Kalkbänken und Dolomiten mit dezimetermächtigen grünen phyllitischen Bändern aus. Der Gipfel des Weißgrubenkopfes wird aus hellem Dolomit aufgebaut.

Das Gebiet WNW des Tappenkarsees bis zum Draugsteintörl weist hauptsächlich penninische Schwarzphyllite auf, die mit Chlorit-Phylliten wechsellagern. Sie zeigen eine Quarzbänderung, die gegen Norden hin zunimmt, und fallen mittelsteil nach NNW ein. Vom Draugsteintörl zum Karteiskopf findet man zellig verwitternde Chlorit-Schiefer, die besonders am Gipfel des Karteiskopfes extrem von Quarzbändern durchzogen sind. Von N nach S ändert sich in diesem Bereich das Einfallen der Schichten von steil nach SSW zu steil nach NNE.

An der Nordseite des Tappenkarsees ist auf ca. 200 Meter ein mehrere Meter hohes Profil aufgeschlossen, das auch genau aufgenommen wurde. Die Darstellung und Auswertung dieses Profils erfolgt im Abschlußbericht nach genauer Untersuchung der genommenen Gesteinsproben.

Der Schelbenkogel wird generell von mittelsteil nach W einfallenden Phylliten aufgebaut, die stärker karbonathaltig sind.

Der Weg vom Draugsteintörl zum Filzmoossattel führt aber einen großen dolomitischen Olistolithen. Sonst kann hier nur Hangschutt festgestellt werden. Erst am direkten Aufstieg zum Filzmoossattel, also an der Westflanke des Draugsteins, tauchen wieder vermehrt Phyllite auf, die hier unter den Draugstein mittelsteil nach NW einfallen.

Der Draugstein zeigt vom Filzmoossattel, also von W her, zunächst bis auf 2.180 Höhenmeter Hangschutt und phyllitische Felsen. Dann setzen Dolomite ein. Kurz unterhalb des Steilabhangs streicht ein 5 Meter mächtiges Band dunkler Tonschiefer, das flach nach SE einfällt. Es läßt sich über die gesamte N-Wand des Draugsteins hin als Leithorizont verfolgen. Es wird wieder überlagert von Dolomiten, denen dann immer wieder grüne Phyllite eingelagert sind, die Bewegungsbahnen darstellen können. Am Gipfel findet man eine Brekzie mit gelbem Bindemittel.

Auf dem Sattel zwischen Draugstein und Gamsköpfl tauchen nördlich und südlich von Dolomit eingeschlossene Rauhwacken und dunkle Tonschieferhorizonte auf. Diese fallen hier mittelsteil nach SSE ein. Das Gamsköpfl selbst ist wieder von Dolomiten aufgebaut.

Auffällig an der Morphologie des Gebietes sind sanfte wellige Formen im Bereich der penninischen Phyllite. Hier sind auch häufig Abrißkanten größerer Hangrutschungen zu sehen, während der Bereich des Unterostalpins ein schroffes Relief mit steil aufragenden Wänden zeigt.



Siehe auch Bericht zu Blatt 154 Rauris von P. HERBST.



## Blatt 157 Tamsweg

### **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im vorderen Lessachtal auf Blatt 157 Tamsweg**

EWALD HEJL  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im September und Oktober 1996 kartierte ich die Ostflanke des vorderen Lessachtals, d.h. die westexponierten Hänge zwischen den Ortschaften Lessach im N und Wölting im S. Die letzte flächendeckende geologische Aufnahme dieses Gebiets war zuvor von ZEŽULA (1976) im Rahmen einer Dissertation durchgeführt worden. Seither hat sich die Aufschlußsituation durch den Bau eines Güterweges vom Lerchnergut zur Koblterhütte sowie mehrerer Forstwege am Wöltinger Berg deutlich verbessert. Eine Neuaufnahme war daher notwendig geworden.

Trotz der neuen Wege läßt die ausgedehnte Moränenbedeckung, die mehr als die Hälfte der bearbeiteten Fläche einnimmt, den Baustil des Lungauer Kristallins nur undeutlich erkennen. Fast der ganze Hang westlich des Lerchecks (1699 m) wird von ihnen eingenommen. Vermutliche Felsaufschlüsse geben sich bei näherer Betrachtung oft als große Erratika zu erkennen – so z.B. die bis über 3 m großen Migmatitblöcke oberhalb des Weges nördlich der verfallenen Koblterhütte (1363 m). Es handelt sich dabei um typische Schlierenmigmatite der Riesacheinheit des Schladminger Kristallins, die hier ortsfremd auf Moräne liegen.

Unter den holozänen Sedimenten des Ostlungaus sind neben den Alluvionen die vielen Moore hervorzuheben, die von KRISAI et al. (1991) in einer eigenen Monographie behandelt wurden. Die Gesamtfläche der Moore im Gemeindegebiet von Tamsweg beträgt 350 ha, das entspricht einem Vermoorungsgrad von fast 3 %. Den größten Flächenanteil erreichen die Moore in den Verflachungsbereichen südöstlich des Prebersees (östl. Nachbarblatt: 158 Stadl an der Mur). Ein kleines Niedermoor mit offenbar geringer Mächtigkeit reicht am Sattel nordöstlich des Kögerls (1568 m) in den Bereich von Blatt Tamsweg herein.

Zwei Marmorzüge durchstoßen als morphologische Härtingsrücken die Moränenbedecken. Es sind dies der NW-SE-streichende Rücken des Lerchecks (1699 m) und der weniger auffällige, E-W-streichende Rücken des Kögerls. Der Marmor des Kögerls ist auf der Karte von ZEŽULA (1976) nicht eingezeichnet, da er erst durch den neuen Güterweg angeschnitten wurde.

Die grauen feinkörnigen Kalkmarmore mit blaßgelblicher Verwitterungsfarbe sind entlang des Forstweges nordwestlich vom Lercheck (1699 m) auf einer Weglänge bzw. über eine Mächtigkeit von fast 200 m aufgeschlossen. Im Randbereich ist der Marmor oft durch weitgehenden Kohäsionsverlust gekennzeichnet. Er zerfällt dann zu kleinen Blöcken oder zu Kalkgrus. Eine solche Vergrusung unmittelbar an der Grenze zu den Glimmerschiefern kann an der Weggabelung (SH 1430 m) 200 m südlich des Hackenbachgrabens beobachtet werden. Möglicherweise ist dies eine Folge des großen Kompetenzunterschiedes zwischen den beiden Gesteinsarten. In den inneren Teilen des Marmorzuges sind aber große kompakte Felspartien erhalten geblieben.

Glimmerschiefer mit gelegentlicher Granat- und Biotitführung treten z.B. am Güterweg südlich des Bodenmoosgrabens, im Hackenbachgraben sowie nördlich des Kögerls auf. Im Nahbereich der Lessacher Phyllonitzone kommen sämtliche Übergänge zu tektonisch stark beanspruchten Phylloniten vor. Ein phyllonitischer Granatglimmerschiefer mit Biotitnestern ist in einer Kurve im Hackenbachgraben, in 1320 m Höhe aufgeschlossen. Sowohl Granat als auch Biotit sind anscheinend kaum alteriert.

In der Engtalstrecke des Lessachbaches bei Ruine Turnsall sind relativ feinschuppige Glimmerschiefer und Phyllite entlang der Straße sehr gut aufgeschlossen. Es handelt sich nicht um phyllonitisierte Diaphthorite, sondern um primär feinkörnige, grünschieferfazielle Gesteine, die anscheinend nie die Bedingungen der Amphibolitfazies erreicht haben. Bemerkenswert ist das Vorhandensein von Chloritoid (neben Helloglimmer, Quarz, Granat, Biotit und etwas Chlorit), das schon von HEINRICH (1976) und ZEŽULA (1976) festgestellt wurde.

## Blatt 164 Graz

### **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Neogen auf Blatt 164 Graz**

HELMUT W. FLÜGEL  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahme umfaßte den gesamten neogenen Anteil von Blatt Graz mit Ausnahme des Neogens von Semriach. Ein Teil der Begehungen diente der Übertragung der Aufnahmen des Neogens des Grundgebirgsrandes zwischen Graz und Weiz von E. MOSER (1984, 1985, 1987) sowie der Kartierung des Neogens des Beckens von Thal durch F. RIEPLER (1988).

Das Neogen östlich von Graz wurde in eine basale feinklastische Folge (Eustacchio-Formation) und eine tonig-sandige Folge mit Einschaltungen von Feinkies (Lustbühel-Formation), die beide in das höhere Sarmat gestellt wurden und die pannone Ries-Formation gegliedert. Es handelt sich hierbei vorwiegend um bis über 3 cm groß werdende Quarzschotter.

Die Grenze zwischen Sarmat und Pannon schwankt zwischen 460 und 480 m SH.

Größere Schwierigkeiten und Änderungen gegenüber den älteren Aufnahmen (FLÜGEL, 1958) ergab die Neukartierung der Gratkorner Neogenbucht, die das Miozän östlich von Graz mit dem weststeirischen Neogen räumlich verknüpft.

## Blatt 178 Hopfgarten im Deferegggen

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Altkristallin auf Blatt 178 Hopfgarten im Deferegggen

SIEGRIED SIEGESMUND, THOMAS MOST, PETRA ANGELMAIER,  
ANDRE STEENKEN & GERHARD SCHUSTER  
(Auswärtige Mitarbeiter)

Von einer Arbeitsgruppe des Institutes für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der Universität Göttingen wurde im Sommer 1996 die geologische Aufnahme im Maßstab 1 : 10.000 des Blattes Hopfgarten im Deferegggen fortgesetzt. Dies geschah in Form von vier, bisher nicht abgeschlossenen Diplomkartierungen. Der Berichtersteller wies die vier Diplomkandidaten in die südlich und nördlich von St. Veit gelegenen Kartierungsgebiete ein und betreute sie bei der Geländearbeit sowie der Proben- und Datenauswertung. Die einzelnen Gebiete sind durch folgende Ortsangaben abgrenzbar:

- 1) Gsaritzer Almbach – Schwarzach – Stemmeringer Almbach – Grat zwischen Gsaritzer Törl und Karnase (T. MOST)
- 2) Froditzbach – Grat Scheibe – Wohl – Gritzer Riegel – BMN Gitternetzlinie 380000 – Schwarzach (P. ANGELMAIER)
- 3) Schwarzach – Grat zwischen Defereggental/Virgental – Zupalkogel – Deferegger Höhe (A. STEENKEN).
- 4) Schwarzach – Arnitzalm und Reiterboden – Arnitzbach und Saumitzbach (G. SCHUSTER).

In allen vier Kartiergebieten stehen außer dem Quartär die Gesteinsabfolgen des ostalpinen Altkristallins der Deferegger Alpen südlich des Tauernfensters an. Das Altkristallin wird durch die steilstehende, spätalpidische Deferegggen-Antholz-Vals-Linie (DAV) in einen N-Block und einen S-Block unterteilt.

Im folgenden werden die Besonderheiten der vier Kartiergebiete jeweils kurz angeführt:

#### Gebiet südlich St. Veit (T. Most)

Zum Altkristallin nördlich der DAV werden der Tonalit (Riesenfernerintrusion) und der Biotitgneis (aus dem Kontaktbereich des Tonalit) gerechnet. Der E–W-streichende Tonalitpluton der Riesenfernerintrusion verläuft am Nordrand des Kartiergebietes, wobei seine Mächtigkeit in Richtung E kontinuierlich zunimmt. Das im N dominierende, richtungslos körnige Gefüge geht in Richtung S in eine randliche Foliation des Intrusivkörpers über, welche durch in E–W-Richtung eingeregelter Biotite und Chlorite nachgezeichnet wird. Der Übergang ist fließend und wird von einer Vielzahl cm-mächtiger, ebenfalls E–W-streichender Störungen begleitet. In Richtung S schließt sich an den Pluton konkordant ein straff folierter und rötlicher Biotitgneis an. Die Foliation fällt mit durchschnittlich 80° steil nach SSW ein. Mikroskopische Untersuchungen ergaben für den Biotitgneis eine Zusammensetzung bestehend aus Quarz + Plagioklas + Biotit + Helglimmer + Sillimanit ± Staurolith ± Andalusit ± Apatit ± Zirkon ± Erz.

Den Biotitgneisen folgen in S' Richtung die Mylonite der DAV, wobei sich makroskopisch feinstlagige, schwarze Ultramylonite von Blastomyloniten, feingebänderten Myloniten und einer Marmormylonitlage unterscheiden lassen. Die Mylonite der DAV lassen sich nur bis an den West-

rand der Löchertrage verfolgen. Danach konnten sie lediglich in Kataklastitesesteinen als Bruchstücke beobachtet werden.

Einer Lage aus schwarzen, feinstkörnigen Ultramyloniten folgt ein durch Kaltdeformation geprägter, kataklastischer Bereich. In diesem Bereich wird E' des Stemmeringer Almbachs eine m-mächtige Lamprophyrapophyse beobachtet. Die Zone der Kataklastite wird in Richtung E immer geringmächtiger, läßt sich aber, anders als die Mylonit-Zone, bis zum Gsaritzer Almbach verfolgen.

Das Altkristallin südlich der DAV besteht aus Phylloniten, Biotitgneisen, Zweiglimmer-Plagioklasgneisen, Muskovit-Plagioklas-Gneisen, Amphiboliten und Marmoren. Der Kataklastizone der DAV schließt sich nach S ein Bereich von Phylloniten an. Der Übergang zu den Kataklastiten der DAV ist fließend, da in dem gesamten Komplex kataklastische Störungen verlaufen. Die Phyllonite sind durch diaphthoritische Umwandlung von Bitotit zu Chlorit gekennzeichnet. In Richtung zu den sich anschließenden Biotitgneisen steigt der Biotitgehalt bei abnehmendem Chloritgehalt kontinuierlich an.

Die Biotitgneise sind feinlagig aufgebaut, wobei die Glimmerminerale parallel zur s-Fläche eingeregelt sind. In Richtung S ist eine zunehmende Vergneisung zu beobachten. Innerhalb der Biotitgneise herrscht ein sehr heterogener Mineralchemismus vor. So werden nebeneinander quarz-, plagioklas- und glimmerreiche Partien bis hin zu reinen quarzitischen Gneisen beobachtet. Allerdings erreichen die einzelnen Lagen, mit i.d.R. wenigen cm Mächtigkeit, keine kartierbaren Mächtigkeiten. Auch lassen sich häufig die Lagen nicht durchgängig verfolgen, d.h., auch innerhalb einer Lage treten hohe stoffliche Inhomogenitäten auf. In den Biotitgneisen sind in einem nördlich gelegenen Bereich, der sich von NW nach SE erstreckt, konkordant zur Foliation Pegmatitgänge intrudiert (s.u.). In diesem Bereich wird Turmalin (Schörl), und unter dem Mikroskop Sillimanit beobachtet. Da Sillimanit nur in diesem Bereich der Biotitgneise beobachtet wird, hier aber stetig als Nebengemengteil auftritt, wurde dieser Bereich in der Karte mit einer Übersignatur gekennzeichnet. Granatführung wird verstärkt in Richtung S beobachtet und fehlt im nördlichen Bereich vollständig.

In den Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen umfließen die Glimmerminerale die bis zu mm-großen Plagioklase und rufen dadurch ein stark welliges Gefüge hervor. Auch hier liegt ein stark heterogener Gesteinschemismus vor. So werden plagioklasreiche Lagen im cm- bis dm-Wechsel mit plagioklasarmen Lagen beobachtet. Die Grenze zwischen Biotitgneisen und Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen ist nicht exakt bestimmbar, da zwischen beiden Gesteinen fließende Übergangsformen bestehen. Daher wurde dieser Bereich als Wechsellagerung in der Karte ausgeschieden.

Im Bereich der Karnase wird ein NW–SE-streichender Zug aus Muskovit-Plagioklas-Gneis beobachtet, der sich bis auf die Seite des Villgrater Tals verfolgen läßt. Das Gestein ist plattig ausgebildet, und Muskovit liegt parallel zu den s-Flächen. Makroskopisch lassen sich als Gemengteile Plagioklas + Quarz + Muskovit erkennen. Biotit ist nur ungeordnet oder gar nicht vorhanden.

Im Arbeitsgebiet wurden an drei Stellen Amphibolitvorkommen mit einer Mächtigkeit von mehreren Metern be-

obachtet. Die Vorkommen W' des Gsaritzer Almbachs bei ca. 2160 m, auf dem Grat zwischen Stemmeringer Almbach und Gsaritzer Almbach bei ca. 2340 m, sowie E' der Forststraße von Bruggen zur Stemmering Alm auf ca. 1720 m liegen in der streichenden Verlängerung (NW–SE). Die Amphibolite sind feinlagig bis massig aufgebaut und setzen sich makroskopisch aus Plagioklas + Quarz + Hornblende (grün) zusammen. Der Marmor zwischen Stemmeringer und Gsaritzer Almbach liegt foliationsparallel in den Biotitgneisen und weist auf seiner Ober- und Unterseite einen bis zu 1 cm mächtigen Graphitbelag auf. Auch innerhalb des Marmors sind dünne Graphitaderchen zu beobachten.

Im Bereich der Biotitgneise sind Pegmatitgänge foliationsparallel in die Biotitgneise intrudiert. Sie setzen sich aus Quarz + Plagioklas + Muskovit ± Turmalin zusammen. Die Turmalin- und Muskovitekristalle erreichen dabei eine Größe von bis zu mehreren cm. Ähnlich wie die Amphibolite lassen sich die Pegmatitgänge im Streichen verfolgen. Oberhalb von Konitzen lassen sich mehrere Lamprophyrgänge in den Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen in NW–SE-Richtung verfolgen.

Das Defereggental sowie die seitlich einmündenden Täler wurden durch die Gletscher der Günz-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeit zu den heutigen Trogtälern geformt. Sichtbar sind heute nur noch die Auswirkungen des Würmglazials. Die Moräne, welche sich über den N-Hang in Richtung Schwarzach zieht, ist vollständig bewaldet. W' des Grates in Richtung Stemmeringer Almbach zwischen 1800 m bis 1900 m ist ebenfalls eine Moräne des Würmglazial erhalten. In dem Gebiet oberhalb von Konitzen zeugen eine Vielzahl von Gletscherschrammen von einer Abflußrichtung der Würmeismassen in Richtung des Schwarzachtales.

Oberhalb von 2000 m sind zahlreiche Endmoränen- und Seitenmoränenwälle des spätglazialen Eisvorstoßes von 1850 zu beobachten. Im Gegensatz zu den Moränen des Würmglazials sind diese Moränen weitgehend vegetationsfrei. Die Form der Moränen zeigt eine Abflußrichtung der Eismassen in das Gsaritzer- bzw. Stemmeringer Tal an. Die Täler entlang des Stemmeringer- und des Gsaritzer Almbachs sowie das Defereggental sind mit glazialen Schottern und Hangschutt der umliegenden Berge verfüllt.

Das dominierende Gefügeelement ist eine Foliation  $S_2$ , die mittelsteil bis steil nach SW einfällt. Dieses, während einer Deformation  $D_2$  gebildete Gefüge, wird anschließend während  $D_3$  um  $B_3$  verfaltet. Dabei entstehen vorwiegend offene Falten, die E–W streichen und i.d.R. mit ca. 40° nach W abtauchen. Die anschließend unter  $D_4$  gebildeten Scherband- bzw. sc-Gefüge treten nur im südlichsten Teil des Arbeitsgebietes auf und nehmen, ab dem Grat zwischen Gsaritzer Törl und Karnase, in Richtung des Villgrater Tals zu. Die nachfolgend während  $D_5$  entstandenen Knickbänder und Knickfaltenachsen sind im gesamten Gebiet weit verbreitet, streichen E–W und fallen i.d.R. mit ca. 25°–30° flach nach E ein. Ebenfalls zu  $D_5$  gehören die kataklastischen Störungen, welche das Arbeitsgebiet in E–W- und NW–SE-Richtung durchziehen (vgl. SCHULZ, 1988).

#### Gebiet nordwestlich St. Veit (P. ANGELMAIER)

Das Kartiergebiet liegt im Nordblock und besteht im Südteil aus einer Biotit-Gneis-Serie (Biotitgneise/Biotitschiefer, Muskovitblasten-Gneise und Zweiglimmerschiefer). Darin eingelagert sind Amphibolite, Marmore, Graphitschiefer und Quarzite. Desweiteren werden Pegmatite

beobachtet, die die Biotitgneise und Muskovit-Blasten-Gneise durchsetzen. Von den Bearbeitern auf Südtiroler Seite (STÖCKHERT, 1982; KLEINSCHRODT, 1987) werden die mit pegmatitischen Mobilisaten durchsetzten Biotitgneise als Migmatitgneise bezeichnet. Dies könnte man nach dem feldgeologischen Befund machen, da einzelne Partien fast nur aus dunklen Gemengteilen bestehen und als Melanosom bezeichnet werden können, neben den Bereichen, die fast nur aus hellen Gemengteilen bestehen. Bis jetzt ist noch unklar, wie sich die Muskovit-Blasten-Gneise einordnen lassen, die ebenfalls von Pegmatiten durchsetzt sind. Daher wird im folgenden noch auf die Bezeichnung als Migmatitgneis verzichtet.

Die Grenze zu der sich im N anschließenden Cima-Dura-Serie mit ihren Granat-Muskovit-Glimmerschiefern und -Gneisen kann nicht genau festgemacht werden, da zwischen beiden fließende Übergänge bestehen. Zum einen treten die Biotitgneise aus dem Südteil auch weiter nördlich in der Cima-Dura-Serie auf, zum anderen findet man auch hier eingelagerte Amphibolite und Marmore, wenn auch von geringerer Mächtigkeit als in der Biotit-Gneis-Serie.

Im nördlichsten Teil des Kartiergebietes ist ein plagioklasreicher Biotitgneis zu beobachten, der als eigenständige Einheit auskartiert wurde.

Ganz im S liegt der in E–W-Richtung langgestreckte Tonalitkörper der Rieserfernerintrusion mit dem in seinem Randbereich kontaktmetamorph überprägten Biotitgneis der Biotit-Gneis-Serie. Die Lamprophyrgänge, die die Gesteine der Cima-Dura-Serie in NNW–SSE-Richtung durchschlagen, werden dem Tonalit zugeordnet.

Die Biotitgneise sind feinkörnig, meist sehr lagig aufgebaut (Lagenbau im mm-Bereich) und foliiert. Quarz, Plagioklas, Biotit, Hellglimmer und Chlorit in wechselnden Anteilen sind die Hauptgemengteile. Granat ist, wenn vorhanden, nur 1–2 mm groß. Quarzreiche Lagen sind offen bis eng verfaltet und die glimmerreichen Lagen crenuliert. Die Zweiglimmerschiefer sind cm- bis dm-mächtig. Sie enthalten Quarz, Biotit, Hellglimmer, Chlorit, Plagioklas und mehr Granat als die Gneise.

Der Muskovit-Blasten-Gneis ist vorwiegend massig ausgebildet. Am auffälligsten sind die cm-großen Muskovitblasten, neben Quarz, Plagioklas und kleinblättrigem Biotit. Granat wird nicht beobachtet. Die leuchtend weißen, grobkörnigen Pegmatite sind im cm- bis m-Bereich in die Biotitgneise und Muskovit-Blasten-Gneise eingeschaltet. Neben undeformierten, grobkörnigen Pegmatiten werden auch foliierte, mittelkörnige Pegmatitgneise beobachtet. Beide liegen parallel zur Foliation.

Die Mächtigkeit der Amphibolite schwankt im cm- bis m-Bereich. Die Gesteine sind dunkelgrün bis nahezu schwarz. Sie sind fein bis mittelkörnig und haben häufig eine feine Bänderung, die von hellen, plagioklas-, epidot- oder calcitreichen Lagen und von dunkelgrünen, hornblendereichen Lagen gebildet wird.

Ein Marmor aus Calcit, Dolomit und Diopsid ist als NNW–SSE-streichende Linse in den Amphibolitkörper oberhalb Stemmering auf 1920 m eingeschuppt. Eine weitere Marmorlinse befindet sich im Bachbett des Froditzbaches auf 1860 m. Dunkelgrau bis schwarz gefärbte Graphitschiefer mit einer rostbraunen Verwitterungsfarbe kommen nur gelegentlich, als cm-mächtige Einschaltungen vor. Ein größeres Vorkommen gibt es ca. 40 m östlich des Gritzer Almbachs, auf 1625 m. Quarzite haben eine Mächtigkeit von nur wenigen Metern. Ein Vorkommen von gebändertem Quarzit findet sich nordöstlich von Seitenegge auf 2070 m am Rand eines Pegmatitganges.

und plagioklasreiche Biotitgneise. Charakteristisch für die Granat-Muskovit-Glimmerschiefer und -Gneise sind die welligen, silbrig glänzenden s-Flächen. Die Hauptgemengteile sind Quarz, Muskovit, Chlorit, Plagioklas, Biotit und Granat in wechselnden Anteilen. Der Granatdurchmesser schwankt von wenigen mm bis hin zu mehreren cm. Granate mit einem Korndurchmesser von 7–8 cm kann man auf dem Wanderweg oberhalb der Gritzer Alm auf 2060 m beobachten. Sie zeigen häufig eine randliche bis vollständige Umwandlung zu Chlorit. Eine Crenulation bis hin zu offenen Falten im dm-Bereich ist auffällig. Das linsige Gefüge der Schiefer wird durch spitzwinklig die Hauptfoliation schneidende, konjugierte Scherflächen ( $S_{A4}$ ) verursacht.

Die Amphibolite unterscheiden sich weder im Gefüge noch in der Zusammensetzung von jenen der Biotit-Gneis-Serie. Der Marmor ist mittelkörnig und setzt sich aus Calcit und Dolomit zusammen. Da er eine schmutzige graue Verwitterungsfarbe zeigt, tritt er im Gelände gegenüber den anderen Gesteinen nicht deutlich hervor. Sehr schön aufgeschlossen ist er ca. 50 m westlich des Gritzer Almbachs auf 1890 m.

Der plagioklasreiche Biotitgneis wird am nördlichen Rand des Gebietes beobachtet. Die Hauptgemengteile sind Quarz, Plagioklas, Biotit und Granat. Er ist in Form einer „langgestreckten“ Linse in die Granat-Muskovit-Glimmerschiefer eingelagert.

Der hellgraue Rieserferner-tonalit ist in seinem Kern mittelkörnig und unfoliiert im Randbereich dagegen feinkörnig und foliiert (Einregelung der Biotite und Hornblendes). Der kontaktmetamorph überprägte Biotitgneis fällt durch seine rötliche Eigenfarbe auf. Die Lamprophyre durchschlagen die Gesteine der Cima-Dura-Serie diskordant.

In den Hochlagen unterhalb der Grate wird das Quartär hauptsächlich von Hang- und Blockschutt gebildet. Die alten Seitenmoränen der Würmeiszeit finden sich am Südhang in einer Höhe von ca. 2400 m und sind bis ins Tal zu verfolgen. Moränenwälle und sichelförmige Endmoränenwälle der Eiszeit von 1850 finden sich in der Karmulde unterhalb des Wohls und am Westhang des Gritzer Hörndels, sowie in Karen nördlich des Hauptkamms Wohl – Gritzer Riegel. Dort gibt es auch Gletscherschrammen.

Die variszisch angelegten Gefüge wurden bis auf einen schmalen Bereich am südlichen Rand des Nordblocks durch die alpidische Überprägung vollständig ausgelöscht. Reliktisch erhalten sollen diese Gefüge in den schon eingangs erwähnten Migmatitgneisen sein (s.a. STÖCKHERT, 1982 und KLEINSCHRODT, 1987).  $S_{A2}$  streicht im nördlichen und mittleren Bereich des Kartiergebietes E–W und fällt mittelsteil bis steil nach N ein. Im südlichen Teil verläuft sie in etwa parallel zu den Umrissen der Rieserfernerintrusion. Während  $D_3$  wird  $S_{A2}$  zu offenen Falten  $F_{A3}$  verfaltet. In glimmerreichen Lagen kommt es zu einer intensiven Crenulation. Die Faltenachsen streichen E–W und fallen flach nach W oder E ein. Jüngere Scherflächen  $S_{A4}$  schneiden spitzwinklig die Hauptfoliation  $S_{A2}$  und zerschneiden diese in s-förmige Linsen, die im gesamten Arbeitsgebiet verbreitet sind. Bei der letzten Deformation  $D_5$  werden Knickfalten und Knickbänder angelegt, deren Faltenachsen meist parallel zu den unter  $D_3$  angelegten Gefügen verlaufen.

#### **Gebiet nordwestlich St. Veit zwischen Zupalkogel und Deferegger Höhe (A. STEENKEN)**

Aufgeschlossen ist eine Folge aus monotonen Glimmerschiefern und Paragneisen, die im Wechsel miteinander auftreten.

Die hellen Glimmerschiefer können der Cima-Dura-Serie zugerechnet werden. Ihre Hauptgemengteile sind Muskovit und Quarz. Daneben kann almandin-betonter Granat mit einem Korndurchmesser von bis zu 5 mm auftreten, sowie Plagioklas, Chlorit und Biotit. Häufig ist in den Glimmerschiefern eine starke Crenulation ausgebildet, deren Linear etwa parallel zu den gemessenen Faltenachsen ist. Quarz ist stark ausgelängt und bildet „quarz-rods“, die ebenfalls parallel zum Linear liegen. Oft ist bereits im Handstück ein randlicher Reaktionssaum zu Chlorit erkennbar, welcher den Granat auch vollständig substituieren kann. Foliationsparallel treten lang aushaltende Quarzmobilisate von wenigen mm bis 10er cm Mächtigkeit auf. Die mächtigeren Mobilisate sind oft boudiniert. Bereichsweise zeigen die Glimmerschiefer eine starke Kleinfältelung, die von den Quarzmobilisaten nachgezeichnet wird. In den hellen Glimmerschiefern der Cima-Dura-Serie sind rund 1 m mächtige, ausgesprochen glimmerarme Plagioklas-Granat-Gneise eingeschaltet. Ein Vorkommen befindet sich 200 m südlich des Grates zwischen Melspitze und Deferegger Höhe, dort wo der Grat westlich des Quelltrichters des Moosbaches auf diesen trifft. Das Gestein ist fast vollständig aus feinkörnigem Plagioklas aufgebaut. Die Granate haben einen Korndurchmesser von 3–4 mm und sind stark zu Chlorit umgewandelt. Der Bruch dieser Gneise ist plattig, und auf den Foliationsflächen ist häufig Chlorit eingeregelt.

Die plattig brechenden und engständig foliierten Gneise (Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, Biotit-Paragneise, Biotit-Quarzite) werden in der Biotit-Gneis-Serie zusammengefaßt. Der makroskopisch ermittelte Mineralgehalt ist Plagioklas, Quarz, Granat, Muskovit, Biotit sowie Chlorit. Die lagige Anordnung dieser Minerale bedingt eine deutliche Bänderung der Gneise.

Die Glimmer liegen parallel zur Foliation, können aber auch abweichend von dieser auftreten. Quarz und Plagioklas sind sehr feinkörnig. Granat kann bis zu 1 cm groß werden, ist i.d.R. jedoch selten größer als 2–3 mm. Große Granate treten am Grat der Deferegger Höhe auf. Das Gefüge ist in diesem Bereich schiefrig. Von den Glimmerschiefern der Cima-Dura-Serie unterscheiden sie sich durch ihre dunkelgraue Farbe.

Die Crenulation ist, wenn auch weniger intensiv, ebenfalls in der Biotitgneis-Serie ausgebildet. Sie kommt hier durch eine Fältelung der Foliation im mm-Bereich zum Ausdruck. Retrograde Umwandlung von Granat läßt sich ebenfalls beobachten. Neben der Reaktion zu Chlorit kann im Mellitzbach auf 1550 m auch die Substituierung durch Biotit registriert werden. Ehemaliger Granat wird dort durch kleine Biotitnester ersetzt. Als Varietät treten in den Gneisen mehrere Meter mächtige Quarzite auf. Ein Aufschluß befindet sich am Fuß eines Wasserfalls des Mellitzbachs auf 1980 m.

In beiden Serien treten mit unterschiedlicher Häufigkeit Amphibolite auf. Ihr Vorkommen ist in der Cima-Dura-Serie deutlich geringer und im wesentlichen auf ein mächtiges Vorkommen am Fuß der Melspitze ab 2130 m sowie auf Boudins im Profil entlang des Mellitzbaches beschränkt. Hinzu kommt der mächtige Amphibolit-Gneis-Körper in der Synklinale des Oberst-Kogels. Die Amphibolitlinse am Fuß der Melspitze zeichnet sich durch nadelige, kurzprismatische Amphibole aus. Diese Amphibolite zeigen eine intensive Internverfaltung mit offenen Falten. Die amphibolitischen Gneise des Obers-Kogels lassen sich am besten als Wechselfolge, meter- bis zehnermeter-mächtiger,

unterschiedlich amphibolführender Gneise beschreiben. Es treten Amphibolite, Granat-Amphibolite und Gneise mit hohem Amphibolanteil auf. Die Amphibolitvorkommen in der Biotitgneis-Serie sind über das gesamte Arbeitsgebiet verteilt. Ihre Mächtigkeit schwankt von nur 1 cm-breiten Bändern bis zu Linsen mehrerer Meter Mächtigkeit. Ihre Ausbildung variiert ebenfalls stark. Dünnere Amphibolitbänder sind häufig boudiniert.

Südlich des Grates zwischen Zupalkogel und Deferegger Höhe fällt die Foliation ausschließlich nach Norden, dagegen nördlich des Grates überwiegend nach Süden. Die Faltenachsen pendeln um  $\pm$ E-W und zeigen eine Westvergenz. Deutlich abweichende Faltenachsen sind auf Überfaltungen während einer späteren Deformationsphase zurückzuführen. In den Glimmerschiefern treten lokal Scherbandgefüge auf, Knickfalten hingegen in beiden Gesteinseinheiten. In den Gneisen ist häufig neben der Hauptfoliation ansatzweise eine zweite Schieferung im Handstück zu erkennen, welche ein konjugierendes Flächenpaar bildet. In den Faltenscharnieren läßt sich diese jüngere Foliation als neue Achsenflächenschieferung beobachten.

Die Quartärbedeckungen südlich des Grates zwischen Deferegger Höhe und Zupalkogel sind weitestgehend auf einen mächtigen Bodenhorizont im Bereich der Trogschultern ab 1320 m und rund 1900 m beschränkt. Im Bereich zwischen dem Moosbach und dem Mellitzbach ist das Hangprofil stark verrutscht, so daß sich keine Zuordnung der Lesesteine zu den anstehenden Gesteinen vornehmen ließ. Moränenmaterial konnte nur östlich des Moosbach sowie östlich Bergel auskartiert werden.

Als rezente Entwicklung konnte vielerorts das Aufreißen der Grasnarbe in hochgelegenen, heute unbewirtschafteten Almwiesen beobachtet werden. Damit einher geht eine verstärkte Bodenrutschung und beginnende Verschüttung niederer Almwiesen. Dies konnte von Almwirtschaftlern bestätigt werden, welche diese Entwicklung seit mehr als 50 Jahren sorgenvoll verfolgen.

Nordseitig des Grates sind die Auswirkungen der letzten Glaziale sehr viel ausgeprägter. Eine Zuordnung der Moränen zu verschiedenen Glazialen wurde jedoch nicht vorgenommen. In den Talböden zwischen den Graten des Legerle, Oberst-Kogels und Torkogels bezeugen Mittel- bzw. Seitenmoränen und Endmoränenwälle die Gletschertätigkeit und Transportbahnen des Eises und Gletschies.

Die steilen Flanken direkt unterhalb des Grates zwischen Deferegger Höhe und Zupalkogel, im Gegensatz zur Südflanke, sind zu einem großen Teil mit grobem Blockwerk und Schutt bedeckt.

#### **Gebiet nördlich von Moos, Lerch und Hof (G. SCHUSTER)**

Die in der Regel deutlich im mm- bis cm-Maßstab foliierten, dunkelgrauen Gneise (Paragneise, Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, quarzitisches Gneise) weisen, bei unterschiedlichen Mineralgehalten, schiefrige bis massig-gneisige Gefüge auf. In wechselnden Anteilen bilden Plagioklas, Quarz, Muskovit, Biotit, Chlorit und almandin-betonter Granat die Hauptgemengteile. Die Gneise stehen oberhalb der Schwarzach bis ca. 1.500 m sowie ab ca. 2.000 m im Bereich von Deferegger Höhe, Kreuzberg, Stanzling und Torkogel an. Das Gestein weist teilweise eine Runzelschieferung im mm-Bereich auf. Bis auf die Glimmer und selten auftretende, bis zu 2 cm Durchmesser große Granate, die häufig vollständig durch Chlorit sub-

stituiert sind, ist das Gestein feinkörnig. Oftmals zeigen die Gneise bis zu einigen dm mächtige, lang aushaltende Lagen aus Quarz. Südlich Hof, auf 1.290 m, befindet sich ein wenige dm mächtiger, eingeschuppter Bereich mit kalifeldspatführendem Gneis. 150 m westlich des Birkerbachs steht, auf 1.520 m und ca. 15 m mächtig, ein deutlich im cm-Bereich foliierter quarzitischer Gneis an.

Die Hauptgemengteile der grauen, in der Regel heller als die Gneise gefärbten und eng foliierten Granat-Muskovit-Schiefer bilden Quarz und Muskovit. Daneben treten Biotit, Chlorit, Plagioklas sowie Granat auf, der einen Durchmesser von maximal 1 cm erreicht und oftmals Reaktions-säume aus Chlorit zeigt. Die Glimmerschiefer sind penetrativ verfaltet, wobei sich die Faltenachsen gut durch Runzellinien abbilden. Quarz ist extrem ausgelängt und bildet „quartz rods“, die von den Glimmern umgeben werden. Auf 1.670 m am Lercher Bach steht Glimmerschiefer an. Die Runzelschieferung bildet sich im dm-Maßstab ab. In den Glimmerschiefern treten oft foliationsparallel bis zu mehreren dm mächtige Quarzmobilisate auf, die bisweilen einige m lang aushalten und besonders häufig südlich des Kreuzbergs auf ca. 1.900–2.000 m boudiniert sind.

Südwestlich von Hof steht auf 1.440 m an der Grenze zu Biotit-Gneis ca. 3 m mächtig schwarzgrauer, sehr weicher Graphitschiefer an, der leicht in dünne Blättchen zerfällt.

Die oftmals schwarzweißen, manchmal bläulich schimmernden Amphibolite treten innerhalb der Gneise sowie der Glimmerschiefer als foliationsparallele Lagen auf. Während innerhalb der Glimmerschiefer nur eng begrenzte, eingeschuppte Amphibolitlagen kartiert werden konnten, ließen sich innerhalb der Biotit-Gneise südlich der Deferegger Höhe, Kreuzberg und Stanzling bis zu 30 m mächtige Amphibolitlagen über mehrere hundert Meter weit verfolgen. Die Amphibolite bilden bisweilen nur wenige cm-mächtige Lagen.

Die Lamprophyre stehen südwestlich sowie nordöstlich von Birk, im Bereich des Birkerbachs, ca. 60 cm mächtig an. Sie gehören vermutlich zu einem unverfalteten Gang, der Biotit-Gneise sowie Glimmerschiefer diskordant durchschlägt. Eine Abstammung des Ganges von der Rieserfernerintrusion wird angenommen.

Der Südhang des Kartiergebietes zwischen Kreuzberg, Stanzling und der Schwarzach wird unterhalb ca. 1.900 m in weiten Bereichen von quartärem Schutt bedeckt, bei dem durchgehend ausgeprägte Bodenbildung vorliegt. Eine Gefährdung ergibt sich durch die zurückgehende landwirtschaftliche Nutzung der oberen Almwiesen. Nicht abgemähte oder abgeweidete, lange Grashalme frieren im Winter an abrutschender Schneebedeckung fest und werden zusammen mit den oberen Bodenhorizonten abgerissen. Solche Bereiche bieten Angriffspunkte für Erosion, die zu gefährlichen Murenabgängen führen kann. Östlich des Moosbachs bildet typisches Moränenmaterial einen Wall. Im Bereich zwischen Hof und der Schwarzach liegen besonders grobe Blöcke im Quartärmaterial.

Im nördlichen Teil des Kartiergebietes befindet sich neben der älteren auch eine jüngere Quartärbedeckung, die noch keine oder beginnende Bodenbildung zeigt. Nördlich des Stanzling prägen Gletscherkare die Morphologie des Geländes. Das nördlichste Kar wird zum Teil durch den Arnitzsee gefüllt.

Die grob Ost-West-streichenden Foliationsflächen fallen im allgemeinen gegen den Hang ein, wobei sie in höheren Lagen steiler einfallen. Der Faltenbau ist im cm- bis m-Maßstab zu erkennen. Die Ost-West-streichenden Fal-

tenachsen fallen stets flach ein. Die generelle Südvergenz nimmt von Kreuzberg und Stanzling bis zur Schwarzach hin zu. Vereinzelt lassen sich im Biotit-Gneis Überfaltungen erkennen. Gelegentlich ließ sich in den Gneisen sowie

den Schiefen neben der Foliation eine nur wenige Grade abweichende Schieferung erkennen. Scherbandgefüge und Knickbänder werden als letztes Inkrement interpretiert.

## Blatt 179 Lienz

### **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Altkristallin auf den Blättern 179 Lienz und 180 Winklern**

MANFRED LINNER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Übersichts- und Revisionsbegehungen im Ostalpinen Kristallin südlich vom Tauernfenster dienen der Fertigstellung der Kristallinkartierung von Blatt 179 Lienz und Blatt 180 Winklern. Die geologischen Aufnahmen erstrecken sich auf das östliche Deferegger Gebirge, die südliche Schobergruppe und die Abhänge der Kreuzeckgruppe ins Drautal zwischen Dölsach und Irschen.

Heuer wurde eine lithologisch-tektonische Gliederung vorgenommen. Dabei sind die Konzepte der Arbeitsgruppen von G. SPAETH und M. PUTIŠ eingebunden und die Legendes abgestimmt worden. Die Arbeitsgruppe SPAETH aus Aachen kartierte die Schobergruppe und das Deferegger Gebirge am Kartenblatt Lienz nach rein lithologischen Kriterien. Auf eine weitergehende lithologische Seriengliederung oder tektonische Konzepte wurde verzichtet. Die Arbeitsgruppe PUTIŠ aus Bratislava kartierte auf dem Kartenblatt Winklern die östlichste Schobergruppe und die Kreuzeckgruppe. Es erfolgte eine Gliederung nach Lithologie und Metamorphose.

Weiters wurden zur Abstimmung der Kristallin- und Quartärkartierung gemeinsame Begehungen mit Herrn J. REITNER, dem Quartärgeologen der Geologischen Bundesanstalt, und mit Herrn A. BÜCKSTEEG von der Arbeitsgruppe SPAETH durchgeführt.

Die lithologisch-tektonische Gliederung unterscheidet drei Kristallinserien:

- Ein frühalpines hochgradig metamorphes Kristallin baut die Schobergruppe und das Deferegger Gebirge nördlich der Deferegger-Antholz-Vals-Linie (DAV-Linie) auf. Der Stronachkogel, als westlicher Ausläufer der Kreuzeckgruppe, gehört ebenfalls zu dieser durch Eklogit amphibolite und Mikroklinaugengneise charakterisierten Paragesteinserie.
- Einförmige, Quarz-reiche Glimmerschiefer und Paragneise stellen ein variszisch mittelgradig geprägtes Kristallin dar. Im Deferegger Gebirge trennt die DAV-Linie, als oligozäne Mylonitzone, das frühalpines geprägte Kristallin im Norden vom variszischen Kristallin, das den zentralen Teil des Deferegger Gebirges aufbaut. Vergleichbares mittelgradiges Kristallin findet sich in der Kreuzeckgruppe nördlich von Irschen.
- Die wahrscheinlich altpaläozoischen Thurntaler Quarzphyllite überlagern das variszische Kristallin entlang einer weiteren tektonischen Grenze, der Markinkelle-Linie (HEINISCH & SCHMIDT, 1984). Die Quarzphyllite treten im Südfall des Deferegger Gebirges niedriggradig metamorph und durch vulkanogene Einschaltungen

ausgezeichnet zu Tage. Vergleichbare Quarzphyllite bilden einen Teil des Kreuzeck-Kristallins und sind im Drautal zwischen Gödnach und Nikolsdorf aufgeschlossen. Folgend wird die Kartierung und die dabei bearbeiteten Detailfragen einzeln besprochen.

Im Deferegger Gebirge besteht das hochmetamorphe, frühalpines Kristallin überwiegend aus Paragesteinen. Aufgeschlossen ist dieses Kristallin zwischen dem Iseltal und der DAV-Linie, die von Schlaiten gegen WNW zieht und den Michelbach Richtung Wirtsalm quert.

Lithologisch typisch sind feinkörnige, plattige Biotit-Paragneise, Quarz-reichere, bankig brechende Paragneise und Feldspat-reiche, massige Muskovit-Glimmerschiefer, wobei alle Paragesteine beide Glimmer führen. Orthogesteine sind mengenmäßig unbedeutend, zur lithologischen Seriengliederung aber wertvoll. Konkordante Pegmatitgneise mit Muskovit und Turmalin sind in dm- bis m-Lagen am Rücken zwischen Michelbach und Gossenbach verbreitet. Geringmächtige Amphibolitlagen kommen östlich von Gantschach vor. Die teilweise Karbonat-führenden Amphibolite zeigen keine Hinweise auf eine eklogitfazielle Metamorphose. Östlich von Schlaiten finden sich Lagen von Mikroklinaugengneis, ebenfalls geringmächtig. Im Bereich Gossenbach – Michelbach stecken kleinere Tonalitkörper in diesem Kristallin. Die Tonalite sind massige, porphyrische (Hornblende, Biotit, Plagioklas) Gesteine mit mittel- bis grobkörniger Granatführung. Der Kontakt zu den Paragesteinen ist diskordant und scharf ausgebildet. Makroskopisch ist ein 50 cm-Kontaktsaum mit Muskovit-Sprossung in den Paragesteinen auffällig.

Die regionale Lagerung ist mittel bis steil gegen SE bis SW, wobei in Annäherung an die DAV-Linie südwestliche Richtungen vorwiegen. Eine deutliche Streckungslinear ist flach bis mittel in östliche bis südliche Richtung orientiert. Eine Feinfältelung mit Faltenachsen mittelsteil gegen SE ist in Annäherung an die DAV-Linie deutlich. Diese Deformation ist wahrscheinlich auf die DAV-Linie zu beziehen. Weiter nördlich durchsetzt eine jüngere Störungslinie das frühalpines Kristallin in W-E-Richtung. Die spröde Deformation wirkt sich morphologisch aus und deshalb weicht der Gossenbachgraben von der SW-NE-gerichteten Entwässerung der Talflanke ab. Der Graben ist schwer zugänglich, aber am Rücken südlich sind zahlreiche kleine Parallelstörungen. An Quarz-gefüllten Fiederklüften und Schleppungen zeigt sich sehr geringer vertikaler Versatz entlang von steil gegen SE fallenden Flächen, wobei der Südblock gehoben erscheint. Die Strömungen auf den Harnischflächen sind flach bis mittelsteil W-E-orientiert und zeigen sinistrale Bewegung an. Somit könnte diese Störung eine synthetische Riedelscherfläche der sinistralen DAV-Linie sein.

Beiderseits des Iseltales, das Deferegger Gebirge und Schobergruppe trennt, sind verhängte Bewegungsflächen recht häufig. Die Strömung dieser parallel zum

Iseltal verlaufenden Flächen zeigt die dextrale Bewegung entlang der NW–SE-verlaufenden Iseltal-Linie. Diese ist wie die Mölltal-Linie als synthetische Riedelscherfläche der dextralen Bewegung entlang dem Periadriatischen Lineament aufzufassen (SCHMID et al., 1989). Diese jüngsten dextralen Bewegungen sind post-Miozänen Alters (SPRENGER & HEINISCH, 1992).

Lithologisch ist dieser nördliche Kristallinblock vom Deferegger Gebirge mit dem Kristallin der Schobergruppe einheitlich und auch das deutliche Streckungslinear ist gemeinsam. Daß sich die regionale Lagerung der beiden Kristallinblöcke nicht unmittelbar verbindet, ist durch die Versetzung entlang der Iseltal-Linie verständlich.

Die Aufnahmen am frühalpiden Kristallin der Schobergruppe erstrecken sich auf die Talflanke bei Lienz und das äußere Debanttal mit dem Rücken zum Iselsbergsattel. In der Talflanke nördlich von Lienz war im Bereich zwischen Oberdrum und Zettersfeld die lithologische Gliederung der Aachener Geologen zu prüfen. So sind südwestlich vom Zettersfeld Migmatitbildungen ausgeschieden, die für das Schoberkristallin ungewöhnlich erscheinen. Der Migmatit südwestlich der Stieralm erwies sich als Granatglimmerschiefer mit Feldspatmobilisaten.

Ein weiteres Problem ist die Unterscheidung der Amphibolite und Eklogitamphibolite, die sonst auch von den Aachener Geologen getroffen wird. Die größeren Metabasitkörper in der Umgebung der Niggleralm wurden als Amphibolite dargestellt. Entsprechend dem regionalen Bau der südlichen Schobergruppe mit flach SE-gerichteter Lagerung, sollten diese Metabasite die südliche Fortsetzung der eklogitischen Gesteine der Schleinitz darstellen und somit Hinweise auf eine Hochdruckmetamorphose enthalten. Bei der Revisionsbegehung waren auch reichlich Eklogitamphibolite zu finden. Diese sind wie die Amphibolite straff geschiefert, gebändert und durch makroskopisch erkennbare Symplektite nach Omphazit charakterisiert. Hinzu kommen Eklogitamphibolite mit grobkörniger Omphazit- oder Hornblende-Sprossung. Die Metabasitkörper lagern konkordant in den Paragesteinen, lokal schwankt die Lagerung um die SE-Richtung bei flach bis mittlerem Einfallswinkel.

Im äußeren Debanttal wurde die Blattgrenze zwischen den beiden bearbeiteten Kartenblättern revidiert, weil mächtige Eklogitamphibolitzüge an der Blattgrenze aussetzten. Kartiert wurde die orographisch linke Seite des Debanttales beim Wirtshaus zur Säge. Eklogitamphibolite wechseln mit Paragesteinen in m- bis zehnermeter Lagen. Auch in der Felsrippe aus Eklogitamphiboliten gegenüber dem Wirtshaus sind Glimmerschiefer eingelagert. Die Wechsellagerung streicht steilsteil in E–W-Richtung. Gegen E und damit über die Blattgrenze nehmen Paragesteine überhand, und so lösen sich größere Eklogitamphibolitzüge in einzelne Lagen und Linsen auf. Die Eklogitamphibolite sind gebändert, führen oft Biotit, und auch Hellglimmer- und Epidot-reichere Lagen treten auf. Die wechsellagernden Paragesteine sind als grobschuppige Hellglimmerschiefer und Granat-reiche Paragneise typische Begleitgesteine der Eklogitamphibolite. Weiter ins Debanttal hinein ist das Kristallin wieder einförmig aus bankigen Paragneisen und Feldspat-reichen Glimmerschiefern, die flach bis mittel in östliche bis südliche Richtungen fallen. Eine Feinfältelung mit Faltenachsen flach nach E weisend ist in steiler lagernden Paragesteinen ausgebildet.

Am Rücken zwischen Debanttal und Iselsbergsattel streichen einförmige Paragesteine regional in W–E-Richtung und fallen mittel bis steil nach SE bis S. Die

Streckungslineation fällt flach bis mittel nach Osten. Orthogesteine sind südlich der Luggeralms eingelagert. Zuerst treten gebänderte, Granat-reiche Amphibolite in dm-Wechsellagerung mit Paragneisen und Amphibolite mit Hornblende-Sprossung auf. Unweit südlich ist ein mächtiger Zug von Mikroklinaugengneis, mittel bis grobkörnig und straff geschiefert, eingelagert.

Der Stronachkogel liegt östlich vom Iselsbergsattel und gehört geographisch der Kreuzeckgruppe an, geologisch betrachtet ist er aber Teil des frühalpiden Schoberkristallins. Der Sattel am Iselsberg ist glazial geformt und nicht durch eine Störung vorgezeichnet. So setzt sich auch die E–W-Streichrichtung der Gesteine im Bereich Luggeralms über den Sattel in den NW-Sporn des Stronachkogels fort. Die Paragesteine sind dort steilsteil verfallend und crenuliert. Im Gipfelbereich ist die Lagerung flacher und eine Synklinalform wird erkennbar, gegen Stronach schließt sich eine Antiklinalform an. Abgesehen von dieser offenen Verfallung lagert auch das Kristallin im Stronachkogel flach gegen Südosten fallend. Die Paragesteine zeigen ein für das Schoberkristallin übliches Spektrum, wobei Granatglimmerschiefer und Feldspat-reiche Paragneise dominieren. Westlich vom Gipfel zeigen zwei Granatamphibolitzüge mit Omphazit-Sprossung die eklogitafazielle Metamorphose an.

Die von der Arbeitsgruppe PUTS getroffene lithologische Gliederung ist teilweise problematisch. Die Feldspat-reicheren Paragneise mit blastisch rekristallisiertem Plagioklas ordnen sie als „Grobgneis“-Typ den Granitgneisen zu. Daraus ergeben sich im Stronachkogel mächtige Orthogneiszüge, welche nicht vorhanden sind. Weiters bezeichnen sie die Eklogitamphibolite mit Omphazit-Sprossung als Gabbroamphibolite und scheiden Eklogitamphibolite generell nicht aus.

Eine ENE–WSW-gerichtete Störungsline trennt das hochmetamorphe Kristallin des Stronachkogels von Quarzphylliten der westlichen Kreuzeckgruppe. Die Störung verläuft von Gödnach im Drautal über den Zwischenberger Sattel nach Lainach und setzt sich dort im Mölltal weiter nach ENE fort. Im Frühaufgraben nordöstlich von Gödnach ist ein Kataklasit aufgeschlossen. In einer blaßgrünen Matrix sind bis 2 cm große, weiße und rosa Quarzklasten. Der Kataklasit ist nicht durchschiefert, aber es sind steilstehende Harnischflächen parallel zur Störungsrichtung ausgebildet. Die beschriebene Störungsline ist Teil der sinistral versetzenden Drautal-Linie. Diese kann als synthetische Riedelscherfläche einer frühmiozänen sinistralen Transpression entlang dem Periadriatischen Lineament interpretiert werden (SPRENGER & HEINISCH, 1992).

Zurück wieder ins Deferegger Gebirge und zur DAV-Linie als tektonische Grenze zwischen frühalpiden und variszischem Kristallin. Die Deferegger-Antholz-Vals-Linie ist als oligozäne Mylonitzone die relativ älteste tektonische Linie im Kristallin südlich vom Tauernfenster. Sie umfaßt südwestlich von Schlaiten eine etwa 500 m breite Zone mit vorwiegend duktiler Deformation. Die untersuchte Zone streicht ESE–WSW von Plone über Bacherdorf in die oberen Gräben des Göriacher Baches. Die Gesteine fallen mittelsteil um die Südrichtung schwankend ein. Duktile mylonitische Gesteine markieren die Basis der DAV-Linie. Südwestlich von Göriach sind dies wenige Zehnermeter Quarz-reiche, mylonitische Orthogneise und plattige Quarzitgneise. Darüber folgen weit geringer verschieferte metablastische Paragneise und schließlich Quarzglimmerschiefer und Quarzitschiefer, typische Lithologien vom hangenden variszischen Kristallin.

In diesen hangenden Schiefern sind Schuppen von mesozoischen Karbonaten eingeschaltet. Da die Karbonate nur schwach rekristallisiert sind, ist eine Einschuppung durch spröde Deformation anzunehmen. Eine kleine, 7 m mächtige Schuppe von blaugrauem Kalk findet sich bei der Quelfassung am Forstweg westlich Pedarnig. Südwestlich von Gonzach ist eine größere, 20 bis 30 m mächtige und rund 500 m lange Schuppe aus dunkelgrauem, leicht verschiefertem Kalk. Diese Schuppe steckt in einem lithologisch vielfältigen Bereich mit reichlich mittelkörnigen, verschieferten Pegmatiten. Vereinzelt sind auch mittelkörnige, leukokrate Orthogneise und feinkörnige Amphibolite in den Quarz-reichen Schiefern. Parallel zum Gesteinsstreichen weisen Verebnungsflächen auf mögliche kataklastische Bewegungsflächen, aufgeschlossen sind Kataklastite nicht.

Das zentrale Deferegger Gebirge wird von einem ebenfalls durch Paragesteine dominierten Kristallin aufgebaut. Begrenzt wird dieses variszisch mittelgradige Kristallin durch zwei tektonische Linien, der DAV-Linie im Norden und der Markinkele-Linie im Süden. Im Iseltal ist dieses lithologisch monotone Kristallin von Plone bis südlich vom Blößenbach aufgeschlossen. Die Quarz-Hellglimmerschiefer sind teilweise phyllitisch, hellgrünlich (Chlorit) oder grau (Graphit) pigmentiert, und führen oft fein- bis mittelkörnigen Granat. Charakteristisch sind konkordante Quarzmobilisate, die mitunter ein stromatisches Migmatitgefüge vortäuschen. Graugrüne Quarzitschiefer zeigen Übergänge zu Glimmerquarziten. Zweiglimmerschiefer und Paragneise sind untergeordnet vorhanden. Gemeinsam ist den Paragesteinen eine Überprägung, die Phyllitisierung und Vergrünung bewirkt. Lediglich im Ainetwald sind Orthogesteine als geringmächtige, feinkörnige Amphibolite und Aplittgneise eingelagert.

Im Bereich Glanz – Ainetwald lagern die Gesteine flach bis mittel gegen SW, südlich von Glanz schwenkt die Richtung gegen S bis SE. Südlich vom Blößenbach fallen die Gesteine schließlich mittelsteil gegen SE bis E. In diesem Bereich kommt eine Crenulation mit Faltenachsen mittelsteil gegen SE hinzu. Teilweise kommt es zur Umschieferung, wobei  $S_1$  steilstehend WSW–ENE streicht und  $S_2$  mittelsteil gegen S fällt. Diese Umschieferung kann in Zusammenhang mit der diaphthoritischen Überprägung stehen.

Die Markinkele-Linie als mehrphasige tektonische Grenze zwischen variszischem Kristallin und Thurntaler Quarzphylliten (HEINISCH & SCHMIDT, 1984) ist im untersuchten Gebiet durch die Kontaktmetamorphose des Tonalitkörpers im Lienzer Schloßberg (siehe unten) überprägt. Die Abgrenzung der beiden Serien erfolgte nach lithologischen Merkmalen, wonach die Grenze von der Jagdhütte (1221 m) in Richtung Stöckl bei Oberlienz in W–E-Richtung verläuft.

Die südliche Kreuzeckgruppe besteht aus variszisch mittelgradigen Kristallin (HOKE, 1990). Nördlich von Irschen im Drautal wurde dieses zum Vergleich mit dem Kristallin des zentralen Deferegger Gebirges studiert. Die Paragesteine, die auch dieses Kristallin beherrschen, setzen sich aus phyllitischen Granatglimmerschiefern, Biotit-Plagioklasgneisen und Lagen von Quarzitgneisen zusammen. Die phyllitischen Partien der Glimmerschiefer sind bisweilen grau pigmentiert, und Quarzmobilisate sind häufig. Die Lagerung ist flach gegen SW bis W, und die Faltenachsen einer Feinfältelung schwanken um die Horizontale in Richtung NE–SW. Östlich von Irschen ist bei Suppersberg ein größerer Metabasitzug aus feingebänderten Amphibolit. In diesem Bereich fallen die Gesteine

mittelsteil gegen S bis SE, und eine Minerallineation weist flach gegen SW. Zum angesprochenen Vergleich ist zu bemerken, daß große lithologische Ähnlichkeiten zum Kristallin des zentralen Deferegger Gebirges bestehen.

Die Thurntaler Quarzphyllite nehmen im Deferegger Gebirge die südliche Abdachung ins Pustertal und den Bergzug vom Bösen Weibele über den Hochstein bis zum Lienzer Schloßberg ein. Sie stellen sehr wahrscheinlich ein metamorphes Äquivalent altpaläozoischer Schichtfolgen dar (HEINISCH & SCHMIDT, 1984).

Die Serie besteht aus einer polymetamorphen und stark deformierten Abfolge von Metapeliten und Metapsammiten. Bei den silbrig-grauen Quarzphylliten wechseln dunkelgraue pelitische Lagen mit hellgrauen Quarzitschiefern. Je nach Modalbestand treten feinschiefrige Phyllitschiefer, spießig bis plattig brechende Quarzitschiefer oder massive Quarzite auf, insgesamt wirken die Metasedimente monoton. Bereichsweise sind reichlich saure und basische Metavulkanite eingeschaltet. Im Krasteinbachtal bei Mittewald sind Porphyroidschiefer und Grünschiefer in m- bis Zehnermeter-Mächtigkeit vergesellschaftet. Die hellen, blaßbräunlichen Porphyroidschiefer sind quarzreich und gut geklüftet. In der Umgebung der basischen Metavulkanite treten auch Chloritschiefer auf, die gemeinsam mit unreinen Porphyroidschiefern auf die Vulkanite begleitende Tuffite hinweisen. Die Quarzphyllite im Krasteinbachtal sind intern stark verfaltet, und die Gesteine fallen mit variablem Winkel vorwiegend nach N bis NE.

In der Umgebung vom Steinbruch Pfister westlich Schloß Bruck bei Lienz sind wenige geringmächtige Lagen von Porphyroidschiefer, Chloritschiefer und feinkörnigem Amphibolit in den Quarzphylliten. Der Steinbruch selbst schließt einen leukokraten Orthogneis auf. Dieser ist mylonitisch und vergrünt mit Plagioklas- und Mikroklinporphyroklasten. Die Schieferungsflächen sind von Muskovit, Biotit und einem Gemenge aus Serizit und Chlorit belegt. Es ist jedenfalls ein Orthogestein und nicht ein migmatischer Paragneis, wie von der Arbeitsgruppe SPAETH ausgeschieden. Der Kontakt dieses Orthogneiskörpers zur umgebenden Quarzphyllitserie ist konkordant, und die Gesteine lagern mittelsteil gegen NE bis SE. Bei der Frage, ob der Orthogneis primär zur Quarzphyllitserie gehört, sind die Metavulkanitlagen in der Umgebung ein positives Argument.

Eine weit größere Ausdehnung hat der Orthogneiskörper von Burgfrieden. Er erstreckt sich im Pustertal vom Filgisbach bis Leisach-Gries. Der Körper ist homogen aus mittelkörnigem Muskovit-Orthogneis, teilweise mit Augentextur. Beim Filgisbach sind angrenzend an den Orthogneis phyllitische Granatglimmerschiefer, plattige Paragneise und grünliche Quarzitlagen. Hier stellt sich die Frage, ob die Paragesteine, hier zusammen mit dem Orthogneiskörper, eingeschupptes Kristallin (KREUTZER, 1992) oder schwächer diaphthoritische Quarzphyllitserie (HEINISCH & SCHMIDT, 1984) darstellen. Die Orthogneise und Paragesteine lagern konkordant und wie die angrenzenden Quarzphyllite mittelsteil gegen Südosten. Es wurde keine tektonische Abtrennung vorgenommen. Besonders die Orthogneise sind durch spröde Deformation stark beansprucht. Diese Deformation ist in Zusammenhang mit der Drautal-Linie zu sehen.

Nordöstlich von Schrottendorf finden sich auch phyllitische Glimmerschiefer und plattige Biotit-Paragneise den Quarzphylliten eingelagert. Die Art der Einlagerung zeigt einen primär sedimentären Verband an. Ein größerer Bereich mit Glimmerschiefer, als eingeschupptes Kristallin interpretiert (KREUTZER, 1992), ist zwischen Oberass



ling und Unterkosten. Es sind einförmige, phyllitische Zweiglimmerschiefer mit Quarzitgneislagen. Die Lagerung ist mittelsteil gegen N und damit den angrenzenden Quarzphylliten im Krasteinbachtal (siehe oben) vergleichbar. Die westliche Grenze der schwach diaphthoritischen Glimmerschiefer bildet eine saigere N-S-verlaufende Störung. Im Hangfußbereich sind Porphyroidschiefer in den angrenzenden Quarzphylliten stark zerrüttet. Diese spröde Deformation gehört wiederum zu den Bewegungen entlang der Drautal-Linie.

Im Schloßberg W Lienz steckt ein größerer oligozäner Tonalit/Quarzdioritkörper (KREUTZER, 1992). Der Intrusionskörper ist auch in den Randbereichen sehr homogen. Der massige Tonalit ist fein- bis mittelkörnig, bestehend aus Amphibol, Biotit, Plagioklas und Quarz. Der ausgedehnte Kontakthof von mehreren hundert Metern zeigt, daß der Dachbereich der Intrusion aufgeschlossen ist. Die Quarzphyllite werden zu grünoioletten Hornfelsen mit Biotit und Hornblende, sowie zu Quarzitschiefern mit Biotit. Sulfidminerale sind als Akzessorien häufig. In zunehmender Entfernung vom Kontakt nimmt die Korngröße von Biotit ab und der phyllitische Glanz der Schiefer ist zunehmend noch vorhanden. Ein aufgelassener Abbau einer Magnetkies-Kupferkies-Vererzung befindet sich im Kontakthof gut hundert Meter westlich der Kreuzung auf 1061 m.

Die Phyllite der Kreuzeckgruppe bauen den westlichen Gebirgszug zwischen Dölsach – Lainach – Nikolsdorf auf. Die Übersichtsbegehungen erfassen den Hangfuß bei Gödnach und Lengberg im Drautal. Lithologisch entsprechen die Phyllite den Thurntaler Quarzphylliten vom Deferegger Gebirge.

Bei Gödnach zeigt sich eine einförmige Folge aus Metapeliten und Metapsammiten. Die Quarzphyllite variieren von silbergrauen, eischüssigen Phylliten hin zu plattig brechenden Phyllitquarziten. Besonders die graugrünen Psammitische führen Biotit und Granat. Auch diese Phyllitserie ist intern stark deformiert. Die unruhige Lagerung ist mittelsteil nach SE bis S oder mittelsteil nach NE bis N und damit eine mögliche Verfaltung um ostfallende Achsen angezeigt.

Vielfältiger ist die Lithologie nördlich von Lengberg mit Einschaltungen von Metavulkaniten und -tuffiten. Mächti-

ge Horizonte von Porphyroidgneis sind begleitet von unreinen Porphyroidschieferlagen. Als basische Äquivalente kommen Grünschiefer und Chloritphyllite vor. Auch in diesem Bereich ist eine starke interne Verfaltung bei flacher bis mittelsteiler Lagerung gegen NE bis N.

In Bezug auf quartäre Bedeckung und Massenbewegungen liegt für die beiden Kartenblätter Lienz und Winklern ein inhomogenes und unvollständiges Bild vor.

Die Kartierung der quartären Bedeckung von der Arbeitsgruppe SPAETH ist unzuverlässig. So ist über die Schwemmkegel von Schleinitzbach und Göriacher Bach teilweise oder vollständig Kristallin kartiert. Im Bereich Schlaiten – Göriach ist die Ausscheidung von Kristallin und Bedeckung oft genau entgegengesetzt den Beobachtungen bei der Übersichtsbegehung.

Die Arbeitsgruppe PUTIŠ ist bei der Ausscheidung von Bedeckung großzügig. Als Beispiel seien die Stronacher Wiesen am Südhang des Stronachkogel genannt. Trotz schlechter Aufschlußverhältnisse ist entlang von Wegen und mit Lesesteinen das Kristallin verfolgbare. Als Bedeckung ist lokaler Hangschutt verbreitet, rechtfertigt aber nicht durchgehende quartäre Bedeckung.

Massenbewegungen wurden von der Arbeitsgruppe SPAETH nicht und von der Arbeitsgruppe PUTIŠ sporadisch kartiert.

Im Laufe der Übersichtsbegehungen wurden Massenbewegungen ergänzt. Kleine Zerreißen, Sackungen und Rutschungen sind verbreitet und werden nicht separat aufgelistet. Größere Rutschungen sind im Ainetwald in den Krassbachgraben hinein und westlich St. Johann i. W. von beiden Seiten in den Gossenbachgraben. Zwischen St. Johann i. W. und Ainet erfassen zwei Massenbewegungen die gesamte Iseltalfank der Schobergruppe. Die nordwestliche Massenbewegung setzt am Hohen Trog (2439 m) an und reicht bis in den Talboden (730 m). Das zeigen die Auflockerung der Felswände im Eichholz und die großen Quellen beim Weirer und nordwestlich Schloß Weiherburg. Die zweite Massenbewegung setzt westlich vom Pitschedboden in 2500 m Höhe an und zerlegt den Rücken bis Oberalkus (1284 m). Typisch für diese tiefreichende Auflockerung sind unzählige hangparallele Wälle mit Vernässungen in den Mulden dahinter.

## Blatt 180 Winklarn

Siehe Bericht zu Blatt 179 Lienz von M. LINNER.

## Blatt 181 Obervellach

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Altkristallin auf Blatt 181 Obervellach

MARIAN PUTIŠ, VLADIMIR BEZAK, MILAN KOHÜT,  
MARTIN KOVAČIK, FRANTIŠEK MARKO & DUŠAN PLAŠIENKA  
(Auswärtige Mitarbeiter)

The below listed Austro-Alpine tectonostratigraphical complexes have been recognized in the mapped area (from bottom to top, or from N to S):

### 1. Ragga Complex (medium-high grade; Lower?, Middle? Austroalpine)

The complex builds the northeastern part of the map-sheet S of the Möll valley. It is represented mainly by medium-grained to fine-grained biotite gneisses. Smaller or larger intrusions of granitic rocks occur within the gneisses. The complex comprises medium to high-grade paragneisses (schistose to quartzitic) which transformed into pearl gneisses and migmatites (stromatolites to nebulites) with a lot of granitic, granodioritic and/or x m thick pegmatitic veins, mylonitized to orthogneisses. Monotonous

pale quartzitic gneisses seem to occupy the lower part of the unit mainly in the Ragga valley near Ausserfragant. Porphyric orthogneisses are less common.

The gneissous part of the complex is predominantly represented by the two main lithotypes:

Light-coloured gneisses prevail at the eastern edge of the map-sheet. They are relatively monotonous, locally with massive structure, built of medium-grained quartz-feldspar and lesser mica aggregates (garnet).

Dark biotite-garnet gneisses are enriched by graphitic substance in some layers. Anatectic segregation of light-coloured quartz-feldspar leucosome, rimmed by dark melanosome is characteristic in migmatitic parts of the complex.

Transition from gneisses into micaschists is characteristic within zones of superimposed diaphthorization where newly-formed muscovite and tiny garnet replaced former (Variscan ?) metamorphic minerals of gneisses.

Amphibolites to amphibole gneisses occur in form of long thin bodies, sometimes accompanied by coarse-grained dioritic orthogneisses (E of Klenalm). Fine-grained to medium-grained amphibolites sometimes contain macroscopic garnets.

This complex represents a HT/LP pre-Alpine mid-crustal rock-sequence. It was mylonitized at temperatures higher than 500°C (ductile behaviour of feldspars and quartz) during Alpine tectogenesis.

## 2. Strieden Complex (medium grade, Middle Austroalpine)

The complex was named by HOKE (1990) and occurs in partial synforms overlying the deeper Ragga Complex (e.g. the Strieden and Salzkofel areas). Gneisses (with higher content of feldspars) to micaschists with often macroscopic porphyroblasts of kyanite, staurolite and garnet predominate in the monotonous part of the complex. Some pale quartzitic (a few cm to dm thick) layers are present within metapelites. The macroscopically visible metamorphic foliation of micaschist-gneisses defined by the apparently newly-formed Ky-St-Gt-white mica assemblage does not bear any features of a newer reworking (excluding some phyllonite zones).

The lithologically more variegated and lower part of the complex comprises a few tens of metres thick bodies of amphibolites (garnet) and a marker 15–20 m thick bed of dolomitic marble (tremolite). Calc-silicate rocks (with garnet) appear to be intermediary layers between gneisses and marbles, or amphibolites and marbles. Other characteristic members are garnet amphibolites. Both, tremolitic marbles and amphibolites are located within the garnet micaschist gneisses. The whole sequence is cut by pegmatite veins, strongly deformed to orthogneiss.

The Berghaus Formation (low grade, or strongly diaphthoritic?) occurs in the upper part of the Ragga valley and might represent a part of the variegated sequence of the Strieden Complex (HOKE, 1990). It comprises calcitic and dolomitic marbles, laminated metatuffs to amphibolites, acidic metavolcanics (?) and granitic ultramylonites, pale quartzites, surrounded by biotite-chlorite quartzitic schists often with graphitic admixture. Mostly undeformed leucocratic muscovite granites to pegmatites with large black tourmalines (3–5 cm large) appear to have post-mylonitic origin and intruded mainly into tectonically strongly affected zones. The whole lithological formation is located within a steeply dipping fault zone. The strong hydrothermal alterations are connected with siderite, hematite and sulphide mineral zones.

The Strieden Complex represents a barrovian MT/MP rock sequence that seems to be a product of Alpine re-metamorphism of a pre-Alpine basement complex. The Strieden Complex overlies the gneiss-migmatitic-granitic Ragga Complex, and is overlain by the Polinik (eclogite-bearing) Complex in the area around the Polinik peak. In the area N of Kreuzeck the Polinik Complex is missing and the Hochkreuz Complex is directly overlying the Strieden and/or Ragga Complexes.

## 3. Polinik Complex (HP/M-HT, Middle Austroalpine)

The complex represents a crustal piece that underwent Alpine A-type (intrasialic) subduction. It comprises typical HT-HP rocks like eclogites with macroscopically visible light-green omphacitic pyroxene, together with garnet. Garnet amphibolites and metaultramafics accompany the eclogites. Another characteristic feature of the complex are light-coloured granulitic-like gneisses to massive granulites which are overlain by eclogitic granitic micaschists only with some relics of feldspars. They built e.g. the Polinik peak.

The lowermost part of the complex is marked by granitic augengneisses that tectonically overlie the deeper Strieden unit in the area W of Polinik and E of Salzkofel peaks.

## 4. Hochkreuz Complex (medium-grade, Middle?, Upper? Austroalpine)

In the western part of the Kreuzeck Massif, the complex overlies both the Strieden and (deeper) Ragga higher-grade complexes. Low-grade metamorphic rocks of the Steinfeld Complex covered by the Permian metasediments, occur vice versa at the southern slopes of the Kreuzeck Massif overlying the mentioned higher-grade Hochkreuz Complex. The Hochkreuz Complex can be defined in the following partial domains:

- The Kreuzeck Massif is built of coarse-grained garnet micaschists to gneisses with a marker horizon of graphitic metaquartzites. Pale feldspar-rich medium- to fine-grained (granulitic-like) orthogneisses to gneisses enriched with biotite (10–40 m thick) occur within the schistosity of micaschist-gneisses. Some strongly schistose portions have leucophyllitic character. A huge layer of amphibolitic rocks (several tens of metres thick medium-grained amphibolites, coarse-grained metagabbros, banded high-temperature mylonites of amphibolites and gabbroamphibolites) occurs within the uppermost part of the Hochkreuz Complex around Kreuzeck peak. Scarce narrow serpentinite and calc-silicate lenses are present there too.
- A slice of garnet micaschists of the Hochkreuz Complex overlies the gneisses of the Ragga Complex (S of Rastl peak, 2165 m).
- Area north of Greifenburg. For a comparison, in the area Hochkreuz – Annaruhe the following rock-types have been distinguished:
  - Garnet mica-schists with abundant garnet up to 1–2 cm large, schistose with white mica and quartz as the main rock-forming components.
  - Quartz layers with graphitic admixture, where sulphidic mineralization (e.g. near Niedermueller Alm, 1770 m) occurs within hydrothermally altered zones.
  - Quartzitic gneisses to metaquartzites, forming several metres thick leucocratic and massive layers within the micaschists.

- Amphibolites, medium to coarse-grained, with sporadically present garnet.
- Greenschists, fine-grained, with actinolitic amphiboles, chlorite, epidote and quartz, represent the products of diaphthoresis of amphibolites.

## 5. Steinfeld Complex (low-grade, Upper Austroalpine)

The complex is widespread in the southeastern part of the map-sheet and represents a continuation of a similar rock sequence mapped earlier (PUTIS et al., 1995, Lainach – Dölsach area), on the southwestern slopes of the Kreuzeck Massif.

Low-grade probably Early Paleozoic (Devonian?–Lower Carboniferous?) metasedimentary and metavolcanic rocks are exposed on both sides of the Drau valley. They are composed of dark-grey metapelites (chlorite-sericite phyllites) and metasandstones to quartzites, metagreywackes, which pass gradually into garnetiferous micaschists and biotite schists, respectively. Metavolcanics, mainly greenschists (to Ab-Ep amphibolites) represent thin intercalations within metasedimentary rocks. It was a thick (at least a few hundred metres) flyschoid sequence originally, enriched in thin basic volcanics and tuffs.

In general, the phyllite unit is folded into upright W-E trending macrofolds. Quartz-biotite to chlorite schists and quartzites dip generally moderately to the north. The other fold generation was found especially in more quartzitic parts. Axes of mesoscopic folds have approximately N-S orientation. Axes of intrafolial tight to isoclinal folds and parallel mineral lineation plunge steeply to the north.

The uppermost and frontal part of the complex is built of a volcano-sedimentary “porphyroid” formation which comprises a lot of alternating pale to white fine- to medium-grained metarhyolitic (quartz, feldspar, white-mica rich rocks) to metadacitic (albite, biotite, chlorite, epidote, less quartz) volcanics and metatuffs. Some of metadacitic rocks with scarcely preserved porphyric structures of plagioclase might indicate the presence of subvolcanics – porphyries. Other pale porphyric rocks look like granite-porphyries. Metasedimentary white mica and chlorite rich rocks locally contain chloritoid porphyroblasts.

The complex is overlain by the Permoscythian cover rocks, locally S of the Drau river by the Triassic carbonates of the Gailtal Alps. The contact zone between the low-grade basement and cover rocks is steepened, marked by fan-like steeply dipping schistosity also indicating strike slip movements. Brittle overprint is represented by steeply north dipping kink bands. In the Drautal near Kleblach village and the Kamp hill, the basement rocks are strongly mylonitized and phyllonitized along a steeply northward dipping to vertical shear zone with dextral kinematics.

## 5. (Upper-)Austroalpine Cover Complexes

### Permian cover

Very low-grade Permian (possibly Permoscythian) Verucano-type clastic metasediments build at least 3 km long and about a half kilometer wide synform along the ridge W of Radlberg (between Törl and Speikbichl peaks) northeast of Steinfeld in the Drau valley. They appear to be the cover of the Upper Austroalpine Early Paleozoic low-grade basement rocks exclusively.

Similar rocks build the about 1 km long and some 100 m thick lensoidal body on the Dolzer – Putzen ridge north of Steinfeld, best exposed in the Gnoppnitztörl saddle and

Marbach Graben near Ederalm. They consist of variegated slates in places with carbonate nodules, arcose and quartzitic metasandstones and quartzose metaconglomerates. The Permian sediments exhibit maximally anchimetamorphic recrystallization and contain very fine-flaked newly-formed white micas in schistosity. They consist of variegated greenish or violetish slates, arcose and quartzitic metasandstones and metaconglomerates. The bedding planes are locally visible according to alternating lithological members.

### Triassic cover

In the Obervellach map sheet, Triassic dolomites and limestones of the Gailtal Alps occur only in two small outcrops near the Fellbach village. They directly overlie dark phyllites of the Steinfeld Complex.

## 6. Tectonostratigraphy and Major Structures

General tectonic structure of the Kreuzeck Massif is affected by large-scale thrusts, strike-slips, reverse faults and back-thrusts. Tectonic superposition of divided lithological complexes is evident all over the mapped area. We observed the following tectonostratigraphical (structural) profile as the result of Alpine collisional tectonics and subhorizontal thrusting:

The lowermost tectonostratigraphic unit is represented by the large (medium–high grade) Ragga Complex, which occurs in the northern and central part of the mapped area. The complex was also found in the form of a tectonic window in the upper part of the Teuchlbach valley. The southernmost occurrence of the unit is connected with its south-vergent back thrust over Permoscythian cover the rocks of the southernmost and uppermost tectonostratigraphical Steinfeld Complex.

The medium structural level occupies the (medium grade) Strieden Complex in a synformal position on the Ragga Complex. Its eastern continuation has been found in the Salzkofel area.

The higher structural level of the tectonostratigraphic profile is built of the (HP/HT) Polinik Complex with a typical rock sequence spread around the Polinik peak (2874 m). We restricted the Polinik Complex defined by HOKE (1990) only to the HT-HP rock sequence (eclogites, etc.), and separated it on the geological map from the Ragga Complex which had been previously (sensu HOKE, 1990) incorporated into the Polinik Complex. The central part of the Kreuzeck-(Polinik) Massif is divided by a large E–W trending strike-slip shear zone (main mylonite zone, sensu HOKE, 1990). The internal structure of this zone is demonstrated by steeply dipping foliations and subhorizontal stretching lineations. The tectonic zone is marked by lenses of the Berghaus Formation of the Strieden Complex.

The higher (medium-grade) Hochkreuz Complex builds the area around the Kreuzeck peak, overlying both the Strieden and deeper Ragga Complexes, because the Polinik Complex is missing towards the south. The Eastern continuation of the Hochkreuz Complex represents garnet micaschists around Rastl peak (2165 m).

The (low-grade) Steinfeld Complex with Permoscythian cover (anchimetamorphic) rocks occupies the uppermost tectonic position, overlying both the Hochkreuz and Ragga Complexes in the SE part of the mapped area. The Steinfeld Complex is juxtaposed to the above mentioned northern 4 complexes along a large WNW–ESE trending strike-slip, where this complex submerges to the S or even to the N.

Tectonic contacts between the complexes represent the major thrust surfaces due to Alpine collisional shortening. These are steepened and cut by strike slips marked by dark to black ultracataclasites in E–W (Nigglaibach, Schwarzsee) or NE–SW (Kaisertalbach) direction.

The general strike of metamorphic foliations in the mapped area is WNW–ESE, they are often steeply dipping, not rarely vertical. There were observed zones of extensive mylonitization, especially in the southern slopes of Nigglaibach, where also strike-slip slickensides parallel with the valley were observed.

These zones of ultramylonites to ultracataclasites with usually vertical foliation are structures developed due to the dynamics of Drau and Möll strike-slip megashear zones. Thus, they are second order shear zones, genetically related to the above mentioned first order ones. They rim tectonic megasenses which are between the Möll and Drau line.

### 7. Tertiary Volcanics

Porphyrites and subvolcanic dikes penetrating the above mentioned metamorphites in several places (e.g. area of Rennsfeld, 2418 m).

Southerly of the Striedenkopf in the terminal cars of Teuchl valley was observed in average 4 m thick steeply dipping, ENE–WSW striking dike of probably Tertiary andesites. This dike-vein can be followed across the valley to the opposite slopes (Dechant area).

### 8. Quaternary

The formation of Quaternary sediments is closely connected with the evolution of the morphology (influenced by neotectonics) and with the glacial activity. According to the history of their evolution a variety of genetic types of Quaternary rocks are distinguished. The slope cover occurs in great extent. The lower parts of slopes are covered mainly by stony-loamy, locally bouldery talus (debris cones), for higher altitudes stony scree is the most typical.

Except usual stone and clay-stone debris at higher levels, there are several relicts of moraine deposits, e.g. S of Striedenkopf, and W of Salzkofel. Large debris cone has been found in the middle part of the Lesnigbach valley, southeasterly of Radlberger Alm. Moderate slopes between 1400 and 1800 m altitude are often affected by landslides, mostly inactive now (e.g. Pirkebner Alm, Radlberger Alm – Kuhberg).

In the valleys incised by larger streams alluvial deposits of fluvial plain have been developed. In smaller valleys the alluvial valley-floor deposits are obviously not preserved, due to intense valley-floor erosion. At the valley mouths a system of alluvial fans originated, often causing the curvation of flow direction of main rivers and/or partial damming of the valleys entered. The material of alluvial fans is derived from the talus material. The largest fans occur in the Drau River valley. In the higher altitudes, where gravitation dominates comparing water activity, cone debris are the most common. Slopes of the Drautal valley with wide alluvial plain is marked by numerous debris and alluvial fans.

Another important type of Quaternary deposits are gravelly and loamy-gravelly terraces (in the Drau River valley mainly). The residual gravel bodies form a terrace system in higher altitudes on the valley sides. Remnants of terraces occur on the Kamp hill near Lengholz. The terraces are commonly geomorphologically discernible by their more flat relief in contrast to steep erosional slopes. The older terraces are intensively eroded both by small tributaries and slope erosion.

The role of neotectonics is expressed by block fissures on mountain ridges, rock falls, for instance in the vicinity of the Boden See (Polinik), by huge thicknesses of alluvial fans, by river terraces and by some stream-like landslides. Ridges above 2000 m are mostly instable with numerous splittings and fissures (e.g. Kreuzeck, Lenkenspitz, Rastl, Platteckspitz, Wallneralm).

## Blatt 184 Ebene Reichenau

### Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke auf Blatt 184 Ebene Reichenau

ROBERT HOLZER & CHRISTIAN GORITSCHNIG  
(Auswärtige Mitarbeiter)

In Weiterführung der Kartierung wurden Aufnahmen im nördlichen Teil des Kartenblattes im Einzugsgebiet des Hinteren Seebaches, des Geißebachbaches sowie im Bereich des Weitentalles, des Rauterriegels und an den südlichen Abhängen von Eisenhut und Wintertalernock durchgeführt.

Eine gute Aufschlußsituation ergibt sich nur entlang der Höhenrücken zwischen Eisenhut und Wintertalernock bis hinunter zur Baumgrenze. Große Teile des Gebietes mußten daher anhand von Hangschutt und Lesesteinen kartiert werden. Selbst Weganschnitte zeigen nur wenig Aufschlüsse, sondern eine in der Regel mächtige Hangschuttbedeckung. In der Talsohle des Geißebachbaches findet sich polymikter alluvialer Schutt aus allen kartierten Einheiten.

Tektonisch gesehen gehört das Kartiergebiet der oberostalpinen Gurktaler Decke an, deren maximal epizonal metamorphe Gesteine vor allem dem Altpaläozoikum angehören.

Die Kartierung läßt folgende Seriengliederung zu:

- Kasererserie (nach H. MULFINGER, 1987): Vulkanite
- Gurktaler Phyllite: Quarzphyllite bis Glimmerschiefer
- Klastische Serie: Metasandsteine, Siltschiefer, etc.
- Eisenhutschiefer: Tuffe.

Innerhalb der Kasererserie treten vor allem Chloritflatschentuffe und feinkörnige grüne und violette Tuffe auf. Nördlich der Gesgeralm sind entlang der Forststraße grobkörnige, dunkelgrüne Laven mit Pyroxen-Porphroblasten aufgeschlossen, die mit hellgrauen Tuffen mit Pyroxen-Einsprenglingen wechsellagern. Im Hangenden dieser Serie findet sich am W-Abhang des Engelerriegels ein bräunlicher, kaum metamorpher Vulkanit mit langen, schmalen Feldspatleisten. Auch helle Quarzporphyre treten in diesem Gebiet auf. Die Wechsellagerung der verschiedenen Tuffe und Laven ist sowohl im Zentimeter- als auch im Zehnermeterbereich zu beobachten, was auf einen häufigen Wechsel von Laven- und Aschenförderung

schließen läßt. Die Vulkanite der Kasererreihe gehören dem weltweit auftretenden altpaläozoischen Vulkanismus an, der sich z.B. auch im Blasseneckporphyroid der Grauwackenzone oder in den Schichten von Kher des Grazer Paläozoikums widerspiegelt.

Der Gurktaler Phyllit ist ein sehr feinkörniges Gestein, das auf seinen Schieferungsflächen einen deutlichen Serizitbelag erkennen läßt. Quarzlagen und -knauern treten fast immer auf. Im Norden des Kartiergebietes sind Übergänge zu Glimmerschiefern zu beobachten. Nordwestlich der Geißeckhütte sind auch quarzitisches Partien innerhalb des Phyllits aufgeschlossen und belegen damit sandige Einschaltungen innerhalb des Beckensediments. Auch feinlagige (bis 2 mm) grüne vulkanische Einschaltungen treten in diesem Bereich auf, sind aber über das gesamte Kartiergebiet gesehen sehr selten und für den Gurktaler Phyllit nicht typisch.

Der Gurktaler Phyllit läßt häufig eine intensive Verfallung (v.a. Isoklinalfalten) bis in den Zentimeterbereich erkennen.

Die Klastische Serie besteht in der Regel aus phyllitischen Tonschiefern, Siltschiefern, grauen Quarzsandsteinen und seltener aus hellen Arkosesandsteinen und Quarzkonglomeraten. Die phyllitischen Tonschiefer weisen in der Regel einen feinschuppigeren Serizitbelag auf als die Gurktaler Phyllite. Dort, wo sie aber Quarzknauern beinhalten, sind sie nur schwer von diesen zu unterscheiden, sodaß die Grenzziehung in diesem Bereich strichliert erfolgte. Auch für diese Gesteine sind Isoklinalfalten typisch. Weiters treten Siltschiefer und Sandsteine, die häufig durch feine pelitische Zwischenlagen dünnplattig zerfallen, auf. Am Forstweg östlich der Geißeckhütte (SH: 1500 m) wurden Lesesteine von Bänderschiefern

(bräunlichgraue und weiße Lagen) gefunden. Im Grenzbe- reich zur Kasererreihe sind die Gesteine der Klastischen Se- rie durch den Abtrag der Vulkanite grünlich oder leicht vio- lett gefärbt. Es treten schwach grünliche Sandsteine und violett-graue Siltschiefer auf, wodurch eine Abgrenzung von den Tuffen vielerorts schwierig ist (vulkanoklastische Sedimente).

Nördlich des Geißeckbaches erfolgte die Abgrenzung dieser Serie fast ausschließlich durch die Kartierung von Schutt und Lesesteinen.

Als Eisenhutschiefer bezeichnet man eine Abfolge von grünen und violetten Tuffen, die die gesamten Höhen- züge zwischen Eisenhut und Wintertalernock einnehmen. Im Allgemeinen sind diese Tuffe sehr feinkörnig und zerfal- len beim Anschlagen zu dünnen Platten. Nur selten finden sich gröberkörnige Partien (Lapillituffe) oder violette Tuffe mit kleinen Feldspatporphyroblasten. Die Wechsellage- rung zwischen grünen und violetten Tuffen reicht von mehreren Zehnermetern bis in den Zentimeterbereich hin- unter, wobei die violetten Tuffe wesentlich größere Flä- chen einnehmen.

Eisendolomite treten sowohl an der Grenze zwi- schen Eisenhutschiefer und Gurktaler Phyllit als auch in- nerhalb des Eisenhutschiefers auf. Sie sind an ihrem grobkristallinem Gefüge, vor allem aber an der markanten rostbraunen Verwitterungsfarbe zu erkennen.

Diabasgänge können alle erwähnten Serien durch- schlagen. Sie treten meist als Lagergänge, aber auch als diskordante Einschaltungen auf. Diabase zeigen im fri- schen Bruch ein schwarzgrünes, körniges Gefüge mit Py- roxen-Porphyroblasten, die teilweise bereits zu Chlorit umgewandelt sind.

## Blatt 185 Straßburg

### **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und in der Murauer Decke auf Blatt 185 Straßburg**

GEORG KLEINSCHMIDT, ANDREAS MANN, PETER LANGGUTH  
& HOLGER MÜLLER  
(Auswärtige Mitarbeiter)

Bei den diesjährigen Neuaufnahmen handelt es sich um drei Gebiete im NE-Teil des Kartenblattes zwischen Fei- stritz- und Gurktal mit einer Gesamtfläche von etwa 35 km<sup>2</sup>. Ergänzt wurden diese durch Nachkartierungen im SW des Blattes. Im einzelnen handelt es sich um folgende Arbeitsgebiete:

- 1) Oberort Feistritz Schattseite – Engelsdorf – St. Jakob (LANGGUTH)
- 2) Oberes Langwiesental bei Schneßnitz (KLEINSCHMIDT)
- 3) Straßburg – Gurk – Mitterdorf – Langwiesen (MÜLLER)
- 4) Zweinitz – Albeck – Glödnitz (MANN).

Bei den Neukartierungen (Gebiete 1 bis 3) wurden Ge- steine des Altkristallins (AK) und der Murauer Decke (MD) bearbeitet. Das Gebiet 3 ist eine innerhalb des Berichts- zeitraumes begonnene und fertiggestellte Diplomkartie- rung. Einen Schwerpunkt der Nachkartierungen (Gebiet 4) stellte die Grenzziehung zwischen der Murauer Decke (MD) und der Stolzalpendecke (SD) dar.

Zusammengefaßt ergibt sich für alle Gebiete etwa fol- gende Gesteinsabfolge vom Hangenden zum Liegenden:

- tonschiefrige Phyllite mit Einschaltungen von Grünges- teinen (SD)
- Phyllite s.l. (MD) mit:
  - Grüngesteinen
  - karbonatischen Phylliten
  - Graphitphylliten
  - phyllitischen Glimmerschiefern, z.T. granatführend
- diaphthoritische Granatglimmerschiefer (AK)
- Granatglimmerschiefer (AK)
- Amphibolite (AK)
- Biotit-Glimmerschiefer (AK)

#### **1) Oberort Feistritz Schattseite – Engelsdorf – St. Jakob (P. LANGGUTH)**

Die Nordbegrenzung des Aufnahmegebietes verläuft entlang des Feistritzbaches etwa 700 m östlich Gehöft Gadotzer bis zum Hof Habersack. Die Südgrenze bildet eine gedachte Linie zwischen den Ortschaften Engelsdorf und St. Jakob. Das Arbeitsgebiet ist durch NNW–SSE- verlaufende Bruchtektonik in zwei lithologisch un- terschiedliche Bereiche geteilt. Hauptverbreitung haben im Westen bis zu einer Linie zwischen den Gehöften Unter- leitner – Käfer – Walcher phyllitische Glimmerschiefer (phGS). Makroskopisch erkennbar sind Quarz, Helglim- mer, Biotit, Chlorit, Granat und Graphit in wechselnden

Gemengeanteilen. Vorherrschend ist ein silbrig grau glänzendes Gestein von stark phyllitischem Habitus. Übergänge zu plattig schiefrigen, quarzreichen Varianten sind fließend. Im Westteil des Arbeitsgebietes treten kompetente Feldspatphyllite (FspPh) zwischen Schmaritzerkogel und Hof Moser markant hervor. Ihre prägende Foliation fällt flach nach W bis NW ein, die Streckungslineation ist E–W-orientiert. Tektonostratigraphisch bilden die FspPh die hangendste Einheit der phGS. Im Grenzbereich zu den phGS treten Phyllonite auf. Diese charakterisieren Scherzonen und deuten somit auf einen tektonischen Kontakt der beiden Einheiten hin. An einem dieser Aufschlüsse (ca. 200 m N des Gadotratenkreuzes), hier haben phGS auf einer flachen Scherbahn plattige Quarzite überschoben, läßt sich aus der Vergenz der dabei entstandenen Isoklinalfalten ein E-Schub der hangenden Einheit ableiten.

Östlich des Hofes Ofner wird die prägende Foliation durch einen flachwelligen Großfaltenbau in eine N–S-streichende Mulde gebogen. Diese läßt sich in südlicher Richtung bis ca. 950 m Seehöhe weiterverfolgen. Der FspPh bildet hier den Muldenkern. Die höhere Kompetenz und dementsprechend größere Verwitterungsresistenz des Gesteins führte zu einer Reliefumkehr. Insgesamt deuten die Lagerungsverhältnisse der s-Flächen auf eine Mulden- und Sattelstruktur mit N–S-verlaufenden Achsen hin. Aufwölbungen treten im Verlauf der Linien Gehöfte Hochfrieser – Großwurzer sowie Ading – Hof Pötschger auf.

Östlich des oben genannten Störungssystems treten phGS nur im tiefsten Bereich des Feistritztales SE der Gehöfte Strülz/Hornbonger bis maximal 1050 m Seehöhe auf. Hier führen die phGS in einem kleinen Bereich ESE des Gehöftes Strülz akzessorisch Granat. Im Hangenden folgen karbonatische Phyllite, die die Hauptkartiereinheit im östlichen Arbeitsbereich bilden. Das Gestein weist eine penetrative Schieferung auf. Die s-Flächen sind stark mit Hellglimmern belegt. Der Karbonatgehalt schwankt stark, es gibt fließende Übergänge zu gebankten weißlich-gelben Marmorlagen.

Darüber folgen Graphitphyllite (GrPh), die den Höhenrücken des Salzerkopfes aufbauen. Sie sind jedoch weiträumig überschottert; Anstehendes findet sich nur an den Nordhängen erst ca. 200 m unterhalb des Gipfels. Nördlich des Grates Leesfalltor – Salzerkopf fällt die prägende Foliation flach nach S bis SE, südlich des Grates fällt sie ebenso flach in die entgegengesetzte Richtung ein. Der Grat Leesfalltor – Salzerkopf ist als flache Mulde mit ENE-streichender Achse anzusehen, deren Kern von den GrPh gebildet wird. Die Streckungslineare sind auch hier E–W-orientiert.

Nach S schließen sich wiederum karbPh an, in deren Liegendem karbonatische Grünschiefer (karbGrS) folgen. Diese sind überwiegend feinkörnige massige Gesteine mit einem reliktsch erhaltenen porphyroblastischen Gefüge. Die herausgelösten Blasten sind meist durch eisenhaltige Lösungen verfüllt worden. Eine weitständige Foliation überprägt die Grünschiefer, die Schieferungsflächen sind häufig mit bis zu 0,5 cm großen Biotiten belegt.

Im SE wird das Kartenbild zwischen der Höhe 1135 und der Ruine Gehöft Walcher von durchgreifenden NNW–SSE-streichenden Störungen dominiert. Die Hauptstörung (Gurker Störung [BECK-MANNAGETTA, 1959]) verläuft vom Mühlbachgraben vorbei am Hof Käfer in NNW-Richtung. Begleitend streicht ca. 400 m weiter östlich ein zweiter deutlicher Bruch in gleicher Richtung. Die Störungen werden von Zonen mit ausgeprägter Kataklastik begleitet.

Weitere bruchhafte Deformationen verlaufen in der Eintaung des Pötschgerbaches. Die Kluftflächenmaxima streichen über das gesamte Arbeitsgebiet überwiegend parallel dem Hauptstörungssystem (NNW–SSE).

## 2) Oberes Langwiesental bei Schneßnitz (G. KLEINSCHMIDT)

Das gesamte Aufnahmegebiet gehört dem stark diaphthoritischen Grenzbereich zwischen Mittel- und Oberostalpin an (AK/MD).

Tiefstes Hauptgestein ist diaphthoritischer Granatglimmerschiefer, von Osten her halbfensterartig westwärts bis Reibnegger (Schneßnitz) ragend. Darin sind mehrere teils nur metermächtige Züge von „Metadiorit“ (s. Bericht 1995) eingeschaltet. Dieser Metadiorit geht unter Zunahme der Deformation tatsächlich (wie 1995 vermutet) in die S und SE anschließenden Amphibolite über, die besonders im 3. Aufnahmegebiet (MÜLLER) verbreitet sind.

Das Hangende jener diaphthoritischen Folge bilden nördlich, westlich und südwestlich des obersten Langwiesentales Gesteine der MD mit karbonatischen Grünschiefern, karbonatischen Phylliten bzw. sehr unreinen Marmoren und Graphitphylliten. Diese Gesteine reichen 650 m SSE Koller und bei Reibnegger fast an die diaphthoritischen Gesteine des AK heran. Die (tektonische) Grenze (flache Bewegungsbahn) ist jedoch nirgends aufgeschlossen.

Im SW (E Salzerkopf – Reibnegger – Golter) mag diese Grenze zwischen MD im SW und diaphthoritischem AK im NE zusätzlich von jüngerer, südwestabschiebender Bruchtektonik überprägt sein und in die Störung St. Peter – Marterl 854 – St. Johann hineinlaufen (Ber. MÜLLER & BECK-MANNAGETTA, 1959). Etwa parallel verlaufende Störungen sind weiter E zu vermuten: zum einen längs des morphologisch hervortretenden mittleren Langwiesentales aus dem Bachtal in den N Sölderniggraben ziehend, zum anderen davon bei Kögler/Langwiesen abzweigend und etwa auf Modl/Schneßnitz zulaufend. Diese letzte Störung ist zwischen Kögler und Tschutnig aufgeschlossen (110° streichend).

Die diaphthoritischen Granatglimmerschiefer bestehen aus einem mylonitischen Chlorit-Hellglimmer-Filz mit gelegentlich Granat bzw. Granatresten und sind zudem durch ein duktils Scherbandgefüge ( $ecc_1 = D_4$ ) gekennzeichnet. Dieses wird des öfteren durch ein spröduktiles weitständiges  $ecc$ -Gefüge ( $ecc_2 = D_5$ ) überprägt. Beide Extensionsgefüge sind etwa ostabschiebend ( $ecc_1$ : 080/<10 bis 110/<10;  $ecc_2$ : 130/20). Zwischen den  $ecc_1$  ist die Hauptfoliation ( $S_3$ ) gegenüber der durchschnittlichen sehr flachen Lage (270/05) antithetisch rotiert (z.B. 260/30). Die flache, kataklastische Bewegungszone („LANF“) zwischen diaphthoritischem Granatglimmerschiefer und Metadiorit (Bachtal-/Sölderniggraben, s. Bericht 1995) besitzt ebenfalls ostabschiebende Kinematik (nach 80°).

Zusätzlich wurde kurz vor der Mündung der Feistritz in die Metnitz unmittelbar NE Haberzettl eine neue Lehmgrube befahren. Über Grobkiesschottern sind hier auf ca. 50 × 100 m<sup>2</sup> über 10 m mächtige, rhythmisch im cm-Bereich gebänderte „Tone“ aufgeschlossen. Das Material ist nach Geländeeinschätzung eher aus (Fein-)Schluffen und ist in den oberen 3 bis 4 m bräunlich oxydiert. Es dürfte sich um Warvenbildung eines kleinen würmeiszeitlichen Stausees handeln. Dazu paßt, daß in den Bändertönen 3 dünne Lagen schlecht sortierten Kiesel eingelagert sind (7 cm, 3 cm und 5 cm mächtig). Das Material dient der Ziegelherstellung.

### 3) Straßburg – Gurk – Mitterdorf – Langwiesen (H. MÜLLER)

Das Gebiet liegt südlich des zuvor beschriebenen (KLEINSCHMIDT) und reicht zwischen Draschelbach und Langwiesental südwärts bis zur Straße Straßburg – Mitterdorf. Das tektonostratigraphisch Liegende des Arbeitsgebietes wird von Amphiboliten, Biotitglimmerschiefern und diaphthoritischen Granatglimmerschiefern des Altkristallins aufgebaut, die von phyllitischen Glimmerschiefern und Kohlenstoffphylliten überlagert werden.

Die Basis des Altkristallins wird von mittel- bis feinkörnigen Biotitglimmerschiefern gebildet, die teilweise kleine, bis 2 mm große Granate enthalten. Westlich des Lieding und entlang des NE exponierten Hanges westlich des Langwiesen sind mittel- bis feinkörnige, lagige Amphibolite mit oft recht hohem Kalkgehalt eingeschaltet. Im Übergangsbereich zu den Amphiboliten nimmt der Biotitglimmerschiefer einen stark mylonitischen Charakter an. Die besten Aufschlußverhältnisse im Amphibolit liegen westlich des Lieding, westlich Straßburg, wo zwischen 690 und 800 m Seehöhe zahlreiche Amphibolitklippen aufgeschlossen sind. Westlich des Langwiesen sind aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse in diesem Bereich hingegen nur kleine Vorkommen von Amphibolit aufgeschlossen. Relativ große Mengen von Amphibolitschutt lassen jedoch den Schluß zu, daß der Amphibolit hier größere Bereiche einnimmt. In den Amphiboliten treten stellenweise mylonitische Quarzite auf.

Das Hangende des Altkristallins wird aus chloritführenden meist grünlich-grau gefärbten diaphthoritischen Granatglimmerschiefern mit stellenweise bis zu 3 cm großen Granaten gebildet. Stellenweise tritt in diesen noch feinkörniger Biotit auf. Vor allem im Bereich des Geier ist der Granatglimmerschiefer von mehrfach isoklinal verfalteten Quarzgängen durchsetzt und stark mylonitisiert. Letzteres ist wohl als Folge der Bewegung der ehemals darüberliegenden Murauer Decke anzusehen. Die Streckungslineare sind streng ENE–WSW-orientiert.

Das Liegende der Phyllitgruppe wird von stark deformierten phyllitischen Glimmerschiefern gebildet, die stellenweise noch kleine Granate enthalten können und dadurch sowohl im makroskopischen Erscheinungsbild als auch petrographisch einen vermittelnden Charakter zwischen diaphthoritischem Granatglimmerschiefer und Phylliten aufweisen. Das Fehlen von Biotit läßt jedoch eine Abgrenzung zu der liegenden Einheit zu. Innerhalb der phyllitischen Glimmerschiefer wird eine Überschiebungsbahn vermutet, die jedoch im Gelände nicht aufgeschlossen ist. Einen Hinweis auf eine mögliche tektonische Verschuppung der verschiedenen Einheiten in diesem Bereich stellt eine Scholle von diaphthoritischem Granatglimmerschiefer innerhalb der phyllitischen Glimmerschiefer NW' St. Peter dar. In unmittelbarer Nachbarschaft dazu treten zwei Schollen eines feldspatführenden mylonitischen Gesteins auf. BECK-MANNAGETTA (1959) hat es in seiner Übersichtskartierung der Gurktaler Alpen als Gneismylonit bezeichnet und in einen ursächlichen Zusammenhang mit der Gurker Störung gebracht. Die duktile Deformation dieses Gesteins legt aber eher eine Überprägung innerhalb der oben erwähnten Überschiebungsbahn nahe. Nicht weit davon treten Hellglimmerquarzite auf, die ebenfalls stark deformiert sind.

Der gesamte südliche Bereich des Aufnahmegebietes zwischen St. Johann und Draschelbach wird von stumpfgrauen bis schwarzen, mylonitischen Kohlenstoffphylliten eingenommen. Das Erscheinungsbild der Kohlenstoffphyllite ist sehr uneinheitlich; in ungeordneter Folge wech-

seln sich stark graphithaltige und phyllitische Bereiche ab. S Bergbauer und S Glabötsch sind graphithaltige Quarzite eingeschaltet, die dort morphologisch als Rücken hervortreten.

Ein weiteres prägendes tektonisches Element ist die Gurker Störung (BECK-MANNAGETTA, 1959). Die Störung durchzieht in SE–NW-Richtung das Arbeitsgebiet. Durch die Absenkung der NE-Scholle werden die Kohlenstoffphyllite neben die Übergangsserie gebracht.

Oberhalb 900 m prägen Verebnungsflächen wahrscheinlich tertiären Alters die Morphologie. Sie sind mit bis zu drei Meter mächtigen Schuttdecken bedeckt, so daß es oberhalb 900 m Seehöhe in großen Bereichen kein anstehendes Gestein gibt. NE und N St. Peter treten fluviale Schotter aus verschiedenen allochthonen Komponenten auf. Roterdebildungen, die ebenfalls in das Tertiär zu stellen sind, treten am Fahrweg W Oberlindner und an der Straße Straßburg – Mitterdorf auf.

Bildungen des Quartär sind Schwemmfächer im Langwiesental und die mittlerweile durch intensive Bodennutzung eingeebneten Terrassen des Langwiesenbaches, sowie eine Terrasse der Gurk, auf der die Liedinger Kirche W Straßburg steht.

### 4) Zweinitz – Albeck – Glödnitz (A. MANN)

Die diesjährige Geländekampagne diente hauptsächlich der Festlegung der tektonischen Grenze zwischen der SD und der MD in den bisher kartierten Gebieten im Raum Zweinitz – Albeck – Glödnitz (Berichte 1987–1992). Dabei wurden die bestehenden Manuskriptkarten teilweise revidiert.

W Glödnitz ist die Grenze zwischen MD und hangender SD als flach nach W einfallende duktile Bewegungszone ausgebildet. In den zahlreichen in der topographischen Karte nicht dargestellten Bächen unterhalb Flattinger ist dieser Übergang gut aufgeschlossen. Es handelt sich um eine Wechsellagerung aus mylonitischen Grünschiefern und Phylloniten. Die deutlich ausgebildete Streckungslineation verläuft in W–E-Richtung. Aufgrund der starken tektonischen Überprägung der Gesteine über einen Bereich von mehreren Zehnermetern ist eine exakte Grenzziehung zwischen den beiden Teildecken nicht möglich (siehe dazu auch die Berichte 1994 und 1995). Diese Scherzone ist nach NW bis zum Kaufmannbühel weiterzuverfolgen (Bericht 1995), nach SE verliert sie sich unter der quartären Bedeckung des Glödnitztales. Im Hangenden dieser Bewegungszone folgen schwach deformierte tonschiefrige Phyllite in Wechsellagerung mit Grüngesteinen. Die Gesteine, die sich S anschließen (Kartiergebiete KANNENGIESSER und BIALLAS, Berichte 1988–1990), sind ebenso sämtlich der SD zuzurechnen.

E des Glödnitztales wird der Grenzverlauf zwischen SD und MD dagegen durch Bruchtektonik geprägt. Es handelt dabei um NNW–SSE- bzw. ESE–WNW-streichende Störungssysteme. Zu letzterem ist eine Störung zu zählen, die vom Gehöft Wernig E Glödnitz bis nach St. Andrä zu verfolgen ist. Sie bildet die S-Begrenzung der MD. Im Bereich Brenitz – Reinsberg grenzen Grüngesteine der MD unmittelbar an tonschiefrige Phyllite der SD. Besonders deutlich wird der Metamorphosesprung W des Gehöftes Felder, da hier die Grüngesteine noch reliktsch metamorph gebildete Amphibole aufweisen (BINGEMER, 1990, unpubl. Diplomarbeit). Zwischen Passegger und St. Andrä ist der Verlauf schwerer zu erkennen, da hier Phyllite der MD und der SD aneinandergrenzen: Erstere führen grobe Hellglimmer und weisen einen metamorphen Lagenbau auf,

während letztere in psammitischen Lagen noch die sedimentäre Schichtung erkennen lassen. Die Grungesteine S St. Andrä stellen nicht die Fortsetzung der oben genannten Metavulkanite der MD dar, sondern sind der SD zuzuordnen.

Tonschiefrige Phyllite bauen das S anschließende Gebiet auf. Es handelt sich um die basalen Anteile der SD. In Weitensfeld ist der ursprüngliche Überschiebungskontakt zur MD an der Bundesstraße aufgeschlossen. Extrem feinkörnige, silbrig glänzende Phyllonite bilden hier das Hangende, im Liegenden folgen Phyllite der MD. Das Streikungslinear ist W–E-orientiert. Die Basis der SD ist weiter in NW-Richtung über den Höhenrücken E Wurzer zu verfolgen. Auch dieser Bereich ist durch das häufige Auftreten mylonitischer Gesteine gekennzeichnet.

Aus der unterschiedlichen Höhenlage der Basis der SD E Weitensfeld und am Gurnik (Bericht 1995) läßt sich ein Mindestversatz der oben beschriebenen Störung von 300–400 m ableiten.

Zu einem späteren Zeitpunkt wird diese dann von dem NNW–SSE-streichenden Störungssystem (Glödnitz-Störung [BECK-MANNAGETTA, 1959]) überprägt. Eine dieser Störungen ist NW' Altenmarkt aufgeschlossen (KLINGEL, Bericht 1990). Sie läßt sich weiter nach NW über den SW-Hang des Lassenberges verfolgen. Im Bereich der Störung treten vermehrt Nässeazonen auf (MÜLLER, Berichte 1987–1989). Im Mödringbachtal versetzt sie die ältere Störung ca. einen km nach Süden.

## Blatt 193 Jennersdorf

### **Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 193 Jennersdorf**

JAN MILICKA, MIROSLAV PERESZLENYI & ROBERT VITALOS  
(Auswärtige Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet ist ungefähr mit folgenden Linien begrenzt: Fluß Lafnitz von Norden, Linie Jennersdorf – Königsdorf von Westen, Raabfluß von Süden und schließlich durch die österreichisch-ungarische Grenzlinie von Osten.

Das Ziel der Arbeit war die geologische Kartierung der neogenen Sedimente des südöstlichen Teiles des Oststeirischen Hügellandes unter Berücksichtigung der quartären Phänomene.

Vom geographischen und geologischen Standpunkt aus handelt es sich um die direkte östliche Fortsetzung des im Jahre 1995 kartierten Gebietes. Vom morphologischen Standpunkt aus handelt es sich um ein durch Alluvionen und Bachrinnen relativ stark gegliedertes Hügelland.

Im kartierten Gebiet ist es uns dieses Jahr leider an keiner der entnommenen Proben gelungen, das stratigraphische Alter mikropaläontologisch nachzuweisen. Die Einschätzung der Gesamtmächtigkeit der neogenen Sedimente ist allein aus der Sicht der Kartierungsarbeiten sehr problematisch, da es sich praktisch um den zentralen Teil des Grazer Beckens handelt.

Der überwiegende Teil unseres Gebietes ist von Schichten gebildet, die WINKLER (1927) in das obere Pont („Höheres Pontikum“) eingegliedert hat. In diesen Schichten konnten wir im vorigen Jahr pontisches bzw. oberpontisches bis dazisches Alter mikropaläontologisch nachwei-

sen. Die Gesamtmächtigkeit dieser Schichtenfolge schätzen wir auf wenige hundert Meter ein. Lithologisch handelt es sich hauptsächlich um Sand- und Tonschiefer und Schotterlagen bis Schotterbänke. Auf ein Süßwassermilieu deutet auch die Anwesenheit der Alge *Pediastrum* hin. Zur Problematik des Untergrundes der neogenen Sedimente ist es auf Grund der Kartierungsarbeiten nicht möglich, sich zu äußern. Pliozäne (Daz, Roman) und quartäre Sedimente sind von Terrassensedimenten und Alluvionen repräsentiert.

Die Begrenzung der Terrassensedimente ergibt sich, wie in dem im vorigen Jahr kartierten Gebiet, in den meisten Fällen nur aus der Terrainkonfiguration, da es sich um ein intensiv bearbeitetes Ackerland mit relativ dichter Besiedlung handelt. Auf Grund unserer sowie auch älterer Kartierungsarbeiten können fünf Terrassenstufen unterschieden werden: Terrassenniveau des Altplozäns (Roman?–Daz?), Terrassenniveau des jüngeren Plozäns (Roman?–ältestes Quartär), Hauptterrasse des älteren Quartärs, mittlere Terrassengruppe des Quartärs und schließlich die jungquartäre Terrasse.

Die Sedimente im kartierten Gebiet gehen allmählich in südlicher Richtung in das breite Alluvium der Raab, in nördlicher Richtung in das Alluvium des Flusses Lafnitz über.

Markante tektonische Linien sind auf der Oberfläche nicht deutlich erkennbar und sind ähnlich wie im westlichen Gebiet nur auf Grund des Verlaufs von Bächen anzunehmen. Die Sedimente liegen praktisch subhorizontal. An manchen steileren Hängen befinden sich mehr oder weniger tiefe Wasserrinnen. Relativ häufiges Vorkommen von Kreuzschichtung der Sedimente deutet auf ein fluviales und lakustrisches Sedimentationsmilieu hin.