



Sonstige Berichte

Nachträge aus vergangenen Jahren

Blatt 21 Horn

Bericht 1996 über quartärgeologische Untersuchungen auf den Blättern 21 Horn und 38 Krems

PAVEL HAVLÍČEK & OLDŘICH HOLÁSEK
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Jahre 1996 haben wir uns auf die Revision der Kartierung und Untersuchung der quartären Sedimente im Gebiet zwischen Zöbing, Langenlois, Stratzing, Krems a.d. Donau, Walkersdorf und Straß im Straßertal, am Zusammenfluss von Krems, Kamp und Donau konzentriert. Die Untersuchungen dienten der Korrelation der quartären Sedimente im Kampal mit jenen des Donauraumes.

Das untersuchte Gebiet ist ein typisches Akkumulationsgebiet, überwiegend mit Lössen und fluviatilen Sedimenten der Flüsse Krems, Kamp und Donau.

Paläogeographisch und stratigraphisch wichtig sind die flächig nur wenig ausgedehnten fluviatilen Akkumulationen mit den Basen bei 130 m, 105 m, 75 m bis 80 m (Ältestpleistozän bis Oberpliozän), 45 m (Günz, Unterpleistozän), 30 m bis 17 m (Mindel, Mittelpleistozän), 5 m bis 10 m (Riß, Mittelpleistozän) und ein Relikt der fluviatilen Terrasse (Oberpleistozän?) bei Hadersdorf am Kamp. Die Terrassen bilden morphologisch ausgeprägte Plateaus, die von polymikten, fluviatilen Sandschottern bedeckt sind. In der Schwermineralfraktion der Sedimente überwiegen Pyroxen und Granat.

Die proluvial-fluviatile Sedimentation pleistozänen Alters ist durch einen örtlich von Lössen bedeckten Schwemmkegel östlich von Haindorf belegt.

Die Entwicklung von Lössen und deluvioäolischen Ablagerungen ist typisch für den ganzen pleistozänen Zeitraum. Südwestlich vom Bahnhof Hadersdorf am Kamp ist im Einschnitt eines Weingartens eine 2 m bis 10 m mächtige Schichtfolge aufgeschlossen, die aus „wellig“ geschichteten, deluvioäolischen Ablagerungen mit Lagen von Bodensedimenten zusammengesetzt ist. Die stratigraphische Bedeutung dieser Lokalität liegt im Fund eines Rippenfragments von *Coelodonta antiquitatis* (BLUM.) aus dem Pleistozän (det. O. FEJFAR).

Für die mächtigen Lößserien an den Ost- und Südosthängen sind die häufigen Bodenkomplexe PK II bis PK XII, oft mit polygenetischen, fossilen Böden typisch. Die Ergebnisse der paläopedologischen Untersuchungen des bearbeiteten Gebietes sind in dem Bericht von L. SMO-

LÍKOVÁ (Jb. Geol. B.-A., 140/3, 1997 und Bericht in diesem Heft) enthalten.

Durch genaue paläopedologische Untersuchung konnte das Fehlen von fossilen Böden der Bodenkomplexe PK III und IV nachgewiesen werden. Dies könnte durch eine großflächige Abtragung nach ihrer Bildung erklärt werden, und zwar noch vor der Bildung des PK II. Die fossilen Böden sind neben der Erosion örtlich auch von Solifluktion und Rutschungen betroffen, z.B. südöstlich und östlich des Gobelsberges (vgl. L. SMO-LÍKOVÁ, Jb. Geol. B.-A., 140/3, 1997 und in diesem Heft). Oft sind nur fossile Bodensedimente (Gobelsberg, Langenlois) und umgelagerte, sandige Lössen (Langenlois, Oberrohrendorf, Gedersdorf, Gobelsberg) erhalten geblieben. Im Einschnitt der Autostraße nördlich von Krems a.d. Donau, nahe der Abzweigung der Straße nach Gneixendorf, findet sich eine mächtige Schichtfolge deluvioäolischer Sedimente und Lössen mit Bodensedimenten und Böden (Braunlehm, PK VII), die gegen Norden (!) einfallen.

Die von J. KOVANDA durchgeführte malakofaunistische Analyse nördlich von Rohrendorf lässt eine gemischte Malakofauna eines fossilen Bodensedimentes erkennen. Sie besteht sowohl aus typisch interglazialen Arten [*Ruthenica filigrana* (ROSSM.), *Aegopsis* cf. *verticillus* (FÉR.), *Clausilia pumila* C.Pf. und *Aegopinella* sp.] als auch aus überwiegend intermediären Arten, d.h. in diesem Fall aus dem Übergang eines Glazials in ein Interglazial [*Chondrula tridens* (MÜLL.), *Helicopsis striata* (MÜLL.), *Clausilia dubia* DRAP., *Bradybaena fruticum* (MÜLL.), *Arianta arbustorum* (L.), *Vallonia costata* (MÜLL.), *Truncatellina* sp. juv. und *Granaria frumentum* (DRAP.)]. Angesichts des Vorkommens von *Granaria frumentum* (DRAP.) und der häufigen Dendriten an den Schalen darf man annehmen, dass es sich wahrscheinlich um eine Assoziation des unteren Pleistozäns handelt.

Östlich der Kote Gobelsberg ist in dem oberen Solifluktionsboden eine gemischte Fauna festgestellt worden, die aus mehreren, typischen, interglazialen Arten besteht [*Aegopsis* cf. *verticillus* (FÉR.), *Sphyradium doliolum* (BRUG.), *Perforatella incarnata* (MÜLL.), *Cochlodina laminata* (MONT.) und *Aegopinella* sp.]. Es kommen auch Arten der sogenannten Übergangsfauen vor, in unserem Fall aus dem Übergang Glazial/Interglazial [*Chondrula tridens* (MÜLL.), *Vallonia costata* (MÜLL.), *Bradybaena* aut *Arianta* frgm., *Punctum pygmaeum* (DRAP.)], die durch drei, sowohl in den Übergangsfauen als auch in den typisch lößartigen Faunen vorhandenen Arten ergänzt sind [*Granaria frumentum* (DRAP.), *Clausilia dubia*

DRAP. und *Pupilla* cf. *triplicata* (STUD.)). An den Schalen sind häufige schwarze Dendriten und dank des Vorkommens der Art *Granaria frumentum* (DRAP.), die besonders in den Löß-Serien des unteren Pleistozäns auftritt, hat wahrscheinlich diese Fauna das selbe Alter.

Bedeutsam ist die absolute Altersbestimmung der jüngsten Löss, fossilen Böden, der Boden- und Mischsedimente in einer aufgelassenen Ziegelei am Galgenberg, südlich von Stratzing. An diesem bekannten Standort des Aurignatium findet sich innerhalb einer Lößserie, in einer Tiefe von 3,5 m bis 3,7 m eine Kulturschicht mit Kohlenbruchstücken und mit der ältesten bekannten Kleinplastik, einer Venus aus Schiefer ($^{14}\text{C} = 31.790 \pm 280$ Jahre B.P. – SVOBODA et al., 1996).

An den Süd- und Südosthängen in der Umgebung der Kote Gobelsberg kommen in den Lössen große Blöcke tertiärer Konglomerate vor.

Im jüngsten Zeitraum, dem Holozän, erfolgte nur die Bildung stratigraphisch und paläogeographisch weniger wichtiger deluvialer, deluviofluvialer und fluvialer Sedimente.

Auf dem Kartenblatt 21 Horn tritt in einer aufgelassenen Ziegelei bei Mühlbach eine Lößserie mit einem interstadialen Schwarzerdeboden PK II und einer braunlehmartigen Parabraunerde PK V oder VI (M/R, Holstein) auf.

Blatt 23 Hadres

Bericht 1997 über Mikromorphologie und Stratigraphie der quartären Böden auf Blatt 23 Hadres

LIBUŠE SMOLÍKOVÁ
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Jahre 1997 wurden fossile Böden aus den wichtigsten Quartäraufschlüssen von Blatt 23 Hadres mikromorphologisch untersucht. Das Hauptaugenmerk wurde auf die fossilen Böden der Lößserien gerichtet.

Durch die mikromorphologische Methode können die gesamten Hauptphasen der Bodendynamik erfasst werden, was eine Rekonstruktion des Standortwandels während der Bodenentwicklung ermöglicht und für die Quartärgeographie von höchster Bedeutung ist. Die bisherigen Ergebnisse haben unsere Vorstellungen wesentlich verfeinert und erweitert und bieten feste Beweise für die Vorstellungen, die von den stratigraphischen Analysen der fossilen Bodenkomplexe abgeleitet wurden.

Das untersuchte Gebiet ist reich an fossilen Böden und ihren Derivaten, deren typologische und dadurch auch stratigraphische Zugehörigkeit sehr vielfältig ist.

Mit Hilfe der Bodenmikromorphologie wurden in diesem Arbeitsabschnitt insgesamt 36 Dünnschliffe von 12 Lokalitäten untersucht. Für die Klassifizierung der Böden wurden die in der Paläopedologie üblichen naturwissenschaftlichen Systeme von W.L. KUBIENA (1953, 1970) und von E. MÜCKENHAUSEN (1962) benutzt, die man mit der Klassifikation und Nomenklatur der FAO (1968, 1969) und mit der Soil Taxonomy (1975) korrelieren kann.

Im folgenden wird eine Übersicht über die typologische Zugehörigkeit der untersuchten Pedokomplexe (PK) an Hand mikromorphologischer Beobachtungen gegeben.

PK II (obere zwei Humuszonen von Stillfried A, „W 1/2“) besteht aus zwei Hauptböden. Der obere entspricht typologisch einem Tschernosem, was folgende Merkmale beweisen: geflockte, hohlraumreiche, humose (Humusform ist Mull) Bodenmatrix, rauhfällige Aggregate, Schwammgefüge, zahlreiche Spuren der Organismenaktivität, starker Anteil an frischen Mineralien usw. Der untere Boden ist meist als degradiertes Tschernosem ausgebildet. Während sämtliche Merkmale der oberen Bodenbildung auf die trockene Steppenzone hinweisen, bildete sich der untere Boden unter abweichenden Vegetations- und Feuchtigkeitsbedingungen, vermutlich in einer

Waldsteppe. Die Feuchtigkeitszunahme während des bodenbildenden Vorganges wurde so stark, dass eine mäßige Pseudovergleyung erfolgte (dichteres Gefüge, Pseudogleykonkretionen, Mn-Ausscheidungen an den Leitbahnen). Dieser Vorgang fand zweifellos bereits zu Beginn einer Kälteschwankung statt, wovon zahlreiche feine, zur Oberfläche parallele Risse zeugen. In der folgenden Phase wurde der Boden von einer geringmächtigen, äolischen Ablagerung überlagert, womit die schwache, sekundäre Kalkanreicherung zusammenhängt.

PK II wurde z.B. an den Lokalitäten NNW von Untermarsdorf und NNW von Alberndorf festgestellt. Im zweiten Aufschluss liegt dieser Komplex in direkter Superposition oberhalb des PK III.

PK III (brauner Basisboden und untere Humuszone von Stillfried A; R/W, Eem) besteht gleichfalls aus zwei Bodenbildungen, und zwar der unteren Parabraunerde und dem oberen Tschernosem.

Die genetische Unabhängigkeit des Humusbodens von dem liegenden, illimerisierten Boden ergibt sich aus dem völligen Fehlen von Resten des Braunlehmteilplasmas sowie der Braunlehmkonkretionen, wodurch die Entstehung des Humusbodens aus der Parabraunerde infolge des Klima- und Vegetationswandels (Versteppung) ausgeschlossen wird. Der Humusboden entwickelte sich aus einer flachgründigen, neuen Sedimentdecke unter intensiver Organismenaktivität. Der spätere Einzug des Waldes, der durch zahlreiche verkohlte Holzreste bezeugt wird, hatte eine schwache Pseudovergleyung zur Folge.

Der untere Boden weist mikromorphologische Merkmale einer Parabraunerde (illimerisierter Boden) mit hohem Anteil von optisch aktivem Braunlehmteilplasma und Braunlehmkonkretionen auf. Die Spuren von Pseudovergleyung, mäßige mechanische Störungen sowie die reiche, sekundäre Kalkanreicherung (Kalzitrhomboeder und -nadeln bilden die innersten Ausfüllungen von Leitbahnen mit Mn-Säumen) sind ähnlich ausgebildet wie im hangenden Boden.

PK III wurde an zwei Lokalitäten W von Mailberg festgestellt. In einem Aufschluss NW von Mailberg ist er in parautochthoner Position. NNW von Alberndorf liegen auf dem Relikt der basalen Parabraunerde drei Schwarzerden (der ganze Stillfried-A-Komplex).

PK V und PK VI (M/R, Holstein) bestehen aus braunlehmartigen Parabraunerden, welche sich viermal wiederholen. Auch in diesem Fall ist die Entwicklung dieser

Böden durch Pseudogley-Prozesse abgeschlossen (Kristallisierung von Goethit, Hämatit und Lepidokrokit), denen eine Kalkanreicherung folgt.

In einem Aufschluss S von Alberndorf wurden im Profil A zwei braunlehmartige Parabraunerden festgestellt. Sie sind stark verwittert und entsprechen sehr wahrscheinlich dem PK VI („M 2/PR“, älteres Holstein). Im Profil B entspricht dem oberen Boden des PK VI eine Pseudoschwarzerde (Prärieboden), die braunlehmartige Parabraunerde in ihrem Hangenden einem der zwei Böden des PK V („PR/R 1“, jüngerer Holstein). Wahrscheinlich handelt es sich um den basalen Boden dieses Pedokomplexes. Einer von diesen Böden ist in einem Profil NNW von Alberndorf enthalten. Er entspricht ersichtlich der unteren Bodenbildung des PK VI.

Zu den ältesten Böden gehören hier die rubefizierten Braunlehme wie auch die typischen bis braun vererdeten Braunlehme und die braunlehmartigen Pseudogleye. Die braunlehmartigen Böden (braune Plastosole, Ultisole) bildeten sich in Mitteleuropa zuletzt in der jüngsten Warmzeit im Rahmen des mindelzeitlichen (elsterzeitlichen) Glazials. Der Zeitabschnitt ihrer Vorkommen ist also sehr breit, denn sie stellen basale Glieder der Pedokomplexe von PK VII bis zu den ältesten dar, soweit sie in diesen Fällen durch die Rotlehme oder rubefizierten Braunlehme nicht dargestellt sind.

Die Rotlehme und rubefizierten Braunlehme sind bisher aus dem cromerzeitlichen Interglazial (G/M) und den älteren Warmzeiten bekannt, sodass sie dem PK X oder den älteren Pedokomplexen entsprechen (L. SMOLÍKOVÁ, 1990).

Im Vergleich mit bisher paläopedologisch untersuchten Gebieten (z.B. Kartenblätter 38 Krems an der Donau, 21 Horn, 22 Hollabrunn u.a.) haben sich auf Blatt 23 Hadres die oben genannten Böden sehr selten erhalten.

In der Lokalität NNE von Großkadolz liegt ein braun vererdeter Braunlehm unter einem braunlehmartigen Pseudogley, welcher mit fossilen Bodensedimenten bedeckt ist. Ein rubefizierter Braunlehm ist im Aufschluss NNW von Hadres erhalten.

Fossile Bodensedimente wurden in den Lokalitäten Stronsdorf, SW von Mailberg (wahrscheinlich ein äquivalent von PK II) und NNE von Großkadolz festgestellt. Im Aufschluss N von Großkadolz handelt es sich um Sedimente einer holozänen Schwarzerde.

Aus den rezenten Böden wurde ein Boden von Alberndorf (SSE der Flur Brannten) mikromorphologisch untersucht, welcher einem Braunerde-Lessivé (illimerisierter Boden) entspricht.

Alle angeführten Böden sind polygenetisch. Die Zahl der polygenetischen Vorgänge und ihre Intensität sind jedoch unterschiedlich und sind völlig vom Verlauf des quartären, klimatisch-sedimentären Zyklus abhängig.

Bericht 1997 über Mikromorphologie und Stratigraphie der quartären Böden auf Blatt 38 Krems an der Donau

LIBUŠE SMOLÍKOVÁ
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Jahre 1997 wurden die von P. HAVLÍČEK und O. HOLÁSEK im Rahmen der quartärgeologischen Kartierung 1996 aufgesammelten Proben fossiler Böden und Bodensedimente aus dem Gebiet zwischen Zöbing, Langenlois, Stratzing, Krems a.d. Donau, Walkersdorf und Straß im

Straßertal (vgl. Bericht in diesem Heft) mikromorphologisch bearbeitet.

Das untersuchte Gebiet ist reich an fossilen Böden und ihrer Derivate, deren typologische und dadurch auch stratigraphische Zugehörigkeit sehr vielfältig ist. Aus diesem Grunde wurde in diesem Arbeitsabschnitt den Böden unter- und mittelpleistozänen Alters die Priorität gegeben.

Für die Beurteilung dieser alten Bodenbildungen wurde die Methode der Bodenmikromorphologie gewählt, die nicht nur eine eingehende Analyse, sondern auch die daraus folgende Synthese ermöglicht (vgl. W.L. KUBIENA, 1970). Es wurden 77 Dünnschliffe von insgesamt 34 Lokalitäten untersucht. Für die Klassifizierung der Böden wurden die in der Paläopedologie üblichen naturwissenschaftlichen Systeme von W.L. KUBIENA (1953) und E. MÜCKENHAUSEN (1962) benutzt, die mit der Klassifizierung und Nomenklatur der FAO (1968, 1969) und der Soil Taxonomy (1975) korrelierbar sind.

Zu den ältesten Bodenbildungen gehören im bearbeiteten Gebiet sowohl die typischen und erdigen Rotlehme und rubefizierten Braunlehme als auch die typischen bis braun vererdeten Braunlehme und die braunlehmartigen Pseudogleye.

Ein fossiler Rotlehm wurde in der aufgelassenen Schottergrube SE von Gneixendorf festgestellt, und zwar als ein typischer (roter Plastosol) und ein erdiger Rotlehm.

Rubefizierte Braunlehme wurden in den Aufschlüssen NE von Gedersdorf (Hohlweg E Gobelsberg, Kote 303), ENE von Haindorf (Hohlweg Grubgraben), in der Umgebung von Krems a.d. Donau (Kellergasse E Turnerkreuz und Aufgrabung Dr.-Josef-Meller-Gasse), N (Hohlweg NW der Flur „Bockshörndl“) und S (hinter Gartenbauschule und in ehem. Ziegelei Hammerer, hinter Baufachschule) von Langenlois, N von Oberrohrendorf (Kellergasse nordwestlich der Flur „Schnabel“) und NE von Stratzing (Hohlweg nördlich der Flur „Satzen“) festgestellt. Als fossile Bodensedimente befinden sich diese Böden S von Gobelsburg (W Reservoir an Straße zum Gobelsberg) und SE von Gneixendorf (aufgelassene Schottergrube), wo sie mit dem Material der typischen Braunlehme gemischt sind und sich zweimal wiederholen.

Aus der Korrelation mit den bisher bekannten und geprüften Vorkommen in den analogen paläopedologischen Provinzen ergibt sich, dass die Rotlehme und rubefizierten Braunlehme den warmen und feuchten Perioden I. Ranges, d.h. interglazialen Charakters entsprechen und dass sie sich zuletzt in dem cromerzeitlichen Interglazial (G/M) bildeten. Sie gehören also dem Pedokomplex X oder den älteren Bodenkomplexen an (vgl. L. SMOLÍKOVÁ, 1990).

Die braunlehmartigen Böden (braune Plastosole, Ultisole) bildeten sich hingegen bei den mitteleuropäischen Verhältnissen zuletzt in der jüngsten Warmzeit des mindelzeitlichen (elsterzeitlichen) Glazials. Der Zeitabschnitt ihrer Vorkommen ist also sehr lang, denn sie repräsentieren basale Glieder der Pedokomplexe PK VII bis zu den ältesten (soweit sie nicht in diesen Fällen bereits durch die oben genannten Rotlehme oder rubefizierten Braunlehme dargestellt sind).

Typische Braunlehme bilden einen Pedokomplex z.B. in einem Aufschluss S von Langenlois (ehem. Ziegelei Hammerer, hinter Baufachschule), wo sie im Hangenden eines rubefizierten Braunlehms auftreten und W von Gedersdorf (Graben), wo der typische Braunlehm und der braun vererdete Braunlehm auf dem basalen, braunlehmartigen Pseudogley liegen. In fossilen Bodensedimenten sind diese Böden SE von Gneixendorf (aufgelassene

Schottergrube) vorhanden, wo sie sich, gemischt mit rubefiziertem Material, zweimal wiederholen. SSW von Gneixendorf (Graben beim Pestkreuz) treten sie in Lehmbröckelsanden auf, wo sie mit dem Material der braun vererdeten Braunlehme und des umgelagerten Lösses gemischt sind.

Braun vererdete Braunlehme sind in diesem Gebiet am häufigsten verbreitet. An der Lokalität NE Krems a.d. Donau (Bründlgraben) bilden zwei dieser Böden einen Pedokomplex und in dem Aufschluss W von Gedersdorf (Graben) bildet dieser Boden einen Bodenkomples mit basalem, braunlehmartigem Pseudogley und oberem, braun vererdetem Braunlehm. Vereinzelt haben sie sich in folgenden Profilen erhalten: W von Gedersdorf (Graben – zweite Etage auf einem tonigen Silt), S (an Straße nach Krems, NW der Flur „Sandgrube“ und im Bereich der Flur „Sandgrube“) und SSW (Graben beim Pestkreuz) von Gneixendorf, NNE und N von Oberrohrdorf (im Bereich der Flur „Neusiedeln“ und im Hohlweg NW der Flur „Heide“), S von Rehberg (Weingarten S der Flur „Partschen“) und S von Stratzing (aufgelassene Ziegelei E Galgenberg – beide Schichtfolgen). In umgelagerten (parautochthonen) Formen bis zum Modus von Bodensedimenten wurden diese braun vererdeten Braunlehme an den Lokalitäten NW von Gedersdorf (Kellergasse), NE von Gedersdorf (Abgrabung in Weingarten E Gobelsberg, wo sie sich zweimal wiederholen und in einem Hangeinschnitt SE Gobelsberg), SE von Gneixendorf (Graben N der Flur „Frechau“) und N von Oberrohrdorf (Hohlweg W der Flur „Neusiedeln“, wo sie sich ebenfalls zweimal wiederholen) festgestellt. Im Aufschluss SSW von Gneixendorf (Graben beim Pestkreuz) ist das Material dieser Böden in den Lehmbröckelsanden mit dem Material des Lösses und des typischen Braunlehms gemischt.

Die Böden vom Braunlehm-Typus kommen in diesem Gebiet größtenteils als Reste der Basalglieder der Pedokomplexe (PK VII–PK XII) und zwar als typische bis stark braun vererdete Braunlehme vor.

Braunlehmartiger Pseudogley (subtropischer Pseudogley) wurde nur an einer Lokalität W von Gedersdorf (Graben) festgestellt und zwar als Basalboden des Pedokomplexes. In seinem Hangenden liegt ein typischer Braunlehm und der obere braun vererdete Braunlehm.

Eine bedeutende Entwicklungsstufe zwischen den braunlehmartigen und illimerisierten Böden nehmen die braunlehmartigen Parabraunerden ein. Diese Böden sind kennzeichnend für das holsteinzeitliche Interglazial (M/R), in dem sie sich viermal wiederholen. Einer dieser Böden ist im Profil SW vom Bahnhof Hadersdorf a. Kamp (Abgrabung in Weingarten) erhalten; er entspricht also einer Warmzeit im Rahmen des langen, holsteinzeitlichen Interglazials (PK V–PK VI).

Tschernosemartige Böden kommen in dem entsprechenden Gebiet an den Lokalitäten W (Graben E der Flur „Eben“) und NE von Gedersdorf (Abgrabung in Weingarten E Gobelsberg und in einem Hangeinschnitt SE Gobelsberg) und N von Langenlois (Hohlweg NW der Flur „Bockshörndl“) vor, wobei der autochthone Boden des ersten Profils wahrscheinlich dem unteren Boden des Pedokomplexes II („W 1/2“) entspricht. In den anderen Profilen handelt es sich um Bodensedimente, weshalb man diese Böden nur dem Intervall PK II–PK III (Stillfried A) zuordnen kann.

Alle angeführten Böden sind polygenetisch. Die Zahl der polygenetischen Vorgänge und ihre Intensität ist jedoch unterschiedlich und völlig vom Verlauf des quartären, klimatisch-sedimentären und daher auch pedogenetischen Zyklus abhängig.



Siehe auch Bericht zu den Blättern 21 Horn und 38 Krems von P. HAVLIČEK & O. HOLÁSEK.

Blatt 40 Stockerau

Bericht 1997 über zwei neue geologische Naturdenkmale in Wien auf den Blättern 40 Stockerau und 41 Deutsch-Wagram

THOMAS HOFMANN

Im Zuge des Projekts Gaia's Sterne (Geotope Austria's: Standorte erdwissenschaftlich relevanter Naturdenkmale) wurden auf Anregung und in Kooperation mit der Magistratsabteilung 22 der Stadt Wien zwei geologisch wichtige Punkte gemäß § 13 Abs. 1 des Wiener Naturschutzgesetzes 1984 zum Naturdenkmal erklärt. Es handelt sich zum einen um die Typuslokalität der Sieveringer Schichten, den beiden aufgelassenen Steinbrüchen im Gspöttgraben, zum anderen um ein Leithakalkvorkommen an der Kahlenbergerstraße, das den Kontakt zur Flyschzone bildet.

Naturdenkmalnummer 768 im Naturschutzbuch

(Bescheid vom 20. August 1997, rechtswirksam am 9. September 1997)

Die beiden Steinbrüche im Gspöttgraben (ÖK 40) liegen innerhalb des Landschaftsschutzgebietes Döbling und

wurden schon von FAUPL et al. (1970) im Jb. Geol. B.-A., **113**, 73–158, in einer monographischen Arbeit als Typusprofile der Sieveringer Schichten innerhalb der Flyschzone als südlichster Teil der Kahlenberger Decke beschrieben. Neuere Arbeiten liegen seither nicht vor.

Unter Punkt 8 des oben genannten Bescheides sind „Pfleßmaßnahmen und zulässige Nutzungen“ wie folgt definiert: „Eingriffe in die geologischen Aufschlüsse würden einen Eingriff in den Bestand des Naturdenkmales bedeuten und sind daher nicht gestattet. Ausgenommen davon sind kleine Eingriffe im Zuge wissenschaftlicher Untersuchungen und Exkursionen.“

Naturdenkmalnummer 769 im Naturschutzbuch

(Bescheid vom 25. August 1997, rechtswirksam am 10. September 1997)

Leithakalkvorkommen an der Kahlenbergerstraße nächst Nr. 132 (ÖK 41). An der Kahlenbergerstraße nächst Nr. 132 befindet sich an der rechten Straßenböschung (Richtung bergwärts) ein etwa drei Meter langer und zwei Meter hoher Block eines Leithakalkvorkommens. An diesem ist ein Vermessungspunkt des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Nr. 49 096) mit folgenden Koordina-

ten [BMN, Meridian 34]: X = 5347 194; Y = 751 065; H = 278,4 m befestigt.

Unter Punkt 7 des oben genannten Bescheides sind „Pflegemaßnahmen und zulässige Nutzungen“ wie folgt definiert: „Eingriffe in die geologischen Aufschlüsse würden einen Eingriff in den Bestand des Naturdenkmales bedeuten und sind daher nicht gestattet. Ausgenommen davon sind kleine Eingriffe im Zuge wissenschaftlicher Untersuchungen und Exkursionen. ... Insbesondere sind sowohl das Leithakalkvorkommen an der rechten Straßenseite und der anstehende Flysch an der linken Straßenseite (bergauf gesehen) von Bewuchs freizuhalten.“

Dieses Vorkommen wurde bereits von F.X. SCHAFER (Geologie von Wien II. u. III. Teil; 1906: S. 90) beschrieben und auf Tafel VIa ebendort abgebildet. („Auf der Straße [die von Nußdorf auf den Kahlenberg führt; heute = Kahlenbergerstraße] kann man erst etwa 10 m höher wieder die Nulliporenkalke mit Konglomeraten von Wiener Sandstein und Sandstein an der Stelle wahrnehmen, wo sie hinter der nächsten Biegung hinter einem Hohlwege zu einer deutlichen Terrasse ansteigt, die sich vom Nußberg herunterzieht. Rechter Hand ist hier ein 3 m hoher Aufschluss im Leithakonglomerat, der von Buschwerk größtenteils verwachsen ist. (Taf. VIa) Man sieht hier zahlreiche Steinkerne und Abdrücke von *Turritella*, *Cardita*, *Lucina*, *Pectunculus*, *Pecten* und *Ostrea* mit Nulliporengrus, die in dem grobklastischen Material wenig gut erhalten sind ... Gleich oberhalb trifft man das Grundgebirge.“).

Weiter bergan sowie an der linken Straßenseite sind Sandsteine der Flyschzone (Sieveringer Schichten) ersichtlich. Makroskopisch handelt es sich um einen homogenen, strukturlosen, beigen Kalk, der neben einer reichen Mikro- und Makrofossilführung auch Gerölle in Fein- bis Mittelkiesgröße (einzelne Flyschgerölle bis 5 cm) führt. Auffallend ist die relativ hohe Porosität, die auf der Lösung der aragonitschaligen Mollusken (det. F. STOJASPAL, GBA) (Veneride, Turritellide, Lucinide, ...) beruht. An Schalenbruchstücken finden sich Reste von Ostreiden, Pectiniden und Echinodermen, die ein Hinweis auf normale Salinitätswerte sind.

Bei den Mikrofossilien konnten im Dünnschliff aus einer Probe des Leithakalks von W. PILLER (Universität Graz) folgende Fossilien identifiziert werden: Rotalgien (*Lithothamnion operculatum* CONTI, *Lithothamnion* sp., *Sporolithon* sp., *Spongites* sp.), Foraminiferen (*Amphistegina* sp., *Borelis melo*, *Asteriginata* sp., *Bolivina* sp., Globigerinen, Miliolidae sowie sessile Formen). Im Aufschluss und in den Lesesteinen über dem Aufschluss konnten folgende Bryozoa gefunden werden, die von N. VAVRA (Universität Wien) bestimmt wurden: Cheilostome Bryozoa der Familie Celleporidae („*Cellepora globularis*“) in kugeligen Aggregaten (= Rollstücken), diese wurden teilweise von anderen Bryozoa (*Schizoporella* und „*Membranipora*“) überwach-

sen. Insgesamt spricht die Bryozoenfauna für ein seichtes Bewegtwasser.

Zusätzlich wurde unmittelbar neben dem Leithakalkblock aus beigen Mittelsanden an dessen Ende zur Flyschzone eine Schlammprobe genommen, die eine bestimmbare Mikrofauna (Foraminiferen und Ostracoden) enthielt.

Die Foraminiferen (Inv.-Nr. GBA: 1997/7) wurden von Ch. RUPP (GBA) bearbeitet. Folgende Formen konnten bestimmt werden: *Pyrgo simplex* (D'ORB.), *Triloculina angularis* D'ORB., *Triloculina gibba* D'ORB., *Triloculina* cf. *eggeri* (BOGDANOWICH), *Sinuoloculina consobrina* (D'ORB.), *Quinqueloculina akneriana* D'ORB., *Quinqueloculina buchiana* D'ORB., *Adelosina longirostra* (D'ORB.), *Cycloforina badenensis* (D'ORB.), *Cycloforina contorta* (D'ORB.), *Borelis melo melo* (F. & M.), *Borelis rotella* (D'ORB.), *Spirolina austriaca* D'ORB., *Globulina gibba* D'ORB., *Globulina ornata* (KARRER), *Ammonia viennensis* (D'ORB.), *Ammonia* ex gr. *beccarii* (L.), *Elphidium crispum* (L.), *Elphidium macellum* (F. & M.), *Elphidium flexosum* (D'ORB.), *Elphidium rugosum* (D'ORB.), *Elphidium fichtelianum* (D'ORB.), *Elphidium reussi* MARKS, *Elphidium granosum* (D'ORB.), *Elphidium* sp., *Nonion commune* (D'ORB.), *Asterigerinata planorbis* (D'ORB.), *Amphistegina mamilla* (F. & M.), *Rosalina obtusa* (D'ORB.), *Lobatula lobatula* (WALKER & JAKOB), *Heterolepa dutemplei* (D'ORB.).

Auf Grund des Auftretens der Arten *Adelosina longirostra*, *Spirolina austriaca*, *Globulina gibba*, *Elphidium rugosum* und *Heterolepa dutemplei* kann diese Probe in das Badenum (Mittel- bis Oberbadenum) eingestuft werden.

Die Ostracoden (Inv.-Nr. GBA: 1997/8) selbiger Probe wurden von I. ZORN (GBA) bestimmt. *Callistocythere canaliculata* (REUSS, 1850), *Cytheridea* cf. *paracuminata* KOLLMANN, 1960, *Cyamocytheridea* cf. *derii* (ZALÁNYI, 1913), *Cytheretta ornata* (HÉJJAS, 1894), *Flexus triebeli* (RUGGIERI, 1962), *Pterygocythereis* sp., *Aurila* sp., *Senesia* ex gr. *vadaszi* (ZALÁNYI, 1913), *Loxocorniculum hastata* (REUSS, 1850), *Konarocythere* cf. *inflatum* (SCHNEIDER, 1949), *Xestoleberis tumida* (REUSS, 1850).

Biostratigraphische und paläoökologische Auswertung: Die schlecht erhaltene Ostracodenfauna enthält nur Arten, die in der Zentralen Paratethys im Badenum und älteren Ablagerungen, vor allem im Karpatium vorkommen. Auf das Badenum beschränkte Arten fehlen. Typische Exemplare von *Konarocythere inflatum* sind im Badenum bisher nur im mittleren und oberen Bereich gefunden worden. Es handelt sich um eine Flachwasserfauna eines warmen Meeres mit normalmarinen Bedingungen.

An dieser Stelle ist der selten zu beobachtende Kontakt zweier geologischen Großeinheiten (Wiener Becken und Flyschzone) zu beobachten. Der Befund dieses Leithakalkvorkommens spricht für einen flachen, marinen Ablagerungsraum des Meeres des Wiener Beckens zur Zeit des Badeniums mit moderater Wellenbewegung im unmittelbaren Einfluss des Hinterlandes (Flyschzone) bei normaler Salinität.

Blatt 41 Deutsch Wagram

Siehe Bericht über Blatt 40 Stockerau von Th. HOFMANN.

Blatt 66 Gmunden

Bericht 1997 über stratigraphische und fazielle Untersuchungen am Dachsteinkalk südlich Ebensee auf Blatt 66 Gmunden

EVA WEGERER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Bereich des Hatschek-Steinbruches südlich von Ebensee wurde der gebankte Dachsteinkalk stratigraphisch und faziell neu untersucht. Bisher wurde angenommen, dass es sich bei dem gebankten Dachsteinkalk südlich von Ebensee um einen Dachsteinkalk in Loferer Fazies handelt. Die neuen Untersuchungen belegen nun, dass es sich bei dem hier anstehenden Dachsteinkalk um einen ?mittel/obornorischen bis unterrhätischen Dachsteinkalk handelt. Dachsteinkalk in Loferer Fazies konnte im Bereich des Steinbruches nicht nachgewiesen werden.

Auf der Basis von mikrofaziellen und stratigraphischen Untersuchungen kann folgendes stratigraphisches Profil rekonstruiert werden: Im Liegendteil der Dachsteinkalk-Schichtfolge (?Mittel- bis Obornor) treten innerhalb des im Meter- bis Zehnermeterbereich gebankten Dachsteinkalkes dünne, grünlichgraue bis rötlichgraue Mergellagen mit maximal wenigen Zentimetern Mächtigkeit auf. Das ?mittel- bis obornorische Alter ist belegt durch das Auftreten der Foraminiferen *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK 1956, *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN 1964, *Aulotortus tumidus* KRISTAN-TOLLMANN 1964, *Tetrataxis inflata* KRISTAN 1957, *Diplostromina* cf. *subangulata* KRISTAN-TOLLMANN 1960, *Auloconus permodiscoides* (OBERHAUSER 1964), *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN 1895, *Aulotortus* cf. *communis* (KRISTAN 1957), *Permodiscus* cf. *eomesozoikus* (OBERHAUSER 1957), *Aulotortus* cf. *explanus* (KRISTAN-TOLLMANN 1964) und *Aulotortus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN 1962).

Im Hangenden folgen mehrere Meter mächtige schwarze Mergelkalke und Mergel der Kössener Formation, die u.a. *Rhaetavicula* sp. führen (det. L. KRISTYN). *Rhaetavicula* sp. ist leitend für die Nor/Rhät-Grenze.

Über den schwarzen Mergelkalke bzw. Mergeln folgt ein im Meterbereich gebankter Dachsteinkalk, zunächst mit grünen und roten Mergelzwischenlagen. Faziell ist dieser unterrhätische Dachsteinkalk durch eine Wechselagerung von Tiefer- und Flachwasserablagerungen gekennzeichnet. Als Leitformen für das Rhät bzw. die

höchste Obertrias treten hier u.a. *Triasina hantkeni* MAJZON 1954 auf. Daneben treten *Aulotortus* cf. *communis* (KRISTAN 1957), *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN 1895, *Auloconus permodiscoides* (OBERHAUSER 1964), *Aulotortus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN 1964), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK 1956, *Glomospirella amplificata* KRISTAN-TOLLMANN 1970, *Earlandinita* cf. *oberhauseri* SALAJ 1967 sowie die Kalkalge *Heteroporella* cf. *zankli* OTT 1967 auf. Die innerhalb dieses Profilabschnittes eingelagerten roten und grünen Mergellagen sind als Folge einer generellen Umstellung des Ablagerungsraumes zunächst noch deutlich mächtiger (bis zu 0,5 m) als die im obornorischen Dachsteinkalk.

Auf der Basis von mikrofaziellen Untersuchungen konnten sowohl im norischen als auch im rhätischen Dachsteinkalk folgende Faziesbereiche unterschieden werden: Grapestone-Fazies i.w.S., Grapestone-Fazies i.e.S., Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies, Schlamm-Fazies i.w.S., Schlamm-Fazies i.e.S., Pellet-Schlamm-Fazies.

Auf Grund dieser Ergebnisse und im überregionalen Vergleich kann die Dachsteinkalkentwicklung im Nor/Rhät-Grenzbereich im Bereich südlich des Traunsees (östlich der Königssee-Lammertal-Traunseestörung) aufgrund seiner faziellen und lithostratigraphischen Entwicklung paläofaziell mit der Dachsteinkalkentwicklung im Nor/Rhät-Grenzbereich des Tennengebirgsnordrandes bzw. des Osterhorngruppensüdrandes verglichen werden (GAWLICK, 1996). Die lithofazielle und stratigraphische Entwicklung der Dachsteinkalk-Profile in diesem Bereich ist weitgehend mit der lithofaziellen und stratigraphischen Entwicklung des Dachsteinkalkes im Hatschek-Steinbruch identisch. In seiner heutigen Lage ist der hier auftretende Dachsteinkalk allochthon.

Der gebankte Dachsteinkalk südlich des Traunsees wurde demnach durch die jüngeren tektonischen Ereignisse, die zum heutigen Bau der Nördlichen Kalkalpen geführt haben, aus seinem ursprünglichen paläofaziellen Herkunftsgebiet (Meridian des Osterhorngruppensüdrandes bzw. Tennengebirgsnordrandes) mindestens um 15 km nach Norden bzw. Nordosten versetzt. Der Hauptversatzbetrag (ca. 5–7 km) erfolgte dabei an der jungtertiären Königssee-Lammertal-Traunseeblattverschiebung (DECKER et al., 1994). Der zusätzliche Versatzbetrag von 8–10 km muss im Zuge älterer Seitenverschiebungen erfolgt sein, deren Verlauf und Alter heute noch weitgehend unbekannt sind.

Blatt 94 Hallein

Bericht 1997 über stratigraphische und fazielle Untersuchungen des Komponentenbestandes der früh-objurassischen Strubbergbrekzie am Tennengebirgsnordrand auf Blatt 94 Hallein

HANS-JÜRGEN GAWLICK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Am Tennengebirgsnordrand zwischen Golling im Westen und Scheffau im Osten auf Blatt ÖK 94 Hallein wurde

der Komponentenbestand der früh-objurassischen Strubbergbrekzie stratigraphisch und faziell neu untersucht.

Ergänzend zu den Ergebnissen, die in GAWLICK (1996) dargestellt sind, werden an dieser Stelle die stratigraphischen und faziellen Belege der Untersuchungen des Komponentenbestandes der früh-objurassischen Strubbergbrekzie nachgereicht. Diese Datierungen und faziellen Untersuchungen sind die Grundlage für die Interpretation der Lammerbeckenfüllung und ergänzen bestehende Daten und Vorstellungen.

Im Teil 1 wurde das Belegmaterial des Komponentenbestandes der Strubbergbrekzie Typ I (Komponentenmaterial aus dem Zlambachfaziesbereich) an gleicher Stelle bekannt gemacht, hier im Teil 2 ist das Belegmaterial des Komponentenbestandes der Strubbergbrekzie Typ II (Komponentenmaterial aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich) aufgeführt.

Brekzienkörper im Bereich des Lammeregg

(GAWLICK, 1996: Abb. 29)

❶ Komponentenbestand Strubbergbrekzienkörper Lammeregg-Südseite zwischen 830 m und 890 m AN: Brekzienkörpertyp 9

Der Komponentenbestand besteht aus verschiedenen roten und grauen biogenführenden Mikriten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich, daneben konnten Zlambachschichtenkomponenten nachgewiesen werden. Es konnten ein unterkarnischer Hellkalk als Äquivalent des Grauvioletten Bankkalkes, der Rote Bankkalk des Tuval, der Massige Hellkalk des Lac, der Hangendrotkalk des Alaun, der Hangendgraukalk des Sevat und riffdetritusreiche Zlambachschichten des Rhät nachgewiesen werden. Zwischen den Komponenten des komponentengestützten Brekzienkörpers treten grüngelbe, fossilfreie Mergel unbekannter stratigraphischer Stellung und Herkunft auf. Als Besonderheit treten in diesem Brekzienkörper 0,5 bis 1,5 cm große rote und grüne Kieselkalke und Radiolarite des Meliatikum auf (vgl. GAWLICK, 1993).

L15/89

Sehr polymikte, meist kleinkomponentige Brekzie mit einigen bis zu 20 cm großen Komponenten (Massiger Hellkalk und/oder Hangendgraukalk). Vorwiegend treten graue, biogenführende, mikritische Kalke, rote Biomikrite (Hangendrotkalk mit Filamenten, Radiolarien, Crinoiden und Ammonitenquerschnitten), vereinzelt graue Hornsteine (?aus den basalen Zlambachschichten) und Zlambachschichten (braune Mergelkalke) auf. Die Komponenten sind eckig bis eckig mit beginnender Kantenrundung. Nur ein Alter nachgewiesen: Alaun-Sevat. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 1,5.

L15/89 – Komponente 2

Einzelkomponente aus L15/89; hell- bis mittelgrauer, biogenführender Mikrit: Massiger Hellkalk.
Alter: Lac 1–2. Conodonten: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 1,5. Unbestimmbare Foraminiferen, Holothurien.

L15/89 – Komponente 3

Einzelkomponente aus L15/89; rosarot-melierter, biogenführender Mikrit: Hangendrotkalk.
Alter: Alaun 2. Conodonten: *Epigondolella abneptis* 2–3 (n. ssp. sensu KRISTYN, noch nomen nudum). CAI-Wert: 1,5.

L15/89-3

Einzelkomponente aus L15/89; hellgrauer, biogenführender, grauer Mikrit: Massiger Hellkalk.
Alter: Lac 2. Conodonten: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV 1972). CAI-Wert: 1,5.

L15a/89

Riffdetritusreiche Zlambachschichten, ?rifferner Wackestone bis Packstone, aufgebaut aus mehreren Schüttungen. Mit vielen Crinoidenresten, Brachiopodenschalen, Echinodermenstacheln, Ostracoden, gerüstbildenden Organismen und vielen Foraminiferen, u.a. *Planiinvoluta deflexa* LEISCHNER 1961, *Planiinvoluta carinata* LEISCHNER 1961, *Tetrataxis humilis* KRISTAN 1957, *Tetrataxis inflata* KRISTAN 1957, *Trochammina* sp., *Austrocolomia* sp.

L16/89 und L16/89-2

Lammeregg 850 m AN; sehr polymikte kleinkomponentige Brekzie (einige Millimeter bis mehrere Zentimeter große Komponenten) mit deutlich ausgebildeter Gradierung, mehrere Schüttungen sind aufgeschlossen, die jeweils das gleiche Komponentenspektrum führen. Mikrofaziell konnten verschiedene Typen des Massigen Hellkalkes (u.a. Filamentkalke, pelagische Mudstones mit Radiolarien), dolomitische Kalke, lithoklastenreiche Wackestones, und des Hangendrotkalkes (Filamentkalke mit Crinoiden,

Radiolarien, Ostracoden) nachgewiesen werden. Dolomite fehlen. Alle Komponenten sind textuell homogenisiert. Die Matrix besteht aus gelbgrauen sterilen Mergeln unbekannter Herkunft.
Alter 1: Tuval 2–Tuval 3/1. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965
Alter 2: Lac 1–2. Conodonten: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 1,5. Unbestimmbare Foraminiferenreste.
Komponentendatierungen. Hallstätter Kalke.
Alter 1: Jul.
Alter 2: Tuval.
Alter 3: Lac 1–2. HÄUSLER (1981a: 154).

L17/89

Lammeregg 860 m AN; sehr polymikte kleinkomponentige Brekzie, ähnlich L16/89: sehr bunte Brekzie. Die Komponenten sind vorwiegend eckig bis eckig mit beginnender Kantenrundung. Es treten rote, graue, grüne, braune und gelbgrüne Kalke und Kieselkalke auf. Dolomite fehlen:

- 1) Massiger Hellkalk: verschiedene Mikrofaziestypen mit Radiolarien, Ostracoden mit und/oder Lithoklasten, bioturbat, nicht bioturbat. Textuell homogen.
- 2) Schwammnadel-Packstone unbekannter stratigraphischer Stellung und Herkunft – ?Jura.
- 3) Rotkalk mit vielen Radiolarien (?Hangendrotkalk in spezieller Ausbildung oder Komponente aus dem Meliatikum).
- 4) Grainstone mit Muschelschalen und Mikritklasten – ?Zlambachschichten.
- 5) Fossilfreie Mikrite – ?Massiger Hellkalk.
- 6) Ostracodenführende dunkelbraune Mergelkalke – Zlambachschichten.
- 7) Rotbraune radiolarien- und filamentführende Kalke – Roter Bankkalk und/oder Hangendrotkalk.
- 8) Kalzitklasten.
- 9) Graue Filamentkalke – Massiger Hellkalk und/oder Hangendgraukalk.
- 10) Halobienlumachellenkalke – Massiger Hellkalk.
- 11) Braune Mergelkalke mit Lithoklasten – ?Zlambachschichten.
- 12) Komponenten (tiefpelagisch: radiolarienreich, kieselig) des Meliatikum: Rote und grüne Kieselkalke und Radiolarite. Die Komponenten sind max. 1,5 cm groß.

Alter 1: Jul 2. Conodonten: *Epigondolella* sp., aff. *carnica* KRISTYN 1975, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958), *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

Alter 2: Lac 1–2. Conodonten: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 1,5–(2,0).

L17a/89

Wie L17/89.

Alter 1: Karn, wahrscheinlich Tuval. Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

Alter 2: Lac 1. Conodonten: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970. CAI-Wert: 1,5.

L17a/89

Graukalkkomponente; Aus L17a/89: rosagrauer bis rosa, biogenführender Mikrit, abgerundete Einzelkomponente.

Alter: Tuval 2/2–3/1. Conodonten: *Gondolella carpathica* MOCK 1979, *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965, *Gondolella nodosa* (HAYASHI 1968). Holothurien: *Theelia variabilis* ZANKL 1966. CAI-Wert: 1,5. Ostracodenreste, Foraminiferenreste, Schwammnadeln.

❷ Komponentenbestand Strubbergbrekzienkörper im nördlichen und westlichen Gipfelbereich des Lammeregg-Schollenkomplexes: Brekzienkörpertyp 9

Als Komponenten konnten verschiedene Hallstätter Kalkkomponenten aus dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich nachgewiesen werden. Es treten Hellkalkkomponenten als Äquivalent des Roten Bankkalkes des Tuval, der Massige Hellkalk des Lac und der Hangendrotkalk des Alaun auf, der Nachweis des Hangendgraukalkes ist unsicher. Neben Zentimeter bis Dezimeter großen Komponenten sind in diesem Brekzienkörper auch hausgroße Megaolistholithe eingelagert. Neben komponentengestützten, z.T. fast matrixfreien Brekzienkörperpartien treten auch matrixgestützte Brekzienkörperpartien auf. Als Matrix treten rostrote bis braungelbe

fossilleere Mergel unbekannter stratigraphischer Stellung und Herkunft auf. Es könnte sich bei diesen Mergeln um die Residualsedimente aus der ursprünglichen Hallstätter-Kalk-Schichtfolge (z.B. des Hangendrotkalkes) handeln.

BL4/89

Polymikte Brekzie. Als Komponenten treten vorwiegend rote Biomikrite, graue und grünliche, Biogen führende Mikrite und dunkelgraue Mikrite auf. Mikrofaziell nachweisbar sind sehr verschiedene Typen des Massigen Hellkalkes:

- 1) Kataklastisch zerlegter, pelagischer Mudstone mit vereinzelt Radiolarien.
- 2) Pelagischer Mudstone mit Filamenten.
- 3) Pelagischer Mudstone mit Crinoiden (eventuell auch Hangendgraukalk möglich).
- 4) Halobienschalenschillkalk.
- 5) Filamentkalk.
- 6) Bioturbater radiolarien- und ostracodenreicher Wackestone. Rotkalk: ?Roter Bankkalk; mikrofaziell dem Massigen Hellkalk sehr ähnlich. Die Komponenten schwimmen in einer rost-roten Matrix unbekannter stratigraphischer Stellung und Herkunft, die der Matrix des Brekzienkörpers westlich des Egelsees nicht ähnelt. Keine Strubbergsschichtenmatrix zwischen den Komponenten oder Strubbergsschichtenkomponenten nachgewiesen. Die Komponentengröße reicht von 0,5 bis 3 cm, meist sind die einzelnen Komponenten eckig bis angerundet; Lammeregg 860 m AN, im nordwestlichen Lammeregg Gipfelbereich, ca. 3 m unter dem Grenzpunkt RF131.

Alter 1: Lac 2. Conodonten: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV 1972)

Alter 2: Lac 3. Conodonten: *Gondolella hallstattensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 1,5. Holothurien: *Theelia immisorbicula* MOSTLER 1968, *Theelia praeseniradiata* KOZUR & MOCK 1972: Unter-Nor.

BL5/89

Massiger, grauer, biogenführender Mikrit im nordwestlichen Gipfelbereich des Lammeregg in 780 m AN an der Gemeindegrenze: Massiger Hellkalk.

Alter: Lac 1–2. Conodonten: *Epigondolella* sp. juv., *Gondolella* sp., aff. *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958. CAI-Wert: 1,5.

Z14

Megaolistolith, hellroter, undeutlich gebankter, Biogen führender mikritischer Kalk, nordwestlicher Lammeregg-Gipfelbereich zwischen 830–840 m AN (Abb. 27): Übergangstyp zwischen dem Massigen Hellkalk und dem Hangendrotkalk.

Alter: Lac 3. Conodonten: *Gondolella* cf. *hallstattensis* (MOSHER 1968) CAI-Wert: 1,5.

Hallstätter Rotkalk: Hangendrotkalk. Megaolistolith im nördlichen Gipfelbereich.

Alter: Alaun (2). HÄUSLER (1981a: 153, zwei Datierungen). CAI-Wert: 1,5.

BL47/90

Nördlich des Lammeregg-Gipfels in 890 m AN. Hellgrauer, massiger Hallstätter Kalk: typischer Massiger Hellkalk.

Alter: höheres Lac 2. Conodonten: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV 1972), Übergangsform zu *Epigondolella spatulata* (HAYASHI 1968). CAI-Wert: 1,5. Schwammnadeln.

③ Komponentenbestand des Brekzienkörpers an der Lammeregg-Südseite in 810 m AN: Brekzienkörpertyp 9

Als Komponenten dominieren verschiedene Hallstätter Kalkkomponenten aus dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich. Im Komponentenbestand des Brekzienkörpers an der Lammeregg-Südseite konnten ein Hellkalk des höheren Ladin als Äquivalent des Grauvioletten Bankkalkes, der Rote Bankkalk des Tuval, der Massige Hellkalk des Lac, der Hangendrotkalk des Alaun und der Hangendgraukalk des Sevat nachgewiesen werden. Daneben treten aber auch vereinzelt Komponenten aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich (Flachwasserkarbonatkomponenten, Dolomitkomponenten), Hornsteine und Strubbergsschichtenkomponenten auf. Als Matrix zwischen den einzelnen Komponenten

treten radiolarienführende, schwarzbraune Strubbergsschichtenmergel auf.

BL3/90

20 cm große, angerundete, längliche Einzelkomponente, meliert rotbraun-grauer Biomikrit (Hangendrotkalk).

Alter: Sevat. Conodonten: *Epigondolella bidentata* MOSHER 1968. CAI-Wert: (1,0)–1,5. Holothurien: *Theelia stellifera* ZANKL 1966.

BL4/90

12 cm große, angerundete, längliche Einzelkomponente aus polymiktem Brekzienkörperbereich: grauer Biomikrit (Hangendgraukalk), die Komponente zeigt Spuren tektonischer Beanspruchung (Stylolithen, Kalzitadern). Polymikter Bereich: die einzelnen Komponenten sind vorwiegend eckig mit beginnender Kantenrundung, die kleineren Komponenten sind vorwiegend eckig. Mikrofaziell nachweisbar sind:

- 1) Vollständig umkristallisierte Dolomitkomponenten – ?aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich oder distaler Raminger Dolomit des eingeschränkten Hallstätter Buntkalkfaziesraumes.
 - 2) Verschiedene biogenführende Mikrite, teilweise mit Ostracoden, umkristallisierten Radiolarien und Schwammnadeln – ähnlich dem Massigen Hellkalk.
 - 3) Fossilfreie mikritische Kalke und Dolomite.
 - 4) Braune Mergelkalke – Strubbergsschichten.
 - 5) Radiolarienführende, filamentreiche (Ostracoden, Halobienschalen) Packstones – Massiger Hellkalk.
 - 6) Filamentkalke, die Filamente sind eingeregelt – ?Zlambachschichten.
 - 7) Verschiedene Strubbergsschichtenkomponententypen: radiolarienführende, schwarzbraune Mergelkalke und Radiolarien-Packstones.
 - 8) Flachwasserkalke: Grainstones mit stark rekristallisierten Flachwasserkomponenten, u.a. mit Algenbruchstücken, Resten von Riffbildnern – wahrscheinlich aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich, ?Dachsteinkalk.
 - 9) Gutensteiner Ooid-Dolomit.
 - 10) Schwammnadelreiche Mikrite – ?Massiger Hellkalk.
 - 11) Detrituskalke mit vielen Lithoklasten und vereinzelt Bioklasten. Der Komponentenbestand wird dominiert von offen marinen Graukalktypen, die dem Massigen Hellkalk und dem Hangendgraukalk des eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereiches nahestehen. Bei den kleineren Komponenten treten verschiedene Dolomittypen, Flachwasserdetrituskalke und Gutensteiner Dolomite aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum hinzu. Als Matrix zwischen den einzelnen Komponenten treten stellenweise typische schwarzbraune, radiolarienführende Strubbergsschichten auf. Tektonisierung der Komponenten ist häufig, vorwiegend der Kalktypen aus dem Hallstätter Buntkalkfaziesbereich.
- Alter: Alaun–Sevat. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 1,0–1,5.

BL5/90

Mehr als 20 cm große, angerundete, längliche Einzelkomponente, graubräunlicher Mikrit (Hangendgraukalk), die Komponente zeigt Spuren tektonischer Beanspruchung (Stylolithen, Kalzitadern).

Alter: Sevat 2. Conodonten: *Epigondolella bidentata* MOSHER 1968, *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968), *Misikella hernsteini* (MOSTLER 1967). CAI-Wert: (1,0)–1,5. Foraminiferen: *Tolypammina* sp., *Pseudobolivina tornata* KRISTAN-TOLLMANN 1973.

BL6/90

Probe aus komponentengestütztem kleinkomponentigem (Komponentengröße: Millimeter bis wenige Zentimeter) Brekzienkörperbereich. Die Komponenten stammen aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum und sind vorwiegend eckig mit beginnender Kantenrundung. Graukalkkomponenten dominieren. Rotkalkkomponenten sind selten. Daneben treten graubraune und braungrüne Komponententypen auf. Die Matrix zwischen den einzelnen Komponenten ist rotbraunfleckig bis grünrotfleckig und zeigt mikrofaziell keine Ähnlichkeit mit der Strubbergsschichtenmatrix; fossilleer. Mikrofaziell nachweisbar sind verschiedene feinarenitische bis mikritische Kalke mit Lithoklasten und Bioklasten, u.a. Filamente, Foraminiferenreste, Ostracoden, selten Crinoiden oder Echinodermenstacheln. Daneben treten fossilfreie Mikrite auf.

Alter 1: Lac 1–2, (aus den grauen biogenführenden Mikriten). Conodonten: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958.

Alter 2: Sevat 2 (aus den graubräunlichen Mikriten, vgl. BL5/90). Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968), *Misikella hernsteini* (MOSTLER 1967). CAI-Wert: 1,0–1,5. Foraminiferen: *Ammovertella* sp., *Glomospirella shengi* HO 1959, Fragmente von *Saccamina* sp. oder *Psammospaera* sp. Selten unbestimmbare Ostracoden.

BL6/90-2

Wie BL6/90; gleiche Stelle. Probe aus komponentengestütztem, kleinkomponentigem Brekzienkörper. Die Komponenten sind eckig mit beginnender Kantenrundung.

Nur ein Alter nachgewiesen: Tuval 2. Conodonten: *Gondolella carpathica* MOCK 1979. CAI-Wert: 1,5. Wenige unbestimmbare Ostracodenreste.

BL7/90

Einzelkomponente aus dem Bereich BL6/90; Grau-rotbräunlicher Biomikrit. Hangendrotkalk bis Hangendgraukalk.

Alter: Alaun–Sevat. Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). Unbestimmbare Foraminiferen.

BL9/90

Mehrere Zentimeter große, angerundete Einzelkomponente; roter, bioturbater Biomikrit (Hangendrotkalk).

Alter: Sevat. Conodonten: *Epigondolella bidentata* MOSHER 1968. Selten Foraminiferen. CAI-Wert: 1,0–1,5.

BL11/90

Probe aus komponentengestütztem, kleinkomponentigem oberem Brekzienkörperbereich, mit Matrix (gelbliche fossilisierte Mergel). Besteht hauptsächlich aus mikritischen Graukalken, Strubbergsschichtenkomponenten (Schwammnadeln), Hornsteinen, Dolomiten und aus reinem Kalzit bestehenden Komponenten. Die Komponenten sind eckig mit beginnender Kantenrundung. Mikrofaziell nachweisbar sind:

- 1) Verschiedene pelagische Mudstonetypen mit Radiolarien, Schwammnadeln und Ostracoden – wahrscheinlich Grafensteigkalk (Pötschenkalkhabitus).
- 2) Reine Filamentkalke – ?Massiger Hellkalk und/oder Hangendgraukalk oder basale Zlambachschichten.
- 3) Filamentfreie, tektonisierte Biomikrite, die dem Massigen Hellkalk nahestehen.
- 4) Kalzitklasten.
- 5) Dolomitklasten.
- 6) Fossilfreie Mikrite.
- 7) Ton- und Siltsteine – ?Karn und/oder Zlambachschichten und/oder Strubbergsschichten.

Alter 1: Langobard 1–2, (aus den hornsteinführenden mikritischen Graukalken – Grafensteigkalk). Conodonten: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958), *Gladigondolella tethydis* ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gondolella trammeri* KOZUR 1972, *Gondolella* cf. *inclinata* KOVÁCS 1983.

Alter 2: Alaun 3 (aus den grauen Biogen führenden Mikriten). Conodonten: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968), *Epigondolella slovakensis* KOZUR 1972. Foraminiferen: *Spiroloculina* sp. CAI-Wert: 1,5.

Komponentenbestand Brekzienkörper westlich des Egelsees (Rabenstein-Westseite)

(GAWLICK, 1996: Abb. 29)

Die Komponenten der Proben BGI/91 bis BG16/91 stammen vom Top des Brekzienkörpers, die Komponenten der Proben BG17/91 bis BG24/91 von der Basis. Der Aufbau des gesamten Brekzienkörpers ist relativ homogen. Die meisten Komponenten können dem Hangendrotkalk oder dem Hangendgraukalk zugeordnet werden. Zlambachkalkkomponenten sind selten, Liasgraukalkkomponenten sind aufgrund ihrer mikrofaziellen Charakteristik wahrscheinlich. Der Brekzienkörper ist meist matrixarm bis matrixfrei. Tritt Matrix zwischen den Komponenten auf, handelt sich um graugelbe, fossilfreie Mergel unbekannter stratigraphischer Stellung und Herkunft.

BG1/91

Einzelkomponente: rötlichbrauner, Biogen führender Mikrit: Hangendrotkalk.

Alter: Nor–Rhät, wahrscheinlich Sevat. Foraminiferen: ?*Bigerina* sp., *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER 1860), *Jacullella* sp., *Gaudryinella* sp., *Gaudryina triassica* TRIFONOVA 1962, *Gaudryina kelleri* TAPPAN 1955, *Gaudryinella elegantissima* KRISTAN-TOLLMANN 1964, *Haplophragmoides* sp.

BG2/91

Einzelkomponente: bräunlichgrauer Biomikrit: Übergangstyp zwischen Hangendrotkalk und Hangendgraukalk.

Alter: Nor–Rhät, wahrscheinlich Sevat. Foraminiferen: *Ammobaculites* sp., *Endothyra* sp., *Gaudryinella elegantissima* KRISTAN-TOLLMANN 1964, *Gaudryina* sp.

BG3/91

Einzelkomponente: rötlichbrauner, Biogen führender Mikrit, ähnlich BG1/91, bioturbat: Hangendrotkalk.

Alter: Nor–Rhät, wahrscheinlich Sevat. Foraminiferen: *Gaudryina triassica* TRIFONOVA 1962, *Gaudryina* cf. *kelleri* TAPPAN 1955, *Gaudryinella elegantissima* KRISTAN-TOLLMANN 1964.

BG5/91

Einzelkomponente: dunkelrötlichbrauner, Biogen führender Mikrit, ähnlich BG3/91, bioturbat: Hangendrotkalk.

Alter: Nor–Rhät, wahrscheinlich Sevat. Foraminiferen: *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER 1860), *Gaudryina kelleri* TAPPAN 1955, *Gaudryinella elegantissima* KRISTAN-TOLLMANN 1964.

BG6/91

Einzelkomponente: rotbrauner Biomikrit: Hangendrotkalk.

Alter: Nor–Rhät, wahrscheinlich Sevat. Foraminiferen: *Tolypammina* sp., *Gaudryina* sp., *Gaudryinella elegantissima* KRISTAN-TOLLMANN 1964.

BG7/91

Einzelkomponente: rotbraun bis braungrün melierter, stark bioturbater Biomikrit: Hangendrotkalk.

Alter: Nor–Rhät, wahrscheinlich Sevat. Foraminiferen: *Trochammina* sp., *Tolypammina* sp., *Gaudryinella elegantissima* KRISTAN-TOLLMANN 1964, *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER 1860), *Gaudryina* sp., *Ammovertella* sp.

BG8/91

Einzelkomponente: rotbrauner, tektonisierter (Kalzitadern), Biogen führender Mikrit, mit Stylolithen, bioturbat; stellenweise sind eckige bis angerundete, bis zu einem Zentimeter große, grünliche, sterile Mikritklasten eingelagert: Hangendrotkalk mit sehr reicher Fauna.

Alter: Nor–Rhät, wahrscheinlich Sevat. Foraminiferen: *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER 1860), *Tolypammina* sp., *Ammovertella* sp., *Gaudryina triassica* TRIFONOVA 1962, *Gaudryina kelleri* TAPPAN 1955, *Gaudryinella elegantissima* KRISTAN-TOLLMANN 1964, *Haplophragmoides* sp., *Ammodiscus* sp., *Glomospirella* sp., *Spiroloculina* sp. Holothurien: *Theelia variabilis* ZANKL 1966, *Theelia planorbicula* MOSTLER 1968, *Semperites* sp.

BG9/91

Einzelkomponente: rotbrauner, tektonisierter (Kalzitadern), Biogen führender Mikrit, mit Stylolithen, bioturbat; sehr ähnlich BG8/91 – allerdings ohne Klasten: Hangendrotkalk.

Alter: Nor–Rhät, wahrscheinlich Sevat. Foraminiferen: *Gaudryinella elegantissima* KRISTAN-TOLLMANN 1964, *Haplophragmoides* sp., *Gaudryina kelleri* TAPPAN 1955, *Gaudryina* sp.

BG10/91

Einzelkomponente: grünlichgrauer, bioturbater, Biogen führender Mikrit, ähnlich BG11/91: Hangendgraukalk.

Alter: Nor–Rhät, wahrscheinlich Sevat. Foraminiferen: *Gaudryina triassica* TRIFONOVA 1962, *Gaudryina kelleri* TAPPAN 1955, *Gaudryinella elegantissima* KRISTAN-TOLLMANN 1964, *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER 1860), *Tolypammina* sp.

BG11/91

Einzelkomponente: grünlichgrauer, bioturbater, Biogen führender Mikrit: Hangendgraukalk, von roten Spalten durchsetzt.

Alter: Sevat 2. Conodonten: *Epigondolella bidentata* MOSHER 1968, *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968), *Hindeodella triassica* MÜLLER 1956, *Oncodella paucidentata* (MOSTLER 1967). Conodont Alteration Index (CAI-Wert): 1,0. Foraminiferen: *Ammodiscus* sp., *Gaudryinella elegantissima* KRISTAN-TOLLMANN 1964, *Gaudryina triassica* TRIFONOVA 1962, *Ammovertella* sp. Holothurien: *Theelia* cf. *variabilis* ZANKL 1966, *Fissobacrites subsymmetrica* KRISTAN-TOLLMANN 1963, *Theelia simoni* KOZUR & MOCK 1972, *Acanthotheelia rhaetica* KRISTAN-TOLLMANN 1964.

BG15/91

Einzelkomponente: stark tektonisierter Graukalk: Hangendgraukalk.

Alter: Alaun 2. Conodonten: *Epigondolella abneptis* 2 (n. ssp. sensu KRISTYN, noch nomen nudum), *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968). CAI-Wert: 1,0–(1,5).

BG12/91

Mischprobe aus dem Bereich der Proben BG1/91 bis BG11/91: Rotkalkkomponenten dominieren. Keine anderen Komponentenalter als bei den Einzelkomponenten nachgewiesen. Foraminiferen: *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER 1860), *Gaudryina triassica* TRIFONOVA 1962, *Gaudryinella elegantissima* KRISTAN-TOLLMANN 1964, *Gaudryina kelleri* TAPPAN 1955, *Ammovertella* sp., *Spiroloculina* sp. Holothurien: *Theelia simoni* KOZUR & MOCK 1972.

BG12a/91

Rotkalkkomponente.

Alter: Sevat 2. Ammoniten: *Cochloceras* sp., *Cyclocellites arduini* MOJ-SISOVICS.

BG19/91

Einzelkomponente von der Basis des Brekzienkörpers: grünlich-grauer Biomikrit: Hangendgraukalk.

Alter: Nor-Rhät, wahrscheinlich Sevat. Conodonten: *Hindeodella suevica* (TATGE 1956). Holothurien: *Theelia variabilis* ZANKL 1966, *Thee-*

lia planorbicula MOSTLER 1968, *Theelia simoni* KOZUR & MOCK 1972, *Acanthotheelia rhaetica* KRISTAN-TOLLMANN 1964, *Calclamna germanica* FRIZZEL & EXLINE 1956. Wenige Foraminiferenreste.

BG20/91

Einzelkomponente von der Basis des Brekzienkörpers: grauer, stellenweise auch bräunlicher, bioturbater, Biogen führender Mikrit: Hangendgraukalk.

Alter: Sevat. Holothurien: *Theelia variabilis* ZANKL 1966, *Fissobactrites subsymetrica* KRISTAN-TOLLMANN 1963. Schlecht erhaltene Foraminiferen.

G10/90

Rötlichgrauer Hallstätter Kalk an der Basis des Brekzienkörpers: Schillage mit massenhaft *Halobia* sp. (juv.).

Die Bestimmung der Conodonten wurde durch L. KRISTYN überprüft (Teil 1 und Teil 2), die Foraminiferen und Ostracoden wurden von E. KRISTAN-TOLLMANN bestimmt, die auch die Holothurienbestimmungen überprüfte (Teil 1 und Teil 2).

Blatt 101 Eisenerz

Bericht 1995 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz

WOLFGANG PAVLIK

Im Herbst 1995 wurde das Gebiet östlich Wildalpen am Südhang des Mitterberges ergänzt. Der schon westlich Bergerbauer angedeutete tektonische Bau mit einer intensiven Bruchtektonik auf der Südseite des Mitterberges kann bis auf die Südwestschulter des Berges verfolgt werden. Die gesamte Zone wird von der Salzatalstörung („SEMP“) parallelen Systemen, ungefähr West-Ost-gerichteten Brüchen, begrenzt. Weiters sind meist dextrale NW-SE-gerichteten Brüchen und sinistralen NE-SW-gerichteten Brüchen gebildet. Der Nordhang und der Westhang bestehen überwiegend aus Hauptdolomit. Der Gipfel des Mitterberges sowie ein unterschiedlich breiter

Streifen auf der Südseite werden von Dachsteinkalken aufgebaut. In den Felswänden oberhalb der Kapelle, südlich Friedhof Wildalpen, liegen mehrere kleine Steinbrüche im Dachsteinkalk. Zwischen den beiden Dachsteinkalkzügen sind Sandsteine der Gosau aufgeschlossen. In den unteren Hangpartien sind Feinsandsteine ausgebildet, während in den Hangendpartien gröbere Sandsteine bis Konglomerate ausgebildet sind. Diese Gesteine sind höchstwahrscheinlich der oberen Kreide und dem Alttertiär zuzurechnen. Genauere Untersuchungen der Gerölle aus den Grobsandsteinen, ?Kambühelkalk, und eine Untersuchung der Schwerminerale sollte eine genauere Zuordnung ermöglichen.

Am Hangfuß zur Salza sind bis zu 60 m westlich Wildalpen und ca. 50 m mächtige Massen des Bergsturzes aus dem Gebiet Schafwald-Siebensee aufgeschlossen. Sie bilden kleine Verebnungsflächen am Top, oder wie am Kapellenhügel einen markanten Sattel zum Mitterberg.

Blatt 102 Aflenz Kurort

Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 102 Aflenz Kurort

WOLFGANG PAVLIK

Das Gebiet zwischen Höll – Hinterer Höll – Bschatlgraben – Hochweichsel – Oberer Ring und Hochschober wird im Norden und im Mittelteil überwiegend von lagunären Wettersteinkalken und -dolomiten aufgebaut. Nur im Süden zwischen Ringkarwand – Hochweichsel – südlicher Bschatlgraben und im Osten im Bereich der Kastenmauer sind Wettersteinschichten entwickelt. Ein breiter Streifen mit lagunärem Wettersteindolomit streicht südlich der Hinteren Höll weiter in den Kastenriegel. Die Dasycladaceen sprechen für ein unter- bis oberladinisches Alter. Ein zweiter schmalerer Streifen mit Wettersteindolomiten zieht über den Geißgraben bis nördlich Gröbelskar, wird dort von der Überschiebungsbahn der Dippelwand-Gruppe abgeschnitten und setzt sich im Sattel nördlich Hochweichsel und der nördlichen Bschatlgraben fort.

Im Osten wird sie dann wieder durch Überschiebungen auf der Nordseite der Aflenz Kurort abgeschnitten. WSW und SE des Seesteinsattels sind dunkle Dolomite und Kalke der Sonderfazies (?Intraplattformbecken) der Mitteltrias ausgebildet.

Das westliche Vorkommen ergab mit Conodonten, det. L. KRISTYN, mit *Budurovignathus truempyi* DIEBEL, *Gladigondolella inclinata* KOVACS ein Alter von Langobard 1–2. Das östliche Vorkommen ergab mit *Gladigondolella inclinata* KOVACS ein Alter von Langobard–Jul.

Die lagunären Wettersteinkalke lassen sich mit Dasycladaceen sehr gut Einstufen. Ein großer Teil der Aufschlüsse sind in das Langobard bis Jul zu stellen. Im Gelände ließen sich *Diplopora annulata annulata* HERAK und *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA bestimmen. Einige wenige Bereiche sind den liegenden Anteilen zuzurechnen. Hier treten *Diplopora annulatissima* PIA und vereinzelt auch Steinalkalke mit Physoporellen auf. Der Wettersteinschicht führt vereinzelt Linsen mit Dasycladaceen, so dass sich hier die Möglichkeit einer Einstufung der Mitteltriasriffe eröffnet. Es sind überwiegend graue Kalke mit

Fenstergefügen, Schwämmen, Solenoporaceen, Korallen und Algen ausgebildet.

Die Kare der Bschlagstatt und des oberen Ringes sind von Gletschern mit sehr schönen Rundhöckern geformt. Am Talausgang des unteren Ringes in die Höll ist auf der Westseite eine Grundmoräne erhalten. Auf der Hangschulter nordwestlich Gröbel ist ein Moränenrest mit Wall erhalten. Westlich von diesem wird der Hang von einer Hangbreccie bedeckt. Nordöstlich der Hochweichsel und südlich Oberer Ring sind in den Karen noch kleinere Moränenreste erhalten. Ein weiteres Vorkommen einer Hangbreccie liegt am Hangfuß des südöstlichen unteren Ringes. Westlich Seesteinsattel liegt ein kleiner Rest Moräne entlang der Forststraße. In der Bschlagstatt wird der nördliche Teil von locker verteilten Erratika bedeckt. Südlich Seesteinsattel liegt ein mächtiger Bergsturz mit sehr großen Blöcken, einige Hundert Kubikmeter, der seinen Ausgangspunkt am gegenüberliegenden Hang zwischen Brandstein und Langer Mauer hat.

Dieser Raum ist tektonisch sehr kompliziert aufgebaut. Der schon weiter im Westen ausgebildete intensive Schuppenbau ist auch hier sehr deutlich entwickelt. Im Unteren Ring sind wahrscheinlich vier bis fünf Schuppen entwickelt. Dieser südwestgerichtete Schuppenbau wird

dann von Blattverschiebungen zerlegt. Die einzelnen Rippen des Oberen Ringes könnten ebenfalls aus vielen kleinen Schuppen bestehen. Im Gröbelkar ist eine flache Überschiebung ausgebildet, die nach Norden ins Gröbel steiler wird. Es handelt sich somit um eine Rampe. Diese Überschiebungsfläche kann auch auf der Nordseite der Hochweichsel verfolgt werden.

Zwischen Hinterer Höll und Bschlagstatt sind auf der Ostseite ebenfalls mehrere Schuppen ausgebildet. Die nördlichste Schuppe ist der Kastenriegel mit Wettersteindolomiten, dann folgt ein schmaler Streifen zur Kastenmauer mit ?Steinalmkalken, weiters die Kastenmauer mit Wettersteinschieferkalken, die Pfefferleiten mit lagunären Wettersteinkalken und die Aflenzer Staritzen mit Wettersteinschieferkalken. Die Dippelwand ist ebenfalls eine schmale Schuppe, die aber tektonisch total zertrümmert wurde. Die großen Schuppen lassen sich wieder in viele kleine Schuppen gliedern.

Somit ist das bisher vertretene Modell eines gleichförmigen Karstkörpers nicht mehr aufrecht zu erhalten, sondern es liegt ein äußerst komplexer tektonischer Bau vor, was insbesondere für die hydrogeologischen Interpretationen von sehr großer Bedeutung ist.

Blatt 135 Birkfeld

Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Grobgneiskomplex, im Waldbachkristallin und im zentralalpinen Permomesozoikum auf Blatt 135 Birkfeld

ALOIS MATURA

Im Frühjahr 1996 wurde mit den Aufnahmen im Blattgebiet begonnen und bis Herbst 1997 ein Gebietsstreifen am nördlichen Blattrand mit Grobgneiskomplex, Waldbachkristallin und dem zentralalpinen Permomesozoikum dazwischen und das Fischbacher Fenster kartiert. Neben der Geologischen Karte von Birkfeld 1 : 25.000 von R. SCHWINNER (1935) und der Übersichtsdarstellung im Maßstab 1 : 200.000 im Rahmen der Geologischen Übersichtskarte der Steiermark (1984) liegen vom diesem Gebietsstreifen unpublizierte Karten von G. AMANN (Teilgebiet E St. Jakob, 1992), H. REINDL (Teilgebiet W und NW Birkfeld, 1990) und H. WIESENER (Gesamtgebiet, 1981) vor.

Das Waldbachkristallin reicht im äußersten Nordosten etwa 1 km weit gegen Westen und bis zum Lafnitztal nach Süden in das Blattgebiet. In diesem Gebietsausschnitt dominiert ein örtlich auch gebänderter Albitphyllit bzw. Muskowit-Chlorit-Albitschiefer mit deutlich retrograder Ausbildung (meist dicht gefüllter Albit, meist vollständig chloritisierter Biotit) und im Hangendbereich gewöhnlich auch intensiv phyllonitisiert – was die Abgrenzung zu den im Hangenden anschließenden oder im Meisterhofergraben auch weit ins Liegende eingesenkten Verucanoschiefern erschwert. Ohne scharfe Grenze gehen die Albitphyllite mit Zunahme des Chloritanteiles und dem Auftreten von Hornblenden in Grünschiefer und Amphibolite über. Ein größerer Amphibolitkörper liegt ENE gegenüber dem Arzberg. Den Albitphylliten sind weiters mehrere Meter mächtige, eher plattige, leukokrate Gneis-

züge eingelagert, hauptsächlich im äußersten NE-Eck des Blattgebietes und im rechten Hangfuß des Weißenbachgrabens auftretend und aus Quarz, gefülltem Albit und Hellglimmer (nicht selten als grobe Schuppen) zusammengesetzt und mit nicht sehr ausgeprägtem Augengefüge ausgestattet. Die in diesem Absatz beschriebenen Gesteine stellen möglicherweise eine Metavulkanitserie dar.

Mehrere Dezimeter bis Meter mächtige Linsen oder boudinierte Lagen von Metapegmatoiden aus Quarz, Albit und Muskowit sind immer wieder als Einlagerungen in den Albitphylliten anzutreffen. Auf der Bergschulter E K 772 bei Hauswiese und E des Steinberges treten Granat führende Phyllite bis Glimmerschiefer auf, denen örtlich auch Graphitschiefer eingelagert sind. Weiters wurde ein Lydit-Block in der äußersten NE-Ecke des Blattgebietes gefunden.

Von dem bei W. TUFAR (1962) erwähnten und in einer Lageskizze dargestellten Eisenabbau N des Weilers Arzberg sind im Gelände keine eindeutigen Zeugnisse mehr auffindbar. Auch mit Hilfe des derzeitigen Besitzers des in Frage kommenden Bereiches, des Landwirtes Andreas RIEGLER, war nur eine sehr unsichere Lokalisierung des ehemaligen Stollens möglich.

In meist aufrechter Lagerung und mit mittelsteilem W-Fallen folgen über dem Waldbachkristallin im Westen Gesteine der zentralalpinen Permotrias, die bei der Kraxenbachmündung (in das Lafnitztal) gegen Osten umbiegen und über den Rand des Blattgebietes fortsetzen. Der Grenzbereich zeigt phyllonitische Ausbildung und tektonische Durchmischung. Nahe dem Blattrand E des Lafnitztales tritt in diesem Grenzbereich ein Metakonglomerat auf, das mit vermutlich detritärem Biotit (meist weitgehend chloritisiert) nebst detritärem Hellglimmer ausgestattet ist; es stellt entweder das hangendste Element des Waldbachkristallins oder das tiefste des Alpinen

Verrucano dar. Ansonsten ist der Alpine Verrucano – die Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und etwa 250 m – mit Quarzphyllit, Quarzporphyroid und Geröllphyllit vertreten, wobei der Großteil des Quarzphyllits durch den Gehalt an vulkanogenen Quarzkomponenten eine enge genetische Verwandtschaft zum Quarzporphyroid besitzt. In der Grabensohle SE des Gehöftes Meisterhofer sind dünnblättrige, silbrig-weiße und grüne Phyllonite mit Quarzknaurn und cm-dicken, braunen Karbonatlagen aufgeschlossen, die als tief in das Waldbachkristallin tektonisch oder schon primär eingesenkte Verrucanoschiefer aufgefasst werden können, deren Verbindung mit dem Hauptzug – möglicherweise über das Vorkommen von Chloritoid führenden Porphyroidschiefern SE des Gehöftes Riegler – durch Erosion unterbrochen wurde. Quarzgeröllphyllite (im Steinbruch NE der Mündung des Kraxenbachgrabens in das Lafnitztal auch mit mehrere cm großen, schwarzen Turmalinquarzitgeröllen) bilden eher den Hangendbereich der Verrucanofolge. Darüber schließt mit 50 bis 150 m Mächtigkeit weißer oder grünlicher, bankiger Semmeringquarzit an, der E gegenüber der Kraxenbachmündung endet. Bei der Kraxenbachmündung und nördlich davon schließen W des Semmeringquarzits mehrere m mächtige, grünliche Quarzgeröllphyllite des Verrucano an, womit hier ein Synklinallbau des Permomesozoikums angenommen werden kann. Im Kartenbild krümmt sich der Quarzitzug im Bereich des Rottalberges etwa 1 km nach W vor, was nicht nur im Geländeschnitt begründet ist, sondern auch durch eine antiklinale Großfaltenform verursacht wird.

Ein wenige Meter mächtiger Horizont im Liegendanteil des Semmeringquarzites NW Steinberg war offenbar für die Gewinnung von Mühlsteinen besonders geeignet. Dort wurden in erstaunlichem Umfang auf mehr als 150 m horizontaler Erstreckung bis 30 m tief in den Berg reichende Höhlungen geschaffen, die z.T. unter Bildung sekundärer Höhlen verbrochen sind.

Die zentralalpine Permotrias ist weiters im Kern einer größeren Aufwölbung E Fischbach in aufrechter Lagerung entblößt (Fischbacher Fenster). Der Untergrund der Permotrias-Abfolge tritt im Fensterbereich nicht zutage. Den Hauptteil des Gewölbekernes bildet ein mächtiger, jungpaläozoischer Quarzporphyroid-Körper, der vom Nordhang des Schindergrabens im Norden bis zum Waisenbachgraben SSW des Kreuzwirtes im Süden aufgeschlossen ist. Die lithologische Variationsbreite umfasst kompakten, mittel- bis grobkörnigen Quarzporphyroid, pyroklastische Breccienphyllite (mit bis zu 5 cm großen Lapidilli-Komponenten), Geröllphyllite und Geröllquarzite, Phengitphyllit und Phengit-Quarzphyllit. Feldspat-Detritus, eher Mikroklin als Albit, ist meist enthalten. Grobe Quarzgeröllphyllite oder -quarzite kennzeichnen die Obergrenze der Verrucano-Formation.

Mit etwa 40 bis 150 m Mächtigkeit ummantelt skythischer Semmeringquarzit die Quarzporphyroid-Masse. Diese ursprünglich geschlossene Quarzit-Hülle ist durch Erosion in den Nord-, Ost- und Südflanken der Fensteraufwölbung unterbrochen. Die bis etwa 50 m mächtigen mitteltriadischen Kalkmarmore und Rauhwacken überlagern im NE bei Fischbach und N die Quarzite; ansonsten sind nur kleinere Vorkommen in dieser Position anzutreffen, wie im Waisenbachgraben bei Anger und SW Kreuzwirt, SE Reith bei den Gehöften Ob. Grabler und Ebner, sowie im Ostfuß des Reithkogels. Der einfache Kuppelbau des Fischbacher Fensterinhaltes zeigt keine tektonischen Komplikationen; Ausnahmen: Eine größere Einfal-

tung des Quarzits im Bereich des Schindergrabens beim Hauswirthof und die folgende Gegebenheit.

Von dem Haupthorizont der Karbonatgesteine zweigt im Norden bei Stadthof direkt ein etwa 30 m mächtiger Marmorzug in NE-Richtung ab und endet im Graben NE Stadthof. In der NE-Fortsetzung davon konnte vom Sattel bei K 940 bis zur Mündung des Höferbauergrabens in den Para- und Orthogesteinen des Grobgneiskomplexes eine Kataklysezona gefunden werden, die ESE unterhalb Höferbauer an einem ?Aufbruch von Metakalkarenit, mit vulkanogenem Quarz-Detritus, Mikroklin-Idioklasten und gequälten Biotitschuppen, vorbeiführt. Die tiefe Lage im Hangfuß lässt bei diesem Gestein an einen Aufbruch von tektonisch Tieferem denken und die lithologischen Merkmale an eine Zuordnung zum Verrucano.

Im Quarzit und in den Karbonatgesteinen sind zahlreiche Steinbrüche angelegt. Im Sulzbachgraben SSW der Kirche von Falkenstein tritt neben der Straße eine Karstquelle zu Tage.

Der unterostalpine Grobgneiskomplex bzw. das Raabalpen-Kristallin bildet hier über dem zentralalpinen Permomesozoikum das Hauptstockwerk. Die Paragesteinsserien wurden bisher in die so genannten „Quarzphyllite“, in Tommerschiefer und Strallegger Gneise untergliedert.

Diese Gliederung hat zuletzt auch tektonische Relevanz gewonnen, als die Strallegger Gneise als hangendstes Element bezeichnet wurden (H. REINDL, 1990). Meine bisherige Kartierung ist noch nicht so weit gediehen, um dazu umfassend Stellung nehmen zu können.

E der Kraxenbachmündung, unweit jenseits des Blatt-randes liegt der locus typicus der Tommerschiefer, der „Tommer“ – eine Erhebung (K 1058), die auf der neuen Ausgabe von Blatt 136 Hartberg der ÖK 50 des BEV unverständlicherweise auf „Buchwald“ umbenannt wurde. Die von dort entnommenen Granatglimmerschiefer-Proben zeigten vor allem flach-linsenförmige, feinstschuppige Hellglimmer-Aggregate (fragliche Pseudomorphosen nach Staurolith oder Andalusit) innerhalb glimmerreicher Bereiche und, mitunter verbogene, Ilmenit-Schüppchen als kennzeichnende Merkmale. Das Straßenprofil an der Ostseite des Lafnitztales zwischen Sagbauer und der Kraxenbachmündung quert diese Tommerschiefer-Folge und lässt darin von mm- bis m-Dimension auch reichlich Albit-Metablasten führende Einschaltungen erkennen. Die Tommerschiefer – in den bisher begangenen Bereichen zumeist auch phyllonitisch überformt – lassen sich im Gelände makroskopisch also kaum von den übrigen Paragesteinen seriös abgrenzen. Aufgrund von Proben kann man bisher ihre Verbreitung in dem Glimmerschieferzug im Hangenden des Arzberger Semmeringquarzites bis zum Bühlhofer im Winkelviertel belegen, weiters in dem von Grobgneis umrahmten Glimmerschiefer-Bereich zwischen Eggberg und Wienhoferkogel, am Feinerkogel NE Ratten, im Feistritztal gegenüber der Sulzbach-Mündung, in den Rahmengesteinen des Fischbacher Fensters ESE Reith und möglicherweise auch N Waldtonihütte am Teufelstein. In Grobgneisnähe (vermutlich genauer: in der Nähe der Grobgneis-Basis) ist in den Tommerschiefern auch Chloritoid verbreitet enthalten.

Die übrigen Hüllschiefer des Grobgneises, also die so genannten „Quarzphyllite“, wie sie etwa den Bereich Teufelstein einnehmen, sind phyllitische Glimmerschiefer mit Granat oder Albit-Metablasten. Ihnen sind im nördlichen und östlichen Rahmen des Fischbacher Fensters Amphibolite eingelagert; größere geschlossene Züge befinden sich zwischen Fischbach und Stadthof.

Der Grobgnais ist ein meist grobporphyrischer, granitischer bis leukogranitischer Orthogneis, örtlich massig, meist aber stärker geschiefert, eher mit scharfer Grenze ins Nebengestein intrudiert, wenn auch mitunter durch Schieferung und Durchbewegung im dm- bis m-Bereich mit dem Nebengestein wechsellagernd, aber ohne gefeldspatete Kontaktzonen, häufig auch Granat führend. Leukogranitische Varietäten ohne das ausgeprägte porphyrische Gefüge sind zwischen St. Kathrein und Ratten sowie bei St. Jakob verbreitet. An Stellen intensiver Durchbewegung sind Leukophyllite entstanden, vor allem entlang des Höhenzuges Wienhoferkogel – Reingruberkogel – Ochsenkopf N St. Jakob. Beim Reingruberkogel wurde dieser sog. „Talk“ noch bis in die Nachkriegszeit abgebaut; eine Probe erwies sich als zu etwa gleichen Teilen aus feinschuppigem Muskowit und farblosem Chlorit (Leuchtenbergit) bestehend. In der Ostflanke des Feistritztales gegenüber Falkenstein sind einzelne Leukophyllit-Vorkommen etwa in N–S-Richtung angeordnet, ohne einen zusammenhängenden Zug zu bilden.

Das Kartenbild lässt innerhalb der ausgedehnten Grobgnaismasse eine Reihe von Paragneis-Inseln erkennen. Ob der Grobgnais ein eigenes tektonisches

Stockwerk bildet, soll im Zuge der weiteren Aufnahmen geklärt werden. Größere Metagabbrokörper treten meist am Rand oder in Randnähe der Grobgnaismasse auf (NW Reingruberkogel, Eggberg, im Feistritztal an der alten Bahntrasse E Reith).

Jungtertiäre Blockschichten und sandige Schotter, die in den Sätteln beim Gh. Roseggerhof und beim Gh. Schlagobersbauer auftreten, stellen die westliche Forsetzung des St. Kathreiner Tertiärs jenseits der nördlichen Blattgrenze dar. Weitere Vorkommen: S Falkenstein; SE Fischbach zwischen Mt. Waldriegel und Reithkogel; den Unterlauf des Kraxenbaches querend. Verebnungsflächen von vermutlich ebenfalls jungtertiärem Alter befinden sich in 870 bis 900 m Seehöhe N Falkenstein und S St. Jakob im Walde.

Im SE-Fuß des Teufelsteins liegt der steile, gletscherkarartige Talschluss des Dissaubaches. In der Sohle dieses Talschlusses haben sich im Bereich oberhalb und unterhalb des Gehöftes Oberluriger auf einer Strecke von etwa 900 m blockreiche Schuttmassen angesammelt, die als periglazialer Schuttstrom oder als mit Wällen ausgestattete Moräne aufgefasst werden können.

Blatt 144 Landeck

Bericht 1994 und 1997 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen (Lechtaler Alpen) auf Blatt 144 Landeck

CHRISTOPH HAUSER

Die Kartierungsarbeit im Herbst 1994 und 1997 beschränkte sich weitgehend auf das Gebiet Parseierspitze – Blankahorn – Lochbach – Kalkalpensüdrand zwischen Schrofenstein und Lattenbach.

Dieser Bereich der Lechtaler Alpen, wie allgemein der Südrand der Nördlichen Kalkalpen, ist eine Zone starker tektonischer Beanspruchung. Zusätzlich zu der Hauptstörungslinie Nördliche Kalkalpen/Kristallin (Inntal – Sanna – Rosanna oder auch Arlberg–Inntal-Linie genannt) tritt ein System weiterer Störungen auf. Eine markante tektonische Linie verläuft nördlich der Hundsfalle, quert das Zammer Loch, verzweigt in mindestens drei Linien über das Brandjöchl (mit eingequetschten Spänen von Kössener Schichten und Rhätalk), südlich der Kratzplatte bis zum Lattenbach im Westen (entspricht z.T. der „Honigtal-Störung“ bei J. WESTRUP [1979]).

Südlich und südöstlich der Kratzplatte, direkt an der Forststraße im Brandwald ist ein kleiner Gletscherschliff auf Unterem Hauptdolomit zu beobachten; südlich davon Bergsturz-Blockwerk, südwestlich auf dem Waldrücken und neben der Straße finden sich einige Erratica.

Durch eine weitere, ganz neu errichtete Forststraße oberhalb Grins-Stanz (ausgehend unmittelbar im Westen hinter der Brücke in NNW-Richtung am westlichen Ortsrand von Stanz), am Südfuß des Rauhenkopfes (ca. 1150 m bis ca. 1230 m SH) ist die schon lange bekannte Breccie, welche in früherer Zeit auch abgebaut wurde, bestens und in viel größerer Ausdehnung als bisher bekannt aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um bunte bis graue, bisweilen fast weiße Breccien, die Komponenten

sind vorwiegend Kalke und Dolomite der Trias, Bindemittel in den meisten Aufschlüssen rote, mergelige und tonige Schichtglieder aus der Trias und dem Jura. Die Breccie enthält kein Kristallin; es konnten auch bisher keine Fossilien gefunden werden. Eine Bankung der Breccie ist nur vereinzelt erkennbar.

Diese Breccie liegt an Raibler Schichten (im Süden und SSW) an und auf einem hardground-Relief von Hauptdolomit (am nördlichen, höher gelegenen Teil der Straße) taschenförmig auf. Die größte Mächtigkeit der Breccie dürfte einige 10er-Meter betragen. Der Vergleich mit der Muttekopf-Gosau lässt den Schluss zu, dass es sich um die Basalbreccie der Gosau handelt, welche über ein bereits gefaltetes Relief transgrediert.

Im Westen des Breccienaufschlusses wittert an einer Stelle entlang der Forststraße ein schöner Gletscherschliff unter dünner Moränenbedeckung heraus. Eine lokal leicht aufwärts gerichtete Fließrichtung von West nach Ost (morphologisch bedingt) ist gut zu beobachten.

Dieser Aufschlussbereich kann als schützenswertes Naturdenkmal empfohlen werden: „Grinner Breccie, Transgression von Gosau-Basal-Breccien, mit vom Gletscher überschliffenen Bereichen“.

Diese Breccie war von O. AMPFERER u.a. 1932 als vermutliche Ablagerung der Gosauzeit gedeutet worden, andere Autoren stellten sie u.a. in das Karn. Noch bei der Arbeitstagung 1993 (Ch. HAUSER & K. KRÄINER, 1993) war eine einigermaßen gesicherte Zuordnung noch nicht möglich, kann aber seit Herbst 1997 im Vergleich mit den Arbeiten von H. ORTNER (1990, 1993) und Ch. HAAS (1991) in der Muttekopf-Gosau und den neuen Aufschlussverhältnissen als gesichert gelten.

Unmittelbar südlich der Breccie verläuft einer der „Waale“ (Wasserüberleitungen), der Wasser des Dorfwaldes (v.a. aus dem Graben nördlich Graf) zu den Stanzer Feldern leitet. An der Wasserfassung (zuletzt erneuert 1929/1930) und östlich des Tälchens nach NNE hinaufzie-

hend stehen Raibler Schiefer an (ca. SS 168/78–ca. SS 150/55). Nach Osten befinden sich im Hangenden Partnachschiefer und -kalke in Wechsellagerung (ca. SS 170/75). Die schwarzen Tonschiefer sind hier fossilifer. Anschließend sind noch wenige Meter Alpinen Muschelkalks aufgeschlossen.

Im Dorfwald, im verschuppten Bereich ESE der Ochsenberghütte sind, schlecht aufgeschlossen aber deutlich durch Lesesteine belegt, Raibler Schichten in etwas tieferer Lage (ca. 1550 m SH) als bei O. AMPFERER (1932).

Blatt 144 Landeck

Bericht 1996 über geologische Aufnahmen auf Blatt 205 Völkermarkt

FRIEDRICH HANS UCIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1996 wurde die Kartierung jener Gebiete N der Drau, die nicht durch die Saualpenkarte, die Kartierungen diverser Studenten von F. THIEDIG und die Arbeiten von KLEINSCHMIDT & WURM (1966) abgedeckt sind, zum allergrößten Teil abgeschlossen. Da es sich vielfach um die Füllung von Kartierungslücken handelte, wurden gegenüber den vorliegenden Karten von BECK-MANNAGETTA und BOBEK nur relativ wenige neue Ergebnisse erzielt.

Bei den quartären Ausscheidungen wurde vor allem mehrfach eine detailliertere kartenmäßige Darstellung erzielt, als sie bisher vorlag, ohne dass es zu grundsätzlichen neuen Erkenntnissen kam. Allerdings ist vielfach noch eine Ergänzung durch Luftbildauswertung notwendig, besonders im Tal des Wölfnitzbaches zwischen Griffen und Ruden. Im oberen Abschnitt des Granitztales ist lediglich ein einziger Talboden vorhanden, der mit dem heutigen Aufschüttungsniveau des Granitzbaches ident ist. Die rückschreitende Erosion des Baches hat vom Lavanttal her erst das Gebiet des Ortes Granitztal erreicht, sodass der alte Talboden ab dem Stichgraben talabwärts rechtsseitig als relativ ausgedehnte Terrasse über dem rezenten Talalluvium erhalten blieb.

Im Raum N von Griffen (Griffnergemeinde) gehen die heutigen Talböden der einzelnen Gräben ohne erkennbare Grenze in die erste dem Gletscherhöchststand folgende (als zweithöchste) Terrasse über, die von Griffen an talabwärts gemeinsam mit der hocheiszeitlichen Niederterrasse den größten Teil des Talbodens einnimmt.

Eine vor einigen Jahren im Gebiet des Ortes Ruden niedergebrachte Bohrung hat den Felsuntergrund nur ca. 6 m unter der rezenten Bachsohle angetroffen; etwa ab der Kote 446 (Abzweigung der Straße nach Lippitzbach) ist der Fels in der hier beginnenden Schluchtstrecke des Wölfnitzbaches vielfach aufgeschlossen. Es handelt sich – wie schon auf der Karte von BECK-MANNAGETTA eingetragen – durchwegs um dünngeschichtete, meist feinst- bis feinkörnige, quarzreiche Sandsteine, die besonders in der Nähe des Nordendes der Draubrücke dm-dicke, ebene Bänke bilden. Während die altersmäßige Zuordnung dieser Sandsteine oder Feinwacken bisher unklar erschien, ergaben sich für mich nunmehr sowohl im Schlicfbild wie in der mineralogischen Zusammensetzung große Ähnlichkeiten zu Grauwacken im Bereich der Eisenkappler Grünschieferzone, die LOESCHKE & SCHNEPF beschrieben haben (1987). Allerdings weisen diese Sandsteine bzw. Grauwacken im Karawankenvorland eine um ein Vielfaches größere Verbreitung und Mächtigkeit auf als in den

Karawanken; u.a. bauen sie N der Drau offenbar den ganzen südlichsten Zipfel der St. Pauler Berge S von Ruden auf. Mit der erwogenen Parallelisierung wäre auch die seinerzeitige Einstufung dieser Schichten ins Silur durch BECK-MANNAGETTA bestätigt.

Nur ganz untergeordnet finden sich hingegen in diesem kartierten Gebiet N der Drau Grünschiefer und Diabase im direkten Zusammenhang mit diesen Wackensandsteinen oder in ihrer Nähe.

Noch nicht in die Karte eingetragen sind jene Felsaufschlüsse, die sich durch den Autobahnbau bei Völkermarkt ergaben, sowie die oft sehr guten, vom Ufer aus aber vielfach unzugänglichen Aufschlüsse entlang der Stauseen; zwei Termine für die Benützung eines Motorbootes der Draukraftwerke sind an der unbeständigen Witterung der Monate September und Oktober gescheitert. Südlich der Drau wurde das Hügelland des Rinkenberges, große Teile des Berglandes um den Libitschkogel bei Bleiburg sowie zahlreiche aus Kalk bestehende kleinere und größere Felshügel in der Umgebung von St. Stefan i.J. kartiert.

Der Rinkenberg besteht – wie schon die Karte von BECK-MANNAGETTA zeigt – offenbar zur Gänze aus den schon mehrfach genannten dünngeschichteten, feinkörnigen Wackensandsteinen. Bemerkenswert sind mehrere kleine Entnahmestellen (Kleinststeinbrüche) auf diese Gesteine, da über deren Nutzung für Mauerzwecke bisher in der Literatur nichts bekannt war. SE von Rinkolach findet sich in den hier in mehrere Höhenlagen angeordneten Eisrandterrassen des beginnenden Gletscherrückzuges auch ein gegen 100 m im Durchmesser großes Toteisloch; Terrassen wie Toteisloch sind in der Karte von BOBEK (1959) nicht eingetragen.

Im Bereich des Libitschkogels bei Bleiburg scheint – soweit die recht spärlichen Aufschlüsse eine Aussage bisher zulassen – die räumliche Verteilung von Phylliten und Wackensandsteinen etwas anders zu sein, als bei BECK-MANNAGETTA eingetragen. Hier sind sicherlich noch weitere Begehungen und vor allem Dünnschliffuntersuchungen notwendig.

Im Gebiet von St. Stefan i.J. konnten zahlreiche kleinere und größere Schollen jener meist mehr oder minder brecciös zertrümmerten und wieder verheilten Kalke auskartiert werden, die VAN HUSEN (1976) als tertiäre Gleitschollen deutete. Von den tertiären Schottern, in welchen sie stecken, konnten allerdings nur am W-Fuß der Schounza über dem Talboden Reste in Form nagelfluhartig verkiteter, flach gegen S einfallender Bänke gefunden werden. Ebenfalls im Bereich des Schounza-Hügels wurden kiesführende, grundmoränenähnliche Schichten mehrfach beobachtet, die einen etwas weiter gegen SE gelegenen Rand des Würmgletschers nahelegen, als dieser in der Karte von BOBEK eingetragen ist.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1998

Band/Volume: [141](#)

Autor(en)/Author(s): Smolikova Libuse

Artikel/Article: [Bericht 1997 über Mikromorphologie und Stratigraphie der quartären Böden auf Blatt 23 Hadres 327-340](#)