

Exkursion E3 – Flysch- und Klippenzone, Rutschungen und Massenbewegungen in der Flyschzone der Blätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten Donnerstag, 26.09.2013

W. SCHNABEL, J. SCHWEIGL, K. GRÖSEL, H.G. KRENMAYR & C. RUPP



Übersichtskarte mit Exkursionsstopps: Ausschnitt aus der ÖK 1:200.000, AMAP.

Themen: Rutschungen bei Kilb und im Kreisbachtal, Altengbach-Formation, Serpentin-Steinbruch bei Kilb, Unterkreide der Ybbsitz-Klippenzone, Buntmergelerde, „Aptychenkalk“.

Einführung

Die Exkursion E3 soll Einblick in die Flyschzone des Blattes 55 Ober-Grafendorf geben. Ein weiterer Exkursionspunkt führt auf das östlich angrenzende Blatt 56 St. Pölten. Es soll an Hand ausgewählter Exkursionspunkte der Bau der Flyschzone und die unterschiedliche Rolle der in ihr integrierten Klippenzonen gezeigt werden. Dieser Raum hat lange Zeit geologisch nur sehr punktuell interessiert und erst jetzt stehen der Zeit entsprechende Spezialkarten zur Verfügung. Diese zeigen die bisher nicht erkannte wichtige Rolle dieses Segments am Nordrand der Alpen mit dem Übergang der Flyschzone des westlichen Niederösterreichs zum Wienerwaldflysch im Osten. Beide Bereiche weisen einen in diesem Ausmaß bisher nicht wahrgenommenen unterschiedlichen Bau auf.

Den Erläuterungen zu den Exkursionspunkten sind kurze allgemeine Abrisse zu den einzelnen tektonischen Einheiten vorangestellt, um die nicht einfachen Zusammenhänge mit direktem Bezug zum geologischen Aufschluss in der Natur erklären und diskutieren zu können. Die Exkursion zeigt die Ergebnisse der Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt, sowie in ausgewählten Rutschgebieten die Spezialaufnahmen des Geologischen Dienstes der Niederösterreichischen Landesregierung.

In den westlichen Ostalpen (Bayern und Salzburg) ist eine klare Trennung zwischen dem Helvetikum im Norden und der südlich anschließenden Flyschzone des Penninikums möglich. An der West-Ostalpengrenze (Vorarlberg) gibt es eine nördliche und eine südliche Flyschzone, zwischen denen fensterartig das Helvetikum in typischer Helvetischer Fazies der Säntis-Decke auftritt. Von diesen Verhältnissen ausgehend, hat OBERHAUSER (1968) für letztere den allgemein akzeptierten Terminus der „Rhenodanubischen Flyschzone“ vorgeschlagen, er selbst spricht allerdings in der Folgezeit immer von einem Rhenodanubischen Flysch (nicht Flyschzone!). Hier in Niederösterreich sollte es ähnlich gehandhabt werden. Wir sprechen in diesem Führer wegen der komplexen tektonischen Verhältnisse von einer Flyschzone, die alle Einheiten nördlich der Nordfront der Kalkalpen und südlich der Überschiebung auf die Molassezone umfasst, nur bei den Einheiten mit dominierender Flyschfazies des Penninischen Raumes vom Rhenodanubischen Flysch (bzw. den Rhenodanubischen Flyschdecken).

Übersicht über die Exkursionspunkte

- 1:** Rutschgelände bei Kilb südlich des Sportplatzes (Tulbingerkogel-Decke, „Nordzone“)
- 2:** Alter Serpentinbruch bei der Rotte Fleischessen (Tulbingerkogel-Decke, „Nordzone“)
- 3a:** 1. Kehre der Luftstraße: Kontakt Penninikum-Ostalpin (Frankenfels-Decke, Oberostalpin)
- 3b:** 2. Kehre der Luftstraße: Glosbach-Formation (Unterkreide der Ybbsitz-Klippenzone, Südpenninikum)
- 4:** Steinbruch im „Aptychenkalk“ im Königsbachtal (Gresten-Klippenzone, Hauptklippenzone)
- 5:** Steinbruch Rabenstein: Altlenzbach-Formation (Greifenstein-Decke)
- 6a:** Wiesengelände beim Hof S der Brücke über den Plambach, Buntmergelserie im Plambachtal (Gresten-Klippenzone, Hauptklippenzone)
- 6b:** Prallhang des Plambaches, Buntmergelserie im Plambachtal (Gresten-Klippenzone, Hauptklippenzone)
- 7:** Steinbruch im oberen Plambachtal: Kalkgraben-Formation („Zementmergel“, Greifenstein-Decke).
- 8:** Übersichten von der Meiselhöhe, **8a:** Blick gegen Westen entlang der „Tektonischen Linie von Rabenstein“, **8b:** Blick gegen Süden zur Kaiserkogel-Deckscholle.
- 9:** Rutschungen im Kreisbachtal auf ÖK 56

Allgemeiner Abriss für die Haltepunkte E3/1 und E3/2:

Die Tulbingerkogel-Decke („Nordzone“) am Nordrand des Rhenodanubischen Flysches

Die Tulbingerkogel-Decke (früher als Nordzone oder Nördliche Randzone (GÖTZINGER & BECKER, 1932: 345; GÖTZINGER et al., 1952, 1954) und später als Tulbingerkogel-Schuppe beschrieben (SCHNABEL, 1997, SCHNABEL et al., 2002), beginnt am Ostrand des Kartenblattes 55 Ober-Grafendorf an der Kilb-Störung. Inwieweit sie auch weiter im Westen nochmals auftritt, wie aus mehreren Berichten und Manuskriptkarten älterer Arbeiten geschlossen werden könnte (z.B. bei Hilm-Kematen im Ybbstal als „Nördlichste Neocomienzone“ in PAUL, 1899: 284), muss einer Neukartierung dieses Gebietes vorbehalten bleiben. Die Tulbingerkogel-Decke erstreckt sich auf dem Kartenblatt Ober-Grafendorf entlang des gesamten Nordrandes der Flyschzone, scheint aber gegen Osten ab dem Pielachtal an der Oberfläche auszuweichen. GÖTZINGER (1953) erwähnt „Neokomkalksandsteine“ im Flussbett der Pielach bei Klängen, „die auch noch im Graben W Wielandsberg zu erkennen sind“. Es wäre auf dem Kartenblatt das östlichste Vorkommen, heute ist es nicht mehr auffindbar. Dass dieses Ausweichen aber nur ein kurzes Stück der Fall ist, zeigen die bisherigen Kartierungen auf Blatt 56 St. Pölten, wo sie östlich des Traisentalles in gleicher Position immer breiter wird und bis zur Donau bei Wien und im Bisambergzug in klassischer Weise entwickelt ist. Gesteinsbestand und Stratigrafie sind von GRÜN et al. (1972) aus der Gegend beim Passauerhof im Wienerwald detailliert bearbeitet worden. Auf dem Kartenblatt Ober-Grafendorf sind die Serpentinvorkommen von Kilb und Fleischessen die hervorstechendsten Merkmale dieser Zone. Sie wurden von ABEL (1903) zum ersten Mal beschrieben und als Schürflinge aus dem kristallinen Grundgebirge gedeutet. Die gesamte Zone wurde noch nicht als eigenständige tektonische Einheit erkannt. PREY (1977) hat die unmittelbare Umgebung von Kilb und Fleischessen stratigrafisch bearbeitet und die Ähnlichkeit mit den Verhältnissen im Bereich des Wienerwaldflysches bei Wien bestätigt.

Der Schichtbestand (Nummern entsprechend der Legende der Geologischen Karte ÖK 55 Ober-Grafendorf).

Wolfpassing-Formation (99)

Der Formationsname geht aus den Wolfpassinger Schichten (STUR, 1894) hervor und fasst Lithologien zusammen, die wegen ihrer geringen Mächtigkeit, Ausdehnung, tektonischen Zerstückelung und der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht im Einzelnen abzugrenzen sind. Es ist eine Folge von kalkigen und siliziklastischen Flyschgesteinen, die mit den vergleichbaren Vorkommen der Flyschzone bei Wien große Übereinstimmung zeigen und dort vom Barremium bis ins Albium, möglicherweise auch bis ins Cenomanium reichen (GRÜN et al., 1972). Aus dem Gebiet von Blatt ÖK 55 Ober-Grafendorf hat PREY (1977) trotz sehr sorgfältiger

stratigrafischer Bearbeitung der Umgebungen der Serpentin-Vorkommen von Kilb und Fleischessen nur sehr allgemein ein „Mittelkreide“-Alter angeben können. Verlässliche Mächtigkeitsangaben liegen nicht vor.

Die Schwermineralführung von auf der Karte nicht gesondert ausgewiesenen Sandsteinen, ergab eine Granatvormacht (50-60 %) neben viel Zirkon (20-30 %) und etwas Turmalin, Rutil und Apatit. Auch Chromit und Chloritoid sind in Spuren vorhanden. Die Schwermineralführung entspricht damit nicht den Profilen bei Wien, die ein Vorherrschen von Zirkon und Turmalin auf Kosten des Granats zeigen. Dieser Unterschied und die auch etwas tieferen Nannoplankton-Alter der Kalkmergel (Berriasium-Hauterivium, siehe unten) geben vielleicht einen Hinweis darauf, dass die Schichtfolge hier im Westen gegenüber der bei Wien früher beginnt. Möglicherweise kann damit auch das hier gehäufte Vorkommen der Ultrabasite zusammenhängen, da solche in der Nordzone bei Wien noch nicht gefunden worden.

Bunte Schiefer (100)

Züge bunter Schiefer sind meist durch die rötliche Färbung des Bodens erkennbar, nur sehr selten sind sie auch anstehend sichtbar. Es handelt sich um eine dünnbankige Folge von feinkörnigem Kalksandstein, Siltstein und grauem, grünlichem und rötlichem Schieferthon. PREY (1977) beschreibt daraus ärmliche Sandschalerfaunen (benthische Foraminiferen), die für „Mittelkreide“ sprechen.

Glaukonitsandstein und schwärzliche Schiefer (101)

Diese harten, z.T. glasigen „Glaukonitquarzite“, sind zusammen mit dunklen Schiefen ein markantes Schichtglied des Rhenodanubischen Flysches und wurden bisher meist als „Flyschgault“ beschrieben. Die Vorkommen innerhalb der Wolfpassing-Formation sind nicht weiter abgrenzbar, doch scheinen sie sehr verbreitet zu sein und sind im Waldboden gut erkennbar. Es ist auffallend, dass diese Gesteine gehäuft in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Blöcken aus Serpentin zu finden sind, jedoch nie im direkten Kontakt.

Kalksandstein, Kalkmergel, kalkiger Flysch (102)

Dies ist die aufgrund der hellgrauen Färbung und kalkigen Lithologien am besten erkennbare Abfolge innerhalb der Wolfpassing-Formation. Ein repräsentativer Aufschluss befindet sich an der Straßenkurve bei Kohlenberg, etwa 2 km östlich Kilb, ganz in der Nähe des Serpentin. Der Aufschluss zeigt eine etwa 7 m mächtige Serie von bis zu 20 cm dicken Bänken aus hellgrauem, hartem Kalkmergelstein, untergeordnet auch feinkörnigem Kalksandstein und bis zu 1 m mächtigen hellgrau-weißlichen Kalkmergeln mit dünnen Kalkbänkchen, die etwa 240/50 gegen SW einfallen. Allerdings sind die Schichten intern gestört und wahrscheinlich überkippt. Die z.T. reiche Nannofossilführung ergab ein Unterkreide-Alter. Aus einer Brunnengrabung NE Freudeckhof stammt ein sehr verlässliches Berriasium bis Hauterivium-Nannoplanktonalter

(det. H. STRADNER). Ein weiterer erwähnenswerter Aufschluss ist in einem kleinen Wasserriß etwa 200 m NE des Hofes „Im Hames“ zu sehen, nicht weit von dem dortigen Ultrabasitvorkommen. Es ist auffallend, dass Ultrabasite immer in nächster Nachbarschaft zu diesen kalkigen Abfolgen gefunden wurden, ohne das allerdings irgendwelche direkte Kontakte gesehen oder darauf geschlossen werden konnte.

Serpentinit (103)

Serpentinit ist das wohl spektakulärste Gestein in der Tulbingerkogel-Decke. Seit ABEL (1903) sind die Vorkommen bei der Rotte Fleischessen und bei Kilb bekannt. Diese wurden seitdem immer wieder neu beschrieben, wobei aus allen Arbeiten ersehen werden kann, wie rasch sich die Aufschlussverhältnisse ändern. Zuletzt wurde das Vorkommen bei Fleischessen von RICHTER & WIESENEDER (1975) analysiert und gedeutet, jenes von Kilb konnte von diesen Bearbeitern jedoch nicht wiedergefunden werden. (Näheres siehe Exkursionspunkt 2).

Zur Tektonik der Tulbingerkogel-Decke

Schon aus ihrer Lage als schmale Zone am Nordrand der mächtigen Greifenstein-Decke ist ersichtlich, dass es sich bei der Tulbingerkogel-Decke um eine extrem tektonisch beanspruchte Einheit handelt. Das zeigt sich trotz der schlechten Aufschlussverhältnisse schon daran, dass stratigrafische Einheiten kartierungsmäßig nicht verfolgt werden können. Nach den jüngsten Aufnahmen ist nun ersichtlich, dass diese Zone im Westen in der Kilb-Störung endet, gemeinsam der dort ebenfalls auskeilenden Greifenstein-Decke. Bei Berücksichtigung der Annahme von EGGER (1997), dass der sinistrale Versatz dieser Störung hier rund 30 km beträgt, muss sich dieser konsequenterweise im weiteren Verlauf gegen Osten am Nordrand der Flyschzone entlang der Tulbingerkogel-Decke fortsetzen. Der Nordrand der Flyschzone wäre also ab hier mit einem bedeutenden linksseitigen lateralen Versatz verbunden, wie das ja auch EGGER (1997) am Nordrand der Flyschzone in Oberösterreich annimmt, wo der Hauptast des ISAM-Blattverschiebungssystems (ISAM: Innsbruck-Salzburg-Amstetten-BV) am Nordrand der Flyschzone ausfächert und an der Pettenbach-Störung südlich Gmunden diese gegenüber der Molasse um 20 km versetzt. Hier bei Kilb erklärt ein ähnlicher Versatz auch das spitzwinkelige Ausstreichen der nördlichen Schuppen der Greifenstein-Decke zur Tulbingerkogel-Decke, wie das besonders deutlich am Nordrand des Flysches südlich Bischofstetten zu sehen ist.

Haltepunkt E3/1a: Rutschgelände bei Kilb

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Kilb südlich des Sportplatzes
(BMN M34 R: 681512, H: 329070, WGS84 E: 15°24'45,6", N: 48°05'47,0").

Thema: Rutschungen im Grenzbereich Flysch-Molasse
Lithologie: Haller Schlier, Sandsteine der Altlenzbach-Formation
Tektonische Einheit: Molasse, Flyschzone

Geologischer Überblick

Der südlich von Kilb verlaufende Nordrand der Flyschzone ist von Rutschungen außerordentlich stark betroffen und stellt das gesamte Baugeschehen und vor allem die Erhaltung von Verkehrswegen und Versorgungsleitungen seit jeher vor große Probleme. In exemplarischer Weise ist davon die Zweite Wiener Hochquellenleitung betroffen, die von Scheibbs bis in das Gemeindegebiet von Kilb bei Kettenreith in dieser Zone verläuft. Gerade in der Umgebung von Kilb ist im Verlauf der Straße von Kilb auf die Höhe bei Kohlenberg diese Situation besonders augenfällig. Die Straße bedarf ständiger aufwendiger Wartung und will nicht zur Ruhe kommen. Auf der geologischen Karte ÖK 55 Ober-Grafendorf tritt diese Zone auf einer Länge von etwa 20 km auf und zeigt gerade hier in klassischer Weise die besondere Instabilität des Geländes an, die ihre Ursachen im geologischen Bau und der durch diesen verursachten morphologischen Gegebenheiten hat.

Die Ursachen für die auffallende Häufung von Hanginstabilitäten in dieser Zone sind wohl vor allem durch die relativ weichen Molassesedimente (hier „Hall-Formation“ = Haller Schlier) verursacht, die von den generell härteren Gesteinen der Flyschzone überschoben sind. Der auf kleinem Raum sich vollziehende Geländesprung von rund 300 m Seehöhe (Kilb) zum nur 1 km südlich gelegenen Kamm von über 400 m (Kohlenberg 437 m) ist bedingt durch die Überdeckung der Sandsteine der Altlenzbach-Formation. Dadurch geraten die mergeldominierten Molassesedimente in Hangneigungen über 7 Grad, die weit über ihren natürlichen Böschungswinkel von nur bis rund 5 Grad liegen, und kommen dadurch ins Rutschen. Bei Neubing/Bischofstetten reichen sie bis 360 m SH. Die ebenfalls rutschanfälligen Gesteine der schmalen Nordzone verstärken die Neigung zu Rutschungen noch zusätzlich. Westlich davon, im Gebiet des Steinberges, wo es keine vorgelagerte Nordzone gibt und die Flyschfront durch die noch härtere Kalkgraben-Formation (= Zementmergelerde) gebildet wird, rutscht die Molasse von 430 m SH bei Hangneigungen von bis zu 10 Grad ab.

Vom Sportplatz südlich Kilb, der genau an der Grenze der Flyschzone zur Molassezone liegt, wird in einer kurzen Wegstrecke von etwa 300 m leicht bergauf die Tulbingerkogel-Decke („Nordzone“) durchquert und bei der Hütte des Naturwanderweges die örtliche Geologie vorgestellt. Bei der Hütte verläuft die Grenze der Tulbingerkogel-Decke zur südlich angrenzenden Greifenstein-Decke, die die dominierende Einheit der Rhenodanubischen Flyschdecken der

östlichen Flyschzone ist. Deren Nordrand ist durch einen aufgelassenen Steinbruch in der Alt-lengbach-Formation (Maastrichtium) gut aufgeschlossen. Am Fuß des Steinbruches ist deutlich eine flache Deponie aus Abbruchmaterial erkennbar, davor befindet sich eine zu einem Biotop (geschütztes Feuchtgebiet) umgestaltete vernässte Mulde.

Die aufgeschlossene Steinbruchwand zeigt mächtige Sandsteinbänke der Alt-lengbach-Formation, mit nur sehr untergeordnet zwischengeschalteten Tonmergellagen. Die Ablagerungen repräsentieren eine typische proximale Turbiditfazies. Die Bänke streichen genau E-W und fallen mit mehrheitlich 60 Grad gegen Süden, flacheres Einfallen ist auf weniger verstellte Partien zurückzuführen. Die Schichtfolge ist aufrecht und Unterflächenmarken („flute-casts“) zeigen eine Transportrichtung aus östlichen Richtungen an. Die Schwermineralspektren zeigen eine dominierende Granatvormacht (über 70 %) an, daneben sind Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit und Staurolith mit jeweils 5-8 % vertreten. Chloritoid, Brookit und Chromit ist in Spuren nachweisbar. Die Fossilführung ist wie meist in proximalen Turbiditen spärlich. Nannofossilien belegen höhere Oberkreide und die Foraminiferen mit benthonischen Sandschalerfaunen sind hier nicht aussagekräftig. Alle diese Merkmale sind für das Maastrichtium-Alter der Alt-lengbach-Formation typisch.

Die nördlich anschließende Tulbingerkogel-Decke ist nicht nur hinsichtlich ihrer großtektonischen Stellung problematisch, sondern stellt vor allem wegen ihrer extrem ungünstigen Aufschlussverhältnisse besondere Anforderungen an die geologische Aufnahme. Gute und verlässliche Aufschlüsse sind spärlich, zusammenhängend aufgeschlossene Schichtfolgen eine Rarität und die geologische Kartierung fußt auf Rollstückkartierungen in Kombination mit morphologischen Gegebenheiten. Tiefreichende Verwitterung, Solifluktion, Hangschutt, Rutschendenzen und großflächige Rutschungen verdecken den anstehenden Gesteinsuntergrund. Die unmittelbare Umgebung des Exkursionshalts gibt ein anschauliches Bild dieser Situation.

Haltepunkt E3/1b:
„Hall-Formation“ in der allochthonen Molasse

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Böschung am N-Rand des Geländes des Sportplatzes von Kilb (westlicher Platz).

(BMN M34 R: 681512, H: 329070, WGS84 E: 15°24'45,6", N: 48°05'47,0").

Thema: „Hall-Formation“.

Lithostratigraphische Einheit: „Hall-Formation“.

Alter: Eggenburgium.

Einleitung

Der Begriff „Hall-Formation“ wurde in der Literatur nie ausreichend formalisiert. Es handelt sich daher um einen nicht validen Formationsnamen, der daher sowohl an dieser Stelle, als auch auf dem geologischen Kartenblatt 55 Ober-Grafendorf unter Anführungszeichen verwendet wird. Der Begriff leitet sich vom oberösterreichischen Bad Hall ab und meint den dort auftretenden Schlier des Eggenburgium, eine Typuslokalität wurde jedoch nie definiert. In Oberösterreich beschreiben BOROWSKI et al. (2008) und HINSCH (2008) für den Schlier des Eggenburgiums eine fazielle Vielfalt, die von Turbiditen über Tempestiten bis zu Gezeitensedimenten reicht. Die Anwendung des Begriffs „Hall-Formation“ auf die eggenburgischen Sedimente in der allochthonen Molasse des Kartenblattes 55 Ober-Grafendorf bezieht sich aber in erster Linie auf deren entsprechende stratigrafische Position.

Biostratigrafische Einstufungen mit Foraminiferen und kalkigem Nannoplankton von Proben im Kartenblattbereich von ÖK 55 (det. I. CICHÁ, C. RUPP, B. HAMRŠMID, S. ĆORIĆ) 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 etwa parallel zum Flyschrand verlaufende, etwa zwei bis drei Kilometer breite Zone mit Schlier des Eggenburgium 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 Ober-Grafendorf. 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 fleckenhafter Verteilung, aber auch im nördlich anschließenden Schliergebiet des unteren Ottnangiums 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 *Robulus*-Schliers des unteren Ottnangiums dominiert dann den Bereich des übrigen Schlierhügellandes bis zum Auftauchen des Älteren Schliers und der Melker Sande weiter im Norden.

Die Grenze zwischen dem Schlier des Eggenburgiums und des Ottnangiums dürfte als Schuppengrenze ausgebildet sein, die allerdings nie im Aufschluss angetroffen wurde, sondern deren Verlauf anhand der biostratigrafischen Einstufungen zahlreicher Proben für die Darstellung im Kartenbild definiert wurde. Die Einfallswerte erreichen aber auch noch nördlich dieser Linie Werte bis 60 Grad, erst ab einer Linie nördlich Kälberhart – Rammersdorf sind deutlich flachere Werte, z.T. auch horizontale Lagerung zu beobachten. Möglicherweise existieren weitere Schuppengrenzen innerhalb des Ottnangiums.

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. Eindeutige turbiditische oder konturistische Sedimentstrukturen wurden im Blattbereich von ÖK 55 Ober-Grafendorf nicht angetroffen. Die Sandsteinlagen sind damit jenen des Typus „Sandstreifenschlier“ (z.B. Aufschluss Türkensturz an der Erlauf) gut vergleichbar und deuten damit nach KUFFNER (1994) auf ein sturmgeprägtes Milieu in einem siliziklastischen Flachmeer hin.

Die mikropaläontologische Bearbeitung einer Probenserie von zehn Proben aus der „Hall-Formation“ des Kartenblattbereiches (Bearb. C. RUPP) erbrachte folgende Ergebnisse: Die Mehrzahl der durchwegs als *Cibicidoides*-Faunen zu bezeichnenden Foraminiferen-Vergesellschaftungen weisen Größensortierung vor allem bei aufsitzenden Arten (*Cibicidoides*, *Lobatula*) und flachmarinen Arten (*Elphidium*, *Ammonia* etc.) auf, was teilweise auf Umlagerung (vor allem synchron allochthon) und eine erhöhte Strömungsenergie (*Cibicidoides*) im Nahbereich der Proben hinweist. Größere und eher autochthone Elemente wie *Bathysiphon*, *Semivulvulina*, *Astacolus*, *Lenticulina*, *Heterolepa* und *Melonis* machen eine Ablagerungstiefe von tiefem Neritikum (bis oberes Bathyal) wahrscheinlich. Bathyale Mikrofaunen des Eggenburgiums aus Oberösterreich weisen neben einem wesentlich höheren Anteil von *Bathysiphon* ebenfalls immer wieder hohe Werte von *Cibicidoides* und umgelagerten Flachwasserarten (*Ammonia*) auf (GRUNERT et al., 2013), auch der „helvetische“ *Bathysiphon-Cibicides*-Schlier aus dem Wiener Becken (PAPP, 1956) könnte ein unter ähnlichen Bedingungen abgelagertes Sedimentpaket darstellen. CICHA (1997) kommt bei seiner ökologischen Interpretation der Foraminiferen-Assoziationen im Blattbereich von ÖK 55 Ober-Grafendorf zu einem analogen Befund, auch er gibt oberes Bathyal bis tiefes Neritikum als Ablagerungstiefe für die Proben aus dem Eggenburgium an. Die mikropaläontologischen Befunde deuten damit auf eine tendenziell größere Ablagerungstiefe hin als die sedimentologische Analyse.

Aufschlussbeschreibung

Im nordwestlichen Bereich der Sportplatzanlage oberhalb des Ortsbereiches von Kilb tritt, nur etwa 150 Meter von der Überschiebung der Rhenodanubischen Flyschzone entfernt, an einer künstlichen Böschung mit Begrünungsmaßnahmen typischer Schlier des Eggenburgium in Form von grauem, feinsandig-siltigem Mergel auf. Vermutlich aufgrund der dichten, gefügelauflösenden Bioturbation und der engständigen Klüftung mit unterschiedlicher Orientierung ist das Einfallen der sedimentären Schichtung nicht erkennbar. Sandsteinlagen fehlen in diesem Aufschluss, sind aber in nahegelegenen Aufschlüssen westlich des Sportplatzes entlang der Sierning vorhanden.

Die Bearbeitung der allgemein ärmlichen Mikrofauna durch C. RUPP ergab folgende Ergebnisse (sh: sehr häufig, h: häufig, ns: nicht selten, s: selten, ss: sehr selten): Benthos: *Bathysiphon* sp. ss, *Semivulvulina pectinata* s, *Amphimorphina hauerina* ss, *Plectofrondicularia digitalis* ss, *Plectofrondicularia vaughani* ss, *Lenticulina inornata* s, *Astacolus crepidulus* s, *Lagena gracilicosta* ss, *Homalohedra acuticosta* ss, *Palliolatella orbignyana* ss, *Bolivina concinna*

ss, *Bolivina antiqua* ss, *Bolivina matejkai* ss, *Bolivina* sp. ss, *Lapugyina* cf. *schmidi* s, *Globocassidulina crassa* s, *Globocassidulina subglobosa* ss, *Bulimina elongata* ss, *Angulogerina* cf. *angulosa* ss, *Virgulopsis tuberculata* ss, *Fursenkoina acuta* ss, *Nodogerina?* *scabra* ss, *Siphonodosaria* sp. ss, *Rosalina semiporata* ss, *Cibicidoides lopjanicus* sh, *Cibicidoides tenellus* h, *Lobatula lobatula* ns, *Biapertorbis biaperturatus* ss, *Biapertorbis?* *discigera* ss, *Nonion commune* ss, *Astrononion perfossum* ss, *Pullenia bulloides* ss, *Melonis pompilioides* ss, *Svratkina perlata* ss, *Charltonina tangentialis* ss, *Oridorsalis umbonatus* ss, *Heterolepa dutemplei* ss, *Heterolepa* cf. *dertonensis* ss, *Escornebovina* sp. ss, *Hansenisca soldanii* ss, *Hanzawaia boueana* ss, *Hanzawaia?* sp. ss, *Ammonia parkinsonia* ns, *Elphidium crispum* s, *Elphidium glabratum* ss, *Elphidium rugulosum* ss, *Elphidium* sp. ss, *Elphidiella cryptostoma* ss und *Elphidiella semiincisa* ss. Plankton s: *Tenuitellinata* sp., *Globigerina praebulloides*, *Globigerina* cf. *praebulloides*, *Globigerina ottnangiensis* und *Paragloborotalia acrostoma*. Sonstiges: Schwammspikel h, Seeigelstachel ns. Diese Probe kann mit *Elphidiella cryptostoma* in das Eggenburgium gestellt werden. Umlagerung aus Flysch und oligozäner Molasse ist nicht selten.

Die Bearbeitung des häufigen und gut erhaltenen kalkigen Nannoplanktons durch S. ČORIĆ ergab folgendes Ergebnis: *Coccolithus pelagicus*, *Coronocyclus nitescens*, *Cricolithus jonesii*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera ampliaperta*, *H. carteri*, *Pontosphaera multipora*, *Reticulofenestra bisecta*, *R. minuta*, *R. gelida*, *R. lockeri*, *R. pseudoumbilicus*, *Reticulofenestra* sp., *Sphenolithus moriformis* und *Zygrhablithus bijugatus*. Umgelagert aus dem Eozän wurden *Chiasmolithus* sp., und *Lanternithus minutus*. Umgelagert aus der Kreide wurden: *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Cribrosphaerella ehrenbergii*, *Micula decussata*, *Placozygus fibuliformis*, *Prediscosphaera cretacea* und *Watznaueria britannica*. Die stratigrafische Einstufung erfolgte daher in das Eggenburgium, obere NN2 (Auftreten von *H. ampliaperta*, *R. lockeri* und *Z. bijugatus*).

Haltepunkt E3/2:

Serpentinbruch Rotte Fleischessen

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Alter Serpentinbruch bei der Rotte Fleischessen
(BMN M34 R: 680193, H: 327709, WGS84 E: 15°23'46,5", N: 48°05'04,3").

Lithologie: Serpentinbrekzie, Chromspinell-führender Chrysotilserpentin.

Tektonische Einheit: Tulbingerkogel-Decke.

Alter: Frühe Kreide.

Vom Bushalt bei den Bauernhäusern Fleischessen wird in einem etwa 400 m über einen flach abfallenden Wiesenhang am Waldrand der alte kleine Steinbruch erreicht. Die durchquerte Wiese ist ein einziges großes Rutschgelände mit typischer Ruscht-Morphologie. Es handelt

sich um den schon von ABEL (1903) im Zuge der geologischen Landesaufnahme beschriebenen klassischen Bruch, der damals schon verfallen war, aber noch immer gut zugänglich ist (Abb. 1). ABEL (1903: 108) beschreibt das Gestein wie folgt: „... ein normaler Serpentin mit Maschenstruktur und mit accessorischen Pseudomorphosen nach Pyroxen und einzelnen Picotitkörnern“. Dieses Vorkommen von Serpentin im Süden von Kilb ist das erste, welches bisher aus der ostalpinen Flyschzone bekannt wurde.



Abb. 1: Aufgeschlossene Reste des alten Serpentinbruchs bei der Rotte Fleischessen.

CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI (1927) haben sich ebenfalls mit den Vorkommen befasst und im nahen „Wasserriss“ von Schützen eine Serpentinbrekzie gefunden, die PREY (1977) als sedimentär erkannt und aufgrund der Begleitgesteine ins „Neokom“ einstufen konnte. Zuletzt wurde der Serpentin bei Fleischessen von RICHTER & WIESENEDER (1975) analysiert und gedeutet. Das Gestein kann zusammenfassend als ein Chromspinell-führender Chrysotilserpentin mit niedrigstem Metamorphosegrad bezeichnet werden. Die Ansicht dieser Bearbeiter, dass es sich um einen Scherling aus der Böhmisches Masse handelt, hat schon PREY (1977) in Frage gestellt. Aus heutiger Sicht sind diese ultramafischen Gesteine der Flyschzone Ophiolithe im weitesten Sinn, eine moderne monografische Bearbeitung aller Vorkommen in der Flyschzone wäre lohnend.

Alle bekannten Vorkommen befinden sich unmittelbar unter der überschiebenden Altglengbach-Formation. Sie können beträchtliche Ausmaße erreichen. Schon ABEL (1903) hat in Fleischessen eine Ausdehnung von 600 m angenommen, was nach den jüngsten Kartierungen betätigt werden kann. Zu den zwei altbekannten Vorkommen von Kilb und Fleischessen sind nun weitere entdeckt worden (siehe Abb. 2)

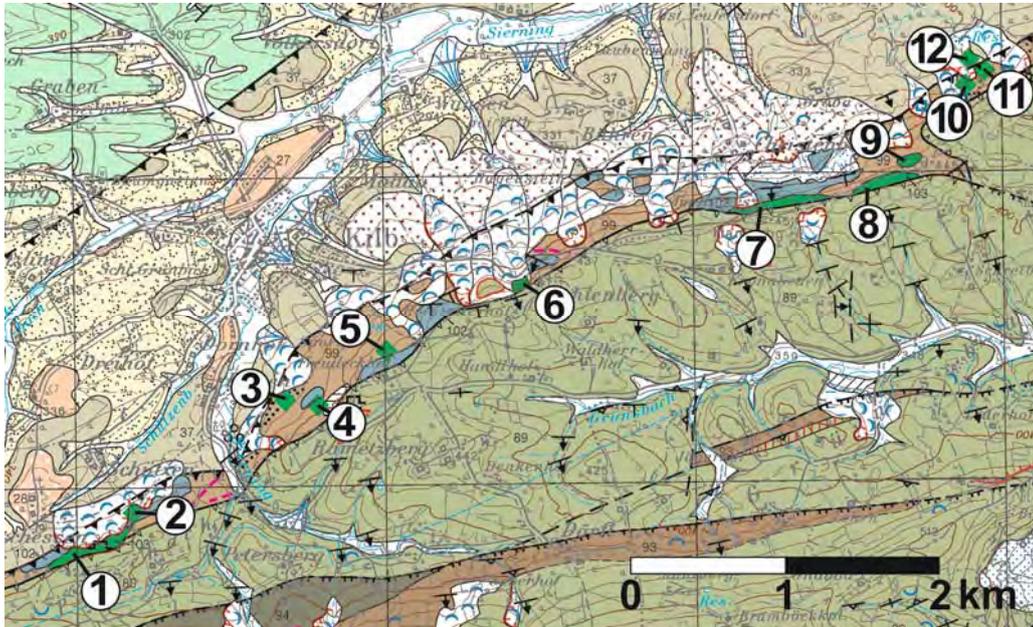


Abb. 2: Die Lage der Ultrabasitvorkommen in der Umgebung von Kilb. 1. Der Steinbruch bei Fleischessen (Serpentin; ABEL, 1903). 2. Der „Wasserriss S Schützen (Serpentinbrekzie; CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI, 1927). 3. Fahrspur im Jungwald ca. 500 m E Freyen (gehäufte kleine faustgroße Stücke einer Serpentinbrekzie“, 10 m darüber ein Ophikalzitblock; 1987 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 4. Fahrspur im Jungwald ca. 700 m E Freyen unterhalb des verfallenen Steinbruchgeländes (im Waldboden sichtbarer Block eines Ultrabasits; 1987 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 5. Karrenweg im Wald 150 m N Freudeckhof (aus Waldboden herausragender Block eines Ultrabasits; SCHNABEL, Kartierung 1987). 6. Die Typlokalität des „Serpentins von Kilb“ an der Straße Kilb-Kohlerberg (ABEL, 1903). 7. Großer Aufschluss in der Steilstufe (Rutschungsabriss) hinter dem Hof „Im Hames“ und am Zufahrtsweg zum Hof unmittelbar N der Kote 451 (tektonisch stark beanspruchter Ultrabasit, der in Rollstücken im Wiesengelände östlich davon noch etwa 400 m weiter verfolgt werden kann, was auf ein großes Vorkommen schließen lässt; 1996 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 8. 100 m W Kote 445, etwa 1 km E von „Im Hames“ (Aushubmaterial einer zugeschütteten Wasserleitung auf einer Länge von 200 m größtenteils aus Ultrabasitschutt, 1996 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 9. Kuppe im Wald etwa 80 m N Pkt. 8 (Härtling im Wald aus ultrabasischem Material, 1996 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 10. Etwa 500 m NNE von Kote 445 am Rand eines Wildgeheges, 360 m SH (Ophikalzitblock über 1 m³, SCHNABEL Kartierung 1996). 11. 150 m NE von Fund 10 auf 340 m SH (Ophiolitblock über 1 m³, 1996 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden). 12. etwas unterhalb Pkt. 11 (auf Molasse abgeglittener Ophiolitblock, 1996 von SCHNABEL bei Kartierung gefunden).

Das Alter dieser Ultramafite ist wiederholt diskutiert worden, ein relativer Hinweis ist aus der Serpentinbrekzie (Fund 2, Abb. 2) ableitbar. Diese Brekzie ist ein in einen „Mergelschiefer“ eingebettetes Sediment, in welchem immer wieder Serpentinfragmente beobachtet werden

konnten. PREY (1977). Aufgrund von spärlichen Fossilresten (Foraminiferen und Echinodermen) konnte PREY (1977) eine Einstufung in die Unter-Kreide nachweisen, welches Alter als jüngstes für die Platznahme der Serpentine in Frage kommt.

Haltepunkt E3/3:

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Hohenbrand/Luftstraße, Unterkreide der Ybbsitz-Klippenzone (Südpenninikum) am Kontakt zur Frankenfels-Decke (Oberostalpin).

Geologie bei der Anreise

Die LH 103 verbindet Mank mit Marbach bei Kirchberg an der Pielach und durchschneidet im Abschnitt von Kettenreith bis zur Passhöhe des Gasthauses Luft auf einer Strecke von nur rund 3 km die gesamte Flyschzone mit sechs tektonischen Einheiten. Es sind das von Nord nach Süd:

- 1) Die Tulbingerkogel-Decke („Nordzone“) in ihrem in der Kilb-Störung auskeilenden westlichsten Ende (hier noch rund 100 m breit) mit der Wolfpassing-Formation (späte Unterkreide bis frühe Oberkreide).
- 2) Die nördliche Schuppe der Greifenstein-Decke mit der Altlenzbach-Formation (Maastrichtium) in aufrechter Lagerung (hier rund 500 m breit).
- 3) Eine südliche Schuppe der Greifenstein-Decke mit einer im Süden überkippten, steilen Mulde mit einer Schichtfolge von Aptium/Albium bis Maastrichtium. Diese ist an einem steilen N-S verlaufenden Bruch stark gestört, wobei der westliche Teil gehoben ist und nur die älteren Schichtglieder erhalten sind (hier rund 1.700 m breit).
- 4) Die Gresten-Klippenzone, hier eine schmale Schuppe mit Buntmergelserie paleozänen bis früheozänen Alters (rund 200 m breit).
- 5) Die Laab-Decke mit Sandstein des Maastrichtium-Paleozän (hier rund 50 m breit).
- 6) Die Ybbsitz-Klippenzone mit der Glosbach-Formation (hier rund 500 m breit).

Haltepunkt E3/3a:

Spitzkehre in 540 m SH

(BMN M34 R: 679907, H: 324215, WGS84 E: 15°23'24,7", N: 48°03'11,1").

Thema: „Überschiebung“ der Opponitz-Formation (Trias/Karn der Frankenfels-Decke) auf Glosbach-Formation (Unterkreide der Ybbsitz-Klippenzone).

Lithologie: Rauhacke, Kalksiltite und Kalksandsteine.

Tektonische Einheit: Frankenfels-Decke, Ybbsitz-Klippenzone.

Alter: Oberes Karnium, Frühe Kreide.

Die Opponitz-Formation (Opponitzer Rauhacke) bildet entlang des gesamten Kartenblattes 55 Ober-Grafendorf und auch darüber hinaus, westlich (54 Melk) wie östlich (56 St. Pölten), den Nordrand der Frankenfels-Decke, deren ältestes Schichtglied sie ist. Sie ist meist nur ein schmales Band, jedoch ununterbrochen vorhanden. Am Haltepunkt der Luftstraße ist die Opponitz-Formation sehr gestört und zum Teil als Kalk- oder Dolomitbrekzie ausgebildet. Die Brekzie bildet gemeinsam mit Gips (in Bohrungen und an der Typlokalität bei Opponitz) und Anhydrit das Ausgangsgestein. Am nahen Kontakt zur überschobenen Glosbach-Formation der Ybbsitz-Klippenzone sind einzelne Dolomitschollen eingeschuppt. Mit einem verhältnismäßig flach gegen Süden einfallenden Kontakt (Überschiebung) erscheint unter der Rauhacke die extrem gestörte und verfaltete Glosbach Formation (Abb. 3, 4). Der Kontakt selbst ist nicht deutlich sichtbar und innerhalb eines Bereiches von einigen Metern unter der verstützten und verwitterten Straßenböschung zu suchen.

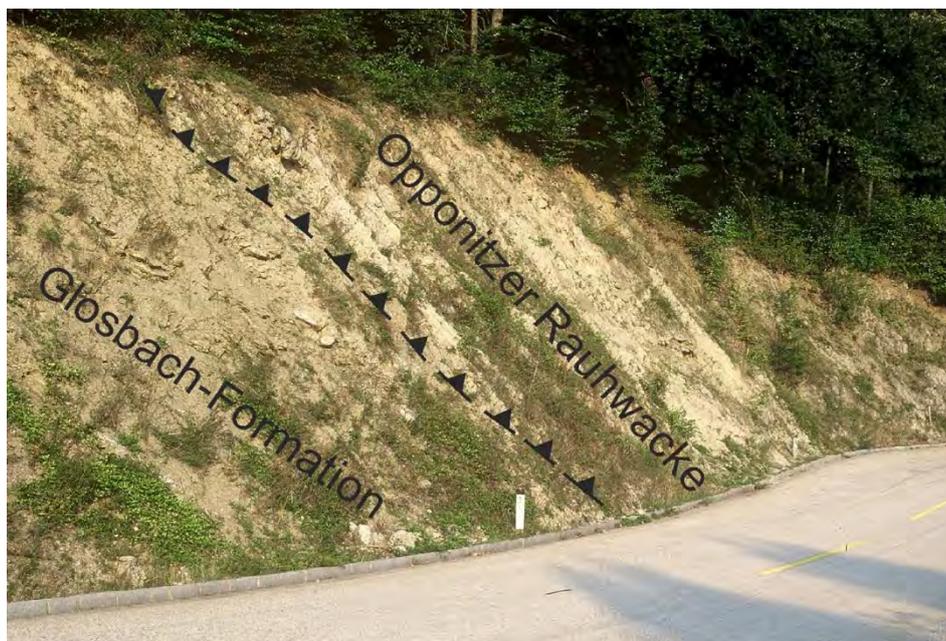


Abb. 3: Überschiebung von Opponitzer Rauhacke auf Glosbach-Formation. Aufschlussituation 1988, kurz nach Fertigstellung der Straße.

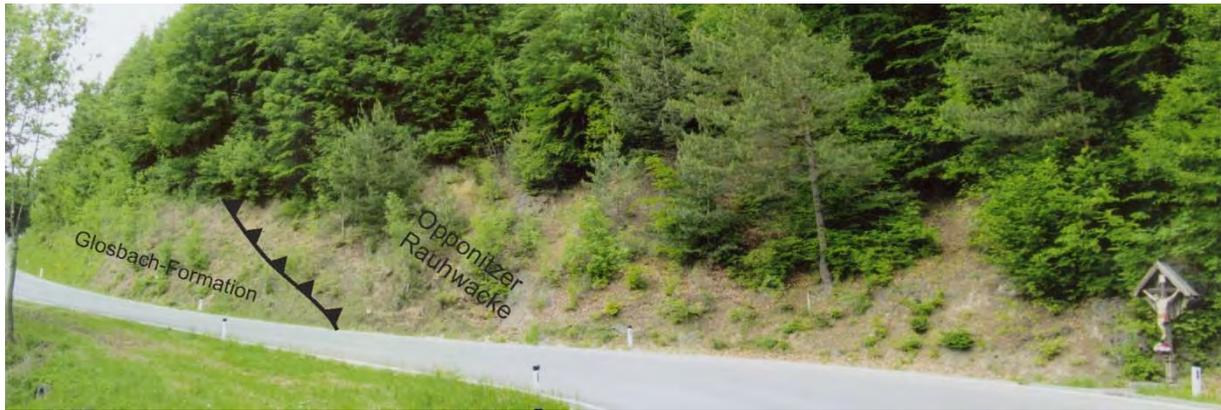


Abb. 4. Überschiebung von Opponitzer Rauwacke auf Glosbach-Formation (Aufschlussituation Mai 2013).

Die Lithologie der Glosbach-Formation wird von HOMAYOUN & FAUPL (1992) beschrieben als: „... mittel- bis dünnbankige Abfolge von kieselig-mergeligen Kalksiltiten bis feinkörnigen Kalksandsteinen im Wechsel mit kieseligen Tonstein-Tonmergellagen. Die Bankdicken sowohl der Siltite als auch der Mergellagen schwanken zwischen wenigen Zentimetern und 25 cm. Auf die Feinsand-Siltitbänke lässt sich die BOUMA-Abfolge anwenden. Die häufigsten sedimentären Strukturen sind ebene Feinlamination und untergeordnet auch Rippelschichtung. Basale Ta-Abschnitte fehlen. Einmessbare Unterflächenmarken konnten nicht beobachtet werden. Die Kalksiltite weisen nur einen sehr geringen Gehalt an siliziklastischem Material auf. Der Karbonatanteil der pelitischen Intervalle schwankt zwischn 8 und 40 % CaCO_3 . Häufig sind auch gut abgrenzbare pelitische Bänke festzustellen. In der Schichtabfolge wurden keine deutlichen Bankmotive, wie thinning/thickening-upward, beobachtet. Die Glosbachschichten lassen sich gut mit der Tiefwasserfazies D2.1 (Graded-stratified silt) im Übergang zu C2.2 (Medium bedded sand-mud couplets) von PICKERING et al. (1986) vergleichen“.

Die von HOMAYOUN & FAUPL (1992) als Glosbach-Schichten beschriebene, in derselben Arbeit aber auch als Glosbach-Formation bezeichnete lithostratigrafische Einheit, kommt mit Recht der Formationsrang gemäß den internationalen Empfehlungen der stratigrafischen Kommissionen zu, da es eine kartierbare und von angrenzenden lithologischen Einheiten gut zu trennende lithostratigrafische Einheit ist. Der namensgebende Glosbach liegt rund 1,5 km westlich des Exkursionspunktes. Auf der Karte ÖK 71 Ybbsitz (RUTTNER & SCHNABEL, 1988) ist das Äquivalent der Glosbach-Formation im Flysch-Neokom der Ybbsitz-Klippenzone enthalten, dort allerdings oft in grober klastischer Entwicklung mit Brekzien an der Basis der deutlicher ausgeprägten Turbidite. Deshalb und auch wegen der auf ÖK 55 Ober-Grafendorf viel breiteren Entwicklung wäre der Name Glosbach-Formation sehr berechtigt.

Es handelt sich bei diesen Vorkommen um die wichtigste Vertretung der in der Literatur bis in die 1960er Jahre so benannten „Kieselkalkzone“, die den Nördlichen Kalkalpen zugerechnet wurde. Demgegenüber hat SCHWINGENSCHLÖGL (1981) sie als kieselige Varietät der Schrambachschichten der Cenomanrandzone angesehen. Beide Ansichten können als überholt gelten. Sein großes Verdienst aber ist es, in einem längst verfallenen Steinbruch der Kehre

der Luftstraße bei 420 m, etwa 400 m nördlich des Exkursionspunktes, drei bestimmbare Ammonitenreste gefunden zu haben, was in der sehr fossilarmen Formation einer Sensation gleichkommt und eine Einstufung in die späte Unterkreide erlaubt. Die Bestimmung von L. KRYSTYN ergab: *Crioceratites(?)* sp., *Puzosia(?)* sp., *Pulchellia* sp. und ein Belemnitenbruchstück. Ansonsten ist die Fossilführung sehr spärlich und stratigrafisch nicht aussagekräftig. Schlammproben der schiefrigen Zwischenlagen erwiesen sich als fossilleer, ebenso waren unzählige Beprobungen auf kalkige Nannofossilien mehrerer Bearbeiter negativ. SCHWINGENSCHLÖGEL (1981: 59), erwähnt spärliche *Watznaueria* spp. (kalkiges Nannoplankton und Kieselschwammnadeln).

Haltepunkt E3/3b:

Straßenkehre nach etwa 250 m

(BMN M34 R: 679756, H: 324442, WGS84 E: 15°23'27,3", N: 48°03'18,3").

Thema: Sedimentologie und die Tektonik der Glosbach-Formation.

Lithologie: Kalksiltite und Kalksandsteine.

Tektonische Einheit: Ybbsitz-Klippenzone.

Alter: Frühe Kreide.

Die Mächtigkeit der Glosbach-Formation ist wegen der intensiven Verfaltung nicht verlässlich anzugeben (Abb. 5, 6, 7). HOMAYOUN & FAUPL (1992) schätzen sie wie SCHWINGENSCHLÖGL (1981) auf maximal rund 200 m. HORWEGE (1986) hat dieses Gebiet im Rahmen seiner Diplomarbeit an der Universität Kiel auch strukturell vermessen. Die Schichten fallen mehrheitlich steil nach Süd bis Südwest ein, ein deutliches β -Maximum liegt bei 65/12; Achsenreichen ENE-WSW; generelles SE-Fallen mit allgemeinen Streichrichtung des Gebirgsbaues (siehe Abb. 8).

Die Glosbach-Formation ist auf dem gesamten Kartenblatt Ober-Grafendorf die bei weitem bedeutendste Abfolge der Ybbsitz-Klippenzone und erstreckt sich von West nach Ost fast über das gesamte Kartenblatt mit wechselnder Breite von 100 m (bei Rabenstein) bis auf über 750 m (bei Glosbach).

Unter der Glosbach-Formation befindet sich eine Radiolaritfolge aus grünem und rotem Radiolarit und geringmächtigen pelagischen Kalksteinen (Fasselgraben-Formation, „Aptychenkalk“). Sie bilden im Westen in der Gegend des Glosbaches den Nordsaum gegen die schmale Laab-Decke und sind im Höllgraben und weiter gegen Westen mehrfach geschuppt. Im Osten, wo sie von der Kaiserkogel-Deckscholle der Frankenfels-Decke der Kalkalpen überlagert werden (Ansicht von Haltepunkt 8), liegt die Glosbach-Formation dem Radiolarit auf, was auf eine

inverse Lagerung hindeutet. Im Sonnleitgraben bei Eschenau ist etliche Meter mächtiger dunkler Kiesel-schiefer aufgeschlossen, dort ist auch das bisher einzige Ultrabasitvorkommen des Kartenblattes in Form eines ca. 1 m³ großen Blockes gefunden worden.



Abb. 5, 6, 7: Mehrere Detailansichten des Großaufschlusses Luftstraße

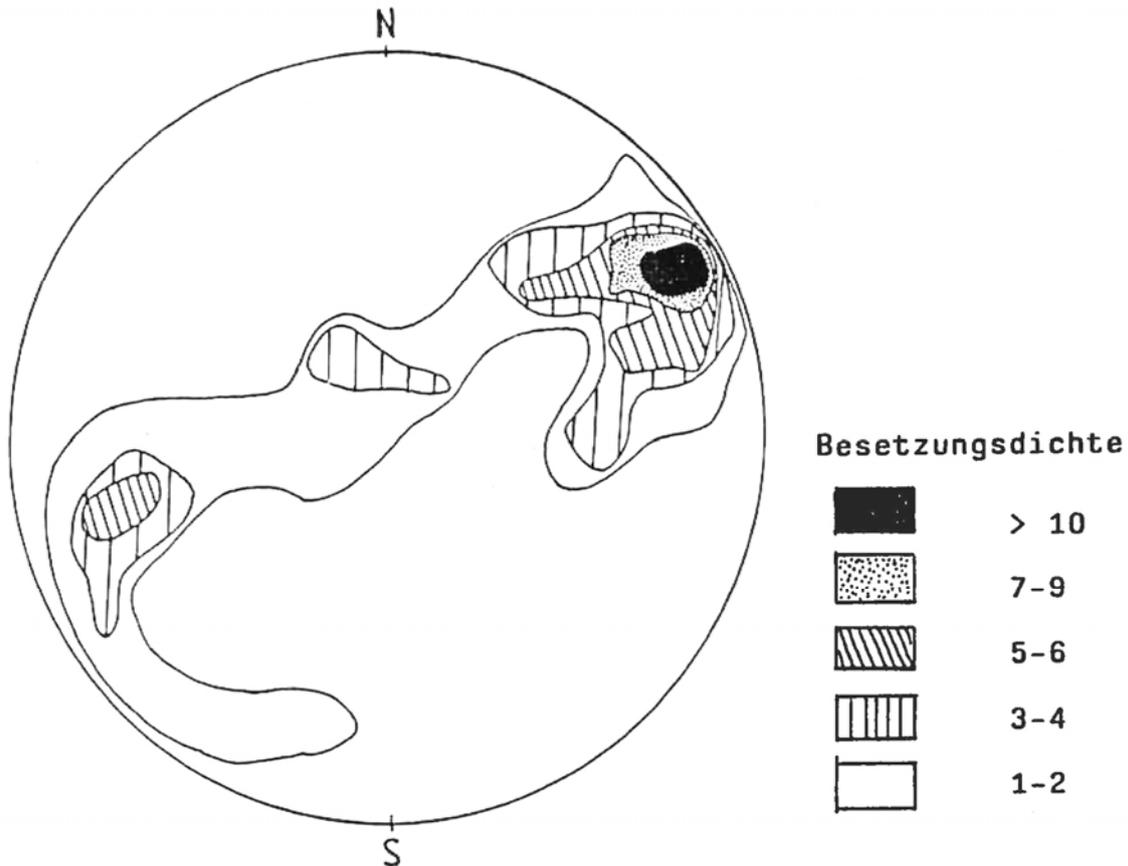


Abb. 8: Summendiagramm der β -Faltenachsen der Glosbach-Formation an der Luftstraße (nach HORWEGE, 1986).

Zur großtektonischen Position der Ybbsitz-Klippenzone

Es kann heute als weitgehend akzeptiert gelten, dass die Ybbsitz-Klippenzone mit ihrer Ophiolithsequenz, der Radiolaritfazies der Mittel-Jura-Gesteine und dem Calpionellenkalk des späten Jura bis Valanginium mit der darauffolgenden „flyschoiden“ Kreideentwicklung weitgehende Übereinstimmung mit der Südpenninischen Arosazone zeigt und damit dem Piemontais-Ozean zuzurechnen ist (u.a. DECKER, 1990; SCHNABEL, 1992). Aber noch immer ist der Bezug zu den entsprechenden Einheiten im Tauernfenster bzw. Rechnitzer Fenster nicht geklärt. Wo in diesen Räumen ist die Ybbsitz-Klippenzone zu finden und wie ist ihre weitere Geodynamik ab der beginnenden Subduktion des Südrandes des Penninikums in der Unterkreide verlaufen?

Die auf Blatt Ober-Grafendorf auffallend breite Entwicklung der Unterkreide der Ybbsitz-Klippenzone in Form der Glosbach-Formation gibt nun neue Hinweise auf ihre Herkunft im Penninischen Raum. Die gesamte Ybbsitz-Klippenzone, und mit ihr auch die Glosbach-Formation, nimmt gegen Westen auf Blatt 54 Melk rasch an Breite ab und verschwindet unter den Kalkalpen. Sie ist im Größing-Fenster SW Plankenstein noch nachweisbar. Erst westlich Gresten

und im namengebenden Raum Ybbsitz ist sie wieder breit entwickelt. Diese auffallende „Struktur von Ybbsitz“ kann bisher noch nicht befriedigend erklärt werden, denn weiter gegen Westen bei Waidhofen an der Ybbs nimmt sie wieder rasch an Breite ab und verschwindet im Pechgraben, im Gebiet der Weyrer Bögen, gänzlich vom Nordrand der Kalkalpen. Unter diesen ist sie allerdings sicher zumindest als Schollenteppich vorhanden, wie Funde von Ophikarbonaten im Fenster von Windischgarsten belegen, wo von PREY (1992) auch Schollen von „Neokom“ beschrieben werden, deren Lithologie durchaus der Glosbach-Formation entsprechen. Auch im Wolfgangsee-Fenster sind vergleichbare Serien mit Ophikarbonaten beschrieben (zusammenhängende Erörterungen aller dieser Vorkommen samt Literaturhinweisen in DECKER, 1987).

Erst im Engadiner Fenster (Fimber-Zone) und an der West-Ostalpengrenze liegt in gleicher tektonischer Position unter und am Rand des Ostalpins die Arosa-Zone, die auch hinsichtlich ihrer Schichtfolge mit der Ybbsitz-Klippenzone eine auffallende Homologie zeigt und mit ihr verglichen wurde (DECKER, 1987; SCHNABEL, 1992). In westlicher Fortsetzung wird in der Platta-Decke die kalkige Bündnerschiefer-Entwicklung z.T. als Palombini-Formation bezeichnet. Diese wird freilich gegen Westen in den Walliser Alpen immer höhermetamorpher und leitet in die Internen Ligurischen Einheiten des klassisch entwickelten Ligurisch-Piemontesischen Ozeans über, wo die Typlokalitäten der Palombini-Schiefer (späte Unter-Kreide – frühe Ober-Kreide) und der Val Lavagna Schiefer (späte Ober-Kreide) zu finden sind.

Wolfgang SCHNABEL hatte vor Jahren Gelegenheit, die Typlokalitäten der Ybbsitz-Klippenzone und die Glosbach-Formation an der Luftstraße mit R. TRÜMPY (Zürich) und M. LEMOINE (Paris) zu besuchen. Beide Kollegen ließen keinen Zweifel daran, dass es sich hier in Niederösterreich um Äquivalente des Südpenninikums handelt. Besonders LEMOINE bezeichnete spontan die hier in Niederösterreich aufgeschlossene schiefrige Unter-Kreide-Entwicklung als die Palombini-Schiefer der Typlokalitäten in den Westalpen und des Nordappennin. Die Ähnlichkeit von Glosbach-Formation und Palombini-Schiefern unterstreicht die enge Verbindung der Ybbsitz-Klippenzone mit dem Südpenninischen Ozean.

Beziehung der Ybbsitz-Klippenzone zur Klippenzone von St. Veit

Die Ybbsitz-Klippenzone wird gegen Osten, etwa ab dem Raum Eschenau immer schmaler und die Glosbach-Formation wird dort von Sandstein, Buntem Schiefer und karbonatischem Flysch jüngeren Alters (Oberkreide, „Zementmergel“) abgelöst. Sie wird ab hier und weiter gegen Osten auf Blatt 56 St. Pölten der Oberkreidefazies der Kahlenberg-Decke immer ähnlicher, die nach PREY (1979) und SCHNABEL (1992) die sedimentäre Hülle der St. Veit-Klippenzone darstellt. Seit der jüngst erfolgten Bearbeitung der Großaufschlüsse des Lainzer Tunnels am Westrand von Wien durch PFERSMANN (2013) sind diese angenommenen engen Beziehungen zwischen der Ybbsitz-Klippenzone und der St. Veit-Klippenzone mit der Kahlenberg-Decke wieder zur Diskussion gestellt worden.

Allgemeiner Abriss für die Haltepunkte E3/4 bis E3/8:

Die Gresten-Klippenzone auf Blatt 55 Ober-Grafendorf

Auf Blatt 55 Ober-Grafendorf entspricht der Verlauf der Gresten-Klippenzone genau der von GÖTZINGER (1934) so benannten „tektonischen Linie von Rabenstein an der Pielach“, die eine bewegte Erforschungsgeschichte hat. Die auffallende morphologische Depression, die von Texing gegen Osten über Glosbach, die Wetterlucke, den Oberlauf des Königsbaches über Rabenstein und Deutschbach in das Plambachtal zur Meiselhöhe streicht, ist erst mit der Entdeckung des „Inneralpinen Schliers“ auf den westlichen Nachbarblättern durch VETTERS (1929, 1930) in den Blickpunkt der geologischen Forschung geraten. GÖTZINGER (1932, 1934) befasst sich mit der Fortsetzung gegen Osten über das heutige Kartenblatt 55 hinweg, wobei er die gesamte breite Talmulde als „Inneralpine Schlierzone“ auffasst. Die Bedeutung der hier dominierenden Buntmergelserie war ihm noch nicht bewusst. Er berichtet über eine natürliche Gasexplosion im Bereich dieses Schliers bei Kettenreith (GÖTZINGER 1931), er entdeckte die „Neokomkalkklippen“ (= Aptychenkalk/Blassenstein-Formation, Haltepunkt 4), es beschäftigten ihn die „Granitscherlinge in der Klippen-Schlierzone“ (GÖTZINGER 1934: 87) und er deutete die gesamte Zone als eine „Aufpressungszone bzw. Aufschiebungszone“ ... „mit großer Ähnlichkeit mit der Hauptklippenzone des Wienerwaldes“.

Durch die Lehrmeinungen der folgenden Zeit (Gresten-Klippenzone ist Grestener Decke der Kalkalpen; u.a. KOBER, 1955: 252; SCHWENK, 1949; FISCHAK, 1949) ist diese Pionierleistung Götzingers in den Hintergrund getreten. Erst die Anwendung der Mikropaläontologie in den 1950er Jahren brachte die endgültige Klärung der Stratigrafie der „Klippenhülle“ als Buntmergelserie (mit einem Alter von spätem Alb bis spätem Eozän, PREY (1957) in Rogatsboden) und der großtektonischen Zuordnung der Gresten-Klippenzone in den Faziesraum des Helvetikums. Aus faziellen und großregionalen Überlegungen wird nun hier von „Helvetikum im weitesten Sinn“ gesprochen.

Die bis dahin fragliche Provenienz der Kristallfunde in der Furche von Plambach-Rabenstein-Glosbach wurden von FAUPL (1975, 1977, 1978) als zum Alttertiär gehörige Komponenten der Buntmergelserie erkannt. Die zusammenhängende flächige Aufnahme der gesamten Klippenzone und ihres Rahmens wurde in den Jahren von 1985 bis 1988 von Arbeitsgruppen der Universität Kiel im Rahmen von Diplomarbeiten unter der Leitung von M. SARNTHEIN aufgenommen (BAUMANN, 1986; HORWEGE, 1986; MILKERT, 1987; GÜNTHER, 1988; SCHULZ, 1988). In Anlehnung an die Verhältnisse im westlichen Niederösterreich wurde der südliche Rahmen der Gresten-Klippenzone allerdings noch als zur Flyschhauptdecke gehörig angesehen. Die Überarbeitung für die Fertigstellung von Blatt 55 Ober-Grafendorf ergab eine Zugehörigkeit zur Laab-Decke hauptsächlich durch die Auswertung der Schwermineralanalysen (Zirkonvormacht) und durch die Verfolgung der Zone gegen Osten auf das Blatt 56 St. Pölten.

Die Aufschlussverhältnisse in dieser „Tektonischen Linie von Rabenstein an der Pielach“ sind die denkbar schlechtesten. Die dominierende Buntmergelserie ist nur an wenigen Stellen des Plambaches in Prallhängen gut sichtbar (z.B. Haltepunkt 6), ansonsten nur durch Rotfärbung im Boden verfolgbar oder in kleinen periodischen Aufschlüssen in Seitengerinnen. In den flach abfallenden Wiesen sind großflächige Solifluktsdecken bis zu etlichen Metern Mächtigkeit, Rutschtendenzen und abgrenzbare Rutschkörper die Regel. Die Nordbegrenzung der Gresten-Klippenzone bildet der Flysch der Greifenstein-Decke (Haltepunkte 5 und 7), der auch morphologisch deutlich in Erscheinung tritt. Ebenso deutlich tritt im Süden der meist schmale Zug der Sandsteine der Laab-Decke hervor, an den wieder die Ybbsitz-Klippenzone anschließt. Damit ist der Bau der Gresten-Klippenzone dieses Raumes eher mit jener der Hauptklippenzone des Wienerwaldes vergleichbar

Von besonderem Interesse an dieser Depression sind zwei lange epigenetische Täler an deren Rändern. Westlich des Pielachtales ist es der Unterlauf des Königsbaches, der beim Maunglberg bis zur Mündung in die Pielach südlich Rabenstein die weichen Gesteine der Buntmergelserie verlässt und durch den Zug der harten Glosbach-Formation und sogar durch die Rauhwacke der Stirn der kalkalpinen Frankenfels-Decke einschneidet. Östlich des Pielachtales ist es der Plambach, der im Unterlauf bei Postl von seinem E–W-Verlauf in der Buntmergelserie plötzlich gegen NW abbiegt und durch ein 1 km langes enges Tal quer zu den harten Flyschgesteinen zum Pielachtal westlich Mainburg durchbricht.

Geologie bei der Anreise zu Haltepunkt E3/4

Die Fahrt führt von der Luftstraße ein kleines Stück zurück nach Norden und dann gegen Osten über die Straße Richtung Rabenstein über die Wetterlucke in den Oberlauf des Königsbaches zum alten Steinbruch an der Straße. Die besondere Stellung der Klippen hier inmitten der Flyschzone hat GÖTZINGER (1932: 52 oben) erst verhältnismäßig spät entdeckt, waren doch bis dahin zwischen den Stollberger Klippen der Hauptklippenzone im Gölsental und der Klippenregion bei Scheibbs keine „Klippen“ bekannt.

Haltepunkt E3/4:

Steinbruch im „Aptychenkalk“ im Königsbachtal

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Königsbachtal.

(BMN M34 R: 682389, H: 325682, WGS84 E: 15°25'33,7", N: 48°03'59,5").

Thema: Blassenstein-Formation.

Lithologie: Dünn- bis mittelbankige, hellgraue Mergelsteine und Fleckenmergel, Calcionellenkalk.

Tektonische Einheit: Gresten-Klippenzone, Helvetikum.

Alter: SpäterJura (spätes Tithonium) bis späte Frühe Kreide (Aptium).



Abb. 9: Aufgelassener Steinbruch mit „Aptychenkalk“.

Der aufgelassene kleine Steinbruch (Abb. 9) zeigt das typische Bild des „Aptychenkalkes“ (nun Blassenstein-Formation) der Gresten-Klippenzone. Es handelt sich um dünn- bis mittelbankige, hellgraue Mergelsteine und Fleckenmergel mit auffallend weißlicher Anwitterung und zwischengelagerten dünnen, weichen Mergellagen. Das Gestein fällt mittelsteil in südliche Richtungen und ist stark gestört. Im Steinbruch wie in der gesamten Umgebung zeigen Faltenachsen fast durchwegs mittelsteil bis steil gegen Süden.

Es ist auffallend, dass im gesamten Abschnitt der Gresten-Klippenzone des Kartenblattes 55 solche „Klippen“ eine Seltenheit sind und nur im Abschnitt von der Wetterlucke über den Oberlauf des Königsbaches und entlang des Loizenbaches bis Rabenstein deutlich hervortreten. Nur im Plambachtal ist noch ein kleines Vorkommen extrem zerscherten „Aptychenkalkes“ westlich Postl gefunden worden. Die „Klippen“ hier sind fast nur in der „Aptychenkalk“-Fazies vertreten, einzelne geringmächtige Lagen der grünlichen Tonsteine der Zeller Schichten sind in der Klippe beim Loizenbach westlich Rabenstein vorhanden. Wegen ihrer geringen Mächtigkeit sind sie aber im Maßstab 1:50.000 nicht darstellbar. Alle diese Vorkommen sind der Waidhoferer Fazies (s.u.) zuzuordnen. Vereinzelt Hinweise in den Aufnahmeberichten von GÖTZINGER über Vorkommen von Grestener Schichten sind anzuzweifeln. Nicht unerwähnt soll sein, dass unmittelbar SE von Rabenstein ein Kohleschurf existiert haben soll. Die Klippen im Königsbach und Loizenbach grenzen im N an steile bis überkippte, sehr gestörte ältere Flysch-Formationen der südlichsten Schuppe der Greifenstein-Decke (Mainburg-Schuppe), an allen anderen Seiten sind sie von Buntmergelserie umgeben.

Noch immer ist der traditionell überlieferte Terminus „Aptychenkalk“ der für diese Formation übliche Bezeichnung, obwohl Aptychen hier wie auch über weite Strecken der Klippenzone kaum zu finden sind. Die Bezeichnung „Calpionellenkalk“ würde der Charakterisierung dieser Fazies wohl eher entsprechen. Den Empfehlungen der stratigrafischen Kommission folgend wurde für den „Aptychenkalk“ der Gresten-Klippenzone als lithostratigrafische Einheit der Formationsname Blassenstein-Formation gewählt. Typlokalität ist der Blassenstein bei Scheibbs, die höchste Erhebung in der Gresten-Klippenzone, an dessen Nordhang diese Formation besonders schön aufgeschlossen ist. Der Name leitet sich von den „Blassenstein-Schichten“ ab (TRAUTH, 1950; Untere und Obere Blassenstein-Schichten). DECKER (1987) hat eine zeitgemäße Faziesanalyse der Gesteine der Klippenzonen im westlichen Niederösterreich durchgeführt. Aufgrund reicher Foraminiferen-, Nanno-, und Calpionellenführung reicht das Alter der Blassenstein-Formation vom Späten Jura (spätes Tithonium) bis in die späte Frühe Kreide (Aptium). Gegen das Hangende nehmen die Mergellagen zu.

Der Ablagerungsraum der Gresten-Klippenzone am passiven Kontinentalrand Europas mit listrischen Verwerfungen und unterschiedlichen, von Canyons durchschnittenen Sedimentationsräumen schafft wechselnde kleinräumige Lithologien und hat zu einer Vielzahl von stratigrafischen Namen geführt, die in zahlreichen Arbeiten von TRAUTH ihren Niederschlag gefunden haben. Im Wesentlichen können zwei Faziesbereiche erkannt werden – die eher küstennahe Waidhoferer Fazies mit geringmächtigen Formationen und die küstenfernere Scheibbser Fazies mit mächtigeren und besonders im Mittel-Jura pelagischen Entwicklungen am tieferen Kontinentalhang. Die Scheibbser Fazies könnte zur karbonatfreien Tiefseesedimentation der Ybbsitzer Entwicklung im Penninischen Ozean überleiten.

Abschließend sei noch eine Episode über diesen Klippenzug im Königsbachtal erwähnt. GÖTZINGER (1932: 52), entdeckte erstmals die als „Neokomkalkklippen“ beschriebenen Vorkommen zwischen Rabenstein und der Wetterlucke was zu einem Disput über die Priorität zwischen ihm und SOLOMONICA (1934a) führte. Dieser meinte aber offenbar ein anderes

Vorkommen, nämlich „von der Plambacher Höhe“, wo aber auch jetzt trotz mehrmaliger Erwähnungen in der Literatur keine Jura-Unterkreide-Klippe gefunden werden konnte. Wahrscheinlich sah er das auffallende Zementmergelvorkommen westlich vom Schneiderhof als eine solche „Klippe“ an (Exkursionspunkt 7), denn bereits im selben Jahr SOLOMONICA (1934b: 2 unten) schreibt er: „Zweifelhaft ist, ob die von mir 1934 beschriebene Klippe westlich Rotheau in diese Reihe gehört.“

Weiterfahrt nach Rabenstein zum Haltepunkt 5: Richtung Rabenstein führt die Straße gegen Osten zunächst durch eine Talweitung des Königsbaches durch Buntmergelserie. Nach etwa 0,5 km ist bei der Brücke im Bachbett periodisch der tektonische Kontakt der Buntmergelserie (hier Eozän) mit der Glosbach-Formation (Ybbsitz-Klippenzone) zu sehen. Die hier zu erwartende Laab-Decke ist auf einige 100 m Länge ausgequetscht. Es beginnt ein epigenetisches Tal (s.o.) in dem der Königsbach die durch die Buntmergelserie verursachte Mulde verlässt und südlich des Maunglberges mit steilen Flanken die harte Glosbach-Formation durchschneidet, an einer Stelle sogar die Rauhwacke an der Stirn der Frankenfels-Decke. Die Straßenbiegung gegen Rabenstein durchschneidet einen schmalen Streifen der Laab-Decke und tritt gegen den Ort wieder in die Buntmergelserie ein. In der Umgebung von Rabenstein hat die Pielach entlang des tektonischen Streichens eine breite Talflur geschaffen.

Allgemeiner Abriss für die Haltepunkte E3/5 und E3/7

Die Greifenstein-Decke an deren Südrand zur Gresten-Klippenzone

Der Blattschnitt von 55 Ober-Grafendorf erlaubt es, durch das Hereinreichen des östlichsten Ausläufers der Kilb-Störung den Übergang der Rhenodanubischen Hauptflyschdecke im Westen zur Greifenstein-Decke im Osten zu zeigen. Von dieser Stelle an, an der die gesamte Flyschzone nur etwa 2 km breit ist und die Greifenstein-Decke ihr westliches Ende findet, gewinnt die Greifenstein-Decke gegen Osten rasch an Breite. Im Blattbereich erreicht sie nach nur rund 15 km bereits etwa 8 km Breite, um dann weiter gegen Osten noch breiter zu werden.

An der bedeutenden Kilb-Störung erscheint am Nordrand der Flyschzone die Tulbingerkogel-Decke, die an den Haltepunkten 1 und 2 besprochen wurde. Südlich davon entwickelt sich die Greifenstein-Decke, die am westlichen Kartenrand an der Störung fast gänzlich auskeilt und sich von dort gegen Osten über das Pielachtal hinweg mit vier Schuppen zunächst auf 6 km verbreitert, östlich des Plambacheck-Störungssystems existieren am östlichen Blattrand sogar sechs Schuppen mit insgesamt 8 km Breite.

Diese Schuppen besitzen keilförmige Schrägzuschnitte an ihren Rändern (Abb. 10). Von Norden nach Süden werden unterschieden:



Abb. 10: Schuppenbau der Flyschzone auf ÖK 55 Ober-Grafendorf.

1. Die Weinburg-Wielandsberg-Schuppe

Sie beginnt im Westen keilförmig beim Hamesberg und weist meist eine ungestörte, südfallende Folge von der Altlenzbach-Formation (Maastrichtium-Paleozän) bis in die Greifenstein-Formation (oberstes Paleozän-Eozän) auf. Im liegenden Nordteil wurde bei Haltepunkt 2 bereits der Steinbruch angesehen. Die Alter sind durch Nannofossilien gesichert. Die Schwermineralfraktionen der von siliziklastischem Sandstein dominierten Altlenzbach-Formation haben im Maastrichtium das übliche Granat-Maximum. Im Paleozän ist der Umschlag zu Zirkon-Turmalin dominierten Spektren gut nachweisbar. Im Paleozän setzen Pelit-dominierte, distale Turbidite ein, die gegen oben von mürben, groben, bräunlichen, siliziklastischen Sandsteinen abgelöst werden. Deren Schwermineralführung ist durch ein sehr deutliches Zirkon-Maximum gekennzeichnet. OBERHAUSER (1984) führt von einem kleinen Steinbruch bei Waasen am Pielachufer den Fund einer *Discocyclus* im Dünnschliff an. Begleitende Tonmergel ergaben an der Blattgrenze (Zeilerbauer) ein früh-eozänes Alter (NP12). Es handelt sich hier also eindeutig um das westlichste Auftreten der Greifenstein-Formation, die damit beim Pielachtal beginnt. Westlich des Pielachtales lässt sich die pelitreiche Folge des Paleozäns noch im Hangenden bis zum Auskeilen der Weinburg-Wielandsberg-Schuppe an der Nordfront der Greifenstein-Decke bei Kote 445 verfolgen und ist durch auffallend flache Hangformen auch im unaufgeschlossenen Gelände gut verfolgbar.

2. Die Kettenreith-Grünsbach-Hofstetten-Schuppe

Sie beginnt ganz schmal an der Kilb-Störung, wo vollständig zerriebene Sandsteine schon als Kataklasit des Störungsbereiches zu deuten sind. Die Schwermineralführung mit Granatdominanz lässt auf die Altlenzbach-Formation schließen, die sich dann immer breiter werdend, über den Zettelsbach bei Kettenreith und südlich Kilb entlang in das Grünsbachtal bis Hofstetten erstreckt und auch über das Pielachtal hinaus verfolgen lässt. Die Schuppe endet am Plambacheck-Störungssystem und findet gegen Osten eine entsprechende Fortsetzung in der Heuberg-Schuppe. Die Kettenreith-Grünsbach-Hofstetten Schuppe besteht größtenteils wieder aus der Altlenzbach-Formation, die meist flach bis mittelsteil gegen Süden einfällt. Häufig sind kalkmergelbetonte Partien, deren kalkige Nannoplanktonführung oft ein Campanium-Alter anzeigt. Das dürfte allerdings auf Umlagerungen in die silizlastischen Turbidite des Maastrichtium der Altlenzbach-Formation zurückzuführen sein, wie sie auch in der Ahornleiten-Subformation (EGGER, 1995) im westlichen Abschnitt der Flyschdecke nachgewiesen sind, ohne dass allerdings hier eine solche Subformationsgliederung möglich ist. Schwermineralspektren haben in diesen Partien durchwegs ein Granatmaximum. Strömungsmarken zeigen einen Transport von Ost gegen West an. Dies sind alles typische Merkmale für das Maastricht der Altlenzbach-Formation. Im Abschnitt des Pielachtales südlich Hofstetten ist im Hangenden dieser Schuppe im Unterhang des Hofstettnerberges und über den Aigelsbach hinwegstreichend zum Hof Merkenberg Untereozän (NP 10 und 11) in sehr pelitisch-mergeliger Flyschfazies nachgewiesen, ebenso an der Mündung des Grünsbaches. Dieses Alter deckt sich mit dem des Greifenstein-Decke-Sandsteins der nördlichen Weinberg-Wielandsberg-Schuppe und es ist durchaus denkbar, dass sich hier die distale Entwicklung dieses Greifenstein-Decke-Turbiditfächers erhalten hat. Auch die Schwerminerale haben ein Zirkon/Turmalin/Rutil-Maximum bei weitgehendem Zurücktreten von Granat.

3. Die Eigelsberg Schuppe

Sie beginnt westlich des Pielachtales in der praktisch aufschlusslosen Senke bei der Rotte Dörfel und dem Lehenhof. Wieder ist es eine normal gelagerte Folge der späten Oberkreide, die hier allerdings in einem kurzen Abschnitt beim Jägerhof schon mit der Kalkgraben-Formation („Zementmergelserie“) des Campaniums beginnt und mit einem Aufschluss der Perneck-Formation des Ober-Campanium zur Altlenzbach-Formation überleitet. Östlich des Pielachtales verbreitert sich diese Schuppe und die Schichtfolge wird vollständig. Im Norden beim Kühberg erscheint an der Basis nochmals die Kalkgraben-Formation. Über den Hofstettnerberg und durch den Aigelsbach streicht eine mächtige Sandsteinfohle der Altlenzbach-Formation. In den südlichen Seitengraben des Aigelsbaches ist wieder Paleozän in zunehmend pelitischer Fazies vertreten, nachgewiesen durch kalkiges Nannoplankton und einer allmählichen Zunahme des Zirkons gegenüber dem Granat in den Schwermineralspektren. Die Schuppe endet am Plambacheck-Störungssystem und findet östlich davon keine Entsprechung. Sie wird dort von zwei weiteren Schuppen abgelöst (Grubtal- und Graßberg-Schuppe).

4. Die Mainburg-Schuppe

Es ist die südlichste der vier Schuppen östlich des Plambacheck-Störungssystems und zeigt eine fast vollständige Schichtfolge der Hauptdecke des Rhenodanubischen Flysches von der

späten Unterkreide bis (zumindest) zum spätesten Maastrichtium. Das ist insofern bemerkenswert, als die älteren Formationen bis zur Kalkgraben-Formation, die im westlichen Abschnitt (Vorarlberg, Bayern) dominieren, gegen Osten zugunsten der jüngeren zurücktreten und im Niederösterreichischen Anteil nur mehr sehr untergeordnet vorhanden sind.

Die Mainburg-Schuppe ist eine Mulde, die gegen Westen, d.h. gegen die Kilb-Störung, mit einem achsialen Gefälle gegen Osten aushebt und an der Kilb-Störung mit ihren ältesten Schichtgliedern auskeilt. Diese sind entsprechend stark gestört, sodass sie kaum flächig abgrenzbar sind und meist nur als „Ältere Flyschformationen i. Allg.“ zusammengefasst werden können. Sie umfassen die kalkige Tristel-Formation mit stellenweise bunten Brekzienbänken, („Neokomflysch“), die Rehbreingraben-Formation („Gaultflysch“, kenntlich an den dunklen Schiefen und den Glaukonitquarziten), Bunte Schiefer verschiedener Niveaus und die siliziklastischen Sandsteine der Reiselsberg-Formation (Cenomanium-Turonium). Durch einen Querbruch verstellt, tauchen ab dem Zettelsbach gegen Osten die jüngeren Formationen auf. Am Nord-Schenkel der Mulde ist im Teufelsgraben das vollständigste Profil nachzuweisen (Unterkreide und Cenomanium) mit Reiselsberg-Formation, bunten Schiefen der Kalkgraben-Formation (mit gut erhaltenen *Helmintoidea*-Spuren) und den bunten Schiefen der Perneck-Formation, bis in die Altlenzbach-Formation. Diese bildet entlang der gesamten Schuppe den Kern und ist im Süd-Schenkel stellenweise überkippt. Die älteren Schichtglieder sind hier sehr reduziert und gegen den Kontakt zur Gresten-Klippenzone stark gestört oder fehlen gänzlich (Haltepunkte 5 und 7).

Östlich des Plambacheck-Störungssystems dürfte die Mainburg-Schuppe der Kendlgraben-Schuppe entsprechen. Auch diese bildet eine Mulde, deren Schenkel mächtige Abfolgen der Altlenzbach-Formation enthält, die im Muldenkern bis in das Paleozän reichen. Südlich davon schließt noch eine weitere Schuppe an, die Ehreneckerkogel-Schuppe. Es ist dies die sechste Schuppe östlich des Störungssystems, der sich auf Blatt 56 St. Pölten vielleicht sogar noch eine weitere anschließt.

Das Plambacheck-Störungssystem

Es ist auffallend, dass an der Linie Schneiderhof im Plambachtal über die Senke Dreihöf (K 515) und den Oberlauf des Grubtales die Morphologie einen auffallenden Wechsel zeigt. Die von West her lange regelmäßig gegen Ost streichenden Höhenzüge, die vom Pielachtal zwar durchschnitten, aber nicht unterbrochen werden, enden an dieser Linie abrupt und finden östlich davon keine Fortsetzung. Es kann geradezu von einer Reliefumkehr im weiteren Sinn gesprochen werden. Im Oberlauf des Grubtales sind an einer fast geraden, NNE-SSE verlaufenden Linie auffallende Quellsinterbildungen, abweichende Streichrichtungen, Steilstellungen und z.T. steile Falten zu finden. Ähnlich ist es im Oberlauf des Aigelsbaches (über die Verhältnisse im Süden gegen das Plambachtal, siehe Haltepunkt 7).

Endgültige Gewissheit über dieses Störungssystem hat die Laserscan-Aufnahme gebracht. Abbildung 10 zeigt das System mit den darin eingetragenen tektonischen Einheiten. Gegen

Norden wird der Betrag der Verstellung immer geringer und die nördliche Weinburg-Wielandsberg-Schuppe scheint davon nicht mehr betroffen zu sein.

Haltepunkt E3/5:

Steinbruch Rabenstein

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Steinbruch bei Rabenstein
(BMN M34 R: 686606, H: 326107, WGS84 E: 15°28'57,2", N: 48°04'14,8").

Thema: Altlenzbach-Formation.

Lithologie: Wechsellagerung von Sandstein- und Tonsteinbänken.

Tektonische Einheit: Greifenstein-Decke.

Alter: Maastrichtium.

Im Steinbruch ist eine ca. 60 m mächtige Schichtfolge der Altlenzbach-Formation aufgeschlossen (Abb. 11, 12), die derzeit leider verfüllt wird. Die Abfolge ist eine Wechsellagerung von Sandstein- und Tonsteinbänken, wie sie für eine Flyschfazies mit Turbiditen und hemipelagischen Sedimenten charakteristisch ist, die unter den Bedingungen von periodischen Trübe- strömen in unterschiedlichen Fächerbereichen sedimentiert wurde.

Der Steinbruch befindet sich am Südrand der Mainburg-Schuppe, der südlichsten Schuppe der Greifenstein-Decke. Sie bildet hier eine Mulde, deren Südrand gegen die Gresten-Klippenzone (oder Hauptklippenzone) überkippt ist und an die „tektonische Linie von Rabenstein an der Pielach“ grenzt. Der südliche Teil ist also das ursprünglich Liegende.

HINTEREGGER (1977) beschreibt von den „obersten Metern des Steinbruches“ Funde der Fraßspur *Helminthoidea*. Dies könnte ein Hinweis darauf sein, dass wir uns ganz nahe der liegenden Kalkgraben-Formation („Zementmergelserie“) befinden, für die diese Lebensspur typisch ist. Diese ist ja nur wenige 100 m gegen Osten auch an der Oberfläche erschlossen. Derselbe Autor beschreibt von hier auch Strömungsmarken von NW nach SE, was für die Altlenzbach-Formation nicht typisch ist, in der ein Tarnsport von Osten gegen Westen vorherrscht, vielleicht auch das ein Hinweis auf die Nähe der Kalkgraben-Formation. Die Fossilführung ist sehr spärlich, auch Foramiferen beschränken sich auf nicht-leitende agglutinierende Benthos-Formen. Nur kalkige Nannofossilien ergaben ein verlässliches Maastrichtium-Alter (det. H. STRADNER in HINTEREGGER, 1977).

Der Steinbruch schließt also das Liegende der Altlenzbach-Formation auf, das in der Flysch-Hauptdecke der westlichen Flyschzone durch eine mehrere 100 m mächtige sandsteindomi- nierte Folge gekennzeichnet ist (Roßgraben-Subformation, EGGER, 1995). Auch auf Blatt ÖK 71 Ybbsitz (RUTTNER & SCHNABEL, 1988) konnte diese noch kartierungsmäßig gut erfasst

werden. Hier, östlich der Kilb-Störung, ist das nicht mehr möglich, ebenso wie im Wienerwald auf Blatt 58 Baden.



Abb 11: Der Steinbruch Rabenstein (Zustand August 2011).

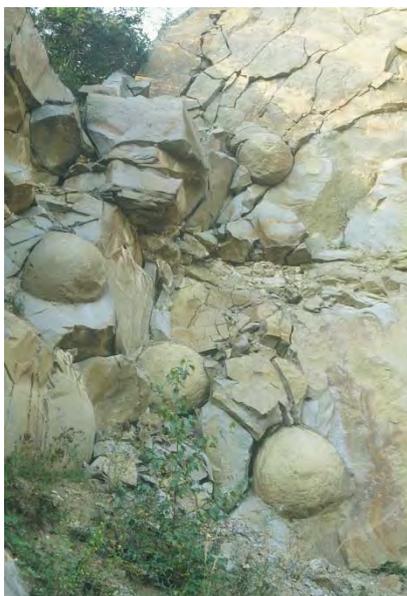


Abb. 12: Kugelförmige Konkretionen (bis zu 1 m Durchmesser) in einem subaquatischen Rutschkörper im linken Teil des Steinbruchs (Fotos: D. MILKERT und W. SCHNABEL, Zustand 1986 und 1989).

Die Buntmergelserie im Plambachtal.

Geologie bei der Anreise zu Haltepunkt E3/6

Von Haltepunkt 5 (Steinbruch Rabenstein) über die B39 (Pielachtal-Bundesstraße) nach Norden bis Mainburg (Pielachknie) und 0,75 km gegen Osten bis zur Abzweigung der Straße nach Steubach. Weiter gegen SE durch ein enges epigenetisches Tal, welches quer zum Streichen durch die Mulde der südlichsten Schuppe der Greifenstein-Decke durchführt, erst durch die eingemuldete Altlenzbach-Formation, dann durch den gestörten und teilweise überkippten Südschenkel mit Kalkgraben-Formation („Zementmergelserie“) und Bunten Flyschschiefern, die an die Buntmergelserie grenzen. Im Herbst 2008 war hier in einem periodischen Aufschluss der Kontakt des Flysches mit der Buntmergelserie zu sehen, die die auffallend weite Senke des Plambachtales morphologisch prägt. Nach etwa 0,5 km entlang des Plambaches gegen Osten wird der Haltepunkt 6 erreicht.

Haltepunkt E3/6a:

Wiesengelände

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Hof südlich der Brücke über den Plambach
(BMN M34 R: 689097, H: 326074, WGS84 E: 15°30'57,5", N: 48°04'14,6").

Thema: Buntmergelserie

Lithologie: bunte Schiefer, grünliche, glaukonitführende Sandsteinbänke, grüngraue siltige Tonmergel.

Tektonische Einheit: Gresten-Klippenzone.

Alter: Albium bis Spätes Eozän.

Die Senke des Plambachtales ist durch die Buntmergelserie verursacht, die hier besonders breit entwickelt ist. Gegen Westen ist der flache Rücken zum Deutschbachtal sichtbar, durch den, obwohl nur rund 25 m hoch, der Plambach nicht durchgebrochen ist, sondern stattdessen den Weg durch die harten Flyschgesteine nach NNW gewählt hat. Dieser Rücken ist größtenteils von härteren Gesteinen des hangenden (paläogenen) Teils der Buntmergelserie aufgebaut, die hier Sandsteine und auch offenbar in größerem Maße die Kristallinkonglomerate führte (GÖTZINGER & EXNER, 1953; FAUPL, 1975). Im kleinen Wäldchen gegen das Plambachtal zu waren sie undeutlich aufgeschlossen, leider wurden dort 2012 auch größere Mengen von Aushubmaterial abgelagert. Im kleinen Seitentälchen südlich des Hofes Klaus ist ein kleiner Aufschluss eines tektonisch stark zerscherten Aptychenkalkes angetroffen worden, die einzige vorgefundene Stelle einer „Klippe“ im gesamten Plambachtal.

Die flach gegen Süden und Norden ansteigenden Wiesen des Plambachtales wachsen auf tiefgreifenden Solifluktionböden und Rutschungen. Dass diese durch die Buntmergelserie bedingt sind, kann aus kleinen Aufschlüssen in den Seitentälchen und stellenweiser Rotfärbung der Böden geschlossen werden. Die Geländekanten zu den Rändern der flachen Wiesen sind sehr deutlich, im Norden grenzt die Greifenstein-Decke an die Mulde, im Süden die Laab-Decke.

Der hier beschriebene Bereich deckt sich mit der „tektonischen Linie von Rabenstein an der Pielach“ (GÖTZINGER, 1931). GÖTZINGER (1932: 51) berichtet über eine östliche Fortsetzung der „inneralpinen Schlierzone“ (= Molasse) über Rabenstein bzw. Deutschbach. Später erwähnt er ebenfalls „dunklen Schliermergel“ (GÖTZINGER, 1961: A32). Auch FISCHAK (1949) kartierte einen Streifen „Oligozän“ auf seiner Karte aus. Molasse konnte im Zuge der jüngsten Arbeiten für dieses Blatt nicht festgestellt werden. Die weiche weite Morphologie der Mulde des Plambachtales lässt eine solche Vermutung allerdings nicht ganz unbegründet erscheinen. Hier ist sicher in Erwägung zu ziehen, dass sich die Aufschlussverhältnisse gegenüber den frühen Bearbeitern in den 1930er und späten 1940er Jahren des vorigen Jahrhunderts dramatisch verschlechtert haben, hauptsächlich durch den Einsatz schwerer Erntegeräte und Planiermaßnahmen.

Als Beispiel möge ein Bericht von SOLOMONICA (1934b) dienen, der aus der Umgebung von Eschenau, Eichberg, Mangelberg und Glosbach, also entlang der gesamten Gresten-Klippenzone, „Quarz-Feldspat-Sandsteine ... graue Kalkbreccien, die reichlich Nummuliten führen“ beschreibt. Das sind alles Gesteine, die in das heutige Bild des Paleozän-Eozän der Buntmergelserie passen, doch ist von alledem an den angegebenen Lokalitäten nichts mehr zu finden gewesen. Andererseits konnten auch etliche neue Vorkommen solcher Klastika gefunden werden.

Zum besseren Verständnis des alten Schrifttums ist hervorzuheben, dass das völlige Fehlen von Megafossilien in der Buntmergelserie die zeitliche Einstufung sehr erschwert hat. Die bunten Schichten sind als „Klippenhüllgesteine“ natürlich aufgefallen und galten lange Zeit als „Neokom“. SOLOMONICA (1934b, siehe oben) hat aufgrund der Nummulitenfunde in den Kalkbreccien geschlossen, dass „sich aber, zumindest für den größten Teil der Hüllgesteine, insbesondere für die roten Schiefer, ebenfalls eozänes Alter“ ergibt. Die ersten Hinweise auf Frühe Kreide finden sich im Aufnahmebericht des Jahres 1952 (GÖTZINGER, 1953), wo die ersten Foraminiferenbestimmungen von NOTH in „schlierähnlichen Schiefen grünliche und graue Mergel, auch violettgraue härtere Mergel“ Hinweise auf oberste Kreide ergeben haben. Daraus ist auch ersichtlich, dass auch die Buntmergelserie lange als „Inneralpiner Schlier“ angesehen wurde. GÖTZINGER (1961) berichtet von „dunklem Schliermergel und ... Schliermergel mit Kalksandsteinbänken“ beim Hof Schneider (möglicherweise Exkursionspunkt 7). Der Begriff „Schlier“ im älteren Schrifttum ist also weit gefasst und kann nach heutiger Anschauung missverständlich sein.

Große Fortschritte wurden dafür seitdem hinsichtlich der stratigrafischen Einstufungen gemacht, fußend auf der Auswertung der reichen Foraminiferenfauna (PREY, 1957, Rogatsboden) und der Nannoflora (det. STRADNER, Pionierarbeiten). So kann das Alter der Buntmergelserie von spätem Albium bis spätem Eozän als gesichert gelten, wenn auch wegen der extremen tektonischen Beanspruchung kaum durchgehende Schichtfolgen überlebt haben. Die primäre Mächtigkeit ist wegen der intensiven tektonischen Beanspruchung schwer abschätzbar und dürfte 200 m kaum überschreiten. Es ist auffallend, dass im Abschnitt der Karte ÖK 55 Ober-Grafendorf (fast) nur die jüngeren Anteile ab der höheren Oberkreide vertreten zu sein scheinen. Es fehlen aber auch die älteren Klippengesteine mit wenigen Ausnahmen.

In den Prallhängen des Plambaches rund um den Hof ist das Paläogen der Buntmergelserie immer wieder sichtbar, die Aufschlüsse verändern sich jedoch von Jahr zu Jahr. Die tektonische Beanspruchung ist enorm. Neben den charakteristischen bunten Schiefern sind hier auch grünliche, glaukonitführende Sandsteinbänke zwischen grüngrauen siltigen Tonmergellagen zu finden, das kalkige Nannoplankton ergab Alter von frühem Eozän (ab Ypresium, NP12) ergeben haben. Die Sandsteine haben ein sehr einheitliches Schwermineralspektrum. Rund 20 Proben aus dem weiteren Bereich streuen kaum und haben Zirkongehalte von rund 70 %, daneben kommen Turmalin (20 %), Rutil (19 %), und andere, einschließlich Granat mit 1 % vor. Es bestand also ein saures Liefergebiet, wie es hier am südlichen Kontinentalhang Europas zu erwarten ist.

Haltepunkt E3/6b: Prallhang

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Prallhang des Plambaches
(BMN M34 R: 689097, H: 326074, WGS84 E: 15°30'57,5", N: 48°04'14,6").

Thema: Buntmergelserie
Lithologie: bunte Schiefer, grünliche, glaukonitführende Sandsteinbänke, grüngraue siltige Tonmergel.

Tektonische Einheit: Gresten-Klippenzone.

Alter: Späte Kreide.

Der Aufschluss zeigt die charakteristische bunte Fazies der Oberkreide der Buntmergelserie (Abb. 13). Die extreme tektonische Beanspruchung ist nicht nur für hier, sondern für den ganzen Verlauf der Gresten-Klippenzone typisch. Erfahrungsgemäß sind diese Mergel sehr reich an Foraminiferen, wobei benthonische Sandschaler überwiegen. Dagegen ist diese bunte Fazies meist frei von kalkigen Nannofossilien. An dieser Stelle wurden keine genauen Einstufungen vorgenommen, da die geologische Einordnung in den Gebirgsbau eindeutig ist.



Abb. 13: Typisches Gestein der Buntmergelserie im Plambachtal.

Geologie bei der Anreise zu Haltepunkt E3/7

Vom Haltepunkt 6 etwa 1,5 km entlang des Plambaches gegen Osten wird wieder der nördlich angrenzende Flysch der Greifenstein-Decke erreicht, was sich deutlich in der steileren Morphologie bemerkbar macht. Hier sind am Südrand der Decke schmale Späne von älteren Formationen und auch sehr deutlich die Kalkgraben-Formation vorhanden. Sie ist in einem Steinbruch in einem deutlichen Härtling im Hang gut aufgeschlossen.

Haltepunkt E3/7:

Steinbruch Kalkgraben-Formation

ÖK 55 Ober-Grafendorf, oberes Plambachtal, (BMN M34 R: 690570, H: 326278, WGS84 E: 15°32'08,6", N: 48°04'21,7").

Thema: Kalkgraben-Formation („Zementmergel“).

Lithologie: Kalksandsteine und Kalkmergel.

Tektonische Einheit: Greifenstein-Decke (Mainburg-Schuppe).

Alter: spätes Campanium.

Der Steinbruch befindet sich am Südrand der Greifenstein-Decke und zeigt die Kalkgraben-Formation am Südrand der Greifenstein-Decke (Mainburg-Schuppe). Er schließt die sehr stark gestörte „Zementmergelerde“ in typischer Fazies auf. Harte Kalksandstein- und Kalkmergelbänke von bis zu etlichen dm Dicke wechsellagern mit „weicheren“ hellgrauen Kalkmergeln und prägen die sehr gestörte Abfolge (Abb. 14). Auf den Schichtflächen lässt sich die Kriechspur *Helminthoidea* finden, die als Weidespur von Würmern gedeutet wird und für dieses Schichtglied typisch ist. Die Alterseinstufung aufgrund der guten kalkigen Nannofossilführung ergibt hier spätes Campanium.

Die Auswertung der Achsengefüge ergab ein uneinheitliches Bild, die Maxima der β -Achsen sind breit gestreut, das Hauptmaximum liegt bei 118/28, also ESE-Richtung. Dies widerspricht der direkt zu messenden β -Achse mit 014/30 nach NNE (ähnlich der Messungen in der angrenzenden Altlenzbach-Formation) und unterstreicht die intensive tektonische Beanspruchung (SCHULZ, 1988).

Eigenartig ist der Bericht von SOLOMONICA (1934a) „über eine neue Klippe im Flysch W der Traisen“. In ihm führt eine recht gute Ortsbeschreibung etwa zu der Stelle an der sich heute der Steinbruch befindet, der damals noch nicht bestanden haben muss, doch ist die auffallende Kuppe sicher aufgefallen. Dieser Autor hat das Vorkommen vorerst für eine Klippe der Gresten-Klippenzone gehalten („weiße hornsteinführende Kalke“) und er beschreibt daraus einen Belemnitenquerschnitt, aber keine Helminthoideen. Das ist auffallend in einer Zeit, in der die Suche nach Fossilien eine große Rolle gespielt hat. Im selben Jahr schreibt SOLOMONICA (1934b) aber: „Zweifelhaft ist, ob die von mir 1934 beschriebene Klippe westlich Rotheau in diese Reihe (ergänzt: der Grestener Klippen) gehört“. Trotz intensiven Suchens konnte bei der jüngsten Neuaufnahme in naher Umgebung keine Spur einer „Klippe“ wie im Königsbach gefunden werden. Das einzige derartige Vorkommen im Plambachtal scheint sich 3 km westlich beim Hof Klaus zu befinden. In östlicher Fortsetzung streicht die Kalkgraben-Formation gegen NE und verschwindet extrem gestört am Plambach-Störungssystem, dessen südliches Ende hier in einem kleinen Seitengraben deutlich nachzuweisen ist.



Abb. 14: Detailansichten der Kalkgraben-Formation aus dem Steinbruch im oberen Plambachtal.

Haltepunkt E3/8:

Meiselhöhe Aussichtspunkt

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Meiselhöhe (BMN M34 R: 691733, H: 326362, WGS84 E: 15°33'04,7", N: 48°04'24,9").

Thema: Tektonische Linie von Rabenstein an der Pielach, Kaiserkogel-Deckscholle.

Bei der Meiselhöhe am Ostende des Plambachtales, wo die Ybbsitz-Klippenzone nur rund 100 m breit ist, zweigt gegen N in die Greifenstein-Decke hinein die Zufahrtsstraße zu den Höfen von Plambach ab. Nach etwa 1 km bietet sich auf halber Höhe gegen Osten und Süden ein schöner Überblick über die tektonischen Verhältnisse zwischen der Greifenstein-Decke im Noreden und dem Nordrand der Kalkalpen. Vom Haltepunkt bei der Kapelle bekommt man einen Eindruck über die enormen paläogeographischen Weiten, die hier von einer Schuppenzone von stellenweise nur wenigen 100 m Breite repräsentiert werden.

8a: Blick gegen W entlang der „Tektonischen Linie von Rabenstein an der Pielach“

Der Blick zeigt eindrucksvoll den Verlauf der Gresten-Klippenzone von der Senke der Wetterlucke am Horizont gegen E über Rabenstein im Pielachtal und weiter über das Plambachtal hinweg. Die Senke ist verursacht durch die Erosion der weichen Gesteine der Buntmergelschicht. W von Rabenstein ist an deren Nordrand der Klippenzug des „Aptychenkalkes“ (Haltepunkt 4) gut erkennbar. Darauf ist die Greifenstein-Decke überschoben worden, hier mit der südlichsten Schuppe, der überkippten Mainburg-Schuppe mit den Schichtgliedern der tieferen Oberkreide und der Altlenzbach-Formation.

Im Süden grenzt die Laab-Decke mit sandsteinreichem Flysch des Maastrichtium-Paleozän (?Hois-Formation) an die Gresten-Klippenzone. Die Laab-Decke unterscheidet sich vom Flysch der Altlenzbach-Formation durch die Vorherrschaft der Zirkon/Turmalin/Rutil-Gruppe. An der Grenze zur Buntmergelschicht sind stellenweise schmale Schuppen von buntem Flysch unsicherer Herkunft eingeschaltet. An die Laab-Decke grenzt im S die Ybbsitz-Klippenzone, hier fast ausschließlich repräsentiert durch die Glosbach-Formation, stellenweise unterlagert von einem schmalen Zug des Radiolarits.

Auf die Laab-Decke ist vom S die Frankenfels-Decke des Bajuvarikums (Nördliche Kalkalpen) aufgeschoben. Die nördliche Schuppe ist immer sehr deutlich erkennbar durch ein schmales Band von Rauhwacke der Opponitz-Formation, auf der die Ruine der Burg Rabenstein steht, gefolgt von Hauptdolomit und Kössen-Formation, die am Südhang des Stirberg den Kern einer Mulde im Hauptdolomit markiert. Weiter südlich folgt die normal gelagerte Schichtfolge des Nordschenkels der Kirchberger Mulde mit dem Rauhwackenband der Opponitz-Formation, gefolgt von Hauptdolomit, Kössen-Formation, Allgäu-Formation („Liasfleckenmergel“) und, hier gerade noch sichtbar, bunten Oberjura-Kalken.

8b: Blick gegen S und SW auf den Kaiserkogel

Am Nordhang des Kaiserkogels ist der tektonische Stockwerkbau südlich des Plambachtales besonders eindrucksvoll sichtbar. In der Senke des Plambachtales befindet sich die Buntmergelschicht und ein deutlicher Geländeknick markiert die Überschiebung der Laab-Decke. An dieser ist ein dünner Span von Kalkmergel mit Helminthoiden eingeklemmt, (Campanium, Zuordnung fraglich). In der Gipfelregion liegt auf der Laab-Decke die Kaiserkogel-Deckscholle der Frankenfels-Decke flach auf mit Rauhwacke, Hauptdolomit und Kössen-Formation. Diese hat hier die Ybbsitz-Klippenzone fast gänzlich überschoben, nur ein dünner Reibungsteppich aus Radiolarit ist an der Basis mitgeschleift worden. Er ist an dem (von hier nicht sichtbaren) Südhang im Verband mit anderen Schichtgliedern der Ybbsitz-Klippenzone aufgeschlossen. Die Hügelkulisse im Hintergrund ist der Geißbühel mit dem inversen Hangendschenkel der Juraschichtfolge der Kirchberger Mulde.

Haltepunkt E3/9: Rutschung Daxböck

ÖK 55 Ober-Grafendorf, Kreisbachtal, Gemeinde Wilhelmsburg, Bezirk St. Pölten Land (BMN M34 R: 698288, H: 328251, WGS84 E: 15°38'20,6", N: 48°05'28,1").

Thema: Rutschungen.

Lithologie: Altlenzbach-Formation, Kalksandstein in Wechsellagerung mit Mergelsteinen, Verwitterungslehm.

Tektonische Einheit: Greifenstein-Decke.

Chronologie

Die Rutschung Daxböck im Kreisbachtal (Abb. 15) ist seit Mai 1996 amtsbekannt. Diese komplexe Rotationsrutschung ist aufgrund ihrer Morphologie und Größe höchstwahrscheinlich weit älter. Im Mai 1996 traten deutlich sichtbare Rotationsrutschungen mit Abrisskanten, Zugspalten, Rutschmulden und Rutschbuckeln in der Wiese auf Grundstück Nr. 1094/2 und im Wald auf Grundstück Nr. 1099 der KG Kreisbach auf. Verwaltungsmäßig wurde die Rutschung als Katastrophenschaden aufgrund einer intensiven Schneeschmelze und lang andauernden Regenfälle im Frühjahr 1996 eingestuft.

Auf der Wiese von Herrn Daxböck wurde im März 1996 eine Nutsondierung durchgeführt, die ergab, dass der rutschanfällige Verwitterungslehm dort eine Mächtigkeit von 8 m aufweist. Er besteht aus einem grauen, weichen bis plastischen, tonigem Schluff. Insgesamt konnten drei Gleithorizonte mit Sickerwasserzutritt beobachtet werden, genauer gesagt in 2,5 m, in 5 m und in 7,5 m Tiefe. Als Sanierungsmaßnahme wurde lediglich eine unterirdische Drainage in der Wiese im Jahre 1998 verlegt.

Im Zuge der starken Schneeschmelze und des Hochwassers vom August 2006 hat sich die Rutschung deutlich vergrößert. Insgesamt sind jetzt 5 ha Wiese und Wald bis hinunter zum Kreisbach betroffen, genauer gesagt die Grundstücke 1094/2, 1099, 1178/1, 1178/2 der KG Kreisbach. Die gesamte Länge der Rutschung beträgt ca. 250 m, die Breite ca. 200 m und die Höhendifferenz rund 70 m.

An der Oberfläche im Hang sind zahlreiche stille Zeugen, Vernässungszonen, Quellaustritte und unkontrollierte Versickerungen in den Untergrund zu beobachten. Während die Wiese eine Hangneigung von 15-20 Grad aufweist, ist der Hang zum Bach hinunter 20-30 Grad geneigt. Die am Ufer des Kreisbaches aufgeschlossenen Kalksandsteine und Mergelsteine fallen mit 35-40 Grad nach Süden ein. Im Bereich der Rutschung auf der Wiese besteht der Boden laut österreichischer Bodenkarte aus Felsbraunerde, südlich anschließend aus Pseudogley.

Das periodisch bewohnte Wohnhaus nahe dem Kreisbach auf Grundstück 1178/2 zeigt bereits Risse im Mauerwerk. Als Sanierungsmaßnahme des Katastrophenschadens vom August 2006

wurde der Bach, der oberhalb der Hauptabrisskante versickerte, gefasst und mittels Rohren in einen Graben innerhalb der Rutschung verlegt, damit das Wasser nicht mehr oberhalb versickern kann. Auch eine zweite unterirdische Drainage wurde verlegt. Vom Amt der Landesregierung und der Stadtgemeinde wurde im Februar 2008 eine Vielzahl von geodätischen Messpunkten in und außerhalb der Rutschung errichtet. Diese werden seitdem jährlich zwei Mal vermessen. Die Messungen ergaben, dass sich der Messpunkt EM21 in über vier Jahren 28,8 cm bewegt hat, d.h. jährlich 7 cm. Die Messpfeiler 8 und 9 insgesamt bis zu 4,4 cm, d.h. 1 cm jährlich. Die meisten Messpunkte jedoch haben sich nicht oder nur wenige Zentimeter bewegt. Dies bedeutet, dass es sich um eine sehr langsame Rutschung handelt, eine sogenannte Kriechbewegung. Die Messungen laufen bis 2016 weiter, um das langfristige Gefahrenpotential einschätzen zu können. Im Juli 2009 fand ein geomorphologisches Studentenpraktikum vom Institut für Geografie der Universität Wien statt. Dabei wurde die Rutschung auskartiert und Rammkernsondierungen abgeteuft (Abb. 16). In den bis zu 5,5 m tiefen Rammkernen wurden mehrere Gleithorizonte gefunden, darunter in 3,5 und 4,5 m Tiefe. Der Ton und Schluff hatte dort eine breiige bis flüssige Konsistenz. Die Mächtigkeit der Gleithorizonte lag zwischen 5 und 10 cm.



Rutschung in der Wiese.



Abgerutschter Messpfeiler im Wald.



Sanierung des Baches durch Rohrleitung.



Flyschsandstein im Kreisbach.

Abb. 15: Rutschungserscheinungen und Sanierungsmaßnahmen der Rutschung Daxböck.

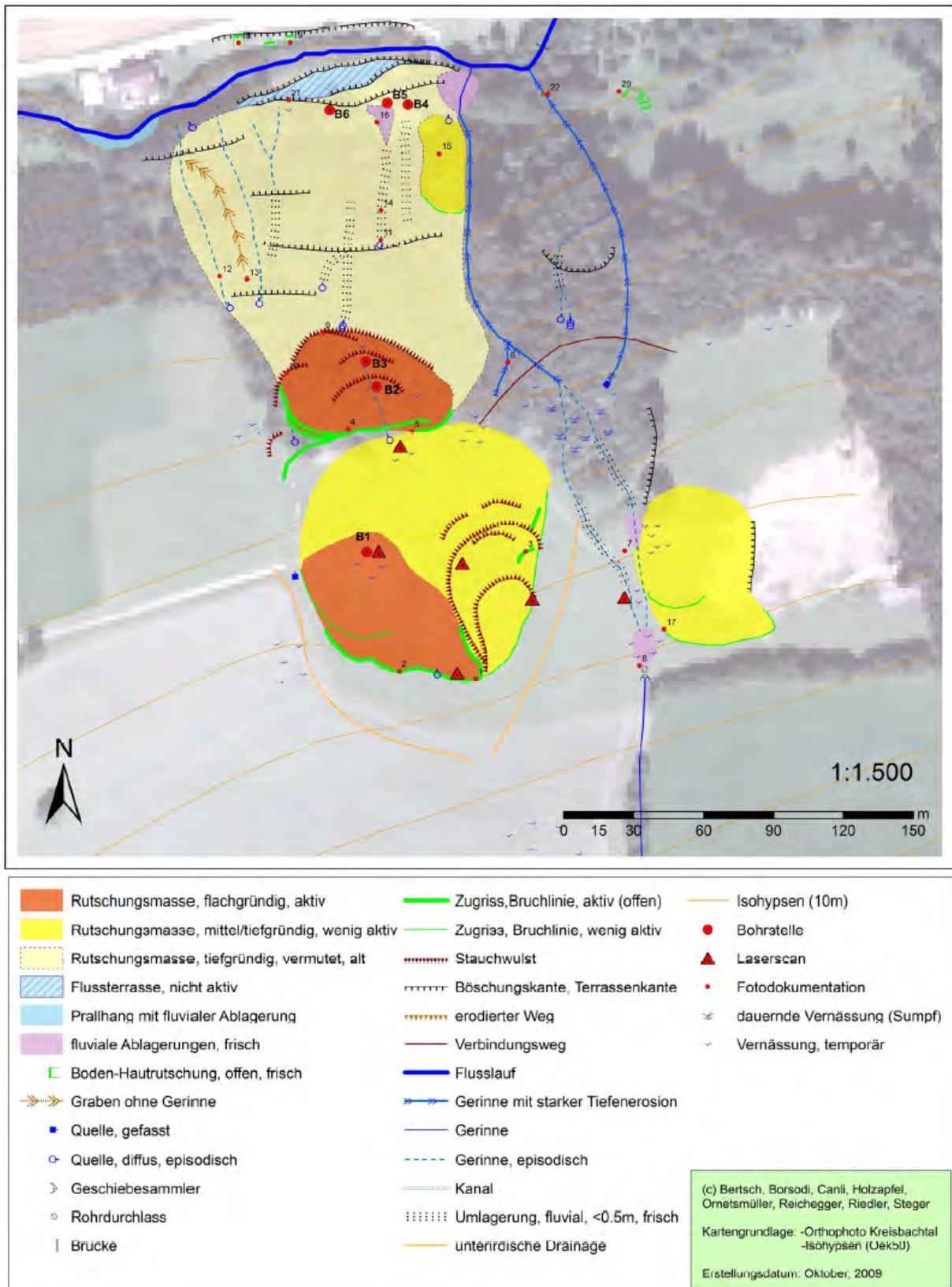


Abb. 16: Geomorphologische Karte vom Studentenpraktikum 2009 der Universität Wien.

Ein wesentlicher Punkt in der Sanierung der Rutschung besteht darin, die oberirdischen und unterirdischen Wässer am Hang zu fassen und geregelt zum Vorfluter, dem Kreisbach, abzuleiten. Dies ist bis heute nur zu einem geringen Anteil geschehen, auch die geforderten Untersuchungen mit Baggerschürfen und Bohrungen wurden nicht durchgeführt.

Gefährdete Objekte: Periodisch bewohntes Haus auf Grundstück 1178/2 und Aufstauung des Kreisbaches mit Überflutung der Landesstraße L5117.

Literatur

ABEL, O. (1903): Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. - Jb. Geol. R.-A., 53, 91-138.

BAUMANN, K.-H. (1986): Geologie der Alpinen Deckenfolge am Südostrand des Molassefensters von Texing, südöstlich Texing, Niederösterreich. - 39 S., Dipl.Arb. (Kleinkartierung) Math.-Naturwiss. Fak, Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

BOROWSKI, K., STRAUSS, C. & HINSCH, R. (2008): Lithofacies and depositional environment in the upper Hall Formation, Alpine Molasse basin, Upper Austria. - J. Alpine Geol., 49, S.13.

CICHA, I. (1997): Bericht 1995-1996 über mikropaläontologische Aufnahmen auf Blatt 55 Obergrafendorf. - Jb. Geol. B.-A., 140, 354-355.

CORNELIUS, H.P. & FURLANI-CORNELIUS, M. (1927): Einige Beobachtungen über das Serpentinvorkommen von Kilb am niederösterreichischen Alpenrande. - Verh. Geol. B.-A., 1927, 201-205.

DECKER, K. (1987): Faziesanalyse der Oberjura- und Neokomschichtenfolgen der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone im westlichen Niederösterreich. - 248 S., Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien.

DECKER, K. (1990): Plate tectonics and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep-sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). - Sed. Geol., 67, 85-99.

EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Attlengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 196, 69-91.

EGGER, H. (1997): Das sinistrale Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungssystem: ein weiterer Beitrag für die miozäne laterale Extrusion der Ostalpen. - Jb. Geol. B.-A., 140, 47-50.

FAUPL, P. (1975): Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias - Neokom) von Ober- und Niederösterreich. - Jb. Geol. B.-A., 118, 1-74.

FAUPL, P. (1977): Untersuchungen an terrigenen Gesteinen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen (Vorbericht). - Verh. Geol. B.-A., 1977, 13-15.

FAUPL, P. (1978): Faziestypen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 68, 13-38.

FISCHAK, W. (1949): Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone östlich der Pielach. - 78 S., unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien.

GÖTZINGER, G. (1931): Aufnahmsbericht über die Flyschzone auf den Blättern Baden-Neulengbach, Tulln und Vergleichsstudien auf Blatt St. Pölten. - Verh. Geol. B.-A., 1931, 55-60.

GÖTZINGER, G. (1932): Aufnahmsbericht über die Flyschzone auf den Blättern Tulln, Baden-Neulengbach und Vergleichsstudien auf Blatt St. Pölten. - Verh. Geol. B.-A., 1932, 48-52.

GÖTZINGER, G. (1934): Eine neue Klippe im Flysch W der Traisen. Die tektonische Linie von Rabenstein an der Pielach. - Verh. Geol. B.-A., 1934, 86-88.

GÖTZINGER, G. (1953): Aufnahmen 1952 im Flysch auf den Blättern Ybbs, St. Pölten und Ergänzungen auf Blatt Baden - Neulengbach. - Verh. Geol. B.-A., 1953, 61-63.

GÖTZINGER, G. (1961): Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt St. Pölten (56) und Blatt Obergrafendorf (57). - Verh. Geol. B.-A., 1961, A31-A32.

GÖTZINGER, G. & BECKER, H. (1932): Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde). - Jb. Geol. B.-A., 82, 343-396.

GÖTZINGER, G. & EXNER, C. (1953): Kristallingeröle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau. - Skizzen zum Antlitz der Erde, 81-106, Verlag Brüder Hollinek.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H. (1952): Geologische Karte der Umgebung von Wien 1:75.000. - Geol. B.-A.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. & ROSENBERG, G. (1954): Erläuterungen der Geologischen Karte der Umgebung von Wien 1:75.000. - Geol. B.-A.

GRÜN, W., KITTLER, G., LAUER, G., PAPP, A., SCHNABEL, W. & CORNA, O. (1972): Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes. - Jb. Geol. B.-A., 115, 103-186.

GRUNERT, P., HINSCH, R., SACHSENHOFER, R.F., BECHTEL, A., ČORIĆ, S., HARZHAUSER, M., PILLER, W.E. & SPERL, H. (2013): Early Burdigalian infill of the Puchkirchen Trough (Northern Alpine Foreland Basin, Central Paratethys): Facies development and sequence stratigraphy. - Mar. Petrol. Geol., 39, 164-186.

GÜNTHER, R. (1988): Zur Geologie des Kalkalpenrandes östlich Rabenstein in Niederösterreich. - 55 S., Dipl.-Kleinkartierung Math.-Naturwiss. Fak, Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

HINSCH, R. (2008): New Insights into the Oligocene to Miocene Geological Evolution of the Molasse Basin of Austria. - Oil Gas Europ. Mag., 34/3, 138-143.

HINTEREGGER, H. (1977): Geologische Bearbeitung des Steinbruchs ENE Rabenstein/Pielach (Flyschzone). - Unveröff. Bericht Geol. Prakt. 4, Geol. Inst. Univ. Wien.

HOMAYOUN, M. & FAUPL, P. (1992): Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 38, 1-20.

HORWEGE, S. (1986): Rhenodanubischer Flysch und Alpine Deckentektonik zwischen Glosbach und Wetterluke, östlich Texing; Niederösterreich. - 73 S., Dipl.-Kleinkartierung Math.-Naturwiss, Fak. Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

KOBER, L. (1955): Bau und Entstehung der Alpen. - 379 S., Verlag F. Deuticke.

- KUFFNER, T. (1994): Zur Sedimentologie des „Sandstreifenschliers“ der östlichen Molassezone. - 103 S., unpubl. Diplomarbeit, Univ. Wien.
- MILKERT, D. (1987): Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Klippenzone westlich Rabenstein a.d. Pielach, NÖ. - 56 S., Dipl.-Kleinkartierung Fachber. Math.-Naturwissensch., Christian-Albrechts-Univ. Kiel.
- OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. - Jb. Geol. B.-A., 111, 115-145.
- OBERHAUSER, R. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen in Flysch und Klippenzonen auf Blatt 55 Obergrafendorf. - Jb. Geol. B.-A., 127, 211-212.
- PAPP, A. (1956): Probleme der Grenzziehung zwischen der helvetischen und tortonischen Stufe im Wiener Becken. - Mitt. Geol. Ges., 49, 235-256.
- PAUL, C.M. (1899): Die Wienersandsteine des Ybbstales in Niederösterreich. - Verh. Geol. R.-A., 1899, 282-284.
- PFERSMANN, C. (2013): Stratigraphy, lithofacies and geochemistry of the St. Veit Klippenzone and the Flysch units from the Lainz Tunnel, Vienna. - 209 S., unveröff. Diss. Univ. Wien.
- PICKERING, K., HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J. (1986): Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. - Earth Sci. Rev., 23, 75-174.
- PREY, S. (1957): Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ.). - Jb. Geol. B.-A., 100, 299-358.
- PREY, S. (1977): Der Serpentin von Kilb in der Flysch-Mittelkreide am Nordrande der Flyschzone (Niederösterreich). - Verh. Geol. B.-A., 1977/3, 271-277.
- PREY, S. (1979): Der Bau der Hauptklippenzone und der Kahlenberger Decke im Raum Purkersdorf-Wienerwaldsee (Wienerwald). - Verh. Geol. B.-A. 1979, 205-228.
- PREY, S. (1992): Das Flyschfenster von Windischgarsten und seine Umgebung - Eine Dokumentation über Schichtfolgen und Tektonik. - Jb. Geol. B.-A., 135, 513-577.
- RICHTER, W. & WIESENEDER, H. (1975): Zusammensetzung und geologische Position der Serpentinorkommen von Kilb und Gstadt (Niederösterreich). - Anz. Akad. Wiss., math-naturwiss. Kl., 1975, 1-8.
- RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 71 Ybbsitz. - Geol. B.-A.
- SCHNABEL, W. (1992): New data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch Zone of the Carpathians, - Cret. Res., 13, 405-419.
- SCHNABEL, W. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50.000, Blatt 58 Baden. - Geol. B.-A.
- SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. - 47 S., Land Niederösterreich und Geol. B.-A.
- SCHULZ, H. (1988): Die Klippenzone im Umkreis des Kaiserkogels westlich von Steubach (Niederösterreichische Voralpen). - 66 S., Dipl.-Kleinkartierung Math.-Naturwiss. Fak., Christian-Albrechts-Univ. Kiel.

SCHWENK, H. (1949): Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone westlich der Pielach. - 117 S., unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien.

SCHWINGENSCHLÖGL, R. (1981): Geologie der Kalkvoralpen und der subalpinen Zone im Raume Kirchberg/Pielach in Niederösterreich. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 39-86.

SOLOMONICA, P. (1934a): Eine neue Klippe im Flysch W der Traisen. - Verh. Geol. B.-A., 1934, S. 48.

SOLOMONICA, P. (1934b): Die Grenzregion zwischen Flysch und Kalkalpen von der Traisen bis zur Mank. - Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1934, 221-223.

STUR, D. (1894): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Wien. - Geol. R.-A.

TRAUTH, F. (1950): Die fazielle Ausbildung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. - Verh. Geol. B.-A., 1948, 145–218.

VETTERS, H. (1929): Aufnahmebericht über die Flyschzone und das Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs (4754) und die angrenzenden Teile von Blatt Gaming (4854). - Verh. Geol. B.-A., 1929, 41-45.

VETTERS, H. (1930): Aufnahmebericht über das Flysch- und das Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs (4754). - Verh. Geol. B.-A., 1930, 54-58.