

Komplikationen auftreten: mehrere Vorkommen von Älterem Schlier im Bereich W' St. Pölten (beim Teufelhof, im Nadelbach W' Hafing, im Einschnitt der Bahntrasse W' vom Hauptbahnhof) hat bereits W. FUCHS (1972) erkannt und als tektonische Aufbrüche innerhalb der ottnangischen Sedimente gedeutet. Im Zuge der Bauarbeiten entlang der neuen Bahntrasse für die Westbahn konnte im Bereich N' Witzendorf, fast genau ab der Blattgrenze, bis einige hundert Meter gegen E, eine tektonische Überlagerung von „Jüngerem Schlier“ bzw. Prinzersdorfer Sanden des Ottnangium durch Älteren Schlier mit scharfer Grenze beobachtet werden. Die begleitenden tektonischen Strukturen sind komplex, wobei extreme Schichtverstellungen und ungestört horizontale Lagerung innerhalb weniger Meter in lateraler und vertikaler Richtung wechseln können. Der Ältere Schlier lässt sich von der Bahntrasse, entlang der Ostflanke eines kleinen Tälchens, bis Witzendorf verfolgen, weshalb es sich wohl nicht nur um störungsgebundene lokale „Aufbrüche“ handelt, sondern um ein flächiges Auftreten des Älteren Schliers innerhalb jüngerer Deckschichten. Es konnte auch in keinem Aufschluss eine eindeutig lokalisierbare Großstörung gefunden werden, weshalb die eigentliche Bedeutung und Lage der St. Pöltener Störung ungeklärt bleibt. W. FUCHS (1972) sieht die östliche Fortsetzung der St. Pöltener Störung in der Überschiebungslinie der subalpinen Molasse nördlich des Schildberges und Haspelwaldes.

Die in der Dissertation von K. HAYR (1947) gegebene tektonische Interpretation von Baustil und Lagerungsverhältnissen in der Molassezone des behandelten Raumes ist, gemessen an der schlechten Aufgeschlossenheit des Gebietes, viel zu detailliert und widerspricht auch vielerorts den zugrundeliegenden Strukturdaten (Fallwerte). Diese Daten passen aber gut in das hier präsentierte, allgemeinere Bild und ergänzen es mit Informationen aus nicht mehr existenten Aufschlüssen.

E' der Traisen wird das Gebiet der Vorlandmolasse von den sogenannten Oncophora-Schichten eingenommen. Diese werden großteils von fein- bis mittelkörnigen Sanden aufgebaut, es gibt aber auch teilweise feinkiesige Mittel- bis Grobsandpakete. In gröberklastischen Lagen kann Molluskengrus angereichert sein. Die Sandpakete sind massig oder zeigen ebene Lamination. An der Basis der Sandpakete können Pelitklastenbrekzien auftreten. Große, rundliche Konkretionen sind häufig. In die Sande eingeschaltete, stark siltig-feinsandige Pelitpakete können mehrere Meter Mächtigkeit erlangen. Diese zeigen feine Lamination, lagenweise Anreicherung von Pflanzhäckseln und selten Rippelschichtung und Wickelschichtung (convolute bedding). Im Aufschluss ist eine lithofazielle Unterscheidung von den oben beschriebenen, ebenfalls sandreichen Sedimenten der nördlichen subal-

pinen Molasse kaum möglich. Allerdings sind die Nanno- und Mikrofossilproben aus dem Bereich der Oncophora-Schichten, im Unterschied zur subalpinen Molasse, konsistent vollkommen steril. Dies könnte milieubedingt, also primär sein, außerdem ist aber der Karbonatgehalt der Pelite sehr gering oder nicht vorhanden, was auch sekundäre Ursachen haben könnte. Auch Makrofossilien gibt es nur in umgelagerter Form, meist nur mehr als Schalengrus in den grobklastischen Lagen, wobei auch an eine Umlagerung aus älteren Sedimenten gedacht werden muss. Die bisherige stratigraphische Einstufung der „Oncophora-Schichten“ dieses Raumes in das oberste Ottnangium beruht daher auf Analogieschlüssen. Entsprechend unsicher ist ihre Parallellisierung, z.B. mit den Oncophora-Schichten im W' Oberösterreich und in Bayern.

Auch westlich der Traisen sind in der Vorlandmolasse, vom St. Pöltener Stadtwald gegen N, entlang des Steilabfalls zur Niederterrasse, die Oncophora-Schichten vertreten und im Bereich des Praters in mehreren großen Anrissen und Hohlwegen aufgeschlossen. Sie stehen hier in deutlich erosivem Kontakt zu den älteren Sedimenten des Untergrundes, da in gleicher Höhenlage, zwei Kilometer weiter westlich, bei Waitzendorf wieder ottnangische Sedimente anstehen. Außerdem sind in den häufig auftretenden Pelitklastenbrekzien und grobsandig-kiesigen Rinnenfüllungen zahlreiche, bis 50 cm große Schollen aus Älterem Schlier enthalten, die ein erosives Einschneiden im unmittelbaren Nahbereich anzeigen. Die Sande sind auch hier großteils massig entwickelt; an der Basis mancher Pakete kann ebene Lamination, Rippelschichtung und Wickelschichtung auftreten. Eine fazielle Interpretation der Oncophora-Schichten dieses Raumes ist noch ausständig.

Die Quartärgeologie des Traisental im „Becken von St. Pölten“ hat F. HAUER (1993) ausführlich bearbeitet. Im Gegensatz zur Traisen hatte die Perschling im Spät- und Postglazial nicht mehr genügend Kraft, um eine Niederterrasse zu schaffen. Das erste Terrassenniveau über dem jungen Talboden ist daher die Hochterrasse, die zwischen Perschling und Stössingbach einen von SW' Plosdorf bis Böheimkirchen reichenden, schönen Talsporn bildet. An der Westseite des Tales setzt sie sich, morphologisch von den kleinen Seitentälern stark aufgelöst, mit Unterbrechungen bis N' Mauterheim fort. Auch Jüngerer Deckenschotter ist entlang des Perschlingtales erhalten (z.B. um Maria Jeutendorf), seine Verbreitung konnte aber aufgrund der mächtigen Deckschichten ohne Kartierungsbohrungen nicht genauer gefasst werden. Gleiches gilt für das Niveau des Älteren Deckenschotter, das im Bereich zwischen Perschling- und Traisental, N' und S' der Autobahn noch stellenweise erhalten ist.

Blatt 57 Neulengbach

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone (Laaber Decke) auf Blatt 57 Neulengbach

ZDENĚK STRÁNÍK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1998 wurden die geologischen Aufnahmen in der Laaber Decke aus den Jahren 1994–1997 fortgesetzt

(STRÁNÍK, 1995, 1996; SCHNABEL, 1997). Der im Berichtszeitraum kartierte Bereich umfasst das Gebiet, welches im E und NE von Klausen-Leopoldsdorf ausgehend entlang des Lammeraubaches bis Untergrödl, dann weiter gegen WSW zum Schöpfl (K 893) und von dort gegen S durch den Mitterschöpfl, St. Corona-Klause, Hirschenstein (K 785), Großer Hollerberg (K 774), Eigerin (K 674), Lammerauberg (K 648) zurück nach Klausen-Leopoldsdorf begrenzt ist.

Die vorläufige stratigraphische Einstufung der Schichten erfolgte nach den Bestimmungen des Nannoplankton (det. H. EGGER, Geologische Bundesanstalt) und der Foraminiferen (det. M. BUBIK, Tschechisches Geologisches Institut Brno).

Die geologische Kartierung dieses Teiles des Wienerwaldes stützt sich auf die Untersuchungen von G. GÖTZINGER (1952, 1954), S. PREY (1961–1965), P. FAUPL (1975, 1976), H. STRADNER (1976) und W. SCHNABEL (1996).

Die Morphologie der Gegend ist von der Gesteinsbeschaffenheit geprägt. Die widerstandsfähigen Gesteine bilden höhere Berge, die fast 900 m SH erreichen (Schöpfel K 894). Die Haupttäler, die meist der Streichrichtung der Schichten (Riesenbach) und Störungszonen (Lammeraubach) folgen, sind vor allem an die Schichten mit vorherrschenden Peliten (Kaumberg-Formation und Agsbachschichten) gebunden.

Im zu untersuchenden Gebiet wurden folgende lithostratigraphische Einheiten ausgeschieden: Quarzitzerie, Kaumberg- und Laab-Formation. Letztere ist durch die Hois- und Agsbachschichten vertreten.

Quarzitzerie

Sie ist durch schwarz- und grünlichgraue, harte, schwach kieselige Tonschiefer, und dunkelgraue, dünnbankige, kieselige Siltsteine sowie feinkörnige Quarzsandsteine charakterisiert. Vereinzelt kommen mächtigere Lagen von Quarzsandsteinen vor. Die wenigen Nannoplankton- und Foraminiferenproben daraus waren fossilifer. Nach Lithologie und Alter ähnelt die Quarzitzerie auffällig dem Gaultflysch (SCHNABEL, 1996).

Schlechte Aufschlüsse sind im Oberlauf des Hollerbaches zwischen 550–570 m SH zu sehen. Die Gesteine sind hier stark gestört. Einige lose Blöcke der Quarzsandsteine sind stark zerbrochen und mit Kalzitadern durchsetzt. Viel deutlicher ist die Quarzitzerie in den Gräben entlang der Forststraße im Hollerbachtal etwa 450 m SW der Höhe Eigerin (K 674) aufgeschlossen. Vereinzelt schlecht aufgeschlossene Vorkommen der Quarzitzerie auf dem Bergkamm 300 m SW vom Großen Hollerberg (K 774) sind an eine bedeutende N–S-streichende Störungszone gebunden, wie schon von SCHNABEL (1996) vermutet worden war.

Kaumberg-Formation

Die Lithofazies dieser Formation kann im Allgemeinen als feinrhythmischer Flysch mit vorherrschenden bunten Tonen und Tonsteinen charakterisiert werden. Es handelt sich vorwiegend um eine Wechsellagerung von Streifen und linsenartigen Lagen von rotbraunen, grünen und grüngrauen Tonen, splittrigen Tonsteinen und zahlreichen Laminen und dünnbankigen (bis 30 cm) blau- und grüngrauen Siltsteinen und dunkel-laminierten kalkigen oder quarzitischen feinkörnigen Sandsteinen. Mächtigere Sandsteinlagen sind nur stellenweise vertreten. Gute Aufschlüsse dieser Formation sind im Lammeraubach am Nordrande des kartierten Gebietes östlich der Siedlung Untergrödl zu beobachten. Fast alle Foraminiferenproben aus rotbraunen Tonsteinen haben nach M. BUBIK oberkreatazische agglutinierte Foraminiferen der *Uvigerinammina jankoi*-Zone (Turon–Untercampan) geliefert, deren Charakter der Flyschbiofazies entspricht. Nur in einer Probe (15/98) aus massigen rotbraunen Tonsteinen im Talschluss des Hollerbaches weisen die Foraminiferen dieser Zone eine andere abyssische Biofazies aus.

Die Kaumberg-Formation ist intensiv gefaltet, bedingt durch die deutlich pelitische Entwicklung der Formation.

Das Einfallen der Schichten ändert sich sehr rasch und überkippte Lagerung ist nicht selten. Stark gestörte und schwer zu erkennende Aufschlüsse im Talschluss des Hollerbaches sind durch die erwähnte Querstörungszone verursacht. Den Kontakt der Kaumberg-Formation zur Laab-Formation am Nordrande des untersuchten Gebietes kann man wegen der mehr als dürftigen Aufschlussverhältnisse nicht verlässlich deuten. Im südlichen Seitengraben, der westlich der Siedlung Untergrödl in den Lammeraubach mündet, sind die Schichten in 530 m SH intensiv zerquetscht und deuten auf eine SW–NE-verlaufende Längsstörung. Der Verlauf dieser Störung weiter nach NE ist nordöstlich der Kote 466 durch eine Querbruchzone deutlich versetzt.

Laab-Formation

Die Untergliederung der Laab-Formation in die Hois- und Agsbachschichten (PREY, 1965) lässt sich im untersuchten Gebiet nachweisen.

Hoisschichten

Sind im tieferen Anteil durch fein- und mittelrhythmischen siliziklastischen Flysch charakterisiert, in welchem Siltsteinlamina und bis 30 cm mächtige Sandsteinbänke mit gleichmächtigen pelitischen Lagen wechseln. Die Pelite sind durch graue bis dunkelgraue blättrige Tonsteine und braun und grünlichgraue, stellenweise dunkelfleckige Tonsteine und Tonmergel vertreten. Sie sind durch graue und blaugraue kalkige feinkörnige dunkel-laminierte Sandsteine getrennt. Typisch sind die spärlichen Einschaltungen (35–65 cm) braungrauer weißlich anwitternder allodapischer Kalkmergel. Nur selten treten mächtigere Bänke (bis 130 cm) von fein- bis grobkörnigen gradierten Sandsteinen und Lagen (bis 300 cm) von grauen und braungrauen grobsplittigen Tonmergeln auf. Die Tonmergel haben nach H. EGGER seltene schlecht erhaltene Nannofossilien mit *Micula decussata*, *Quadrum gothicum*, *Watznaueria barnesae*, *Prediscosphaera cretacea*, *Aspidolithus parvus*, *Lucianorhabdus maleformis*, *Thoracosphaera saxea*, *Cruciplacolithus tenuis*, *Ericsonia supertusa* und *Arkhangelskiella cymbiformis* geliefert, die der Zeitspanne Campan–frühes Paleozän angehören.

In den höheren Hoisschichten wechselt grobrhythmischer Flysch mit Sequenzen von fein- und mittelrhythmischen Flysch, die den tieferen Hoisschichten lithologisch ähnlich sind. Im grobrhythmischen Flysch dominieren dickbankige (bis 6 m) graue und blaugraue fein- bis grobkörnige kalkig-kieselige Sandsteine mit gradierter und dunkel-laminierter, paralleler und wulstiger Schichtung.

Das klastische Material der Sandsteine besteht aus grauem Quarz, dunklen Schieferen, Karbonaten mit beiger Färbung und hohem Gehalt an pelitischer Matrix. Die dickbankigen Sandsteine sind meistens durch dünne Lagen dunkel- und grünlichgrauer blättriger Tonsteine getrennt. Die Pelite der höheren Hoisschichten sind oft fossilifer. Nur in einigen Proben hat H. EGGER relativ häufig schlecht erhaltene Nannofossilien mit *Ericsonia supertusa*, *Micula decussata*, *Discoaster mohleri*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Sphenolithus primus*, *S. anarrhopus* und *Arkhangelskiella cymbiformis* festgestellt, die den paleozänen Zonen NP 5 bis NP 7 angehören. Den Kontakt der Hoisschichten zu den Agsbachschichten kann man im linken Ast des Baches, der gegenüber dem Hollerbachtal in den Riesenbach mündet, in 510 m SH beobachten. Dieser ist hier wie auch östlich der Schöptlklaus durch dickbankige Sandsteine markiert, die die höchsten Hoisschichten repräsentieren. Die Tonsteine dieser Sandsteinlage (Probe 64/98) enthalten nach M. BUBIK arme agglutinierende Foraminiferen der

Rzehakina epigona-Zone (Campan–Paleozän). Die Sohlmarken (flute-casts) auf den Sandsteinbänken deuten auf Strömungsrichtung aus NE (80°).

Agsbachschichten

Im kartierten Gebiet wurden nur die tieferen Agsbachschichten angetroffen. Sie sind im allgemeinen durch typischen mittelrhythmischen siliziklastischen Flysch mit vorherrschenden Peliten ausgebildet. Die pelitischen Lagen von einigen cm bis 60 cm, fallweise auch 100 cm Mächtigkeit, sind durch graue, grünlich- und braungraue splittrige bis konchoidale Tonmergel und dunkel- und grüngraue Tonsteine repräsentiert. An der Basis der pelitischen Turbidite befinden sich nicht häufige dünne Einschaltungen von hellbraunen siltigen Tonsteinen. Selten wurden braungraue, stark kalkige weißlich anwitternde grobsplittrige Tonmergel beobachtet. In den Peliten sind zahlreiche Lamina, dünne Sandsteinbänke (3–60 cm) und stellenweise auch dickbankige Sandsteine (bis 500 cm) eingeschaltet. Die dünnbankigen, grauen und blaugrauen feinkörnigen Sandsteine weisen oft dunkle Lamination und einen hohen Gehalt von karbonatischem Bindemittel auf. Die dicken Bänke sind an der Basis durch massige, grobkörnige, kalkige Sandsteine gekennzeichnet, aus denen im verwitternden Zustand einzelne grobe Quarzkörner heraustreten.

Die biostratigraphische Einstufung der Agsbachschichten im untersuchenden Gebiet (spätes Paleozän bis frühes Untereozän) ist vor allem durch Nannofossilien belegt. Etliche Proben aus Tonmergeln haben nach H. EGGER die Nannozone NP 9 (*Discoaster multiradiatus*), NP 10 (*Tribrachiatus contortus*, *T. digitalis*), NP 11 (*Tribrachiatus orthostylus*, *Sphenolithus radians*, *Discoaster binodosus*) und NP 12 (*Discoaster lodoensis*) geliefert. Daneben sind häufig die aus der Oberkreide durchlaufenden Arten vertreten. Planktonische Foraminiferen der oberpaleozänen bis tiefst-untereozänen Zonen (P 4 bis P 7) hat M. BUBIK nur in einer Probe (20A/98) festgestellt. Häufige Sohlmarken (flute-casts) zeigen eine Verteilung der Paläoströmungen aus NE bis

SE (70°–115°) und stimmen mit den bisher bekannten Beobachtungen von W. RINGHOFER (1976 – unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien), W. SCHNABEL (mündliche Mitteilung) und STRÁNÍK (1996) aus benachbarten Gebieten überein.

Gute Aufschlüsse der Agsbachschichten treten im Lammeraubach, Riesenbach und im unteren Teil des linken Nebenflusses südwestlich der Schöptklause auf.

Insgesamt zeigen die Hois- und Agsbachschichten gegenüber der stark gefalteten Kaumberg-Formation einen großräumigen Muldenbau auf (SCHNABEL, 1996), der durch SW–NE-streichende Synklinale ausgeprägt ist. Neben flach- und steilstehendem Fallen ist auch überkippte Lagerung nicht selten. Diese ist besonders gut im Nordwestgehänge des Hollerbaches zu sehen. Der Kern der gegen NW überkippten Synklinale liegt im Riesenbachtal, wo in den Aufschlüssen intensive Störungen zu beobachten sind. Der Verlauf der Faltenstrukturen ist oft durch Brüche gestört. Die NW–SE-streichenden Querbrüche der Hollerbach-Störungszone versetzen im Lammeraubach deutlich den Kontakt Kaumberg-Formation/Agsbachschichten und schneiden NE des Höhenkammes des Vorderschöpl die morphologisch ausgeprägten Sandsteine der Hoisschichten ab.

Quartärablagerungen

Diese sind vor allem durch die fluviatilen Schotter und sandigen Lehme vertreten, die die Talauen der Wasserläufe ausfüllen. In Talauen des Lammeraubaches und Riesenbaches lassen sich zwei Niveaus der Terrassenschotter festlegen. An steilen Waldhängen der Höhenrücken befindet sich stellenweise mächtige verlehnte Schuttbedeckung. Häufige Schwemmkegel befinden sich an den Mündungen der Seitentäler in die Haupttäler. In Hängen, in denen mächtige Schuttbedeckung und Schichten mit vorherrschenden Peliten verbreitet sind, entstehen zahlreiche Rutschungen. Deutliche frische Abrisskanten zeigen, dass die Solifluktionsbewegungen bis heute andauern.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 64 Straßwalchen

ISABELLA RADAUER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das aufgenommene Gebiet liegt ESE von Glaserbach im Bereich der Trocken Klammern und wird von den Eckpunkten Bachgabelung E Zieglau, Wildlehen, Reinberg, von dort nach S zum Kehlbach, Kehlbach nach N umgrenzt. Der vom „Wildlehen“ nach W zum Kehlbach ziehende Graben wird in der Folge „Wildlehengraben“ genannt.

Dieser „Wildlehengraben“ ist in die südliche Flanke einer W–E-streichenden Antiklinale eingebettet. Von W trifft man zunächst knollige, rote, mit etwa 35° nach SW einfallende Plattenkalke an, deren Bänke 10–25 cm Stärke erreichen. Die aufgeschlossene Mächtigkeit wird mit ungefähr 35 m geschätzt. Über den roten Plattenkalken folgt mit deutlicher Grenze eine Brekzie. Die Bestandteile

bilden knollige rote und graue Kalke, wobei in den tieferen Schichten große kantige Bruchstücke vorkommen. In der größeren Partie sind die ungeordnet eingebetteten Gesteinsfragmente kalkig gebunden. Nach oben wird die Brekzie feiner, die Farbe überwiegend grau, das Bindemittel toniger und das Gestein damit weicher. Die Mächtigkeit dieser Brekzien beträgt ungefähr 25–30 m.

Die auflagernden roten, grün gefleckten, schwach sandigen Mergel weisen eine ziemlich gleichmäßige Schichtung (0,5–3 cm) auf und fallen mit 35–40° gegen SW ein. Sie bilden steile Felsplatten an der Nordflanke, während die Schichtköpfe an der Südflanke rippenartig hervorstehen. Die Schichtflächen sind manchmal leicht tonig belegt.

Darüber folgt mit deutlichem Wechsel ein gut 20–25 m mächtiger, dm-gebankter Radiolarit mit wellenartig gefalteten Schichten.

Im unteren, dünner (5–7 cm) gebankten Teil führt der dunkel-grünlichgraue Radiolarit dünne Hornsteinlinsen, der obere Teil ist kalkiger und dunkelgrau mit rötlichem Stich. Es sind dies die Unteren Bunten Kieselschichten.