

Bericht 2021 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz

FELIX HOFMAYER

Zur Überarbeitung der vorhandenen GEOFAST-Kartenkompilation 31 Eferding, sowie 50 Bad Hall und ergänzend zum gedruckten Kartenblatt 49 Wels wurde 2021 die Kartierung auf dem UTM Blatt 4319 Linz SW (NM 33-11-19) begonnen. Außerdem wurde die bereits laufende Landesaufnahme auf UTM Blatt 4319 Linz NE (NM 33-11-19) fortgesetzt. Dies geschah überwiegend mit Lesesteinkartierung, Handbohrungen und im verbauten Gebiet mit Bauaufschlüssen. Auf dem südwestlichen Viertelblatt erfolgte eine flächendeckende Kartierung entlang des Höhenrückens südlich von Alkoven, zwischen Aichberg und Gumpolding. Auf dem nordöstlichen Viertelblatt lag der Fokus auf der Abtrennung von Kristallingesteinen zur miozänen Sedimentbedeckung am Bachlberg in Linz-Urfahr und in Gramastetten sowie auf der Aufnahme von temporären Bauaufschlüssen im Stadtgebiet von Linz.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die UTM Zone 33 N mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

Geologischer Überblick

Neoproterozoikum–Paläozoikum

Die kristallinen Gesteine im Kartierungsgebiet sind dem Bavarikum und dem Südböhmischen Batholith zuzuordnen (LINNER, 2007). Um Linz treten vor allem stark migmatische Paragneise auf (LINNER, 2005). Aufgrund der sehr hohen Temperaturen während der metamorphen Prägung rekristallisierten die Paragneise stark und waren teilweise aufgeschmolzen. Sie weisen daher häufig Bereiche mit granitähnlicher Textur auf.

Paläogen/Neogen

Die paläogenen und neogenen Sedimente im Arbeitsgebiet werden als Molasse bezeichnet (KUHLEMANN & KEMPF, 2002) und gehören zum Ablagerungsraum der Paratethys. Die in den Kartierungsgebieten aufgenommene sedimentäre Bedeckung aus dem Paläogen umfasst marine Schichtglieder aus dem sogenannten Älteren Schlier (WAGNER, 1998; RUPP et al., 2011), wobei dieser informelle Begriff in die Eferding-Formation (dunkle, laminierte Silte und Tone aus dem oligozänen Egerium) (FILEK et al., 2021; RUPP & ČORIĆ, 2015) und die Ebelsberg-Formation (dunkle, laminierte Tone und Diatomite aus dem miozänen Egerium) (RUPP & ČORIĆ, 2012) aufgetrennt wird. Dementsprechend umfassen diese Schichtglieder, welche in ihrer flächigen Ausbreitung nur durch mikropaläontologische Methoden sicher unterschieden werden können, auch den jüngsten, neogenen Teil des Älteren Schliers. Zusätzlich finden sich auf dem Kristallin der Böhmisches Masse kaolinithaltige, sandig-tonige Sedimente, die als Pielach-Formation be-

zeichnet werden (Kiscellium–Egerium) und eine hohe lithologische Vielfalt aufweisen (FUCHS, 1973; SCHNABEL, 2002; RUPP, 2016).

Das Neogen wird neben der Ebelsberg-Formation durch die küstennahe Plesching-Formation, welche distal mit der Kletzenmarkt-Formation verzahnt, sowie durch den *Robulus*-Schlier s.str. repräsentiert (FAUPL & ROETZEL, 1990; KOHL & KRENMAYR 1997; RUPP et al., 2011). Die drei letztgenannten Schichtglieder entsprechen durchwegs dem unteren Ottnangium, sie wurden in einem flachmarinen bis neritischen Milieu abgelagert. Die Plesching-Formation wird durch grobklastisches Material, das aus Ablagerungen des Egeriums und Eggenburgiums aufgearbeitet wurde, gebildet. Dabei handelt es sich um fossilführende, schlecht sortierte Grobsande, mit häufig Phosphoritknollen und Glaukonit (RÖGL, 1969). Die küstennahe Fazies dieser Formation, welche ehemals als fossilreiche Grobsande bezeichnet wurde (FAUPL & ROETZEL, 1990), ist durch das Auftreten von Makrofossilien (Mollusken, Haizähne) und pelitischen Klasten charakterisiert. Überdies treten häufig verkieselte Hölzer, wie sie im Landesmuseum in Linz ausgestellt sind, auf (SELMEIER, 1998; RUPP et al., 2011). Die Kletzenmarkt-Formation wurde auf Blatt 49 Wels erstmals durch KOHL & KRENMAYR (1997) ausführlich beschrieben und wurde später einem tiefneritischen Ablagerungsraum zugeordnet (RUPP et al., 2011). Sie befindet sich im Hangenden des *Robulus*-Schliers, wobei die Grenze fließend ist, und verzahnt nach Norden mit der Plesching-Formation sowie nach Süden mit der Atzbach-Formation (KOHL & KRENMAYR, 1997; RUPP et al., 2011). Es handelt sich dabei um glaukonitreichen, feinkiesigen Mittel- bis Grobsand, teils mit konkretionären Sandsteinhorizonten und Mergellagen. Häufig sind außerdem Lagen von Molluskenschill und schräg geschichtete Bereiche (KOHL & KRENMAYR, 1997). Der *Robulus*-Schlier s.str. wurde bisher nicht als formelle Einheit definiert, obwohl er weit verbreitet und häufig – durch Schliergruben – aufgeschlossen ist. Im Norden liegt dieses Schichtglied meist diskordant auf egerischen Sedimenten und im Süden liegt dieser der eggenburgischen Hall-Formation und äquivalenten Schichtgliedern auf (RUPP et al., 2011). Zum Hangenden hin wurde eine Abtrennung von der lithofaziell ähnlichen Ottnang-Formation vorgenommen (WAGNER, 1998; RUPP, 2008). Lithologisch zeichnen sich die Sedimente durch eine feine Wechsellagerung von Tonmergeln und feinsandigen Silten, mit häufiger Bioturbation aus.

Quartär

Auf Kartenblatt Linz SW ist ein markanter Höhenrücken erkennbar, der sich von West nach Ost zieht („Schartener Hügel“), welcher zwischen Traun im Süden und Donau im Norden erhalten geblieben ist (KOHL, 1990). Dieser Höhenrücken wird überwiegend aus tonig-siltigen Sedimenten des Egeriums und aus sandig-siltigen Sedimenten des Ottnangiums aufgebaut. Der Höhenzug zeigt steile Nord- und flache Südhänge, letztere sind mit Löss und Lösslehm sowie Soliflukationsablagerungen überdeckt. Im Norden schließt eine weite Ebene an, die als Eferding-Becken

bezeichnet wird und durch das Einschnüren der Donau bei Ottensheim, zum Linzer Engtal, gebildet wurde (KOHL, 1973). Im diesem Becken lagerten sich fluviatile Kiese und Sande des Pleistozäns (Niederterrasse) und feinkörnige, holozäne Überschwemmungssedimente ab (KOHL, 1990).

An den Nordhängen des Schlierrückens lassen sich großflächige Massenbewegungen beobachten, die zum Eferding-Becken hin abgleiten. Sie können durchaus mehrere tausend Quadratmeter groß sein und werden meist in Zusammenhang mit den wasserstauenden Schichten des Älteren Schliers gebracht (KOHL, 1990; KOHL & KRENNMAYR, 1997).

Im Weiteren wurden zahlreiche Bereiche mit Vernässungen und Flächen mit Anmoor-Ablagerungen dokumentiert (KOHL & KRENNMAYR, 1997). Breite Anmoore bildeten sich über der Niederterrasse im Eferding-Becken, am Übergang zum tonigen Sediment des Älteren Schliers. ¹⁴C-Datierungen aus solchen Sedimenten bei Eferding erbrachten Alter von 7.380 Jahren, was auf eine Bildung während der postglazialen Warmzeit an der Grenze Boreal-Atlantikum hindeutet (KOHL, 1968). Datierungen aus Anmoor-Sedimenten bei Winkeln (RUPP, 2016) erbrachten Alter von 11.400–10.730 Jahren (Alleröd Interstadial). Diese siltigen Ablagerungen enthalten neben zahlreichen Pflanzenresten außerdem Lössschnecken (RUPP, 2016).

Ergebnisse und Diskussion

UTM-Blatt Linz NE

In Gramastetten wurde die Freifläche zwischen Schmiedberg und Waldingerstraße untersucht, um das Vorkommen von Pielach-Formation abzugrenzen, welches entlang einer Böschung (Schmiedberg 17; R: 440081, H: 5358592) und in einer Handbohrung (R: 440202, H: 5358687) punktuell festgestellt wurde. Das Sediment zeigte einen hohen Anteil an Kaolinit, sowie dunklen Ton mit rötlichen Verfärbungen, was typisch für die Pielach-Formation ist (RUPP, 2016). In einer drei Meter tiefen Baugrube (R: 440152, H: 5358603) zwischen diesen Punkten konnte allerdings nur ein kiesiges, diamiktisches Sediment mit Kristallinbruchstücken, typisch für Solifluktuationsablagerungen, festgestellt werden. Daraus lässt sich schließen, dass dieser Bereich durch starke Umlagerung geprägt ist und die Pielach-Formation dort wohl nur noch reliktsch auftritt. Dennoch sollte das Auftreten der Pielach-Formation an dieser Stelle, auf einer Höhe von etwa 500 m, nicht außer Acht gelassen werden, da es ein wichtiges Indiz für ihre ursprüngliche Verbreitung darstellt.

Im Linzer Stadtgebiet wurden zahlreiche Baustellen aufgenommen sowie Bereiche mit sedimentärer Bedeckung am Bachlberg und Gründberg abgegrenzt. Morphologisch zeichnet sich der Gründberg durch einen etwa 60 m tiefen Einschnitt aus, der SW–NE gerichtet ist. Die breite und relativ ebene Fläche zwischen den aufragenden Erhebungen aus migmatischem Gestein ist gekennzeichnet durch eine mächtige Solifluktuationsablagerung. Dies konnte in einer Baugrube (R: 446993, H: 5354212) des Kleingartenvereins am Gründberg erfasst werden. Die drei Meter tiefe Baugrube zeigte durchwegs lehmig-sandiges Sediment mit Lagen aus Kristallingrus und zahlreichen Kristallinbruchstücken. Am Nordrand der Senke erhebt sich ein steiler Hang, beste-

hend aus Migmatit und migmatischem Paragneis. Entlang einer Forststraße lassen sich dort zahlreiche Aufschlüsse aufnehmen, die stark zerklüftetes Gestein zeigen. Die Klüftung wird durch zahlreiche, gut erkennbare Bruchflächen hervorgerufen, wobei lediglich zwei davon zuverlässig eingemessen werden konnten (R: 447056, H: 5354607), dennoch ist deren Orientierung als repräsentativ anzusehen. Es zeigen sich Harnischflächen, die mit etwa 60° nach Süden einfallen, die Abrisskanten der Harnischstriemung zeigen einen abschiebenden Bewegungssinn an. Außerdem lassen sich Harnischflächen beobachten, die mit etwa 85° nach Südost einfallen. Die Harnischstriemung auf diesen Flächen ist geprägt durch markante Grate und Rillen mit Abrisskanten, die auf einen sinistralen Schersinn schließen lassen. Das enge Trennflächengefüge des Gesteinsverbands führte offenbar zu starkem Schuttanfall und in der Folge zur Bildung von Hangschuttablagerungen, die auf der Karte überwiegend den Solifluktuationsablagerungen zugeordnet wurden. Aufgrund dieser Beobachtungen wird eine SW–NE streichende Störung vermutet, die sich durch die Senke am Gründberg zieht und im Osten in die Haselgraben-Störung mündet. Damit würde diese Störung äquivalent zu den bereits beschriebenen ältesten Störungen im Bereich des Haselgrabens passen (IGLSEDER, 2014a, b). Dabei werden die SW–NE streichenden Störungen ebenfalls einer sinistralen Bewegung zugeordnet.

Am Bachlberg wurde die Plesching-Formation vom umliegenden Kristallin und den tiefgründig verwitterten Bereichen abgetrennt. Dabei zeigte sich, dass sich die Plesching-Formation ausschließlich entlang des Höhenrückens erhalten hat, in den Hangbereichen wurde diese erodiert. Außerdem konnten auf den Hochflächen Bereiche mit in situ verwittertem Kristallin aufgenommen werden. Stark verlehmt Sediment in Geländemulden, das aus umgelagerten Verwitterungsprodukten des Kristallins besteht, wurde teils als Solifluktuationsablagerung dargestellt. Zusätzlich wurden im Stadtgebiet unterhalb des Gründbergs drei Baustellen aufgenommen. In zwei Baustellen am Haselbach (R: 447811, H: 5354282; R: 448190, H: 5353594) konnte ein kiesig-sandiges Sediment mit großen, gerundeten Kristallinblöcken beobachtet werden. Dieses kann als fluviatile Ablagerung vom Haselbach in Form eines Schwemmfächers interpretiert werden. Eine weitere Baustelle (R: 447542, H: 5353934) zeigte ein graubraunes, lehmig-toniges Sediment mit hohem Anteil an Quarzsand und kaolinitisch verwitterten Feldspäten, das als umgelagerte Pielach-Formation interpretiert werden kann und hier als Solifluktuationsablagerung ausgeschieden wird.

Im Stadtgebiet Linz-Urfahr, am westlichen Stadtrand konnte in mehreren kleinen Aufschlüssen durchwegs Löss aufgenommen werden. Hangabwärts Richtung Donau wurde in einer Baugrube (R: 445885, H: 5351020) ausschließlich Kristallingestein angetroffen. Außerdem wurden südlich der Donau, im Stadtgebiet Linz, Baustellen mit Löss (R: 446273, H: 5350087), gut sortierten Sanden (Überschwemmungsablagerungen; R: 446922, H: 5350652) und sandigen Kiesen (fluviatile Ablagerungen; R: 447349, H: 5350344) aufgenommen.

Paläogen/Neogen

Die kartierten Sedimente aus dem Paläogen umfassen die Eferding- und Ebelsberg-Formation (Egerium), wobei deren Formationsgrenze voraussichtlich im Kartenblatt verläuft (FILEK et al., 2021). Der genaue Verlauf dieser Grenze soll im Laufe der Kartierungsarbeiten durch biostratigrafische Beprobungen (vgl. RUPP & ĆORIĆ, 2012, 2015) ermittelt werden. Auf bisherigen Karten wurden beide Formationen unter dem Begriff „Älterer Schlier“ zusammengefasst. Für große Teile des Höhenzugs, der vom Eferding-Becken nach Süden aufsteigt, kann angenommen werden, dass dieser von Eferding-Formation aufgebaut wird, da die Grube Unterrudling (Leube Quarzsande GmbH) westlich von Eferding ausschließlich Eferding-Formation zeigt (FILEK et al., 2021). Allerdings zeigte die paläoökologische Rekonstruktion der Sedimente in Unterrudling, dass die Umweltbedingungen sich jenen der Ebelsberg-Formation zum Hangenden hin annähern und somit Hinweise auf die Schichtgrenze geben (FILEK et al., 2021). Begründet ist dies darin, dass die beiden Formationen hauptsächlich durch unterschiedliche Vergesellschaftungen von benthischen Foraminiferen getrennt wurden, die eine höhere Eutrophierung in den hangenden Teilen zeigen (RUPP & ĆORIĆ, 2012, 2015; GRUNERT et al., 2010). Dies würde andeuten, dass auch auf dem Kartenblatt Linz SW die Schichtgrenze der beiden Formationen entlang des Höhenrückens auf ca. 350 m zu erwarten ist. Zusätzlich wurden an mehreren Stellen zwischen Forst und Axberg (R: 432022, H: 5344940; R: 433816, H: 5345301) Bereiche kartiert, an welchen ein laminiertes, kalkfreier Tonstein mit hoher Porosität ausbeißt. Dieses Gestein ähnelt den Diatomitlagen in der Ebelsberg-Formation (RUPP & ĆORIĆ, 2012). In weiten Bereichen, wie zum Beispiel auch bei Winkeln (R: 434946, H: 5346967), treten Siltsteine mit fossilen Fischresten und karbonatischen Konkretionen auf, wie sie in der Eferding-Formation in Unterrudling zu beobachten sind (FILEK et al., 2021). Als Schlussfolgerung kann davon ausgegangen werden, dass die Grenze der Eferding-Formation zur Ebelsberg-Formation auf dem Kartenblatt verläuft, die genaue Abtrennung aber mit zahlreichen Mikrofossilproben erfolgen muss.

Im stratigrafisch Hangenden des Älteren Schliers befindet sich der *Robulus*-Schlier s.str. aus dem unteren Ottnangium (RUPP et al., 2011). Dieses Schichtglied lagerte sich diskordant über den Sedimenten des Egeriums ab, die Ablagerungen des Eggenburgiums fehlen im Raum Linz vollkommen (WAGNER, 1998; RUPP et al., 2011). Diese Schichtlücke konnte auch in der Grube Finklham (R: 424905, H: 5343730) beobachtet werden, wobei diese derzeit rekultiviert wird. Das Sediment des *Robulus*-Schliers wurde auch in den Gruben Ennsberg (R: 427090, H: 5340720) und Hartberg (R: 425115, H: 5342752) angetroffen. Generell ist in diesen Gruben, welche sich auf dem westlich angrenzenden Kartenblatt (NM 33-10-24) befinden, das typische Erscheinungsbild des *Robulus*-Schliers anzutreffen. Es ist eine Wechsellagerung von fein geschichteten, pelitischen Abschnitten und intensiv bioturbaten, siltig-sandigen Sedimentpaketen mit jeweils mehreren Zentimetern bis wenigen Dezimetern Mächtigkeit zu beobachten. Die Schichten fallen generell mit etwa 30° nach ESE ein (einzelner Messwert: 23/080). Neben den komplett durchwühlten Lagen lassen sich auch distinkte Spurenfossilien erkennen, eben-

so wie Molluskenreste in Lebendstellung. Diese Beobachtungen würden für ein generell ruhiges Milieu sprechen, weshalb der *Robulus*-Schlier in Oberösterreich der neritischen Beckenfazies des unteren Ottnangium zugeordnet wird (RUPP et al., 2011). Im Kartierungsgebiet wurden zwischen Peterhauser und Aichberg große Bereiche dieser Ablagerungen mit Hilfe von Lesesteinen und Handbohrungen abgegrenzt. Typisch ist dabei das Auftreten von verhärteten, gelb bis grün-grauen pelitischen Plättchen mit sandigen Zwischenlagen an der Oberfläche.

Im Hangenden des *Robulus*-Schliers und mit diesem verzahnt lagerte sich die Kletzenmarkt-Formation ab (KOHL & KRENMAYR, 1997). Dieser Übergang konnte in der Grube Finklham (siehe oben) beobachtet werden. In Finklham zeigt sich im Hangenden des *Robulus*-Schliers eine Zunahme der siltigen und sandigen Einschaltungen in das pelitische Sediment. Darüber zeigen sich dann Sandlagen mit Rippel- und Schrägschichtung. In diesen Lagen lassen sich Flammenstrukturen erkennen, die auf Entwässerung durch plötzliche Auflast schließen lassen. Darüber setzt sich kurz wieder das laminierte, pelitische Sediment des *Robulus*-Schlier fort. Dann folgt eine sehr deutlich erkennbare, ein bis zwei Meter mächtige Lage aus rötlich oxidiertem, glaukonitischem Mittel- bis Grobsand, mit zahlreichen eingeregelteten Schalenbruchstücken. Diese Schicht wurde zum einen an einer Störung um mehrere Meter versetzt, zum anderen keilt sie lateral aus und wird durch eine Sand-Ton-Wechsellagerung abgelöst. Diese Schicht deutet auf hohe Strömungsgeschwindigkeiten hin und könnte als subtidale Fortsetzung einer Gezeitenrinne interpretiert werden, vergleichbar mit Gezeitenrinnen wie sie in der Atzbach- und Plesching-Formation beobachtet werden (RUPP et al., 2011; FAUPL & ROETZEL, 1987). Die erwähnten Entwässerungsstrukturen können synsedimentär, in Zusammenhang mit kurzfristig hohen Sedimentationsraten erklärt werden (OWEN, 2003).

Im Kartierungsgebiet konnte die Kletzenmarkt-Formation und der Fazieswechsel zum *Robulus*-Schlier zwischen Peterhauser und Aichberg beobachtet werden, wobei die Kletzenmarkt-Formation oftmals morphologische Rücken bildet. Das Sediment konnte vielfach in Form von Lesesteinen (z.B.: R: 432542, H: 5344948), in kleinen Aufschlüssen (z.B.: R: 431798, H: 5344452) und durch Handbohrungen (z.B.: R: 432966, H: 5345362) beobachtet werden. Dabei konnten lithofaziell unterschiedliche Bereiche erkannt werden, die vor allem auf Korngrößenunterschieden beruhen, ähnlich wie es für die Kletzenmarkt-Formation auf benachbarten Kartenblättern festgestellt wurde (KOHL & KRENMAYR, 1997; RUPP et al., 2011).

Entlang der Straße von Aichberg nach Kranzing befinden sich drei markante Höhenrücken, auf einer Höhe von 390–430 m. Auf den Ackerflächen lässt sich ein rötliches Sediment, bestehend aus glaukonitischem, feinkiesigem Mittel- bis Grobsand beobachten. Dort lassen sich außerdem zu Sandstein verhärtete Bereiche feststellen, die eine relativ hohe Anzahl an verkieselten Hölzern und selten Phosphoritknollen aufweisen. Darunter konnten Hölzer der Gattung *Quercus* (Eichen) identifiziert werden, die durch ihre typischen Radialstrahlen in der Holzstruktur auffallen (SELMEIER, 1998; WHEELER & DILLHOFF, 2009). Die Verkieselung, die vermutlich von den Sanden ausging, reichte wohl auch in die liegenden Schichten des *Robulus*-Schliers, da im Umfeld der Grobsande vermehrt kieselig zementierte Le-

sesteine desselben zu finden sind. Bisher wurden in der Kletzenmarkt-Formation keine Funde von fossilen Hölzern, oder Phosphoriten dokumentiert. In der Plesching-Formation (glaukonitische Sande) hingegen treten solche Funde häufig auf (FAUPL & ROETZEL, 1990; HOFMANN, 1944). Daher könnte dieser Faziestyp, der räumlich klar abtrennbar ist, auch der Plesching-Formation zuzuordnen sein, wobei die erwähnten hochenergetischen Ablagerungsbedingungen der Kletzenmarkt-Formation (RUPP et al., 2011) einen Transport von Hölzern in das Becken sicherlich ermöglicht haben könnten. Weiter westlich, entlang des Schartener Hügels südlich von Forst, lässt sich eine andere Faziesabfolge durch zahlreiche kleine Aufschlüsse beobachten. Der Übergang im Hangenden des *Robulus*-Schliers hin zur Kletzenmarkt-Formation ist hier fließend, es schalten sich in die tonig-siltigen Ablagerungen vermehrt Sandlagen ein. Zum Hangenden hin nehmen die sandigen Bereiche zu, bis schließlich ein gut sortierter Fein- bis Mittelsand mit Sandsteinlagen dominiert. Diese Sande und Sandsteine können lateral auskeilen und werden dort durch pelitische Ablagerungen ersetzt. Generell ist diese Fazies durch starken Wechsel gekennzeichnet und kann als Übergangsbereich von *Robulus*-Schlier und Kletzenmarkt-Formation angesehen werden, ähnlich wie es durch KOHL & KRENMAYR (1997) erkannt wurde. Die grobsandige Fazies mit den fossilen Hölzern könnte einerseits als hochenergetische Ablagerung gedeutet werden, die sich in die sonst eher sandig-siltige Kletzenmarkt-Formation einschaltet und durch Gezeitenströmungen und Sturmereignisse gebildet wurde (SCHÄFER, 2020). Alternativ könnten sie zur flachmarinen Plesching-Formation gestellt werden.

Niederterrasse, Anmoore und Massenbewegungen

Im Eferding-Becken, etwa 1,5 km westlich von Alkoven, wurde eine Kiesgrube aufgenommen (R: 432191, H: 5348200), in der Sedimente der Niederterrasse abgebaut werden. Zu erkennen sind Mittel- bis Grobkiese mit einem hohen Anteil an gut sortierter Sandmatrix. Die gerundeten Komponenten zeigen eine deutliche Einregelung und es sind Rinnenstrukturen und Schrägschichtung erkennbar. Das Geröllspektrum wird von Quarz dominiert, zeigt allerdings auch Kristallin-, Kalk- und Sandstein-Gerölle. Etwa zwei Meter über dem heutigen Grundwasserspiegel lässt sich eine durchgehende Lage mit Eisen- und Mangankrusten beobachten, was auf einen älteren Grundwasserstand zurückzuführen ist. In die Kiese sind immer wieder Zentimeter mächtige Sandlagen eingeschaltet, die in das Hangende zunehmen. Im graduellen Übergangsbereich zu dem darüber liegenden Löss (Feinsand, Silt) lassen sich schräg geschichtete, gut sortierte Sande mit Tonlagen beobachten. Dies könnte auf einen kontinuierlichen Übergang von einem energiereichen hin zu einem ruhigeren fluviatilen Milieu deuten. Alternativ könnte es sich bei den hangenden sandigen Sedimenten um Überschwemmungsablagerungen aus dem Spätglazial der Donau handeln, wie sie von KOHL (1973) beschrieben wurden. Ähnliche Ablagerungen konnten bei Gumpolding beobachtet werden, sie zeigen ein feinsandig-siltiges Sediment und wurden bisher der Hochterrasse zugeordnet. Die Interpretation dieser Sedimente muss aber durch weitere Geländeaufnahmen überprüft werden und ist derzeit unklar.

Entlang des südlichen Randes der Niederterrasse im Eferding-Becken, am Fuß des Höhenrückens, wurde ein brei-

ter Bereich mit dunklem feinkörnigem Sediment aufgenommen. Dies entspricht den torfigen Ablagerungen eines Anmoors, wie es bereits von KOHL (1968) erkannt wurde. Zahlreiche Vernässungen wurden auch in Bereichen von Massenbewegungen beobachtet.

Entlang der gesamten Nordflanke des Höhenzuges zwischen Peterhauser und Thalham wurden große Bereiche aufgenommen, die durch gravitative Formen geprägt sind. Beeindruckend sind dabei die Hauptabrisskanten der Massenbewegungen, die durchschnittlich 25 m (maximal 40 m) hoch sind. Vereinzelt zeigen sich im Bereich der Krone auch Zerrspalten. Der Akkumulationsbereich der Gleitprozesse reicht meist bis hinunter auf die Talfüllung des Eferding-Beckens. Dabei wird von der Abrisskante bis zur Stirn der Massenbewegungen ein Höhenunterschied von durchschnittlich 120 m, auf einer Strecke von 500–1.200 m überwunden. Gebäude in diesem Gebiet weisen zahlreiche breite Risse im Mauerwerk auf (z.B. R: 431619, H: 5345027) und mehrere senkrechte Kanalschächte zeigten eine horizontale Durchscherung (R: 434083, H: 5345889), was die anhaltende Aktivität der Gleitmassen belegt. Im Abrissbereich der morphologisch gut abgrenzbaren Gleitmassen (z.B. R: 431727, H: 5344981) konnte durch Lesesteinkartierung teilweise die gesamte stratigrafische Abfolge vom Älteren Schlier über den *Robulus*-Schlier hin zur Kletzenmarkt-Formation nachgewiesen werden, was auf ein Abgleiten im Verband schließen lässt. Zusätzlich sind neben dem Hauptabriss oftmals zahlreiche untergeordnete Abrisse erkennbar, die durch vernässte Nackentälchen und kleinere sekundäre Abrisskanten gekennzeichnet sind. Im Akkumulationsbereich kann morphologisch ein sehr unregelmäßiges Gelände beobachtet werden, mit stark verlehmtten Sedimenten, die nicht mehr stratigrafisch abgrenzbar sind und aufgrund von Umlagerung und Durchmischung des Lockermaterials quartäre Sedimentneubildungen (Gleitmassen, Fließmassen) (STEINBICHLER et al., 2019) darstellen. Diese Beobachtungen deuten auf multiple Rotationsrutschungen an tiefer liegenden Gleitflächen (20–40 m Tiefe) hin, die typischerweise in isotropen, kohäsiven Sedimenten (Silt, Ton) auftreten (NIEDERSCHICK, 2007). Auch auf dem benachbarten Kartenblatt Wels wurden diese gestaffelten gravitativen Ablagerungen aus Hangendmaterial erfasst (KOHL & KRENMAYR, 1997).

Über die genaue Genese der Massenbewegungen und deren initiales Alter wurde bisher nur wenig veröffentlicht. Gewöhnlich ist der Ältere Schlier eher standfest und zeigt im trockenen Zustand auch bei steilen Böschungswinkeln keine Setzungen oder Abgleitungen. Dies kann man in der Ton- bzw. Sandgrube Unterrudling gut erfassen, wo die Ablagerungen in teilweise Zehnermeter mächtigen, senkrechten Wänden aufgeföhren werden. Daher muss es bei den Massenbewegungen entlang des erwähnten Höhenzuges zwischen Peterhauser und Thalham auslösende Faktoren geben, die zur Erhöhung der treibenden bzw. zur Verminderung der haltenden Kräfte führen. Zum einen ist die geologische Ausgangssituation entscheidend, da sich über den laminierten Tonen des Älteren Schliers, im Gegensatz zu Unterrudling, siltig-sandige bis kiesige Ablagerungen des Ottnangiums befinden (*Robulus*-Schlier, Kletzenmarkt-Formation). Zum anderen wurde der Hangfuß im Zuge der Bildung des Eferding-Beckens (KOHL, 1990) erodiert und das dort bereits akkumulierte Material der Mas-

senbewegungen abgetragen. Damit wurde der gravitativ ausgeglichene Unterhang unterschritten und es kam zur Reaktivierung der Prozesse an bestehenden Gleitflächen. Belegt wird dies durch die Tatsache, dass die Niederterrasse bis an den Fuß des Höhenrückens heranreicht, beziehungsweise von den Ablagerungen der Massenbewegungen überlagert wird. Somit wurde das Widerlager am Hangfuß sukzessive entfernt, was zu einer Verminderung der haltenden Kräfte führte und eine Vergrößerung des Eferding-Beckens ermöglichte. Auch die generelle Hangneigung an der Nordseite des Höhenrückens wurde dadurch relativ steil gehalten, wobei der Neigungswinkel bei Rotationsrutschungen eine eher untergeordnete Rolle spielt, da es auch bei geringer Neigung zum Abgleiten kommen kann (NIEDERSCHICK, 2007). Zusätzlich wird der Hangfuß durch die Grundwasserführung in den Kiesen der Niederterrasse (siehe Abschnitt Niederterrasse) stark durchfeuchtet, was die Scherfestigkeit im Älteren Schlier, durch Verlehmung und Quellung der Tonminerale, herabsetzt (NIEDERSCHICK, 2007). Allgemein werden die hydrologischen Eigenschaften der beteiligten Sedimente als primäre Auslöser für Rotationsrutschungen angesehen. Zum einen sind die sandig-siltigen bis kiesigen Sedimente im Hangenden eher wasserdurchlässig, beziehungsweise wasserführend (KOHL & KRENMAYR, 1997). Zum anderen sind die tonigen Sedimente im Liegenden wasserstauend, wobei der Ältere Schlier auch Klüfte aufweist (FILEK et al., 2021), die wasserführend sein können (VOHRZYKA, 1973). Dies führt dazu, dass sich Wasser an der Schichtgrenze staut, was Quellaustritte belegen. Dadurch wird die Scherfestigkeit herabgesetzt, sodass sich dort Gleitflächen ausbilden können. Allerdings sickert ein Teil des Wassers unter diesen Horizont in das Kluftnetzwerk des Älteren Schliers und es kommt auch dort zur Reduktion der Scherfestigkeit durch höheren Porenwasserdruck sowie Quellung der Tonminerale. Dies erklärt den erheblichen, in den Älteren Schlier hineingreifenden Tiefgang der Gleitprozesse. Zusätzlich entsteht durch die Wasserführung in den hangenden Sedimenten des Ottnangiums eine höhere Auflast und dadurch eine Erhöhung der treibenden Kräfte, wobei sich in dieser Situation ein Kräftegleichgewicht einstellt. Lediglich bei Starkregenereignissen kommt es zu einer dynamischen Belastung und somit zur Aktivierung der Gleitflächen. Diese Kombination aus natürlichen Faktoren führt hier zur Ausbildung der großflächigen Massenbewegungen im Älteren Schlier, der anderorts stabil erscheint. Sind diese gravitativen Prozesse einmal aktiviert und die Gleitflächen geschaffen, so braucht es nur geringe Veränderungen, um die Massenbewegungen zu reaktivieren. Schäden an Infrastruktur und Gebäuden belegen, dass die Gleitungen immer noch aktiv sind und ein stabiler Zustand noch nicht erreicht ist.

Zum Alter der Gleitungen lässt sich beobachten, dass viele Abrisskanten noch kaum erodiert wurden und steil sind. Außerdem überlagern viele Gleitmassen in ihrem distalen Bereich die Ablagerungen der Niederterrasse. Dies lässt auf holozäne Bewegungen schließen. Auch im von mächtigen Löss bedeckten Areal sind Geländestufen und Senken ersichtlich. In diesen Bereichen ermöglicht erst das Höhenmodell die eindeutige Erfassung des morphologischen Zusammenhangs und die Interpretation der Geländestufe als Abrisskante. Somit belegt die Morphologie zusammen mit der Lössbedeckung, dass Massenbewegungen zum Teil schon vor dem Würm-Hochglazial, beziehungsweise

vor der letzten Lösssedimentation aktiv waren. Dies wurde auch von KOHL & KRENMAYR (1997) durch Funde von pleistozäner Fauna und Flora erkannt. Daher scheint auch der Rückgang des Permafrosts im Spätglazial als bedeutender Faktor für die Entwicklung der Massenbewegungen.

Literatur

- FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1987): Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **130**, 415–447, Wien.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1990): Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **133**, 157–180, Wien.
- FILEK, T., HOFMAYER, F., FEICHTINGER, I., BERNING, B., POLLERSPÖCK, J., ZWICKER, J., SMRZKA, D., PECKMANN, J., KRANNER, M., MANDIC, O., REICHENBACHER, B., KROH, A., UCHMAN, A., ROETZEL, R. & HARZHAUSER, M. (2021): Environmental conditions during the late Oligocene transgression in the North Alpine Foreland Basin (Eferding Formation, Egerian) – A multidisciplinary approach. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **580**, 110527, 26 S., Amsterdam.
- FUCHS, W. (1973): Bericht 1972 über Aufnahmen auf Blatt Perg (34). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1973**, A40–A41, Wien.
- GRUNERT, P., HARZHAUSER, M., RÖGL, F., SACHSENHOFER, R., GRATZER, R., SOLIMAN, A. & PILLER, W.E. (2010): Oceanographic conditions as a trigger for the formation of an Early Miocene (Aquitania) Konservat-Lagerstätte in the Central Paratethys Sea. – *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **292**, 425–442, Amsterdam.
- HOFMANN, E. (1944): Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberdonau. 1. Teil. – *Palaeontographica, Abteilung B: Palaeophytologie*, **88/1–3**, 1–86, Stuttgart.
- IGLSEDER, C. (2014a): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmisches Masse auf Blatt 4319 Linz (Haselgraben West). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 361–363, Wien.
- IGLSEDER, C. (2014b): Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Böhmisches Masse auf Blatt 4319 Linz (Haselgraben West). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 363–365, Wien.
- KOHL, H. (1968): Beiträge über Aufbau und Alter der Donautalsole bei Linz. – *Sonderdruck aus: Naturkundliches Jahrbuch der Stadt Linz*, **1968**, 60 S., Linz.
- KOHL, H. (1973): Zum Aufbau und Alter der oberösterreichischen Donauebene. – *Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines*, **118a**, 187–196, Linz.
- KOHL, H. (1990): Kompilierte Geologische Karte 1:20.000 des OÖ Zentral- und Donauraumes. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **20**, 11 S., 20 Beilagen, Wien.
- KOHL, H. & KRENMAYR, H.-G. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 49 Wels. – **77 S.**, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – *Sedimentary Geology*, **152**, 45–78, Amsterdam.
- LINNER, M. (2005): Bericht 2004 über die geologische Aufnahme im Donautal auf Blatt 32 Linz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **145**, 309–312, Wien.

Bericht 2022 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz

FELIX HOFMAYER &
THOMAS HORNING (Auswärtiger Mitarbeiter)

LINNER, M. (2007): Das Bavarikum – eine tektonische Einheit im südwestlichen Moldanubikum (Böhmische Masse). – Tagungsband zur Arbeitstagung 2007 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 67 Grünau im Almtal und Blatt 47 Ried im Innkreis: Linz, 7.–11. Mai, 173–176, Wien.

NIEDERSCHICK, M.A. (2007): Erkennung und Beurteilung von Hangbewegungen – Grundlagen für die Anwendung ingenieurbio-geologischer Bauweisen zur Stabilisierung von Hängen und Untersuchungen an ausgewählten Rutschungen im Einzugsgebiet des Trattnachbaches (Salzburg). – Diplomarbeit, Universität für Bodenkultur, 179 S., Wien.

OWEN, G. (2003): Load structures: Gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. – Geological Society Special Publications, **216**, 21–34, London.

RÖGL, F. (1969): Die Foraminiferenfauna aus den Phosphoritsanden von Plesching bei Linz (Oberösterreich) – Ottnangien (Untermiozän). – Naturkundliches Jahrbuch der Stadt Linz, **15**, 213–234, Linz.

RUPP, C. (2008): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 47 Ried im Innkreis. – 100 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

RUPP, C. (2016): Bericht 2013–2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4319 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 345–349, Wien.

RUPP, C. & ĆORIĆ, S. (2012): Zur Ebelsberg-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 67–100, Wien.

RUPP, C. & ĆORIĆ, S. (2015): Zur Eferding-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 33–95, Wien.

RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHÄFER, A. (2020): Klastische Sedimente – Fazies und Sequenzstratigraphie. – 2. Edition, XVI + 684 S., Berlin–Heidelberg (Springer).

SCHNABEL, W. (2002): Geologie der Österreichischen Bundesländer. Legende und Kurzerläuterung zur Geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000. – 51 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SELMEIER, A. (1998): Aufsammlung von Kieselhölzern aus tertiären Schichten Süddeutschlands, der Schweiz und aus Österreich. – Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie, **38**, 275–300, München.

STEINBICHLER, M., REITNER, J.M., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskatalog der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 5–49, Wien.

VOHRZYKA, K. (1973): Hydrogeologie von Oberösterreich. – 80 S., Linz (Amt der OÖ Landesregierung).

WAGNER, L.R. (1998): Tectono-stratigraphy and hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. – Geological Society Special Publications, **134**, 339–369, London.

WHEELER, E.A. & DILLHOFF, T.A. (2009): The Middle Miocene Wood Flora of Vantage, Washington, USA. – IAWA Journal, Supplement **7**, 101 S., Leiden.

Zur Überarbeitung der vorhandenen GEOFAST-Kartenkompilationen 31 Eferding sowie 50 Bad Hall und ergänzend zum gedruckten Kartenblatt 49 Wels wurde 2022 die Kartierung auf dem UTM Blatt 4319 Linz SW (NM 33-11-19) fortgesetzt, die 2021 begonnen wurde. Es erfolgte eine flächendeckende Kartierung entlang des Höhenrückens südlich von Alkoven und Eferding. Dabei wurden die Gebiete zwischen Schönering und Kirchberg-Thenning im Osten, über Aichberg und Forst bis Leppersdorf, Oberscharten und Epping im Westen abgedeckt. Zusätzlich erfolgte durch Thomas Horning eine großflächige, detaillierte Aufnahme von Aufschluss-Punktdaten im westlichen Teil des Viertelblattes (Gemeinde Scharten), um das lithostratigraphische Konzept der ottnangischen Ablagerungen auf Blatt 49 Wels und auf GEOFAST Blatt 31 Eferding zu überprüfen. Geografisch besteht das Kartenblatt aus dem Eferding-Becken im Norden, dem Trauntal im Süden und einem markanten Höhenzug dazwischen. Die Beschreibungen im Folgenden beziehen sich überwiegend auf diesen Höhenzug, der zum einfacheren Verständnis in Nord- und Südseite unterteilt wird.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die UTM Zone 33 N mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

Ergebnisse und Interpretation

Neoproterozoikum–Paläozoikum

Kristallin

Generell treten im Kartierungsgebiet keine kristallinen Gesteine auf. Das einzige Vorkommen befindet sich bei Steinholz, knapp außerhalb des westlichen Randes des Kartenblattes (R: 425574, H: 5345692), wo das Gestein in einigen aufgelassenen Gruben und im Wald anstehend zu sehen ist. Es handelt sich allgemein um ein migmatisches Gestein mit teils großen Feldspäten, Quarzadern und pegmatitischen Bereichen. Das Gestein ist stark verwittert und zeigt im oberflächennahen Bereich Wollsackverwitterung und tiefgründige in-situ Verwitterung. Diese Verwitterungsprodukte lassen sich auch auf den umliegenden Äckern beobachten, wodurch sich eine Verbreitungsfläche von etwa 200 m² ergibt. Das Gestein ist dem nördlich angrenzenden Bavarikum des Südböhmischen Batholiths zuzuordnen (LINNER, 2007).

Paläogen/Neogen

Eferding-Formation/Ebelsberg-Formation (Älterer Schlier i. Allg.)

Der Ältere Schlier kann im Gelände nicht weiter in Eferding-Formation und Ebelsberg-Formation unterteilt werden, da dies hauptsächlich durch unterschiedliche Foraminiferenfaunen erfolgt. Lithologisch handelt es sich bei beiden Formationen um dunklen, siltigen Ton, der durch das Auftreten zahlreicher Fischschuppen und Pflanzenreste charakterisiert und fein geschichtet ist (RUPP et al.,