

Stratigrafie und Lithofazies der Branderfleck-Formation und der Gosau-Gruppe (Oberkreide) von Lilienfeld (ÖK 56 St. Pölten)

M. WAGREICH

Kurzfassung

Die Oberkreideschichtfolge im Gebiet von Lilienfeld (Niederösterreich) umfasst Branderfleck-Formation (Cenomanium-Turonium?) und Gosau-Gruppe (Coniacium?-Santonium bis Maastrichtium). Die Schichtfolge liegt diskordant auf Lunz-Decke (Hochbajuvarikum) und wird im Süden von höheren Deckeneinheiten des Tirolikums überschoben. Die Abfolge der Branderfleck-Formation kann in drei Abschnitte geteilt werden: (1) basale Dolomitbrekzien, (2) Orbitolinen führende Sandsteine, siltige Mergel und Brekzienlagen, (3) Konglomerate und Sandsteine, die einen Übergang in die Schichtfolge der Gosau-Gruppe zeigen. Orbitolinen, Rotaliporen, Praeglobotruncanen und kalkiges Nannoplankton belegen Untere Cenomanium bis Grenzbereich Cenomanium-Turonium. Darüber folgt die Gosau-Gruppe, die am Nordrand ihrer Verbreitung scheinbar konkordant auf der Branderfleck-Formation liegt. Die Abfolge beginnt mit basalen rötlichen Konglomeraten der Kreuzgraben-Formation, darüber folgen marine Sandsteine des oberen Santonium („Sittendorf-Formation“) und graue Schelfmergel (Grabenbach-Formation). Diese Abfolge wird teilweise diskordant überlagert von roten und grauen Mergelkalken der Nierental-Formation (Campanium) mit wechselnden Anteilen von turbiditischen Sandstein- und Brekzienlagen, und einer hangenden, bis 50 m mächtigen Karbonatbrekzie (Spitzenbach-Formation, oberstes Campanium). Die hangenden siliziklastisch dominierten Turbiditabfolgen der Gießhübl-Formation weisen ein Maastrichtium-Alter auf.

Abstract

The Upper Cretaceous succession in the area of Lilienfeld (Lower Austria) comprises the Branderfleck Formation (Cenomanian-Turonian?) and the Gosau Group (Coniacian?-Santonian to Maastrichtian). The succession unconformably overlies older strata of the Lunz Nappe (high Bajuvaric Unit) and is overthrust by higher Tyrolic thrust units from the south. The Branderfleck Formation can be subdivided into 3 parts: (1) basal dolomite breccias, (2) *Orbitolina*-bearing sandstones, silty marls and breccia beds, (3) conglomerates and sandstones, which show a transition into the Gosau Group. *Orbitolina*, *Rotalipora*, *Praeglobotruncana* species and calcareous nannofossils proof a stratigraphic range from Lower Cenomanian up to the Cenomanian-Turonian boundary. At the northern part of the Lunz Nappe, the Gosau Group appears to lie conformably above the Branderfleck Formation. The succession starts with basal reddish conglomerates of the Kreuzgraben Formation, overlain by marine sandstones of the upper Santonian („Sittendorf Formation“) and grey neritic shelf marls (Grabenbach Formation). These strata are partly unconformably overlain by red and grey marly limestones of the

Nierental Formation (Campanian), including varying amounts of turbiditic sandstone- and breccia layers, and an up to 50 m thick carbonate breccia unit (Spitzenbach Formation, uppermost Campanian). The overlying siliciclastic turbidite succession of the Gießhübl Formation is Maastri-
 trichtian in age.

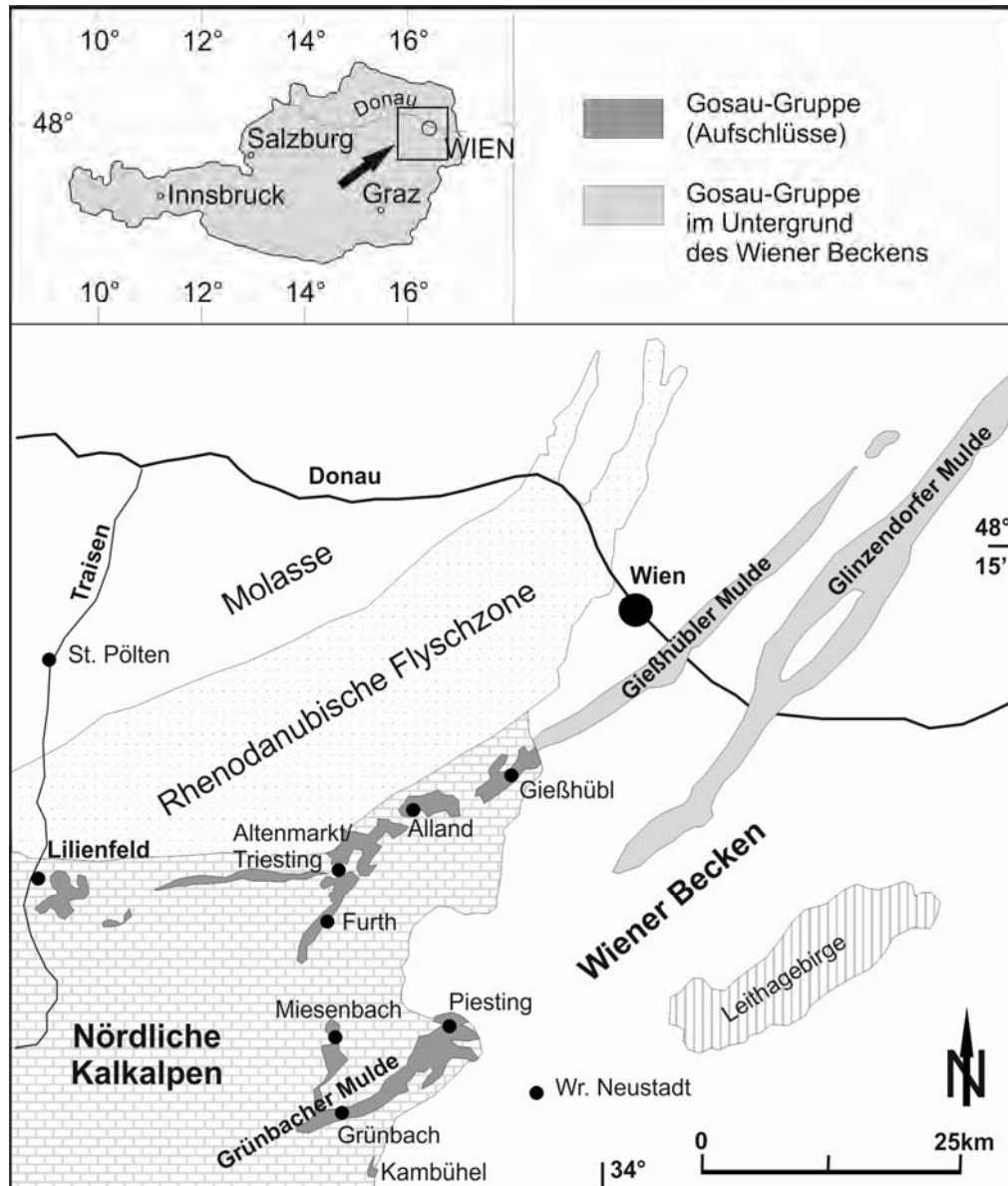


Abb. 1: Schematischer Überblick über die Oberkreide-Paläogenvorkommen der östlichsten Kalkalpen und des Untergrundes des Wiener Beckens mit den wesentlichen Lokalitäten, die im Text erwähnt werden.

Einleitung

Die Oberkreidesedimente sowie fallweise vorhandene paläogene Ablagerungen der östlichen Kalkvor-
 alpen Niederösterreichs (Abb. 1) stellen klassische geologische Untersuchungsgebiete dar, die, ausgehend vom Wienerwald, schon früh das naturwissenschaftliche Interesse auf sich zogen (u.a. HERTLE, 1865; TOULA, 1882). Vor allem auf paläontologischen Untersu-
 chungen beruhend, aber auch im Hinblick auf tektonische Bewegungen („tektonische Phasen“,

Einzeitung von Deckenbewegungen), stellt die Kenntnis über diese Ablagerungen wichtige Meilensteine in der Erforschungsgeschichte der östlichen Kalkalpen dar. Das Gebiet um Lilienfeld (ÖK 56 St. Pölten) wurde schon früh in diese Untersuchungen einbezogen, vor allem aufgrund der Kohlebergbaue in der Lunz-Formation. Die Gosauabfolgen wurden erstmals von HERTLE (1865) erkannt und sowohl in ihrer Abfolge als auch in ihrer Verbreitung beschrieben.

Die Orbitolinen führenden Sedimente der basalen Oberkreide, heute unter dem Begriff Branderfleck-Formation zusammengefasst (SCHLAGINTWEIT & WAGREICH, 2005), sind seit BITTNER (1897, 1901) aus dem Gebiet von Marktl bei Lilienfeld bekannt. Kartenmäßig detailliert dargestellt wurden diese Kreidesedimente erstmals von BITTNER (1907). Der Südteil des Gosauvorkommens liegt bereits auf dem Blatt Schneeberg-St. Ägyd (SPENGLER, 1931). SPITZ (1910) und SPENGLER (1931) beschrieben Orbitolinen führende Gesteine aus den niederösterreichischen Kalkvoralpen und aus dem Wienerwald, ohne sie allerdings auf den geologischen Karten als eigenständige Einheit auszuscheiden.

Aufbauend auf BITTNER (1901, 1907) und SPENGLER (1931) kartierte NEUBAUER (1949) das kalkalpine Gebiet um Lilienfeld im Rahmen einer Dissertation. OBERHAUSER (1963) brachte v.a. neue stratigrafische Daten zur Nierental-Formation des Untersuchungsgebietes mit einer Einstufung von Oberem Santonium bis Campanium. Später untersuchten ERKAN (1972) und LÖCSEI (1974), wieder in Form von Dissertationsarbeiten, die grobklastischen Kreidesedimente der östlichen Kalkalpen. ERKAN (1972) bearbeitete vor allem die Konglomerate der Gosau-Gruppe und führte ein „Lilienfelder Konglomerat“ ein, LÖCSEI (1974) untersuchte „Mittel“-Kreideabfolgen, u.a. auch die Lokalität Marktl bei Lilienfeld.

Im Rahmen einer Vorarbeit am Institut für Geologie der Universität Wien wurde die Gosau von Lilienfeld vom Verfasser neu bearbeitet (WAGREICH, 1983, 1986; FAUPL & WAGREICH, 1983) und in der Folge speziell Urgonkalkgerölle (WAGREICH & SCHLAGINTWEIT, 1990) und ihre Chromspinellführung untersucht (WAGREICH et al., 1995). Stratigrafie und Schwermineralführung der Orbitolinen führenden Schichten von Marktl wurden von WAGREICH (2003a) und SCHLAGINTWEIT & WAGREICH (2005) bearbeitet, nachdem erste Hinweise in FAUPL & WAGREICH (1992) gegeben wurden. Im Rahmen der Neuaufnahme des Gebietes für die Geologische Karte 1:50.000, Blatt 56 St. Pölten, wurden Übersichtsbegehungen und Aufnahmen von neuen Forststraßenaufschlüssen durchgeführt (WAGREICH, 2009, 2010; siehe auch WESSELY, 2007, 2008, 2009, 2011a, b, 2012). Eine Übersicht über die Abfolgen sowie spezielle Bearbeitungen des Campaniums wurden von WAGREICH et al. (2011) gegeben. Proben aus dem Gebiet wurden zuletzt in die vergleichenden sedimentgeochemischen Untersuchungen von HOFER et al. (2013) einbezogen.

Gegen Osten zu, ebenfalls noch im Bereich des Kartenblattes ÖK 56 gelegen, bilden die Oberkreidegesteine um Ramsau südlich Hainfeld die Fortsetzung der Lilienfelder Vorkommen mit einer ähnlichen Schichtfolge inklusive Gesteinen der Branderfleck-Formation (ERKAN, 1972; WESSELY, 2007, 2008). Bei Ramsau sind diese Gesteine in einen Geopfad miteinbezogen (WESSELY, 2010).

Geologische Übersicht

Die untersuchten Oberkreidesedimente liegen auf einer Trias- bis Unterkreide-Schichtfolge der Lunz-Decke (Hoch-Bajuvarikum) diskordant auf. Während die Branderfleck-Formation auf einen Muldenzug im nördlichen Teil der Lunz-Decke beschränkt ist, bildet die Gosau-Gruppe einen durchgehenden Höhenzug von Norden (Vordereben südlich Elisenhöhe über die Klosteren) bis zur Hintereben im Süden (auf Blatt 74 Hohenberg). Diese „Gosauplatte“ (SPENGLER, 1931) liegt diskordant über einem gefalteten und geschuppten Untergrund der Lunz-Decke (u.a. NEUBAUER, 1949; WESSELY, 2010, 2011a). Von Süden, am Hang des Muckenkogels, wird das Vorkommen von der Reisalpen-Decke und zwischenlagernden Schuppen, z.T. ebenfalls mit Gosausedimenten, überschoben.

Die Schichtfolge im Untergrund der diskordant aufliegenden Oberkreidegesteine bildet eine Abfolge von Mitteltrias (Gutenstein- und Reifling-Formation), Lunz-Formation mit Kohleführung (alte Kohlenbergbaue bei Lilienfeld und Schrambach, u.a. LIPOLD, 1865), Opponitz-Formation, Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössen-Formation, Hierlatz-Formation, Chiemgau-Formation, Allgäu-Formation, Klaus-Formation, geringmächtige Ruhpolding-Formation und Oberjura-Kieselkalke, Schrambach-Formation („Aptychenschichten“) mit Sandsteinlagen im hangenden Abschnitt (Äquivalente zur Rossfeld-Formation).

Zwischen Branderfleck-Formation (ab dem Cenomanium) und der Schrambach-Formation (wohl bis etwa Barremium/Aptium, e.g. DECKER et al., 1987) sind keine „Mittelkreide“-Schichtglieder erhalten, insbesondere fehlen Losenstein- und Tannheim-Formation, wie sie für die nördlich gelegene Frankenfels-Decke typisch wären (WAGREICH, 2003b). Die Abfolge der überlagernden Gosau-Gruppe reicht von Santonium bis Maastrichtium, Paleozän ist im Lilienfelder Gebiet bisher nicht nachgewiesen (WAGREICH, 1986).

Branderfleck-Formation

Der Begriff „Branderfleckschichten“ bzw. Branderfleck-Formation geht auf GAUPP (1980) und WEIDICH (1984a) zurück und wurde in den westlichen Kalkalpen (Typlokalität Branderflecksattel, Hohenschwangauer Berge, Bayern) definiert. Bei der Branderfleck-Formation der westlichen Kalkalpen (u.a. GAUPP, 1980, 1982; WEIDICH, 1984a, b, 1985) handelt es sich um Brekzien und Schelfsandsteine des Cenomaniums, z.T. mit Orbitolinen („Untere Branderfleckschichten“ nach GAUPP, 1980) und einer überlagernden Tiefwasserabfolge mit Turbiditen, Brekzien, Mergeln und Tonsteinen („Obere Branderfleckschichten“ nach GAUPP, 1980), die bis in das höchste Santonium/tiefste Campanium reicht (WEIDICH, 1984a). FAUPL & WAGREICH (1992) erweiterten den lithostratigrafischen Begriff auf äquivalente Gesteine in den Weyerer Bögen (Brekzien, Sandsteine und Mergel der Pichlbaueralm mit einem mittelturonem Alter) und den Orbitolinen führenden Gesteinen von Marktl und des Wienerwalds (vorwiegend Cenomanium). Allen diesen östlichen Vorkommen ist eine Position im Nordbereich der Lunz-Decke gemein. Charakteristisch sind auch die Schwerminerale, die neben Chromspinell signifikante Anteile von blauen Alkali amphibolen beinhalten (bis 30 %, Glaukophan i. w. S.; FAUPL

& WAGREICH, 1992). Detaillierter bearbeitet wurden diese Abfolgen in den östlichen Kalkalpen von PLÖCHINGER & SALAJ (1991), WAGREICH (2003a) und SCHLAGINTWEIT & WAGREICH (2005).

Im Rahmen von Neubeggehungen für ÖK 56 wurden, aufgrund von neu errichteten Forstwegen, neue Aufschlüsse im Bereich S Marktl untersucht, die vor allem den höheren Bereich der Branderfleck-Formation aufschließen, der von WAGREICH (2003a) nicht bearbeitet wurde. Diese neuen Aufschlüsse zeigen ein faziell stärker differenziertes Bild und sind auch für die Beziehung der Branderfleck-Formation zur Gosau-Gruppe von Bedeutung.

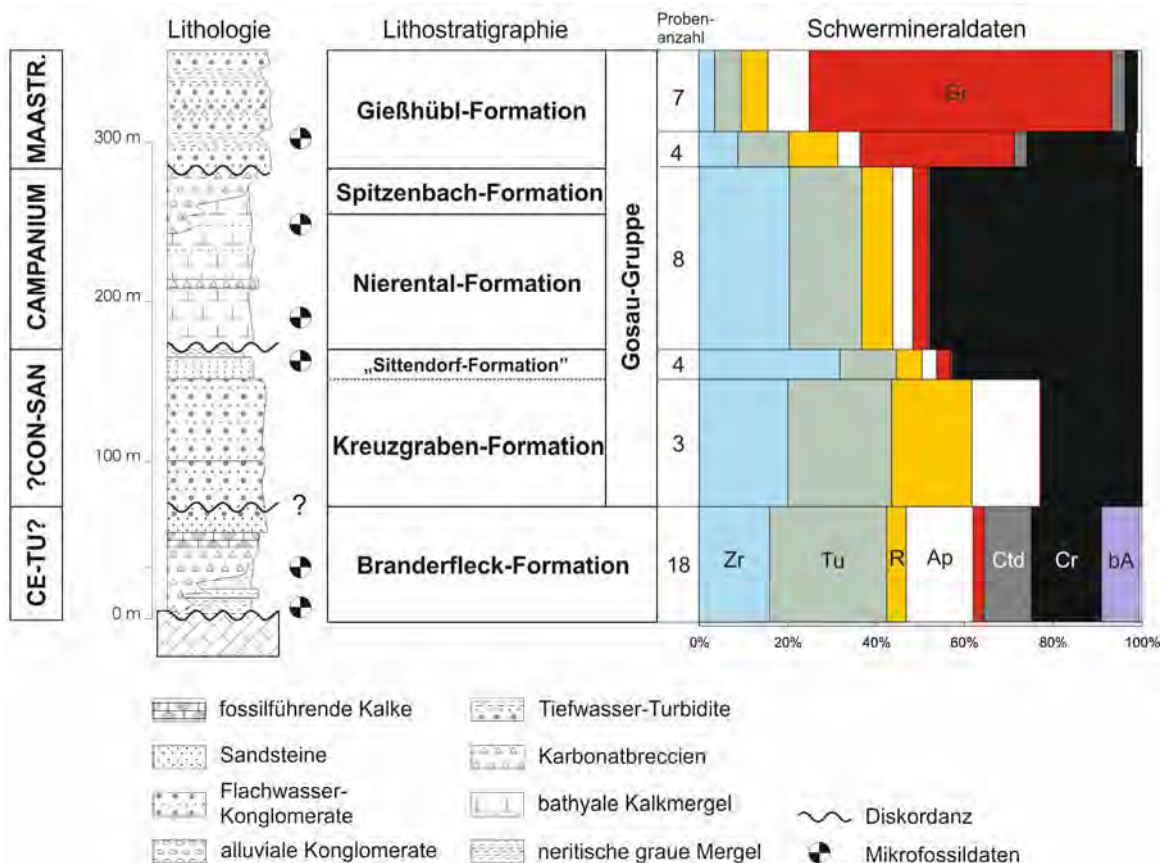


Abb. 2: Schichtfolge der Oberkreide von Lilienfeld (Branderfleck-Formation und Gosau-Gruppe), schematisiertes zusammengesetztes lithologisches Profil, Chrono- und Lithostratigraphie, sowie mittlere Schwermineralgehalte von Sandsteinen.

Lithofazies

Die Branderfleck-Formation von Marktl gliedert sich in mehrere Abschnitte (Abb. 2). Die besten Aufschlüsse finden sich in einer muldenartigen Struktur an der südlichen Flanke des Seitentales („Habernreithtal“) von Marktl (Fabrik Neumann, Haltestelle Kote 368) Richtung Zdarskyruhe und Gehöft Habernreith (neue Forststraße, Beginn BMN M34 R: 696369, H: 321181, WGS84 E: 15°36'51“, N: 48°01'38,6“) bzw. Elisenhöhe (BMN M34 R: 696154, H: 320637, WGS84 E: 15°36'40,9“, N: 48°01'20,9“).

Basale Dolomitbrekzien: Dolomitbrekzien entwickeln sich zumeist graduell aus anstehendem Hauptdolomit. Eine scharfe Grenzziehung ist oft schwierig, besonders wo tektonisch zerlegter Dolomit im Sinne tektonischer Brekzien in sedimentäre Brekzien übergeht. Erkennungsmerkmal für die sedimentären Brekzien sind farblich unterschiedliche Dolomitkomponenten oder die Beimischung anderer Lithologien. Die Brekzien können Abschnitte über mehrere Meter erreichen, wobei ein schwacher Gradierungstrend feststellbar ist. Im hangenden Teil können in der Matrix der Brekzien vereinzelt Orbitolinen auftreten. Im Wesentlichen handelt es sich bei den Brekzien um submarine, „mass-flow talus“-Bildungen mit geringen Transportweiten, wie die eckigen Komponenten sowie die spärliche Orbitolinen-Führung belegen. Belege für eine Auftauchphase vor der Sedimentation sind nicht direkt nachzuweisen, allerdings sprechen der Abtrag von zumindest einigen Zehnermetern an Jura und Unterkreideschichten sowie die unregelmäßige Basisfläche, die auf Verkarstung zurückzuführen sein könnte, doch für eine subaerische Exposition und Erosion von Teilen der Lunz-Decke vor der Sedimentation der Branderfleck-Formation.

Sandsteine, siltige Mergel und Brekzienlagen: Über den weitgehend monomikten Basisbrekzien folgen Sandsteine, Siltsteine und dunkel bis mittelgraue Mergelsteine mit polymikten Brekzienlagen. Die Brekzien setzen sich aus Hauptdolomit und wechselnden Anteilen von Kalken (u.a. Hierlatzkalk, Schrambach-Formation) zusammen. Dazu sind distinkte Komponenten von gleichaltem Flachwasserkalken und Schuttkalken vorhanden, die durch ihre Fossilführung, v.a. Orbitolinen und Corallinaeaceen, sowie typische, angebohrte Gerölle gekennzeichnet sind. Aufgrund der Kartierung scheinen in diesen mergelreichen Abschnitten immer wieder größere (Kalk-) Schollen als Olistolithe aufzutreten (WAGREICH, 2003a; WESSELY, 2007). Die grau-blauen, bräunlich verwitternden Sandsteine zeigen wechselnde Anteile von Orbitolinen bis zu Orbitolinenlumachellen, die den auffallendsten Gesteinstyp darstellen und schon früh (BITTNER, 1897) beschrieben wurden. Diese Sandsteine sind auch durch ihre typischen Schwermineralspektren mit blauen Alkali amphibolen gekennzeichnet (FAUPL & WAGREICH, 1992; WAGREICH, 2003a).

Konglomerate und Sandsteine: Im hangenden gehen die mergelreicheren Abschnitte wieder in Sandsteine mit Konglomeratlagen über. Die Konglomerate bilden bis 1 m mächtige Lagen innerhalb grauer, bräunlich verwitternden Sandsteine. Vereinzelt treten Bivalvenschalen und Gastropoden (Vernedien) auf. Im Bereich von Ramsau südlich Hainfeld sind wohl auch brackische, Gastropoden führende schwarze Kalke aus diesem Abschnitt bekannt (WESSELY et al., 2006).

Biostratigrafie

Die tieferen Anteile der Abfolge (Brekzien und Sandsteine) können durch Orbitolinen eingestuft werden. Das Auftreten von der kennzeichnenden Art *Orbitolina concava*, Unteres Cenomanium, *Mesorbitolina aperta*, Oberes Albium bis unterer Teil des Unteren Cenomanium und

Conicorbitolina conica, Unteres bis Mittleres Cenomanium, spricht insgesamt für Unteres Cenomanium. Auch benthische Foraminiferen und Dasycladaceen unterstützen diese Alters-einstufung (SCHLAGINTWEIT & WAGREICH, 2005).

Die mergeligen Anteile im mittleren Abschnitt führen Rotaliporen, die weiter im Osten, bei Altenmarkt an der Triesting, nach PLÖCHINGER & SALAJ (1991) auf ein Mittel- bis Spät-Cenomanium-Alter hinweisen (u.a. *Thalmaninella brotzeni*, *Rotalipora montsalvensis*). Entlang der neuen Forststraße südlich Haberreiter (WAGREICH, 2010) konnten in den Mergeln neben Orbitolinen noch u.a. *Rotalipora deecke* und *Praeglobotruncana gibba* (LI09/5, BMN M34 R: 696155, H: 320867, WGS84 E: 15°36'40,7", N: 48°01'28,1") festgestellt werden, die für höheres Cenomanium sprechen. Turone Anteile sind aufgrund von Foraminiferenfaunen mit Praeglobotruncanen, aber ohne Rotaliporen ebenfalls wahrscheinlich (LI09/4B, BMN M34 R: 696226, H: 320984, WGS84 E: 15°36'44,2", N: 48°01'32,1").

Nannofossilproben aus diesem Abschnitt sind oft schlecht erhalten und stark rekristallisiert, es finden sich aber doch immer wieder Leitformen des Cenomaniums bis in den Grenzbereich Cenomanium-Turonium. Im stratigrafisch tiefsten Mergel direkt über den basalen Brekzien war *Lithraphidites* cf. *acutus* (LI10/4-1; UC3a-4b, Mittel- bis unteres Ober-Cenomanium; Nannofossil-Standardzonierungen nach BURNETT, 1998 (UC-Zonen), sowie SISSINGH (1977) und PERCH-NIELSEN, 1985 (CC-Zonen)) zu finden. *Cretarhabdus striatus* (LI09/5, bis UC4a, bis unteres Ober-Cenomanium) und *Corollithion kennedyi* (LI09/7M; UC1-3d, Unter- bis Mittel-Cenomanium) sind ebenfalls in diesem Abschnitt zu finden. Auch das Auftreten von *Lucianorhabdus* sp. weist auf ein wahrscheinliches Cenomanium-Alter hin, ebenso *Nannoconus truitti*. Jüngere Abschnitte in diesen Mergeln belegt *Quadrum* cf. *intermedium* (LI09/4B), ein Marker, der erst im Cenomanium-Turonium Grenzbereich (UC5c-7) auftritt.

Der hangende Abschnitt mit Sandsteinen und Konglomeraten ist nur schwer biostratigrafisch einzuordnen. Orbitolinen konnten nicht gefunden werden. An Makrofossilien treten Vernedien („Itruvien“) auf, die auf ein mögliches Turonium-Alter hinweisen (KOLLMANN, 1968), allerdings auch im Cenomanium auftreten (WESSELY et al., 2006). Schlammproben aus diesem Bereich lieferten keine planktonischen Foraminiferen, Nannofossilproben sind fossil leer, und es wird teilweise ein brackisch-limnischer Abschnitt vermutet (WESSELY et al., 2006). Da in den unterlagernden Mergeln schon der Grenzbereich Cenomanium-Turonium nachgewiesen ist, wird diesem hangenden Abschnitt ein Turonium-Alter zukommen (WESSELY et al., 2006).

Zur Beziehung von Branderfleck-Formation zur Gosau-Gruppe

Sowohl in den westlichen Kalkalpen als auch in den Weyerer Bögen sind Branderfleck-Formation und Gosau-Gruppe klar zu trennen, obwohl sie sich in ihrer (chrono-) stratigrafischen Reichweite überschneiden können (WEIDICH, 1984a, b; FAUPL & WAGREICH, 1992). Die Branderfleck-Formation der westlichen Kalkalpen liegt entweder diskordant auf älterem Untergrund (Lechtal-Decke, Hochbajuvarikum) oder geht konkordant aus der Losenstein-Formation

(Allgäu-Decke, Tiefbajuvarikum) hervor. Beiden Bereichen gemeinsam ist der rasche Übergang von Seichtwassergesteinen in eine Tiefwasserfazies spätestens ab dem Späten Turonium (WEIDICH, 1984a, 1985). Dabei können Seichtwassergesteine der Gosau (Gosau-Fazies) in Tiefwasserabfolgen der Branderfleck-Formation als Olistolithe umgelagert werden (WEIDICH, 1984a; SCHLAGINTWEIT & WEIDICH, 1991). Sie belegen damit ein Naheverhältnis der Gosau-Gruppe zur Branderfleck-Formation, wobei faziell Seichtwasser (Gosau-Gruppe im Süden) von Tiefwasser (Branderfleck-Formation im Norden der Lechtal-Decke) getrennt werden kann (WEIDICH, 1984b). Stratigrafisch ist die Überschneidung vom Spät-Turonium bis in den Grenzbereich Santonium/Campanium gegeben (WEIDICH, 1984a, b).

Gegen Osten zu sind in weiten Bereichen kaum Reste von Branderfleck-Formation gegeben, wohl auch durch den „tirolischen Bogen“ bedingt, durch die weitläufige Überdeckung des Bajuvarikums durch tirolische Decken in Salzburg-Oberösterreich, und tektonischer Zerschering entlang von Seitenverschiebungen am Kalkalpenrand (Innsbruck-Salzburg-Amstetten (ISAM)-Störungssystem; EGGER, 1997). Teile der früher als „Walserbergserie“ bezeichneten Gesteine im Grenzbereich Flyschzone zu Kalkalpennordrand bei Salzburg dürften Reste von Branderfleck-Formation in äquivalenter „hochbajuvarischer“ Position darstellen (EGGER et al., 2012).

Das nächste bekannte Vorkommen gegen Osten befindet sich in den Weyerer Bögen. Die Branderfleck-Formation der Pichlbaueralm auf der Lunz-Decke zeigt eine abtiefende Abfolge von Brekzien, Sandsteinen und sandigen Mergeln, deren hangender Abschnitt in das Mittel-Turonium eingestuft wurde (FAUPL & WAGREICH, 1992; SUMMESBERGER, 1992) und deren Sedimentation wohl im Grenzbereich Cenomanium-Turonium beginnt. Darüber folgt diskordant ein rötliches Konglomerat, das dem typischem Gosau-Basiskonglomerat (Kreuzgraben-Formation) entspricht, und das, im regionalen Vergleich, ins Ober-Turonium/Unter-Coniacium einzustufen ist (FAUPL & WAGREICH, 1992; EGGER & VAN HUSEN, 2011). Gerölle von Sandsteinen der Branderfleck-Formation innerhalb des Campaniums der Gosau-Gruppe belegen darüber hinaus die Erosion dieser unterlagernden Einheiten.

Das Vorkommen von Markt/Lilienfeld stellt das nächste bekannte Vorkommen von Branderfleck-Formation östlich der Weyerer Bögen dar, und damit den Beginn der als Gießhübler Mulde bezeichneten Synklinale mit Oberkreide- bis Paleozängesteinen auf der Lunz-Decke (u.a. WESSELY, 1974; WESSELY et al., 2006). Obwohl die Aufschlussverhältnisse relativ schlecht sind, gibt es hier auch Hinweise auf eine konkordante Schichtfolge vom Cenomanium bis ins Paleozän, etwa bei Sittendorf (WESSELY, 1974; WESSELY et al. 2006), sodass die Unterscheidung Branderfleck-Formation zu Gosau-Gruppe nicht immer leicht fällt. Rote Konglomerate („Basiskonglomerate“, Kreuzgraben-Formation) bilden zwar oft eindeutig die Basis der Gosauabfolgen, am Nordrand der Gießhübler Mulde treten allerdings rötliche Konglomerate auch in tieferen Abschnitten auf, also innerhalb der Branderfleck-Formation (z.B. Steinbruchgebiet Flössl, südlich Kaltenleutgeben, WESSELY et al., 2006). In diesen Abschnitten bildet eine wahrscheinlich turone, limnisch-brackisch beeinflusste Abfolge inklusive Vernedienkalke und Konglomeraten den Übergang von Branderfleck-Formation zu Gosau-Gruppe,

wobei diese vorwiegend brackisch-limnischen Abfolgen zu den obersten Abschnitten der Branderfleck-Formation gestellt werden (u.a. WESSELY et al., 2006), aber auch als Basis der Gosau-Gruppe interpretiert werden könnten. Eindeutige zur Gosau-Gruppe zu stellende Gesteine folgen erst wieder mit den ersten marinen Überlagerungen, zumeist marinen Sandsteinen. Biostratigrafisch belegt ist erst wieder Santonium, weder Turonium noch Coniacium sind hier eindeutig nachgewiesen. Für den Bereich der Gießhübler Mulde bis Lilienfeld ergibt sich somit am Nordrand der Mulde eine mögliche konkordante Abfolge und ein Übergang von Branderfleck- zu Gosasedimentation, wobei dieser Bereich noch weiter speziell, v.a. biostratigrafisch, untersucht werden müsste.

Gosau-Gruppe

Die interne Gliederung der Gosau-Gruppe von Lilienfeld in kartierbare Schichteinheiten geht schon auf HERTLE (1865) und SPENGLER (1931) zurück, und wurde von NEUBAUER (1949) übernommen. WAGREICH (1983, 1986) schuf dann die Grundlage für eine moderne lithostratigrafische Gliederung, die, auch im Vergleich mit benachbarten Gosauvorkommen wie der Gießhübler Mulde, der Further Gosau (WESSELY, 1974; WESSELY et al., 2006; WAGREICH et al., 2011) und der Weyerer Bögen (FAUPL, 1983; EGGER & VAN HUSEN, 2011), folgende, zum Großteil definierte Formationen umfasst:

- (1) Kreuzgraben-Formation (Coniacium-Santonium?)
- (2) Sandsteine des Santonium („Sittendorf-Formation“, WESSELY, 2010; Äquivalent dem „Karbonatsandstein des Mitterwäldchen“, WESSELY et al., 2006)
- (3) Grabenbach-Formation (Oberes Santonium - Unteres Campanium)
- (4) Nierental-Formation (Campanium)
- (5) Spitzenbach-Formation (Oberes Campanium)
- (6) Gießhübl-Formation (Maastrichtium)

Kreuzgraben-Formation

Unter dem Begriff Kreuzgraben-Formation der Gosau-Gruppe werden die weit verbreiteten rötlichen und bräunlichen „Basiskonglomerate“ zusammengefasst. Die Basiskonglomerate von Lilienfeld entsprechen lithofaziell ganz dieser von der Typlokalität Gosau beschriebenen Fazies (KOLLMANN, 1982; WAGREICH, 1988, 1998). Einzig das Auftreten „exotischer“ (also kalkalpenfremder) Gerölle wie Quarzporphyre (WAGREICH, 1983, 1986) und Urgonkalke (WAGREICH & SCHLAGINTWEIT, 1990) unterscheidet diese Konglomerate von jenen der Typlokalität, wofür aber kein eigener lithostratigrafischer Begriff (im Sinne von ERKAN, 1972: „Lilienfelder Konglomerat“) notwendig erscheint.

Lithofaziell wurden diese Konglomerate eingehend von WAGREICH (1983, 1986) beschrieben (siehe auch WAGREICH & SCHLAGINTWEIT, 1990). Es dominieren Konglomeratbänke im Meterbereich, Sandsteinzwischenlagen weisen Horizontalschichtungen und Schrägschichtungen sowie selten Strömungsrippel auf. „Fining-upward“-Rinnenfüllungen von „braided-rivers“,

möglicherweise im Bereich alluvialer Schwemmfächer, können rekonstruiert werden. Schüt-
tungsrichtungen zeigen Transport aus NW bis N.

Neben den auffallenden Geröllen kalkalpenfremder Herkunft ist im Sandmaterial die Dominanz
von Chromspinell in den Schwermineralspektren auffallend, der aus einem nördlichen Liefer-
gebiet bezogen wird. Der Chemismus der Granate zeigt allerdings die Beteiligung von hoch-
druckmetamorphen Material an (hohe Pyropanteile), die typisch für südliche Ophiolithreste
sind (HOFER et al., 2013).

„Sittendorf-Formation“ (*marine Sandsteine des Santonium*): Dieser geringmächtige Abschnitt
(bis 25 m) entspricht den Sandsteinen des Coniaciums-Santoniums aus der Gießhübler Mulde
und der Further Gosau („Marine Sandsteine und Konglomerate“, WAGREICH, 1986; „Karbon-
atsandstein des Mitterwäldchen“, WESSELY et al., 2006; „Sittendorf-Formation“, WESSELY,
2010). Neue Aufschlüsse entlang von Forstwegen am NW Rand der Vordereben NW Gehöft
Leopoldseder lassen einen besseren Einblick in diese Abfolge zu (WAGREICH, 2009).

Die roten Konglomerate der Kreuzgraben-Formation gehen im hangenden in bräunliche und
graue, geschichtete Feinkonglomerate, Sandsteine und mergelige Sandsteine mit Kohle-
schmitzen im tieferen Abschnitt über. Entlang der neuen Forstraße liegen bis zu 4 m mächtige,
graue, inkohlte Pflanzenreste und Kohlestückchen führende Sandsteine und sandige Mergel,
die von zwei insgesamt 12 m mächtigen rötlich-grauen Konglomeratlagen überlagert werden.
Die sandigen Mergel führen keine Mikrofossilien. Im Hangenden geht dieser Konglomeratab-
schnitt in 2 m, im dm-Bereich gebankte, graue Sandsteine mit Feinkonglomerat-linsen über,
gefolgt von 2 m geschichteten, gelblich verwitternden Karbonatsandsteinen, 1,5 m rötlichem
Kalkfeinsandstein und 1,8 m Feinkonglomerat (WAGREICH, 2009).

Faziell können diese Gesteine einem alluvialen Fächer im Übergang in den marinen Bereich,
also einem „Fan-Delta“ zugeordnet werden (WAGREICH, 1986). Sie wären somit faziell mit
der Streiteck-Formation im Typusgebiet Gosau zu vergleichen (KOLLMANN, 1982; WAG-
REICH, 1988, 1998), obwohl die Gesteinsausbildung doch deutlich abweicht (v.a. dunkle Ge-
steinsfarbe, vorherrschender mariner Biodetritus, keine „coarsening-upward“-Zyklik mit
typischen „Fan-Delta“-Konglomeratbänken). Es könnte damit ein eigener lithostratigrafischer
Begriff für diesen Abschnitt gefunden werden („Sittendorf-Formation“ im Sinne von WESSELY,
2010).

Aus dieser Abfolge liegen zwar Daten über marine Fossilführung in Form von Biogendetritus
vor (Corallinacea, Bryozoen, benthische Foraminiferen, Bivalven, Echinodermenfragmente,
wenige planktonische Foraminiferenbruchstücke), eine genaue Einstufung ist nur schwer zu
geben (WAGREICH, 1986). Im hangendsten Abschnitt mit mergeligen Feinsandsteinen sind
u.a. *Lucianorhabdus cayeuxii* und *Marthasterites furcatus* gefunden worden (WAGREICH &
SCHLAGINTWEIT, 1990), die ein Santonium-Alter (CC16/17) nahelegen, wohingegen Co-
niacium nicht definitiv nachgewiesen werden konnte.

Grabenbach-Formation

Im Hangenden gehen die Sandsteine und Feinkonglomerate rasch in sandig-siltige graue Mergel über, die der Schelfmergelfazies der Grabenbach-Formation der Typlokalität Gosau entsprechen (KOLLMANN, 1982; WAGREICH, 1988). Dieser Abschnitt ist nur maximal 7 m mächtig und nur am Nordrand des Gosauvorkommens von Lilienfeld erhalten. Die grauen, siltig-sandigen Mergel und Mergelsteine weisen Karbonatgehalte von 37 bis 66 % auf, Sandsteinlagen wurden bisher nicht beobachtet.

Die Mikrofaunen an der Basis der grauen Mergel (Proben: LI08/11, LI08/17, WAGREICH, 2009) belegen hier schon ein vollmarines Milieu (u.a. *Marginotruncana pseudolinneiana*), die spärliche Nannoflora weist auf Santonium hin (CC 16/17 mit *Lucianorhabdus cayeuxii*). Die folgenden Mergel liefern planktonreiche Foraminiferenfaunen der *Dicarinella-asymetrica*-Zone (Santonium). Nannofossilien belegen CC17 bzw. CC17b (u.a. *Calculites obscurus* und gebogene *Lucianorhabdus cayeuxii*) und damit Ober-Santonium bis tiefstes Unter-Campanium. Im Hangenden werden die Mergel karbonatreicher und härter, der Planktonanteil bei Foraminiferen nimmt zu auf über 90 %. In diesem Übergangsbereich zu der überlagernden Nierental-Formation lieferte Probe LI08/18B aus grauen harten Kalkmergeln schon eine Unter-Campanium-Mikrofauna (*Globotruncanita elevata*, *Globotruncanita stuartiformis*, ohne Dicarinellen).

Nierental-Formation

Über den Konglomeraten der Kreuzgraben-Formation und den geringmächtigen marinen Sedimenten folgen zumeist mit einer deutlichen Winkeldiskordanz, vor allem in den südlicheren Aufschlussgebieten, die oft roten, aber auch hellgrauen und gelblich-grauen bis violett-grauen Kalkmergel und Mergelkalke der Nierental-Formation mit einer maximalen Mächtigkeit von 50 m. Karbonatgehalte von 55 bis 80 % sind charakteristisch (WAGREICH, 1986). Entlang des neuen Forststraßenprofils am Nordrand der Lilienfelder Gosau vollzieht sich innerhalb eines halben Meters der (hier konkordante) Übergang von den unterlagernden grauen in vorwiegend rötliche Kalkmergel und Mergelkalke der Nierental-Formation. Gradierte Sandsteinbänke, Feinkonglomerat- und Feinbrekzenbänke sind in wechselnden Anteilen innerhalb der Nierental-Formation zu finden (z.B. SE Leopoldseeder, BMN M34 R: 696348, H: 319491, WGS84 E: 15°36'50,8", N: 48°00'43,8" oder im Steinbruch Klostereben, ÖK 74 Hohenberg, BMN M34 R: 696731, H: 317649, WGS84 E: 15°37'10,1", N: 47°59'44,3"; siehe auch KRENMAYR, 1999).

Nach den Foraminiferenfaunen ist dieses basale Intervall der Nierental-Formation noch in das (höhere) Unter-Campanium (Probe LI08/18A: *Globotruncanita elevata*, WAGREICH, 2009) einzustufen. In hangenden Abschnitten treten u.a. *Globotruncana arca* und *Rosita patelliformis* auf, die für höheres Campanium typisch sind (*ventricosa* Planktonforaminiferen-Zone; WAGREICH, 1986). Nannofossilproben sind oft stark rekristallisiert, wodurch nur selten Leitformen erkennbar sind. Das Auftreten von *Broinsonia parca* spricht jedenfalls generell für Campanium

(WAGREICH, 1986). Im tieferen Anteil ist schon wenige Meter über der Basis (Profil SE Leopoldseeder) Ober-Campanium mit *Ceratolithoides aculeus* nachgewiesen. Proben aus dem höheren Abschnitt der Nierental-Formation führen *Ceratolithoides aculeus* und *Uniplanarius (Quadrum) trifidus* (CC22-23) und belegen damit höheres Ober-Campanium. Das Auftreten von *Eiffellithus eximius* (bis CC22c) spricht gegen ein Hinaufreichen ins Maastrichtium.

Spitzenbach-Formation

Über den bunten Mergelkalken der Nierental-Formation mit wechselnden Anteilen an Sandsteinlagen liegt ein in der Mächtigkeit stark wechselnder, bis zu 50 m mächtiger Abschnitt mit Karbonatbrekzien. Im Vergleich mit den Weyerer Bögen wird dieses Intervall der Spitzenbach-Formation zugezählt und zwar aufgrund der gleichen lithologischen Ausbildung als Dolomitbrekzien, die vorwiegend aus eckigen, mehrere Zentimeter großen Hauptdolomitkomponenten bestehen. Andere Karbonatgesteine der Kalkalpen sind untergeordnet ebenfalls als Komponenten zu finden, selten treten aufgearbeitete Mergelklasten aus der Nierental-Formation auf. Die Brekzien treten als massige Körper auf, z.B. im Gebiet N Groß-Riegler („Hornek“, BMN M34 R: 696543, H: 319237, WGS84 E: 15°37'00,3“, N: 48°00'35,7“). Interne Schichtungen sind ebenso wie Gradierungen kaum feststellbar. Die massigen Brekzien verwittern blockartig, wobei z.T. wenige Meter hohe Brekzientürmchen übrigbleiben und ein eigentümliches Landschaftsbild ergeben.

Die Brekzien können, äquivalent zur Spitzenbach-Formation der Weyerer Bögen (FAUPL, 1983; WAGREICH et al., 2011), als submarine bzw. tiefmarine Talusbrekzien entlang von synsedimentär aktiven Störungen in einem Hangbereich interpretiert werden. Gravitativer Transport überwiegt deutlich, wie die fehlende Schichtung anzeigt. Die linsenförmigen Geometrien der Brekzienkörper könnten sowohl kleinen Taluskegeln als auch Rinnen am Hang entsprechen.

Aus den Brekzien selbst konnten keine biostratigrafischen Hinweise gefunden werden (WAGREICH, 1983, 1986). Durch die Unterlagerung von höherem Ober-Campanium (CC22) der Nierental-Formation und die Überlagerung durch Gießhübl-Formation des Campanium-Maastrichtium-Grenzbereichs (CC23a) ergibt sich ein Alter von höchstem Ober-Campanium (Top CC22/Basis CC23a). Dieser kurze Sedimentationszeitraum ist durchaus mit der groben Fazies vereinbar.

Gießhübl-Formation

Zur Gießhübl-Formation wird der hangendste Abschnitt der Gosau von Lilienfeld gezählt, der vor allem im Südteil (und damit nicht mehr auf ÖK 56 St. Pölten) unter der Überschiebung der Reisalpen-Decke auftritt. Nach dem besten Aufschlusszug im Höllgraben westlich Kloster-eben, nördlich Kolm (ÖK 74 Hohenberg), wurden diese Gesteine von WAGREICH (1983, 1986) als „Höllgrabenschichten“ bezeichnet. Aufgrund der turbiditischen Fazies und regionaler

Vergleiche, u.a. der übereinstimmenden granatreichen Schwermineralspektren, ist dieser Abschnitt heute in die Gießhübl-Formation zu stellen (u.a. PLÖCHINGER, 1964; SAUER, 1980; WESSELY et al., 2006), und der Begriff „Höllgrabenschichten“ wird als Synonym für die Gießhübl-Formation betrachtet.

Lithofaziell stellt die Gießhübl-Formation eine Sandstein-Mergel-Tonstein-Wechselfolge dar. Das Auftreten gradierter Sandsteinbänke, Strömungskolken an Schichtunterseiten und Bouma-Abfolgen weist auf den turbiditischen Charakter der Sandsteine hin. Karbonatreiche polymikte Brekzienlagen zeigen ebenfalls Gradierungen und dürften aus submarinen „mass-flow“-Prozessen entstanden sein. Dicke amalgamierte Sandsteinbänke treten ebenso auf wie dicke, bis über 3 m mächtige Sandsteinbänke mit mehrmaligem Wechsel innerhalb von Bouma-Abfolgen, die möglicherweise „contained turbidites“ darstellen. „Finning-Upward“-Bankzyklen treten ebenfalls auf. WAGREICH (1983, 1986) interpretierte die Abfolgen als Rinnenfüllungen und Zwischenrinnenbereiche eines kleinräumigen Turbiditfächers. Das Auftreten von grünlichen Tonsteinen als hemipelagische Sedimente weist auf eine Ablagerungstiefe unterhalb der Calcitkompensationstiefe (CCD) hin, wie man sie auch aus der Gießhübl-Formation der Gießhübler Mulde kennt (WESSELY et al., 2006).

Die Gießhübl-Formation bei Lilienfeld zeigt generell eine etwas ältere Zeiteinstufung im Vergleich zur eigentlichen Gießhübler Mulde, wo Paleozän vorherrscht, während hier die gesamte bekannte Schichtfolge ins Maastrichtium zu stellen ist (u.a. mit den Planktonforaminiferen *Rosita contusa* und *Abathomphalus mayaroensis*; WAGREICH, 1986). Die Basis der Gießhübl-Formation im Höllgraben lässt sich durch Nannofossilien in den Campanium-Maastrichtium-Grenzbereich einstufen: u.a. treten noch *Uniplanarius (Quadrum) trifidus* (CC22-23) und *Bronsonia parca constricta* auf, während *Eiffelithus eximius* fehlt (CC23a). Im Höllgraben, wenige Meter über dem Kreuzungsbereich mit der Forststraße zur Lilienfelder Hütte (BMN M34 R: 696212, H: 316990, WGS84 E: 15°36'45,4“, N: 47°59'22,8“), kann Ober-Maastrichtium mit *Lithraphidites quadratus* nachgewiesen werden. Auch eine neuerliche Nannofossil-Beprobung in den höchsten Anteilen dieser Formation im Höllgraben brachte keine Hinweise auf Paleozän.

Die Stellung der Oberkreidesedimente von Lilienfeld im geologischen Rahmen

Die Oberkreidesedimente im Gebiet von Lilienfeld-Marktl entsprechen weitgehend den Abfolgen der Gießhübler Mulde (PLÖCHINGER, 1964; WESSELY, 1974; WESSELY et al., 2006), und sind als deren Fortsetzung gegen Westen interpretierbar. Die Oberkreide liegt in vergleichbarer Position im Bereich der Lunz-Decke (Hochbajuvarikum).

Die Branderfleck-Formation stellt im untersuchten Gebiet eine charakteristische Abfolge dar, die nur im nördlichen Bereich der Lunz-Decke auftritt, und sich vom Bereich der nördlichen Gießhübler Mulde bis Lilienfeld mit einer ähnlichen Gesteinsabfolge zieht. Sie belegt eine weitreichende Cenomantransgression über einer prominenten erosiven Winkeldiskordanz, die bis zum Hauptdolomit hinuntergreift (z.B. Steinbruch Grub, WAGREICH, 2003a). WAGREICH

(2003b) hat das Ablagerungssystem des Tannheim-Losenstein Beckens im Norden (i.W. Albiun bis frühestes Cenomanium) und des südlich anschließenden, etwas jüngeren (Cenomanium-Turonium) Branderfleck Sedimentationsgebiets als Abfolge von „Piggy-Back“-Becken im Zusammenhang mit aktiven Überschiebungen innerhalb der Kalkalpen interpretiert, ausgelöst durch aktive Tektonik am Nordrand des Ostalpins (Subduktionsbeginn des Penninischen Ozeans? Siehe auch MANDIC & LUKENEDER, 2008).

Die Gesteine der Gosau-Gruppe bei Lilienfeld entsprechen ebenfalls gut den Abfolgen aus der eigentlichen Gießhübler Mulde (WESSELY et al., 2006). Gegen Osten zu besteht die unmittelbare Fortsetzung in dem Gosauzug über die Ebenwaldhütte/Kleinzell bis Hainfeld/Ramsau (WESSELY, 2010), die im Gosastreifen Araburg und N Hocheck bis Altenmarkt/Triesting weiterzieht (WAGREICH et al., 2011), und dann in die eigentliche Gießhübler Mulde überleitet. Gegen Westen finden sich noch äquivalente Gosaugesteine im Traisental, bei Lehenrotte – Am Himmel (u.a. NEUBAUER, 1949), während weiter gegen Westen bis zu den Weyerer Bögen nur mehr vereinzelt Spuren von Gosaugesteinen im Bereich der Lunz-Decke auftreten. Ob das mit einem primär eingeschränkten Sedimentationsgebiet mit geringen Mächtigkeiten, oder verstärkter postgosauischer Erosion im genannten Gebiet zusammenhängt, ist aufgrund des Fehlens einer sedimentären Überlieferung schwer festzustellen.

Abweichend von der Gießhübler Mulde ist die Lilienfelder Gosau über mehrere Schuppen der Lunz-Decke in NS-Richtung aufgeschlossen und verfolgbar, was die faziellen Ausbildungen besser im Zusammenhang zeigt. Dies reicht bis hin zu tektonisch höheren Schuppen („Tirolikum“) mit Gosasedimenten, z.T. reich an Karbonatbrekzien, unter der Haupt-Überschiebung der tirolischen Reisalpen-Decke.

Dem Gebiet der Gießhübler Mulde vom Untergrund des Wiener Beckens bis zur Fortsetzung um Lilienfeld gemeinsam, ist die Absenkung von einer terrestrisch-flachmarinen Abfolge des Santonium in einen bathyalen Tiefwasserbereich eines Kontinentalhanges im frühen Campanium („Nierentaler Fazies“, OBERHAUSER, 1963; siehe auch KRENMAYR, 1999). Nach WAGREICH (1993) und WAGREICH & MARSCHALCO (1995) wird dieses Ereignis („intragosauische Phase“, siehe auch FAUPL, 1983) auf tektonische Erosion des Akkretionskeils des Penninischen Ozeans zurückgeführt. Danach erfolgen weitere tektonische Bewegungen, welche die Sedimentation lokaler Brekzienkörper auslösen. Ab dem Maastrichtium erfolgt mit der Sedimentation der siliziklastikareichen Turbiditabfolgen der Gießhübl-Formation unterhalb der regionalen CCD eine weitere Umstellung zu einem einheitlichen Tiefwasserbereich (u.a. FAUPL & SAUER, 1978).

Danksagung

Diese Arbeit ist Peter Faupl gewidmet, der den Autor auf die Spur der Gosau von Lilienfeld brachte. Godfrid Wessely danke ich für viele Geländeführungen, v.a. in der Gießhübler Gosau und für das Durchlesen des Manuskriptes. Hans Georg Krenmayr danke ich für unpubliziertes Material aus der Lilienfelder Gosau.

Literatur

BITTNER, A. (1897): Ueber ein Vorkommen cretacischer Ablagerungen mit *Orbitolina concava* Lam. bei Lilienfeld in Niederösterreich. - Verh. Geol. R.-A., 1897, 216-219.

BITTNER, A. (1901): Aus den Kalkvoralpen des Traisenthal, den Umgebungen von Lilienfeld und von Sct. Veit an der Gölsen. - Verh. Geol. R.-A., 1901, 153-168.

BITTNER, A. (1907): Geologische Specialkarte St. Pölten 1:75.000. - Geol. R.-A.

BURNETT, J.A. (1998): Upper Cretaceous. - In: BOWN, P.R. (Ed.): Calcareous Nannofossil Biostratigraphy, 132-199.

DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 126-141.

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

EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2011): Erläuterungen zu Blatt 69 Grossraming. - 119 S., Geol. B.-A.

EGGER, H., MOHAMED, O. & FREIMOSER, M. (2012): Obituary for the Walsberg Series in the Cretaceous of the Eastern Alps (Austria, Germany). - Austrian J. Earth Sci., 105, 161-174.

ERKAN, E. (1972): Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen (Stratigraphische Gliederung, Bestand, Schüttungsrichtungen). - Mitt. Geol. Ges. Wien, 65, 33-108.

FAUPL, P. (1983): Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Jb. Geol. B.-A., 126, 219-244.

FAUPL, P. & SAUER, R. (1978): Zur Genese roter Pelite in Turbiditen der Flyschgosau in den Ostalpen (Oberkreide-Alttertiär). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1978, 65-86.

FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1983): Bericht über Studien in der Gosau bei Lilienfeld/Niederösterreich (Östliche Kalkalpen). - Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S15) Jahresbericht 1982 (1983), 145-159.

FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Transgressive Gosau (Coniac) auf Branderfleckschichten (Turon) in den Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). - Jb. Geol. B.-A., 135, 481-491.

GAUPP, R. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des West-Teils der Nördlichen Kalkalpen. - 282 S., PhD Thesis, Technische Universität München.

GAUPP, R. (1982): Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). - Zitteliana, 8, 33-72.

HERTLE, L. (1865): Lilienfeld – Bayerbach: geologische Detailaufnahmen in den nordöstlichen Alpen des Erzherzogthums Oesterreich unter der Enns zwischen den Flussgebieten der Erlauf und der Schwarza. - Jb. Geol. R.-A., 15, 451-552.

HOFER, G., WAGREICH, M. & NEUHUBER, S. (2013): Geochemistry of fine-grained sediments of the Upper Cretaceous to Paleogene Gosau Group (Austria, Slovakia): Implications for paleoenvironmental and provenance studies. - *Geosci. Frontiers*, 4, 449-468.

KOLLMANN, H.A. (1968): Itruvien (Iteriidae, Gastropoda) aus dem Wiener Raum. - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 60, 13-22.

KOLLMANN, H.A. (1982): Gosauablagerungen im Becken von Gosau. - In: PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zu Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut, 30-34.

KRENMAYR, H.G. (1999): Die Nierental-Formation der Oberen Gosau-Gruppe (Oberkreide-Paleozän, Nördliche Kalkalpen) in Berchtesgaden: Definition, Fazies und Environment. - *Jb. Geol. B.-A.*, 141, 409-447.

LIPOLD, M.V. (1865): Das Kohlengebiet in den nordöstlichen Alpen. - *Jb. Geol. R.-A.*, 15, 1-164.

LÖCSEI, J. (1974): Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvoralpen. - *Jb. Geol. B.-A.*, 117, 17-54.

MANDIC, O. & LUKENEDER, A. (2008): Dating the Penninic Ocean subduction: new data from planktonic foraminifera. - *Cret. Res.*, 29, 901-912.

NEUBAUER, W.H. (1949): Geologie der nördlichen Kalkalpen um Lilienfeld: Der Typus voralpinen Deckenbaues. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien*, 1, 1-44.

OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. - *Jb. Geol. B.-A.*, 106, 1-88.

PERCH-NIELSEN, K. (1985): Mesozoic calcareous nannofossils. - In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): *Plankton Stratigraphy*, 329-426, Cambridge Univ. Press.

PLÖCHINGER, B. (1964): Die Kreide-Paleozän-Ablagerungen in der Gießhübler Mulde zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (NÖ). - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 56, 469-501.

PLÖCHINGER, B. & SALAJ, J. (1991): Der Nordrandbereich der Nördlichen Kalkalpen zwischen Kaumberg und Altenmarkt an der Triesting (Niederösterreich) und der Mikrofossilinhalt seines Kreide-Paläogen-Anteils. - *Jb. Geol. B.-A.*, 134, 783-808.

SAUER, R. (1980): Zur Stratigraphie und Sedimentologie der Gießhübler Schichten im Bereich der Gießhübler Gosaumulde (Nördliche Kalkalpen). - 181 S., unveröff. Diss., Univ. Wien.

SCHLAGINTWEIT, F. & WAGREICH, M. (2005): Micropaleontology of „Orbitolina Beds“ of Lower Austria (Branderfleck Formation, Lower Cenomanian). - *Jb. Geol. B.-A.*, 145, 115-125.

SCHLAGINTWEIT, F. & WEIDICH, K.F. (1991): Fazies, Alter und Herkunft kretazischer Olistolithe (Alb-Turon) der Branderfleck-Schichten (Cenoman-Coniac) der Lechtal-Decke in den Nördlichen Kalkalpen. - *Z. dt. geol. Ges.*, 142, 229-249.

SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. - *Geol. Mijnbouw*, 56, 37-56.

SPENGLER, E. (1931): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Schneeberg - St. Ägyd. - 108 S., *Geol. B.-A.*

SPLITZ, A. (1910): Der Höllensteinzug bei Wien. - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 3, 351-433.

SUMMESBERGER, H. (1992): Ammoniten aus dem Turon (Oberkreide) der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). - Ann. Naturhist. Mus. Wien, 94, 103-133.

TOULA, F. (1882): Kleine Exkursionsergebnisse aus der Gegend von Lebring und Wildon. - Verh. Geol. R.-A., 191-198.

WAGREICH, M. (1983): Lithofazielle und stratigraphische Gliederung der Gosauschichten von Lilienfeld. - 84 S., unveröff. Vorarbeit, Inst. f. Geologie, Univ. Wien, Wien.

WAGREICH, M. (1986): Schichtfolge und Fazies der Gosau von Lilienfeld (Oberkreide; niederösterreichische Kalkvoralpen). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 32, 19-38.

WAGREICH, M. (1988): Sedimentologie und Beckenentwicklung des tieferen Abschnittes (Santon-Untercampan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Rußbach (Oberösterreich-Salzburg). - Jb. Geol. B.-A., 131, 663-685.

WAGREICH, M. (1993): Subcrustal tectonic erosion in orogenic belts: a model for the Late Cretaceous subsidence of the Northern Calcareous Alps (Austria). - Geology, 21, 941-944.

WAGREICH, M. (1998): Lithostratigraphie, Fazies und Sequenzstratigraphie der Gosau Gruppe von Bad Ischl und Strobl am Wolfgangsee (Oberturon-Maastricht, Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Jb. Geol. B.-A., 141, 209-234.

WAGREICH, M. (2003a): Lithostratigraphie und Sedimentologie der Branderfleck-Formation in den niederösterreichischen Kalkvoralpen. - In: PILLER, W.E. (Ed.). Stratigraphia Austriaca. Österr. Akad. Wiss. Schriftenr. Erdwiss. Komm., 16, 151-164.

WAGREICH, M. (2003b): A slope-apron succession filling a piggyback basin: the Tannheim and Losenstein Formations (Aptian-Cenomanian) of the eastern part of the Northern Calcareous Alps (Austria). - Mitt. Österr. Geol. Ges., 93, 31-54.

WAGREICH, M. (2009): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen in der Gosau-Gruppe auf Blatt 56 St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 150, 520-521.

WAGREICH, M. (2010): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen in kalkalpinen Kreidesedimenten auf Blatt 56 St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 151, 106.

WAGREICH, M. & MARSCHALKO, R. (1995): Late Cretaceous to Early Tertiary palaeogeography of the Western Carpathians (Slovakia) and the Eastern Alps (Austria): implications from heavy mineral data. - Geol. Rundsch., 84, 187-199.

WAGREICH, M. & SCHLAGINTWEIT, F. (1990): Urgonkalkgerölle aus den Konglomeraten der Lilienfelder Gosau (Oberkreide; NÖ Kalkvoralpen). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 36, 147-167.

WAGREICH, M., FAUPL, P. & SCHLAGINTWEIT, F. (1995): Heavy minerals from Urgonian limestone pebbles of the Northern Calcareous Alps (Austria, Bavaria): Further evidence for an intra-Austroalpine suture zone. - Geol. Carpath., 46, 197-204.

WAGREICH, M., ILICKOVIC, T., POPOVIC, A., PORPACZY, C., STEINBRENER, J. & WESSELY, G. (2011): Biostratigraphy and sedimentology of Campanian deep-water sections (Nierental Formation, Gosau Group) in Lower Austria. - Austrian J. Earth Sci., 104, 108-121.

WEIDICH, K.F. (1984a): Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtf fauna der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman-Untercampan) der Bayerischen Kalkalpen. - Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N.F., 162, 1-151.

WEIDICH, K.F. (1984b): Über die Beziehungen des „Cenoman“ zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. - Geol. Rundsch., 73, 517-566.

WEIDICH, K.F. (1985): Stratigraphie der Branderfleck-Schichten (Untercenoman-Untercampan) in den Bayerischen Kalkalpen. - Schriftenr. Erdwiss. Komm., Österr. Akad. Wiss., 7, 221-261.

WESSELY, G. (1974): Rand und Untergrund des Wiener Beckens - Verbindungen und Vergleiche. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 66/67, 265-287.

WESSELY, G. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 56 St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 148, 626-627.

WESSELY, G. (2008): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 56 St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 148, 232-233.

WESSELY, G. (2009): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen auf Blatt 56 St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 150, 521-522.

WESSELY, G. (2010): Geopfad Ramsau. Geologische Spaziergänge. - 48 S., Geol. B.-A.

WESSELY, G. (2011a): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen auf Blatt 56 St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 151, 106-107.

WESSELY, G. (2011b): Bericht 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 56 St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 151, 107-109.

WESSELY, G. (2012): Bericht 2011 über geologische Aufnahmen auf Blatt 56 St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 152, 231-233.

WESSELY, G., DRAXLER, I., GANGL, P., GOTTSCHLING, P., HEINRICH, M., HOFMANN, T., LENHARDT, W., MATURA, A., PAVUZA, R., PERESSON, H. & SAUER, R. (2006): Niederösterreich. Geologie der österreichischen Bundesländer. - 416 S., Geol. B.-A.