

Stratigraphie der Gosau-Gruppe von Gams bei Hieflau (Oberkreide–Paläogen, Österreich)

M. WAGREICH, H.A. KOLLMANN, H. SUMMESBERGER, H. EGGER, D. SANDERS,
G. HOBIGER, O. MOHAMED & H. PRIEWALDER

Inhalt

Kurzfassung

Abstract

Einleitung

Geologischer Rahmen

Lithostratigraphie, Fazies und Biostratigraphie der Gosau-Gruppe von Gams

Kreuzgraben-Formation

Schönleiten-Formation

Die ältesten Fossilien aus Gams – das Tethys-Meer transgrediert (H. KOLLMANN)

Noth-Formation

Trochactaeon lamarcki – ein Fossil aus Gams (H. KOLLMANN)

Die Serpentinitsandsteine von Gams – Zeugen des verschwundenen Tethys-Ozeans (M. WAGREICH)

Rudisten-Biostrome – subtropische „Riffe“ in Gams (D. SANDERS)

Grabenbach-Formation

Die ältesten Ammoniten von Gams – Spätes Turonium (H. SUMMESBERGER)

Krimpenbach-Formation

Nierental-Formation

Die jüngsten Ammoniten in der Gosau-Gruppe von Gams (H. SUMMESBERGER & M. WAGREICH)

Die Kreide/Paläogen-Grenze – Spuren einer weltweiten Katastrophe (M. WAGREICH, H.A. KOLLMANN & H. EGGER)

Zwieselalm-Formation

Die Paleozän/Eozän-Grenze in Gams (H. EGGER, M. WAGREICH, G. HOBIGER, O. MOHAMED, H. PRIEWALDER)

Die jüngsten Sedimente in der Gosau-Gruppe von Gams – ein geologisches Fenster ins Eozän (M. WAGREICH & H. EGGER)

Schlussfolgerungen zur Beckenentwicklung, Paläobathymetrie und Paläogeographie

Dank

Literatur

Appendix 1: Lithostratigraphische Definition der Noth-Formation

Kurzfassung

Die Gosau-Gruppe von Gams bei Hieflau (Stmk.) umfasst Oberkreide und Paläogen im Gebiet Mooslandl – Gams – Gamsforst – Krimpenbach. Biostratigraphische Einstufungen beruhen auf Ammoniten, Inoceramen, Foraminiferen und kalkigem Nannoplankton. Die lithostratigraphische Gliederung unterscheidet sieben Formationen.

Rötliche bis bräunliche, wenige Zehnermeter mächtige Konglomerate der Kreuzgraben-Formation treten an die Basis der Gosau-Gruppe (Untere Gosau-Subgruppe) auf. Es handelt sich um weitgehend fossilfreie Ablagerungen alluvialer Schwemmfächer mit einem Alter von Spät-Turonium bis Campanium. Darüber folgt die bis zu 200 m mächtige Schönleiten-Formation mit kohleführenden Mergeln mit wenigen Sandsteinbänken und Mollusken-Lumachellen. Gastropoden und Austern sind häufig, selten Planktonforaminiferen, Nannoplankton und Pollen. Das Alter lässt sich auf Spät-Turonium einengen (Nannofossilzone CC 13). Die ca. 150 m mächtige Noth-Formation setzt sich aus Sandsteinen mit Rudistenbiohermen und Kohlevorkommen zusammen; charakteristisch sind Serpentinitsandsteine. Ober-Turonium ist mit Nannofossilien nachweisbar. Die bis 500 m mächtige überlagernde Grabenbach-Formation setzt sich aus dunkelgrauen Tonmergeln mit Sandsteinlagen und einem Intervall von Serpentinitsandsteinen mit exotischen Geröllen (Quarzporphyre, Serpentine) zusammen. Charakteristische Faunenelemente im unteren Abschnitt an der Turonium-Coniacium-Grenze sind *Didymotis*,

Inoceramen und Ammoniten (*Barroisiceras*) sowie Planktonforaminiferen und Nannoplankton. Das Alter reicht vom Spät-Turonium bis ins Santonium (Nannofossilzonen CC 13–CC 15). Die diskordant folgenden, ober-santonen bis unter-campanen Konglomerate, Sandsteine und Mergel der wenige zehnermetermächtigen Krimpenbach-Formation führen Rudistenbruchstücke und Kohle. Diese Schelffazies vertritt die pelagische Nierental-Formation am Südrand des Beckens. Der Fauneninhalt setzt sich aus Inoceramen, Ammoniten (*Pachydiscidae*), Echinodermen, Planktonforaminiferen und Nannoplankton zusammen. Oberstes Santonium bis Campanium ist nachweisbar (Nannofossilzonen CC 17–CC 22).

Die bis 400 m mächtigen roten und grauen Mergel und Mergelkalke der Nierental-Formation (Obere Gosau-Subgruppe) stellen Tiefwasserablagerungen dar. Sie führen Planktonforaminiferen und Nannoplankton, die einen Altersumfang von Campanium bis Paleozän belegen. Diachron darüber folgt die maximal 350 m mächtige Zwieselalm-Formation mit turbiditischen Sandsteinen und Feinbrekzien mit untergeordneten hemipelagischen Kalkmergeln. Der Zeitbereich Maastrichtium bis Ypresium ist nachgewiesen (CC 24–NP 12).

Abstract

The Gosau Group of Gams near Hieflau (Styria, Austria) comprises Upper Cretaceous and Palaeogene strata in the area of Mooslandl – Gams – Gamsforst – Krimpenbach. The biostratigraphic subdivision of the Gosau Group is based on ammonites, inoceramids, foraminifera and calcareous nannoplankton. The lithostratigraphic subdivision distinguishes seven formations.

Red to brownish, several tens of meters thick conglomerate of the Kreuzgraben Formation occur at the base of the Gosau-Group (Lower Gosau Subgroup). These alluvial fan deposits of late Turonian to Campanian age are largely fossil-free and are overlain by the up to 200 m thick Schönleiten Formation, a succession of fossiliferous marls including rare sandstone beds and mollusc layers. Gastropods and oysters are common, whereas planktic foraminifera, nannofossils and pollen are rare. The age is Late Turonian (nannofossils zone CC 13). The Noth Formation comprises mainly sandstones, typically rich in serpentinitic grains, rudist bioherms and coal layers. The Late Turonian age (CC 13) is based on nannofossils. The overlying, up to 500 m thick Grabenbach Formation comprises dark grey marls and sandstone layers, including an interval of serpentinitic sandstones with exotic pebbles such as quartz porphyres and serpentinites. The lower part of the formation includes a Turonian/Coniacian boundary section with *Didymotis*, inoceramids and ammonites (*Barroisiceras*) as well as planktic foraminifera and nannofossils. A Late Turonian to Santonian age is proven by nannofossils (CC 13–CC 15). The unformably overlying, conglomerates, sandstones and marls of the upper Santonian to lower Campanian Krimpenbach Formation are of late Santonian to early Campanian age. Rudist shells and coal seams are present. This shelf facies at the southern margin of the basin represents a shallower facies than the pelagic basinal Nierental Formation. Inoceramids, ammonites (*Pachydiscidae*), echinoderms, planktic foraminifera and nannofossils prove a late Santonian to Campanian age (CC 17–CC 22).

Up to 400 m thick red and grey marls and marly limestones of the Nierental Formation (Upper Gosau Subgroup) mark the onset of the deep-water depositional phase. Planktic foraminifera and nannofossils prove a Campanian to Paleocene age. Diachronously overlying turbiditic sandstones and fine-grained breccias with subordinate hemipelagic marls comprise the Zwieselalm Formation of Maastrichtian to Ypresian age (CC 24–NP 12).

Einleitung

Die Oberkreide-Paläogen-Ablagerungen der Gosau-Gruppe von Gams bei Hieflau bilden einen E–W-streichenden Aufschlusszug zwischen Mooslandl – Gams – Krautgraben – Gamsforst – Torsattel bis in das Gebiet des Krimpenbachs NW Wildalpen (Abb. 1). Erste Beschreibungen von Kreidesedimenten im Gebiet von Gams bei Hieflau stammen von MORLOT (1850), PETERS (1852) und REUSS (1854). WICHER (1956) erkannte später auf Grund von mikropaläontologischen Untersuchungen ein paläogenes Alter von Teilen der Schichtfolge. Aufbauend auf der Dissertation von KOLLMANN (1964) konnte in jüngster Zeit eine Folge neuer Erkenntnisse zur Stratigraphie gewonnen werden, die von Untersuchungen zur Kreide/Paläogen-(Kreide/Tertiär-)Grenze (STRADNER & RÖGL, 1988; LAHODYNSKY, 1988a,b; EGGER et al., 2004, 2009) über die Definition von z.T. neuen lithostratigraphischen Einheiten (u.a. SIEGL-FARKAS & WAGREICH, 1997; KOLLMANN & SACHSENHOFER, 1998; WAGREICH, 2004), präzisen biostratigraphischen Daten (KOLLMANN & SUMMESBERGER, 1982; SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996, SUMMESBERGER et al., 1999, EGGER & WAGREICH, 2001, EGGER et al., 2004) und zur Sedimentologie der Tiefwassersedimente (EGGER et al., 2004) bis zu geochemisch-mineralogischen Arbeiten im Mikro- und Nanobereich (GRACHEV et al., 2005, 2008; GRACHEV, 2009) reicht. Im Rahmen der geologischen Neuaufnahme der Blätter 101 Eisenerz und 100 Hieflau wurde die Gosau-Gruppe von Gams von R. LAHODYNSKY (1988c, 1989, 1990), M. WAGREICH (1993a, 1994, 1996), M. MOSER (2002, 2003, 2006) und H.A. KOLLMANN (2002) aufbauend auf KOLLMANN (1964) aufgenommen und revidiert.

Geologischer Rahmen

Die Gosau-Gruppe von Gams liegt diskordant auf Perm bis Oberjura des Tirolikums, speziell der Unterberg- und Göller-Decke auf. Tektonische Schuppen der Göller-Decke, z.T. mit auflagernder Gosau-Gruppe, sowie Mittel- bis Obertrias des Bergstein-Säusenstein-Gebietes und der Mürzalpen-Decke überschieben die Gosau-„Becken“-Abfolge am Südrand des (heutigen morphologischen) Gamser Beckens (KOLLMANN, 1964). Dieser südliche Nahbereich zur miozänen Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störung (SEMP, NEMES et al., 1995; LINZER et al., 1997) wurde tektonisch durch sinistrale Seitenverschiebungsstrukturen geprägt.

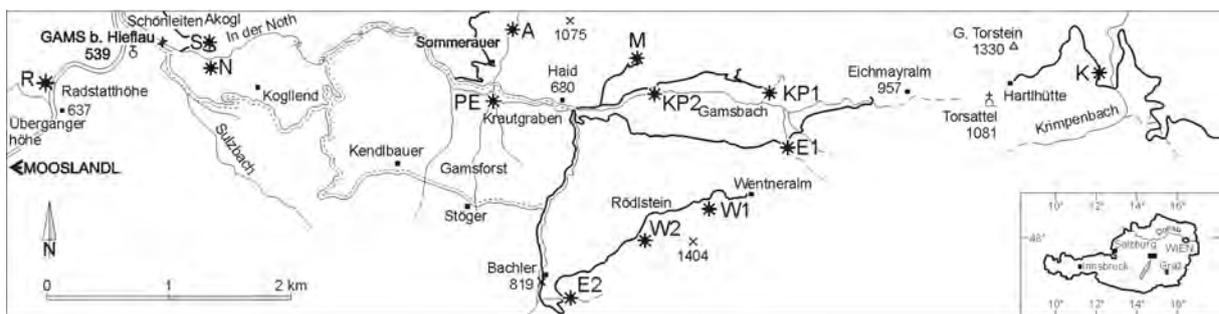


Abb. 1: Übersichtskarte wichtiger im Text genannter Lokalitäten im Gebiet von Gams, inklusive Ammonitenfundpunkte.

S – Schönleiten – Akogel-Forststraße, N – Straßenaufschluss westlich Noth-Klamm inklusive Pitzengraben, R – Radstatt; A – Schweinbach NE Sommerauer; M – Maastrichtium-Ammoniten E Haid, W – Wentneralm 1, 2; K – Krimpenbach, KP1 – Kreide/Paläogen-Grenzprofil im Knappengraben (STRADNER & RÖGL, 1988); KP2 – Kreide/Paläogen-Grenzprofil im Gamsbach (GRACHEV, 2008; WAGREICH et al., 2009); PE – Paleozän-Eozän-Grenzintervall W Haid; E1 – Untereozän (NP 12) SE Eichmayralm; E2 – Untereozän SE Bachler.

Die Gosau-Gruppe liegt auf einer diversen Schichtfolge des Perms, der Trias und des Jura auf (KOLLMANN, 1964; MOSER, 2002, 2003, 2006). Kennzeichnend sind Werfener Schichten und Gutensteiner Kalke (Aufbruchzone im Sinne von KOLLMANN, 1964), Dachsteinkalke (Akoglgebiet), Hauptdolomit (Südrand) sowie Plassenkalk und Oberalmer Schichten im Bereich des Akogls sowie im Gebiet N Krautgraben und Krimpenbach.

Lithostratigraphie, Fazies und Biostratigraphie der Gosau-Gruppe von Gams

Die Schichtfolge der Gosau-Gruppe von Gams umfasst eine Gesamtmächtigkeit von an die 2000 m (Abb. 2). Detailliert kartenmäßig erfasst wurde die Schichtfolge von KOLLMANN (1964). Der tiefere Teil der Abfolge mit überwiegend terrestrischen und flachmarinen Ablagerungen wird zur Unteren Gosau-Subgruppe (Kreuzgraben-Formation, Schönleiten-Formation, Noth-Formation, Grabenbach-Formation, Krimpenbach-Formation) gerechnet, der höhere Teil der Abfolge mit Tiefwassersedimenten wird zur Oberen Gosau-Subgruppe gestellt (Nierental-Formation, Zwieselalm-Formation). Die Formationsgliederung selbst geht einerseits auf Vergleiche mit der Gosau-Typlokalität bzw. der Gosau von Salzburg/Lattengebirge zurück (Kreuzgraben-Formation, Grabenbach-Formation, Nierental-Formation, Zwieselalm-Formation, siehe WEIGEL, 1937; KOLLMANN, 1982; WAGREICH, 1988; KRENMAYR, 1999), andererseits handelt es sich bei Schönleiten-Formation, Noth-Formation und Krimpenbach-Formation um in den letzten Jahren definierte Formationen (SIEGL-FARKAS & WAGREICH, 1997; KOLLMANN & SACHSENHOFER, 1998; SUMMESBERGER et al., 1999; WAGREICH, 2004), die nur im Bereich von Gams charakteristisch auftreten.

Biostratigraphische Einstufungen beruhen auf Ammoniten, Inoceramen, Foraminiferen und kalkigem Nannoplankton, mit denen ein Altersumfang von Spät-Turonium (ca. 90 Mio. J.) bis Frühem Eozän (Ypresium, ca. 54 Mio.J.) belegt ist.

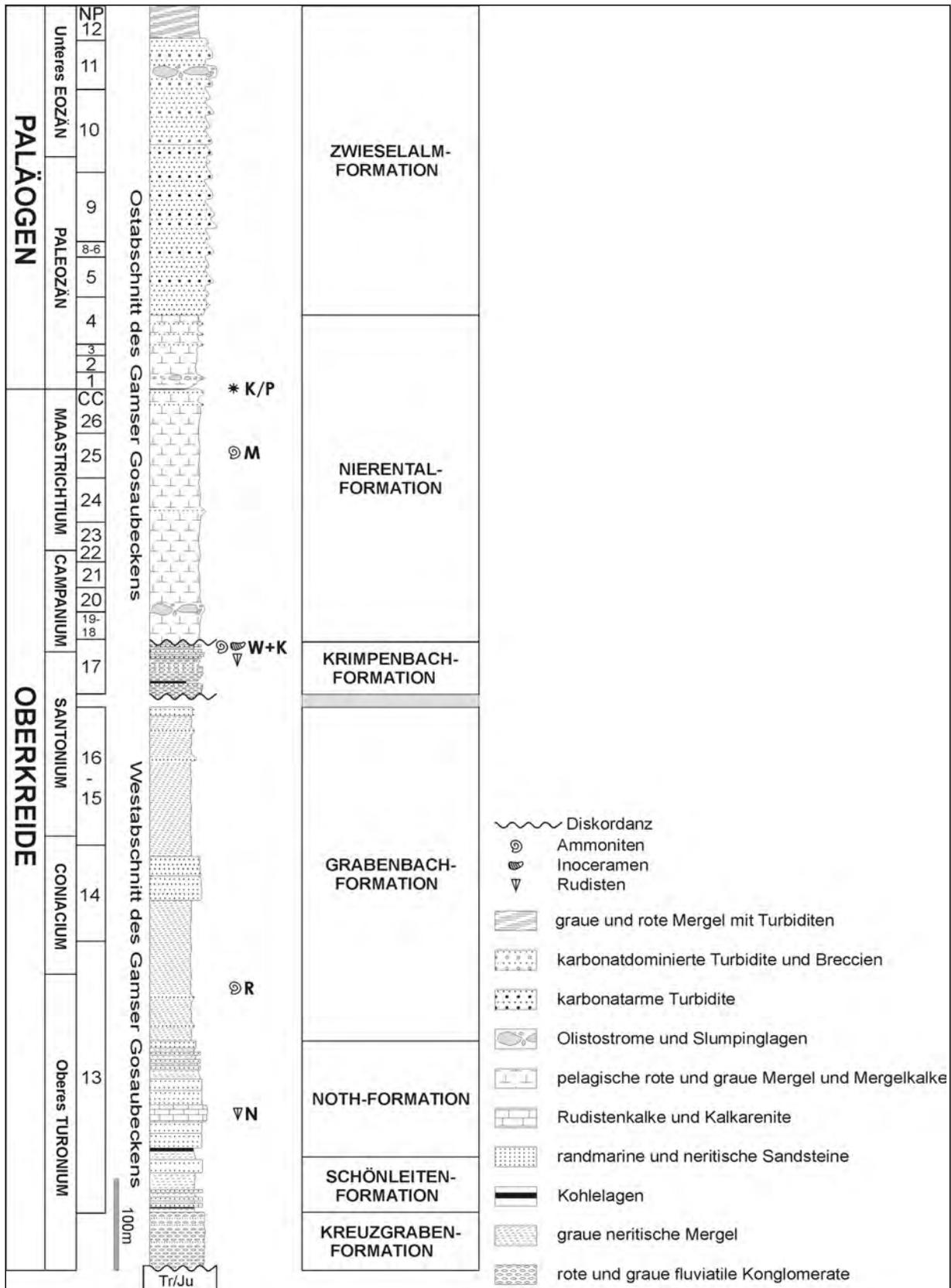


Abb. 2: Übersichtsprofil der Gosau-Gruppe von Gams mit biostratigraphischer und lithostratigraphischer Gliederung (verändert nach SUMMESBERGER et al., 2009).

An der Basis der Gosau-Gruppe ist eine deutliche Winkeldiskordanz (Alter: prä-Spät-Turonium) zu den älteren Trias–Jura-Gesteinen ausgebildet. Eine zweite Diskordanz mit Schichtverstellungen und Erosion ist zwischen der Grabenbach-Formation im Gebiet westlich Radstatt und den Konglomeraten der Krimpenbach-Formation ausgebildet (Alter: Spätes Santonium, STEUBER, mündl. Mitt.). Im frühen Campanium kam es zu einer Ausweitung des Sedimentationsraumes und einer Absenkung des Beckens in Tiefwasserbereiche (Nierental-Formation), während am Südrand gleichzeitig weiterhin Schelfsedimente (Krimpenbach-Formation) abgelagert wurden. Zwischen Kreuzgraben-Formation und Nierental-Formation ist eine untercampane Diskordanz mit einer eisenführenden Kruste im Bereich Schweinbach („Saugraben“ bei Gehöft Sommerauer, KOLLMANN, 1964; Abb. 1: Punkt A) aufgeschlossen. Die Tiefwasserschichtfolge setzt sich kontinuierlich von der Kreide ins Paläogen fort und reicht bis in das untere Eozän (EGGER & WAGREICH, 2001).

Kreuzgraben-Formation

Die Kreuzgraben-Formation, definiert von WEIGEL (1937) im Gebiet von Gosau und später an der Typlokalität präzisiert von KOLLMANN (1982) und WAGREICH (1988, 1998), umfasst im Gebiet von Gams rötliche bis bräunliche „Basiskonglomerate“ mit ausschließlich Lokalmaterial. Die Mächtigkeit erreicht maximal 80 m. Aufschlüsse finden sich im Bereich der Forststraße auf den Akogl (1. Kehre), bei Kogllend sowie im Ostteil der Gosau-Gruppe, am basalen Nordrand der Abfolge und an der Forststraße zur Wentneralm. Auch die schlecht aufgeschlossenen roten brekziösen Konglomerate, die von Süden auf die nördlicheren Kreidesedimente aufgeschoben wurden (KOLLMANN, 1964), können dazu gezählt werden. Deutlich unterschiedlich zur Kreuzgraben-Formation sind die bräunlichen, aber auch rötlichen Konglomerate mit signifikanten Anteilen von Quarzporphyrgeröllen und Gosausandsteinen der Krimpenbach-Formation, die diskordant über der Grabenbach-Formation westlich der Radstatthöhe auftreten.

Das Alter der Kreuzgraben-Formation ist auf Grund des Fehlens mariner Fossilien nur sehr eingeschränkt bestimmbar. Durch die Überlagerung mariner Sedimente des Ober-Turoniums ergibt sich ein mittel- bis (frühes?) Spät-Turonium-Alter. Allerdings ist das Auftreten dieser Lithofazies sicher diachron, in den östlichen Abschnitten werden die Konglomerate von santonen–untercampanen Schichten überlagert, womit ein Santonium–Campanium-Alter hier wahrscheinlich ist.

Faziell handelt es sich um weitgehend fossilfreie Ablagerungen kleinräumiger alluvialer Schwemmfächer, die wahrscheinlich an Beckenrandstörungen (WAGREICH, 1988, 1998) gebildet wurden. Sie belegen terrestrische Basisbildungen nach einer Auftauchphase der Kalkalpen (vergleiche auch die Bauxitbildungen in der nahen Gosau im Gebiet Unterlaussa, FAUPL, 1983).

Schönleiten-Formation

Der Begriff der Schönleiten-Formation wurde von KOLLMANN & SACHSENHOFER (1998) für eine kohleführende Mergelabfolge mit wenigen Sandsteinbänken und Lumachellen im Hangenden der basalen Konglomerate der Kreuzgraben-Formation geprägt. In dieser Formation treten altbekannte Gagatvorkommen auf (FREH, 1956; KLEMM, 2001). Die Mächtigkeit erreicht bis zu 200 m.

Das Typusgebiet der Schönleiten-Formation ist nördlich des Gamsbaches (Schönleiten SE Akogl, UTM-Kartenblatt 4209 Hieflau). Das Typusprofil wurde von KOLLMANN & SACHSENHOFER (1998) entlang der Forststraße von Gams zum Akogl beschrieben, ergänzt durch einen künstlichen Aufschluss (geographische Koordinaten WGS 84, E 014° 47' 53" / N 47°40' 07"). Die Schönleiten-Formation entspricht den „Kohleführenden Mergeln“ von KOLLMANN (1964).

Die Fauna wird durch Mollusken, v.a. verschiedene Gastropoden und Bivalven (siehe ZEKELI, 1852; REUSS, 1854; ZITTEL, 1864-65; KOLLMANN & SACHSENHOFER, 1998) und daneben auch seltenen Einzelkorallen gebildet. Fischreste wurden von SCHULTZ & PAUNOVIC (1996) beschrieben. Mikrofaunen sind

oft von geringer Diversität, mit wenigen seichtmarinen Benthosforaminiferen (Miliolide) und Ostrakoden, nur selten treten Planktonforaminiferen in den Schlammproben auf. Nannoplankton und Pollen sowie Pflanzenreste sind vorhanden (SIEGL-FARKAS & WAGREICH, 1997).

Das Alter lässt sich auf Spät-Turonium einengen (Nannofossil-Standardzone CC 13 nach der Zonierung von SISSINGH, 1977, und PERCH-NIELSEN, 1985; gekennzeichnet durch das Auftreten von *Marthasterites furcatus*; Nannofossil-Zone UC 9 nach BURNETT, 1998; *Marginotruncana schneegansi* Planktonforaminiferen-Zone). Auf Grund des Auftretens von turonen Ammoniten in der hangenden Grabenbach-Formation (SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996) ist ein Hinaufreichen in das Coniacium nicht möglich.

Die Fazies der Schönleiten-Formation ist zunächst brackisch-lagunär im tieferen Teil und entwickelt sich zu einer vollmarinen neritischen Fazies des inneren Schelfs. In den bisher bekannten Aufschlüssen sind einzelne Baumstämme und Äste zu Gagat umgewandelt und werden als Driftholz interpretiert (KOLLMANN & SACHSENHOFER, 1998). Das Vorkommen kleiner Ostreen im Bereich der Stämme lässt einen ursprünglichen Aufwuchs vermuten. Daneben treten geringmächtige Kohletone auf. Fossile Zapfen belegen Koniferen als Ursprung. Auf diese Pflanzengruppe weisen auch von EDER-KOVAR begutachtete Proben hin (mündl. Mitt. in KOLLMANN & SACHSENHOFER, 1998).

Die ältesten Fossilien aus Gams – das Tethys-Meer transgrediert

H. A. KOLLMANN

Basale Abschnitte der Schönleiten-Formation sind oberhalb des Gamser Schwimmbades in Straßenanrissen aufgeschlossen (Abb. 1, Punkt S). Die dort nachgewiesene Molluskenfauna ist individuenreich und umfasst Vertreter der Neritopsidae (*Neritoptyx*), Cassiopidae (*Cassioppe*), Cerithiidae (*Echinobathra*), Melanopsidae (*Megalonoda*), Potamididae (*Pirenella*, *Potamides*) und der Ampullinidae (*Ampullina*). Das Vorkommen der Ampullinidae weist auf voll marines Milieu hin. Der Nachweis der Fischgattung *Coelodus plethodon* bestätigt dies (SCHULTZ & PAUNOVIC, 1996). Die unregelmäßige Lagerung der Molluskenschalen weist auf stärkere Wasserbewegung und daher ein Milieu innerhalb des Wellenbereichs hin. Insgesamt belegen diese Fossilien eine Überschwemmung (Transgression) des Tethysmeeres auf die damals erstmals herausgehobenen Kalkalpen.

In stratigraphisch höheren Anteilen der Schönleiten-Formation treten häufig Turritellidae und die dünnchaligen Muscheln der Gattungen *Phelopteria* und *Pseudamussium* auf. Sie belegen Ablagerungstiefen unterhalb der Schönwetter-Wellenbasis, wie sie im Übergangsbereich zum Äußeren Schelf vorkommen. Schille mit dissoziierten Muschelklappen weisen auf Episoden höherer Wasserenergie, wahrscheinlich bei Sturmereignissen, hin.

Noth-Formation

Der lithostratigraphische Begriff „Noth-Formation“ wurde erstmals in der Überblicksarbeit von SIEGL-FARKAS & WAGREICH (1997) für eine sandsteindominierte Abfolge mit Rudistenbiohermen und Kohlevorkommen zwischen Kreuzgraben-Formation und Grabenbach-Formation eingeführt. Später trennten KOLLMANN & SACHSENHOFER (1998) den tieferen, mergeligen Teil am Akoglhang N des Gamsbaches als Schönleiten-Formation ab. Die Noth-Formation (siehe auch Appendix) im modifizierten Sinne erreicht eine maximale Mächtigkeit von etwa 150 m. Das Typusprofil wurde schon von KOLLMANN (1964, Taf. 3) entlang der Straße zur Nothklamm (Abb. 1, Punkt N) und im nach Süden abzweigenden Pitzengraben aufgenommen (geographische Koordinaten WGS 84, E 014° 47' 54'' / N 47° 40' 01'') und ist heute als Naturdenkmal geschützt (siehe auch Abb. 3).

Die Noth-Formation bildet den wohl makrofossilreichsten Abschnitt der Abfolge von Gams. Die Makrofauna der Noth-Formation setzt sich aus diversen Mollusken (Rudisten, *Trochactaeon*, Nerineen)

zusammen. In den Mikrofaunen dominieren flachmarine Assoziationen mit milioliden Foraminiferen und Ostrakoden und geringen oder fehlenden Planktonforaminiferen.

Biostratigraphisch kann das Alter auf spätes Spät-Turonium (Nannofossilzone CC 13) eingengt werden. Generell belegen die Fossilien einen randlichmarinen bis flachmarinen tropisch-subtropischen Ablagerungsraum mit zeitweisem Süßwassereinfluss mit Kohleablagerungen.

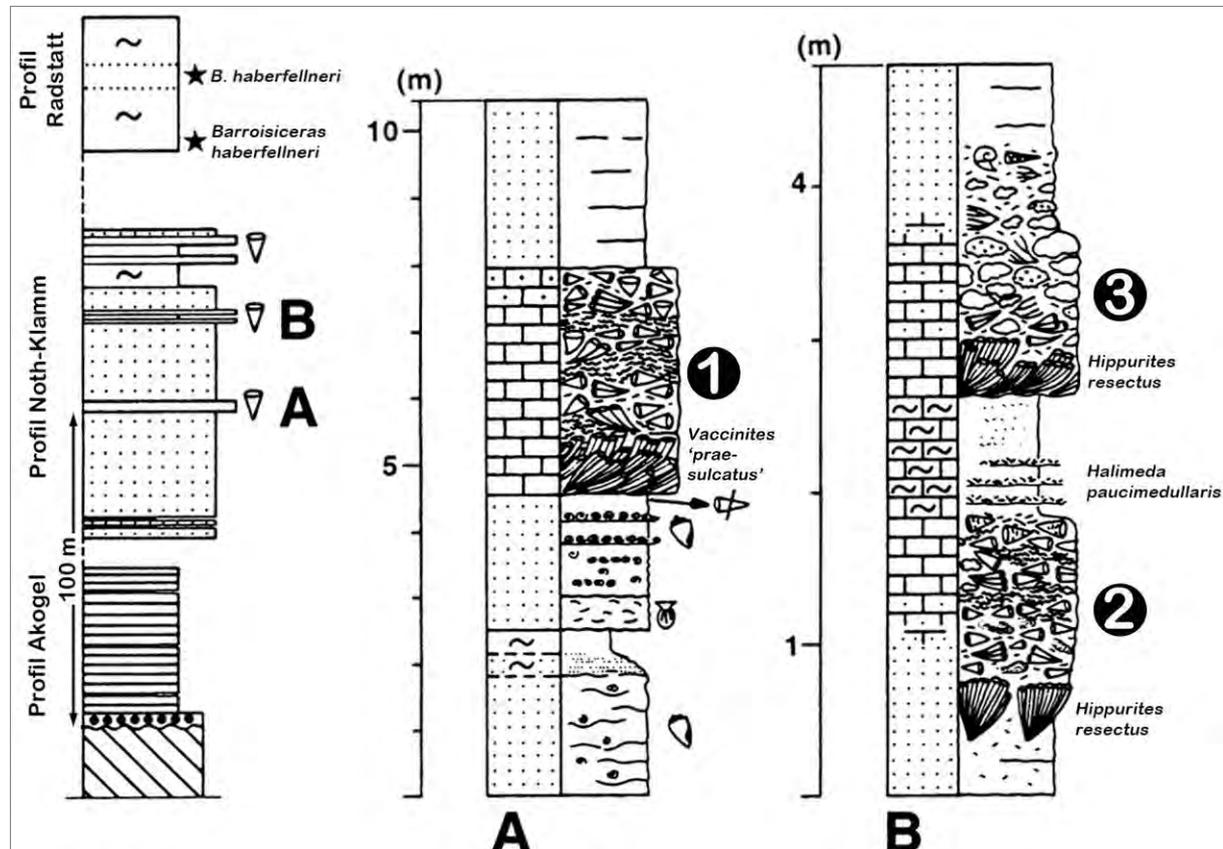


Abb. 3: Rudistenbiostrome im Profil Noth-Klamm (verändert nach SANDERS & PONS, 1999).
 Links: Übersichtsprofil mit Teilprofilen (verändert nach SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996).
 Detailprofile A und B, Nummern 1–3: Biostrome, wie im Text beschrieben.

***Trochactaeon lamarcki* – ein Fossil aus Gams**

H. A. KOLLMANN

Der Straßenanriss im Profil am Noth-Ausgang (Abb. 1, Punkt N) ist die Typuslokalität der zur Familie der Actaeonellidae gehörenden Schneckenart *Trochactaeon lamarcki* (J. de C. SOWERBY). Die Gehäuse treten gehäuft in „Nestern“ auf. Viele sind beschädigt und von Bohrschwammkanälen durchzogen. Die Anhäufung der Gehäuse spricht für eine Konzentration durch Ausschwemmen des Feinanteils (Winnowing) bei Sturmereignissen.

Erwähnenswert ist der historische Hintergrund bei der Beschreibung dieser Art, die immerhin nach Jean-Baptiste LAMARCK, einem der Pioniere der Evolutionstheorie, benannt ist. Aufgesammelt wurde das Material in Gams von Ami BOUÉ. Er gab einige Stücke an Adam SEDGWICK und Roderick IMPEY MURCHISON anlässlich deren Ostalpen-Expedition im Jahr 1829. In dem Bericht über diese Reise (SEDGWICK & MURCHISON, 1832) bildete James DE CARLY SOWERBY, wohl der bekannteste Naturwissenschaftlicher Objekte seiner Zeit, die Fossilien, unter ihnen die Schnecke aus Gams, ab. Sie werden heute noch im Museum of Natural History, London, aufbewahrt.

Die Serpentinitsandsteine von Gams – Zeugen des verschwundenen Tethys-Ozeans

M. WAGREICH

Im Bereich des Straßenaufschlusses westlich der Noth-Klamm (Abb. 1, Punkt N) sind z.T. schlecht verfestigte grünlich-schwarze Sandsteinlagen aufgeschlossen. Nach mikroskopischen Untersuchungen sind diese Sandsteinlagen reich an Serpentinatkörnern, die einen Anteil von bis zu 40 % an den Sandkörnern erreichen (WAGREICH, 1993c). Daneben treten im Modalbestand Kalk- und Dolomitkomponenten, mono- und polykristalliner Quarz, Quarzite, Serizit- und Chlorit-Serizit-Schiefer sowie Feldspäte auf. Akzessorisch sind immer wieder Chromspinellkörner zu beobachten. Bei den serpentinatreichen Sandsteinen handelt es sich meist um mittel- bis grobkörnige Sandsteine. In begleitenden Feinsandsteinen ist das Serpentinmaterial durch Quarz, Karbonate und wechselnde Biogehalte stärker verdünnt. Röntgenographische Untersuchungen der Sandsteine zeigen das Auftreten sowohl von Lizardit als auch von Chrysotil. Daneben sind Minerale der Chloritgruppe als sekundäre bzw. Verwitterungsprodukte vorhanden. Innerhalb der Serpentinfragmente treten oft kleine Erzeinschlüsse, z.T. Magnetit sowie Chromspinelle als Begleitminerale auf.

Innerhalb der Abfolge von Gams konnten Serpentinitsandsteine in drei Horizonten festgestellt werden: Im Oberturonium innerhalb der küstennahe abgelagerten Sandsteine und Rudistenkalke der Noth-Formation, im mittleren Coniacium innerhalb einer Schelfmergel-Abfolge mit Sturmsandsteinlagen der Grabenbach-Formation (südwestliche Seitengraben des Sulzbaches) sowie im tiefen Untercompanionium einer Fan-Delta-Fazies der Kendlbauer-Formation (südlich Gamsforst). Sie sind dort mit Konglomeraten vergesellschaftet, die reich an kalkalpenfremden „exotischen“ Komponenten, (v.a. Quarzporphyre und Quarzite) sind.

Rekonstruiert man die Verteilung dieser Serpentinfragmente innerhalb der Oberkreide der Kalkalpen, so zeigt sich eine deutliche Abnahme der Gehalte und der Größe gegen Norden, wo zeitgleich mit den Serpentinitsandsteinen von Gams nur mehr chromspinellreiche Schwermineralspektren das Auftreten ultrabasischen Materials anzeigen (WAGREICH, 1993c). Damit weisen die Serpentinitsandsteine von Gams auf Abtragung einer südlich der Kalkalpen gelegenen ophiolithischen Suturzone („Tethyssutur“) hin (POBER & FAUPL, 1988; FAUPL & WAGREICH, 2000). Die hohen Gehalte könnten aus deckenartigen Serpentinatkörpern in der Oberkreide am Südrand der Kalkalpen stammen (WAGREICH, 1993c).

Rudisten-Biostrome – subtropische „Riffe“ in Gams

D. SANDERS

In den Aufschlüssen westlich der Noth-Klamm befinden sich mehrere Rudisten-Biostrome. Eines wurde durch ein Hochwasser im Jahr 2001 im Bett des Gamsbaches freigelegt und enthält ausschließlich Radiolitidae. Inzwischen wurde es durch den Bach wieder zugeschottert. Ein weiteres mit Büscheln von *Hippurites* und kolonialen Korallen ist durch eine Wegverbreiterung hinter dem letzten Haus in Richtung Noth aufgeschlossen. Drei darüber liegende Biostrome sind genauer untersucht (siehe Abb. 3).

1. Über einer Folge von Sandstein mit zahlreichen Schneckenschalen (Typlokalität von *Trochactaeon lamarcki*) und einer Lage mit zahlreichen Gehäusen der Nerineenspecies *Parasimplyptyxis pailletteana* (D'ORBIGNY) beginnt mit scharfem Übergang in eine Lage aus dichtgepackten, geneigt eingebetteten Büscheln von *Vaccinites „praesulcatus“* das unterste dieser Biostrome. Der obere, dickere Teil des Biostromes besteht aus lose eingebetteten, liegenden Büscheln und einzelnen liegenden Schalen von Radiolitiden und Hippuritiden. Im obersten Teil ist das Biostrom von sandsteingefüllten Wühlgängen durchsetzt.

2. Das mittlere Biostrom beginnt mit einem Rasen aus aufrecht stehenden Büscheln von *Hippurites resectus* (PONS & SANDERS, 2000; in SANDERS & PONS, 1999, Figur 14, als *H. requieni* geführt). Darüber, über einer Lage aus liegend eingebetteten *H. resectus* und *Radiolites*, folgt ein Intervall aus liegend eingebetteten Radiolitiden. Dieses Biostrom wird von einem mergeligen, braunen Wackestone über-

lagert, in dem sich neben benthischen Kleinforaminiferen (z.B. Milioliden, *Cuneolina*) auch Fragmente der Codiaceae *Halimeda paucimedullaris* finden (cf. SCHLAGINTWEIT & EBELI, 1998). Über dem Wackestone-Intervall folgt schließlich

3. erneut scharf einsetzend ein Rasen aus *H. resectus*. Dieser Rasen wird von einem bioklastischen Rudstone und, höher, einem Sandstein überlagert, der neben zahlreichen stromatoporoiden Schwämmen auch koloniale Korallen, *Plagioptychus* und Nerineiden führt. Dieses Intervall ist das bisher einzige bekannte in der Oberen Kreide Österreichs, das Stromatoporoiden in dieser Häufigkeit führt. Die beschriebenen Biostrome zeigen gut einige ökologische Eigenschaften der Rudisten auf, als (a) effiziente Kolonisierer (= unterster Teil der Biostrome mit Rudistenrasen in Lebensstellung), doch (b) schlechte Stabilisierer und Gerüstbildner (= oberer, dickerer Teil der Biostrome mit verkippten und liegend eingebetteten Rudisten). Biostratigraphisch legt die kosmopolitische Spezies *H. resectus* Turonium-Alter nahe (PONS & SANDERS, 2000); ältere Nennungen von *Hippurites sulcatus* und *H. gosaviensis* im Profil der Noth-Klamm sind fraglich, da es sich bei diesen um Formen des Santoniums handelt. Auch die Nerineenspezies *Parasimploptyxis pailletteana* (D'ORBIGNY) ist aus dem Oberturon von Südfrankreich bekannt. Das Turonium-Alter des Nothklamm-Profiles ist auch aufgrund des Vorkommens von *Barroisiceras haberfellneri* im überliegenden Teilprofil Radstatt gesichert (cf. SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996; siehe Abb. 3).

Grabenbach-Formation

Unter dem Begriff Grabenbach-Formation werden vorwiegend dunkelgraue Tonmergel und Mergel mit wechselnden Anteilen von Sandsteinlagen und einem Intervall von Serpentinitsandsteinen mit wenigen exotischen Geröllen verstanden, die hauptsächlich im Gebiet beiderseits der Radstatthöhe bis zum Sulzbach anstehen. Die Mächtigkeit dieser schlecht aufgeschlossenen Abfolge beträgt aus der Kartierung bis zu 500 m. Definiert wurde die Grabenbach-Formation im Gebiet von Gosau (WEIGEL, 1937; KOLLMANN, 1982; KOLLMANN & SUMMESBERGER, 1982; WAGREICH, 1988).

In basalen Abschnitten sind Gastropoden häufig, unter ihnen *Actaeonella styriaca* KOLLMANN und die sehr große Nerineenspezies *Simploptyxis nobilis* (MÜNSTER). In höheren Abschnitten treten vereinzelt Einzelkorallen (kleine Form von *Cunulites*), selten Inoceramen und andere Bivalven, zumeist in doppelklappiger Erhaltung, sowie vereinzelt Ammoniten und Gastropoden auf. Die Mikrofaunen sind durch Planktonforaminiferen charakterisiert.

Biostratigraphisch lässt sich das Alter der Grabenbach-Formation auf Spät-Turonium, Coniacium bis (Früh-)Santonium eingrenzen (*Dicarinella-concavata*-Foraminiferenzonen, Nannofossilzonen CC 13–CC 15). Im unteren Teil der Formation treten Ammoniten des Spät-Turoniums sowie charakteristische Bivalven (*Didymotis*) des Turonium-Coniacium-Grenzbereichs auf (KOLLMANN & SUMMESBERGER, 1982; SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996).

Die ältesten Ammoniten von Gams – Spätes Turonium

H. SUMMESBERGER

HAUER beschrieb 1866 neue Ammoniten aus der „Gosau“ von Gams, darunter – gestützt auf eine weitere Kollektion aus Strobl/Weißenbach (Salzburg) – den *Ammonites haberfellneri* HAUER 1866. Die Art benannte er zu Ehren des Finders, der Gattungsname *Barroisiceras* wurde von GROSSOUVRE 1894 aufgestellt. SOLGER (1904) legte *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER, 1866) als Typusart der Gattung *Barroisiceras* fest. Erst REYMENT (1957) legte das Stück aus Gams (Abb. 4) als Lectotypus der Typusart fest. Diese hatte BRINKMANN (1937) mit seiner „Fauna von Gams“ fälschlicherweise ins Oberconiac eingestuft. Durch weitere irrtümliche Einbeziehung von *Ammonites petrocoriensis* COQUAND, getarnt als „*B. haberfellneri*“, wurde *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER, 1866) zum Zonenleitfossil des Unterconiaciums (WRIGHT in: ARKELL, KUMMEL & WRIGHT, 1957, L128). KENNEDY (1984) rehabilitierte *Forresteria (Harleites) petrocoriensis* im Sinne ARNAUDS (1877) als Zonenfossil für die tiefste Zone des Coniaciums (Assise K). Die stratigraphische Position von *Barroisiceras haberfellneri* blieb unklar.

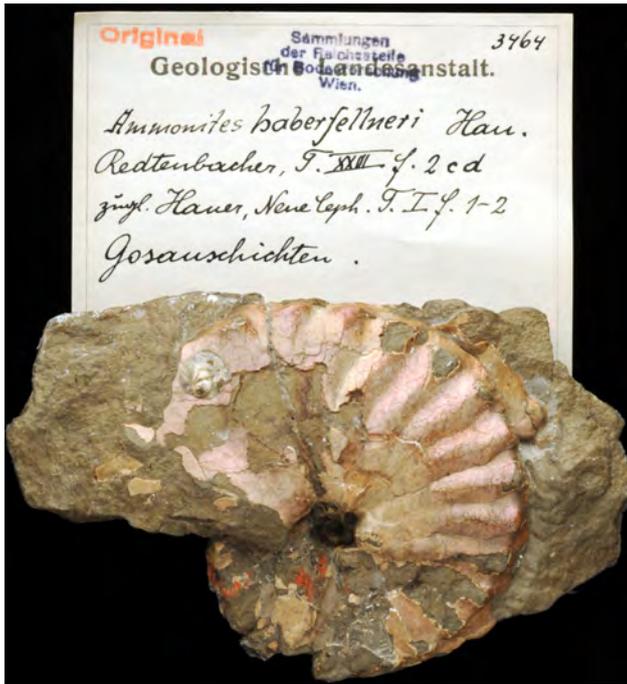


Abb. 4: *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER, 1866), der Lectotypus der Typusart, GBA 3464, ca. 3/5 der nat. Größe, aus der (hier) oberturonen Grabenbach-Formation von der Radstatt bei Gams.

Erst durch das gemeinsame Auftreten mit der Bivalve *Didymotis* (C. WOOD, pers. Mitt. 1982) und mit *Barroisiceras minimus* HAYASAKA & FUKADA 1951 im Gebiet der Radstatthöhe (Abb. 1, Punkt R) wurde das Alter geklärt (SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996): *Didymotis* definiert in Deutschland die Turonium/Coniacium-Grenze, *B. minimus* ist Zonenleitfossil im obersten Turonium von Japan. *B. haberfellneri* kommt mit wenigstens einer der beiden Arten gemeinsam in Gams/Radstatt, St. Wolfgang, Strobl/Weißbach („Ofenwand“) und im Brennetgraben bei Bad Ischl vor. Durch seine kurze Lebensdauer hat *B. haberfellneri* wieder einen Leitwert für die oberturone *Germari*-Zone in der nordalpinen Gosau-Gruppe erlangt.

Abgesehen vom weltweit bedeutendsten Fossil wurde aus Gams eine Reihe weiterer Ammoniten beschrieben. SUMMESBERGER & KENNEDY (1996) lieferten eine, hier abermals revidierte, Liste der Ammoniten des Oberturoniums von Gams:

- Gaudryceras* sp. indet. Group of mite (HAUER 1866)
- Pseudophyllites postremus* (REDTENBACHER 1873)
- Tetragonitidae gen. et sp. indet.
- Lewesiceras* cf. *mantelli* WRIGHT & WRIGHT, 1951
- Barroisiceras haberfellneri* (HAUER 1866)
- Barroisiceras minimus* HAYASAKA & FUKADA 1957
- Tridenticeras binodosum* (HAUER 1866)
- Neocrioceras* (*Schlueterella*) sp.
- Nostoceratidae gen. et sp. indet.
- Baculites* cf. *undulatus* D'ORBIGNY
- Baculites* sp. indet.
- Scaphites* sp. indet.

Krimpenbach-Formation

Die Krimpenbach-Formation (WAGREICH, 2004) stellt einen eigenständigen Sedimentationszyklus dar, der während der Umstellung von terrestrisch-seichtmarinen zu tiefmarinen Sedimentationsbedingungen im Gebiet von Gams abgelagert wurde. Typusgebiet und Typuslokalität sind auf ÖK 50, UTM Kartenblatt 4209 Hieflau (101 Eisenerz) im Gebiet des Krimpenbachs entlang der Forststraße E Krimpenbach (geographische Koordinaten WGS 84, E 014° 55' 53" / N 47°40' 00", Abb. 1, Punkt K). Synonym sind große Teile des „Tieferen Mergelkomplex“ und die „Kalke des Campans“ von KOLLMANN (1964).

Folgende lithologische Einheiten können unterschieden werden (WAGREICH, 2004):

1. ein basaler Abschnitt von grauen, seltener rötlichen Konglomeraten, zumeist mit hohen Anteilen an „exotischen“ Komponenten, etwa Quarzporphyre, und wenigen Kohlelagen und tonig-siltigen Lagen;
2. Kalkarenite mit Bruchstücken von Rudisten, Austern, Rotalgen und benthischen Foraminiferen;
3. feinkörnige Sandsteine und Siltsteine übergehend in graue und rötliche siltige Kalkmergel bis Mergel mit Inoceramen, Seeigeln und seltenen Ammoniten.

Die Mächtigkeit beträgt maximal 80 bis 100 m, wobei eine starke Faziesdifferenzierung vom Westen (Gebiet westlich Radstatthöhe N Mooslandl) über den mittleren Aufschlussbereich (N Kendlbauer) bis zum Gebiet Bachler-Wentneralm und Thorsattel-Krimpenbach im Osten festzustellen ist. Schwermineraluntersuchungen zeigen vorherrschend stabile Minerale, Epidot, Granat und unterschiedliche Gehalte an Chromspinell (WAGREICH, 2004).

Die Krimpenbach-Formation liegt z.T. auf Kreuzgraben-Formation (Krautgraben) oder diskordant auf Grabenbach-Formation (W Radstatthöhe, Abb. 5A) oder direkt auf älteren Gesteinen auf. Überlagert wird die Krimpenbach-Formation im Krimpenbachgebiet von Nierental-Formation, im Gebiet Wentneralm wird die Hangendgrenze durch eine Überschiebung von Triasdolomiten gebildet.

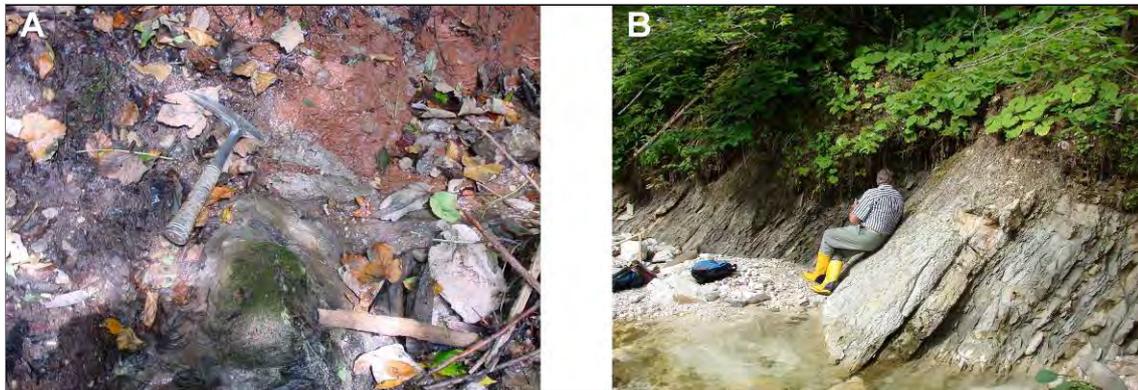


Abb. 5: A) Diskordante Auflagerung von roten Konglomeraten der Krimpenbach-Formation auf grauen Mergeln mit Sandsteinlagen der Grabenbach-Formation, Graben SE Radstatthöhe.
B) Kreide/Paläogen-Grenze im Gamsbach/Krautgraben (rechts Mergelkalke des obersten Maastrichtiums, links Mergel des untersten Paleozäns).

Biostratigraphische Daten beruhend auf Inoceramen und Ammoniten sowie planktonischen Foraminiferen (u.a. *Dicarinella asymetrica*, *Globotruncanita elevata*) und Nannofossilien belegen ein Alter von Spätem Santonium bis Spätem Campanium (*asymetrica-elevata*-Zone, *elevata*-Zone und *ventricosa*-Zone, Nannofossilstandardzonen CC 17 bis CC 21/22ab). An Inoceramen treten u.a. *Seleno-*

ceramus inflexus, *Inoceramus planus*, an Ammoniten *Hauericeras* cf. *pseudogardeni*, *Pachydiscus* (*P.*) *tweenianus* und *Pachydiscus* (*P.*) *haldemisis* auf (SUMMESBERGER et al., 1999).

Das Verhältnis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Rudistenschalen basaler Ablagerungen der Krimpenbach-Formation westlich der Radstatthöhe ergibt ein Alter von 85,5 Ma, das dem frühen Santonium entspricht (Th. STEUBER, mündl. Mitt., KOLLMANN in GRACHEV, 2009).

Die Abfolge der Krimpenbach-Formation belegt subaerische Exposition während des Santoniums, gefolgt von einem kurzen Intervall von Sedimentation alluvialer Schwemmfächer und Fan-Deltas während der Transgression im Spät-Santonium bis Früh-Campanium. Im Campanium folgt eine Entwicklung von seichtmarinen, küstennahen zu pelagischen Ablagerungsbedingungen von wenigen zehner- bis hunderten Metern Wassertiefe. Diese Schelffazies vertritt die gleichzeitige pelagische Nierental-Formation am Südrand des Beckens (Bachler-Wentneralm, Abb. 1, Punkte W1, W2). Eine mineralogische Besonderheit ist hier das Auftreten von hydrothermale Chaledon an einer schichtparallelen Kluft zwischen dem basalen Kalkmergel mit aufgearbeitetem Dolomit und dem darüber liegenden Mergel. Das Vorkommen wurde im 18. Jahrhundert als „Flintenstein“ abgebaut (KLEMM & KOLLMANN, 2002).

Nierental-Formation

Die Nierental-Formation in Gams setzt sich vorwiegend aus roten und grauen Kalkmergeln, Mergeln und Mergelkalken zusammen. Turbidite und andere Mass-Flow-Ablagerungen sowie Olisthostrome und Slumplagen sind in wechselnden Anteilen vorhanden und zeigen einen graduellen, diachronen Übergang in die Zwieselalm-Formation. Mit KRENMAYR (1999) ist die Nierental-Formation definiert als Abfolge mit weniger als 50 % Turbiditanteilen. Die Mächtigkeit beträgt bis zu 400 m.

Der Fauneninhalt ist im Wesentlichen auf Bruchstücke von Inoceramneschalen sowie Mikro- und Nannofossilien beschränkt. Spurenfossilien wie *Chondrites* und *Zoophycus* sowie Stopfgefüge von Seeigeln treten auf (SUMMESBERGER et al., 2009; WAGREICH et al., 2009).

Das Alter der Sedimente wurde mit planktonischen Foraminiferen (KOLLMANN, 1963, 1964; KRISTANTOLLMANN & TOLLMANN, 1978) und kalkigem Nannoplankton auf Campanium bis Paleozän (Nannofossilzonen CC 18–NP 4) bestimmt (EGGER et al., 2004).

Bei der Nierental-Formation handelt es sich um vorwiegend hemipelagische Sedimente. Ablagerungsraum ist ein Tiefwasserbecken bzw. Kontinentalhang mit Wassertiefen >500–1000 m (WAGREICH, 2001). Die Schwermineralspektren sind in der Oberkreide epidotdominiert (bis 70 %), im Paleozän nimmt Granat deutlich zu und wird, gemeinsam mit Staurolith, zum dominierenden Schwermineral.

Die jüngsten Ammoniten in der Gosau-Gruppe von Gams

H. SUMMESBERGER & M. WAGREICH

Ein kurzer Profilabschnitt in der Nierental-Formation von Gams im Gebiet 600 m NE Haid, N Gamsbach (680 m SH; geographische Koordinaten WGS84: 14° 51' 35" E, 47° 40' 00" N; Abb. 1, Punkt M) hat eine Cephalopodenfauna des oberen Maastrichtiums geliefert (SUMMESBERGER et al., 2009), die jüngste Ammonitenfauna in diesem Gebiet. Neben *Angulithes* (*Angulithes*) sp. indet., *Hauericeras* sp. indet. juv. treten *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) *gollevillensis* (D'ORBIGNY 1850), *Glyptoxoceras* cf. *rugatum* (FORBES, 1846) und *Neancyloceras bipunctatum* (SCHLÜTER 1872) auf. Der Ammonit *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) *gollevillensis* (D'ORBIGNY 1850) ist ein kennzeichnendes Taxon für das späte Maastrichtium. Nannofossilien (*Lithraphidites quadratus*, Nannofossil-Standardzone CC 25b/UC20aTP) und planktonische Foraminiferen (oberer Teil der *Gansserina-gansseri*-Zone) geben einen präziseren stratigraphischen Rahmen für die Cephalopodenfauna und erlauben eine Korrelation mit der borealen Belemnitenzonierung des Oberen Maastrichtiums, speziell mit der *Spyridoceras-tegulatus*-/*Belemnitella junior*-Subzone bis zum tieferen Teil der *Tenuipteria-argentea*-/*Belemnitella junior*-Subzone.

Die Kreide/Paläogen-Grenze – Spuren einer weltweiten Katastrophe

M. WAGREICH, H.A. KOLLMANN & H. EGGER

Innerhalb der Gosau-Gruppe von Gams wurde schon früh ein vollständiges Kreide/Paläogen-Grenzprofil gefunden, zu dem im Laufe der Untersuchungen weitere Profile dazukamen. Nach den klassischen Arbeiten von WICHER (1956) und KOLLMANN (1964) fanden PREISINGER und Mitarbeiter das erste Grenzprofil im Knappengraben E Haid (STRADNER & RÖGL, 1988; LAHODYNSKY, 1988a,b). Später befassten sich EGGER et al. (2004) mit der generellen stratigraphischen Abfolge sowie GRACHEV et al. (2005, 2008) und GRACHEV (2009) mit speziellen mineralogischen und geochemischen Untersuchungen. Mehrere weitere Grenzprofile wurden gefunden und jüngst bearbeitet, etwa im Bereich des Krautgrabens E Haid (E 14°51'50" N 47°39'51", GRACHEV et al., 2008; WAGREICH, 2009; EGGER et al., 2009, in press; siehe Abb. 1, Punkt KP2 und Abb. 5B).

Die Kreide/Paläogen-Grenze in Gams ist innerhalb einer Tiefwasserfazies aufgeschlossen. Es findet sich eine kennzeichnende, ca. 2 cm dicke Tonschicht mit rostbrauner Färbung an der Basis sowie ein markanter Wechsel von bioturbaten Mergelkalken in der Kreide zu Mergeln im Paleozän. Ein markanter Wechsel ist auch in den stabilen Isotopenverhältnissen festzustellen. Innerhalb der Tonschicht sind erhöhte Iridiumwerte kennzeichnend, die auf den Impact eines Asteroiden hinweisen (EGGER et al., in press). Nach GRACHEV et al. (2005, 2008) finden sich aber auch Hinweise auf vulkanische Partikel in den Grenzschichten.

Insgesamt lassen die Untersuchungen der Kreide/Paläogen-Grenze in Gams Rückschlüsse auf ein einschneidendes Ereignis der Erdgeschichte zu, an dem es zu Massensterben und weltweiten Katastrophen kam. Starker Vulkanismus der Deccan-Trapp-Basalte in Indien und ein Einschlag eines Asteroiden im Bereich von Yucatan (Chicxulub) haben diese Katastrophe ausgelöst, deren Spuren in Gams zu finden sind.

Zwieselalm-Formation

Die Zwieselalm-Formation in Gams ist, analog der Typlokalität im Gebiet von Gosau-Abtenau (KOLLMANN, 1982), aus turbiditischen Sandsteinen, Feinbrekzien und Tonsteinen mit untergeordneten hemipelagischen Kalkmergeln und Tonmergeln aufgebaut.

Die Mächtigkeit beträgt bis 350 m. Das Einsetzen der Formation ist allerdings diachron und graduell aus der Nierental-Formation. Die Abfolge im Gebiet des Gamsbachs setzt sich aus

1. einem Abschnitt mit kalkhaltigen Turbiditen,
2. einem kalkfreien Abschnitt mit hochfrequenten Turbiditen,
3. einem hangenden kalkführenden turbiditreichen Abschnitt und
4. einem mergelreichen hangenden Intervall zusammen (KOLLMANN, 1964; EGGER & WAGREICH, 2001; EGGER et al., 2001).

Zusätzlich finden sich auch Mass-flow-Ablagerungen und Olisthostrome, z.T. mit Komponenten aus paleozänen Flachwasserkarbonaten (NOWESKI et al., 2000).

Biostratigraphisch mit Planktonforaminiferen und Nannoplankton ist der Zeitbereich Maastrichtium bis Frühes Eozän nachweisbar (Nannofossil Standardzonen CC 24–NP 12).

Die Paleozän/Eozän-Grenze in Gams

H. EGGER, M. WAGREICH, G. HOBIGER, O. MOHAMED, H. PRIEWALDER

Die P/E-Grenze konnte im Gebiet von Gams in einem südlichen Seitengraben (14°50'24"E; 47°39'42"N; Abb. 1, Punkt PE) des Gamsbachs gefunden werden (EGGER et al., 2009). Sie liegt innerhalb des karbonatarmen Abschnitts der Zwieselalm-Formation. Für die stratigraphische Einstufung entscheidend ist die sehr lösungsresistente Nannoplanktonart *Rhombaster cuspis*, deren Erstauftreten in etwa mit der P/E-Grenze zusammenfällt, und vor allem die Dinoflagellatenart *Apectodinium augustum* (Abb. 6). Die stratigraphische Reichweite der letztgenannten Art ist auf die ersten 200.000 Jahre des Eozäns beschränkt. Gleichzeitig konnte in vielen Profilen weltweit ein Häufigkeitsmaximum der Gattung *Apectodinium* festgestellt werden, das mit stark negativen Kohlenstoffisotopenwerten ($\delta^{13}\text{C}$) korreliert (CROUCH et al., 2001). Auch im Gebiet von Gams zeigen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte an der P/E-Grenze einen Rückgang um etwa 2 ‰. Allerdings konnten keine hochauflösenden Untersuchungen durchgeführt werden, da die Karbonatgehalte der meisten Proben unter 4 Gew.% liegen und somit für Kohlenstoffisotopenuntersuchungen nicht geeignet sind.

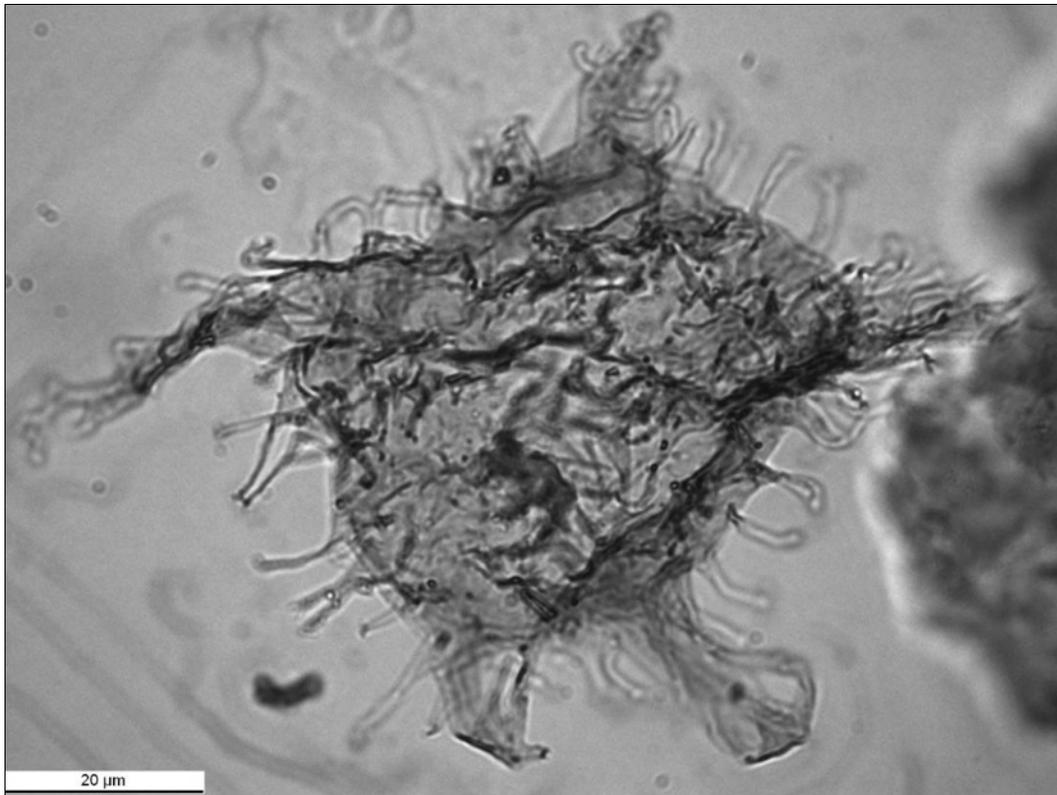


Abb. 6: Lichtmikroskopische Aufnahme von *Apectodinium augustum* von der P/E-Grenze bei Gams.

Im Gegensatz zu den anderen bisher untersuchten P/E-Grenzprofilen in Österreich (EGGER et al., 2003 und 2005) konnte in Gams keine Abnahme der Korngrößen und kein Rückgang der Turbiditsedimentation beobachtet werden. Die Grenze liegt mitten in einer dünnbankigen Turbiditabfolge. Trübeströme gelangten offenbar in relativ kurzen Abständen ins Becken, da hemipelagische nicht-turbiditische mergelige Tonsteine nur sehr untergeordnet vorhanden sind. Eine weitere Besonderheit des Gams-Profiles sind Konkretionen im basalen Eozän, die Durchmesser bis zu 30 cm erreichen können. Die Konkretionen bestehen im Wesentlichen aus einem karbonatischen Eisenerz (Abb. 7), Schrumpfrisse sind mit Baryt verheilt. Die Ergebnisse der geochemischen Untersuchung sind in Tabelle 1 angeführt.

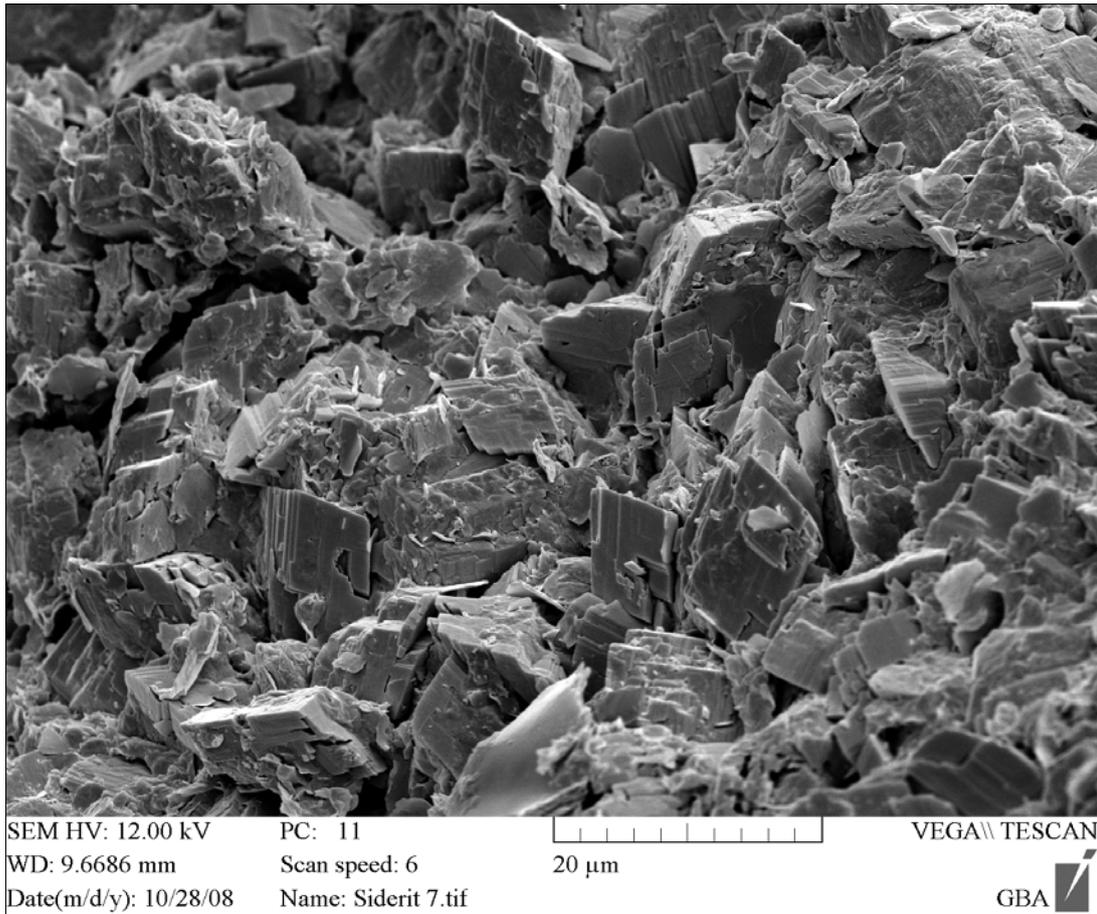


Abb. 7: Elektronenmikroskopische Aufnahme des Gesteins einer Konkretion aus dem untersten Eozän.

Hauptkomponente		Spurenanteil	
Parameter	%	Parameter	ppm
SiO ₂	14,7	As	4,0
TiO ₂	0,2	Ba	1639
Al ₂ O ₃	5,2	Co	< 5
FeO	34,1	Cr	< 5
MnO	1,9	Cs	< 1,5
MgO	3,4	Cu	35,6
CaO	6,9	Ni	23,6
Na ₂ O	<0,2	Pb	< 8
K ₂ O	0,6	Rb	30,7
H ₂ O ^{110° C}	0,9	Sr	218,4
H ₂ O+	0,1	Th	< 2
P ₂ O ₅	2,6	U	8,5
CO ₂	29,2	V	56,7
SO ₃	0,2	W	< 7
Summe	99,9	Y	61,4
		Zn	47,8
		Zr	37,9
		Summe	2163,9

Die jüngsten Sedimente in der Gosau-Gruppe von Gams – ein geologisches Fenster ins Eozän

M. WAGREICH & H. EGGER

Die jüngsten nachgewiesenen Sedimente im Gebiet von Gams weisen ein untereozänes Alter auf. Es handelt sich um tonige Mergel und Tone ohne oder mit nur geringmächtigen Sandsteinlagen im hangendsten Abschnitt der Zwieselalm-Formation („Tonmergelserie des Paleozän“, nach KOLLMANN, 1964). Mit Hilfe kalkiger Nannofossilien (*Discoaster lodoensis* und *Tribrachiatulus orthostylus* Typ B) kann die Zone NP 12 nachgewiesen werden (EGGER & WAGREICH, 2001). Diese Sedimente sind nicht nur am Südrand im hangendsten Abschnitt der Abfolge des Gamser Beckens aufgeschlossen (Forststraße zur Eichmayralm, 700 m E Pretschuhalm bzw. Seitengraben des Gamsbachs 300 m SSW Grafenalm; Abb. 1, Punkt E1), sondern auch in einem tektonischen Fenster innerhalb der überschiebenden Schuppen, 350 m SE Bauernhaus Bachler. Hier findet sich in einem Seitengraben, direkt oberhalb der Forststraße zur Wentneralm (Abb. 1, Punkt E2), innerhalb der Konglomerate der Kreuzgraben-Formation und der Krimpenbach-Formation fensterartig pelitische Sedimente der tektonisch darunterliegenden Einheit. Die dunkelgrauen Mergel können in das Untereozän (NP 12) mit *Discoaster lodoensis* und *Tribrachiatulus orthostylus* eingestuft werden (WAGREICH, 1994; EGGER & WAGREICH, 2001).

Schlussfolgerungen zur Beckenentwicklung, Paläobathymetrie und Paläogeographie

Die Gosau-Gruppe von Gams zeigt eine typische Entwicklung für die Oberkreide und das Paläogen der Kalkalpen (vgl. WAGREICH & FAUPL, 1994; WAGREICH, 2001). Über einem Relief mit Bauxiten werden im Späten Turonium terrestrische alluviale Konglomerate (Kreuzgraben-Formation) abgelagert, die im Wesentlichen eine lokale, durch die umgebenden kalkalpinen Gesteine dominierte Zusammensetzung der Gerölle aufweisen. Diese alluvialen Fächer entstehen an Störungen, die wahrscheinlich Seitenverschiebungscharakter haben, wie im Gebiet von Gosau nachzuweisen war (WAGREICH & DECKER, 2001).

Über diesem kontinentalen Ablagerungsbereich erfolgt im Späten Turonium eine relativ schnelle Transgression eines Meeresbereichs, wohl fortschreitend von Norden nach Süden, wie die spätere Transgression im Santonium am Südrand des Beckens belegt (SUMMESBERGER et al., 1999; WAGREICH, 2004). Brackwasserablagerungen, Kohlebildungen und randlich-marine, fossilreiche Sedimente der Schönleiten-Formation belegen dieses fortschreitende Transgressionsstadium bis zu vollmarinen, planktonforaminiferenführenden neritischen Mergeln. Marine Driftholzansammlungen führten zu Gagatbildungen innerhalb der Kohleabschnitte.

Randlichmarine Ablagerungen, teils mit Brackwassereinfluss, teils vollmarin setzen sich in der Noth-Formation fort, wobei der klastische Einfluss überwiegt. Rudistenbioherme bilden sich in Bereichen bzw. Zeiten geringen Klastikaeintrags. Zusammenschwemmungen von Fossilien belegen Sturmereignisse in einem tropisch-subtropischen Flachwassergebiet.

Folgend führt verstärkte Beckenabsenkung zur Ausbildung einer typischen vollmarinen, einheitlichen, küstenferneren Schelfmergelfazies (Grabenbach-Formation) mit deutlichen Planktonanteilen in den Mikrofaunen. Wassertiefen von einigen Zehnermetern dürften kennzeichnend sein. Sandsteinlagen werden als küstenferne Sturmsandsteinlagen (Tempestite als Folge von Hurrikanereignissen) interpretiert. Zeitweise, im Mittel-Coniacum und Ober-Santonium, verstärkt sich der klastische Einfluss, die Sandsteinlagen nehmen zu, und es werden sandsteinreiche Abschnitte, z.T. mit vereinzelt Konglomeratlagen im Vorfeld von Deltaloben abgelagert.

Ab den ersten marinen Ablagerungen ist auch eine deutliche Umstellung im Material hin zu hohen Anteilen an ultrabasischen Gesteinen im Liefergebiet festzustellen, die sich in hohen Chromspinellgehalten in den Schwermineralspektren und dem Auftreten grünlicher Serpentinitsandsteine manifestieren.

Im Santonium (wahrscheinlich Grenzbereich Unter- zu Ober-Santonium) kommt es zu einer markanten Umstellung mit einer Anhebung des Beckenbereichs und subaerischer Erosion von Teilen zumindest der Grabenbach-Formation. Über einer markanten Diskordanz werden wieder terrestrische Konglomerate mit Gosau-Sandsteinkomponenten, Sandsteine mit typisch chromspinellreichen Schwermineralspektren und rötlichen, siltig-sandigen Mergeln abgelagert (Krimpenbach-Formation, Bereich W Radstatthöhe). Im mittleren Bereich des Gosaubeckens entsprechen die Quarzporphyr-reichen Konglomerate mit Kohlelagen, die direkt dem Untergrund (Werfener Schichten) aufliegen, diesem Sedimentationsabschnitt. Darüber folgt eine neuerliche Transgression, die schrittweise von Spät-Santonium bis frühem Früh-Campanium den gesamten Bereich einschließlich des Südrandes (Wentneralm-Gebiet, Goß) und des Ostrand (Torsattel-Krimpenbach-Gebiet) neuerlich unter flachmariner Meeresbedeckung bringt. Randmarine Karbonatsandsteine mit Rudisten werden von siltig-sandigen Mergeln mit Inoceramen und Ammoniten überlagert und zeigen fortschreitende Abtiefung in pelagische Bereiche. Auch hier sind chromspinellreiche Schwermineralspektren immer noch vorhanden, allerdings sind auch Epidotminerale typisch.

Im Becken kommt es im mittleren Früh-Campanium (CC 18a/b) zu einer weiteren Abtiefung und zur Ausbildung einer pelagischen, bathyalen Mergelkalkfazies, der Nierental-Formation (vgl. KRENMAYR, 1999). Zeitgleich bleibt allerdings der Südrand und der Ostteil (Torsattel-Krimpenbach-Gebiet) mit grauen und roten mergeligen Siltsteinen der Krimpenbach-Formation mit Ammoniten und Inoceramen bis ins Späte Campanium noch im tieferen Neritikum bis oberen Bathyal (SUMMESBERGER et al., 1999).

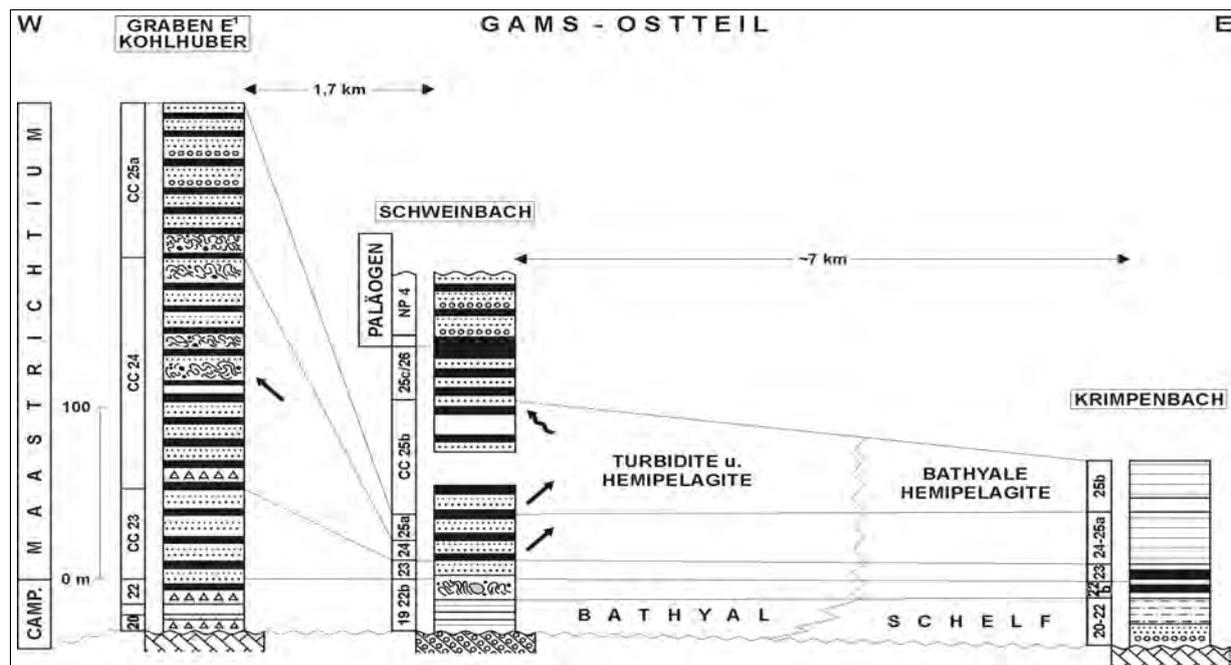


Abb. 8: Diachrones Einsetzen der Turbiditfazies (Zwieselalm-Formation) im Becken von Gams, fortschreitend von W nach E.

Innerhalb der pelagischen/hemiipelagischen Mergelkalke und Kalkmergel der Nierental-Formation von Gams sind unterschiedliche Anteile von gravitativen Mass-Flow-Ablagerungen zu finden. Olistostrome und Brekzienlagen sind häufig, etwa im Bereich Kohlhuber–Schweinbach (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, 1978). Als Olistolithe mit Durchmesser bis zu 10 m treten oft Plassenkalk oder Sandsteine der tieferen Gosau auf und zeigen damit anhaltende tektonische Vorgänge mit Heraushebung und Erosion älterer Gosauablagerungen. Im östlichsten Teil des Beckens setzt die Nierental-Formation erst im Spät-Campanium (CC 22b) ein. Im Graben E Kohlhuber tritt schon im Mittel-Maas-

trichtium (CC 25b) ein sandsteinreicher Abschnitt ähnlich der Zwieselalm-Formation auf. Damit wird ein diachroner Beginn der turbiditdominierten Fazies mit einem Jünger-Werden gegen E angezeigt (Abb. 8). Diese diachrone Faziesentwicklung wird als lokale, durch die Beckentopographie und Zufuhrinnen dominierte Entwicklung eines Hangbeckens interpretiert. Liefergebiete im Süden werden dominant, wobei zunächst im Ober-Campanium bis Maastrichtium Minerale der Epidotgruppe dominieren, die Granatvormacht beginnt im Paleozän (KRENMAYR, 1999).

Im Maastrichtium ist der Bereich von Gams einheitlich in einen bathyalen Ablagerungsbereich, aber noch deutlich über der Calcitkompensationstiefe (CCD) abgesunken (Abb. 9a). In einem paläobathymetrischen Kalkalpenschnitt für diese Zeit (Abb. 9b) ist deutlich ein Abtauchen der Kalkalpen gegen NW festzustellen. Während zu dieser Zeit in den Weyerer Bögen (Großraming–Unterlaussa, FAUPL, 1983) eine Sedimentation unterhalb der CCD vorherrscht, ist in Gams ein bathyaler Tiefwasserbereich, ein Hangbecken, über der CCD überliefert. Gegen Süden, im Schwabeltal und weiter im Hochschwabgebiet, sind Sandsteine, Kalke oder Mergel vorhanden, die Seichtwasser bis Schelfablagerungstiefen anzeigen, oder diese Gebiete sind durch subaerische Erosion gekennzeichnet.

In der Folge, über die Kreide/Paläogen-Grenze hinaus, hält die Absenkung des Gebietes an, sodass im Frühen Paleozän (ab NP 4) Ablagerungstiefen unter der CCD sehr wahrscheinlich sind (EGGER et al., 2004).

Die im Zentralteil des Beckens im Frühen Paleozän, ab etwa NP 4 einsetzenden turbiditdominierten Abfolgen der Zwieselalm-Formation zeigen unterschiedliche Karbonatgehalte und Schwermineralspektren, die zumeist granatreich sind. Eine kalkarme Turbiditfolge des mittleren bis späten Paleozäns bis über die Paleozän/Eozän-Grenze hinaus wird überlagert durch karbonatreiche Turbidite (NP 10–NP 11), offenbar bedingt durch unterschiedliche Liefergebiete. Weiterhin sind immer wieder Slumplagen und grobe Brekzien mit Olistolithen eingeschaltet.

Im frühen Eozän (NP 12) schließlich dominiert eine feinkörnige Turbiditfazies mit nur dünnen Sandsteinlagen, die auf ein Ausklingen des grobklastischen Inputs in das Hangbecken hinweist, bevor das Gosaubecken von Gams durch die mesoalpinen Überschiebungen als Sedimentationsraum ausgeschaltet wird.

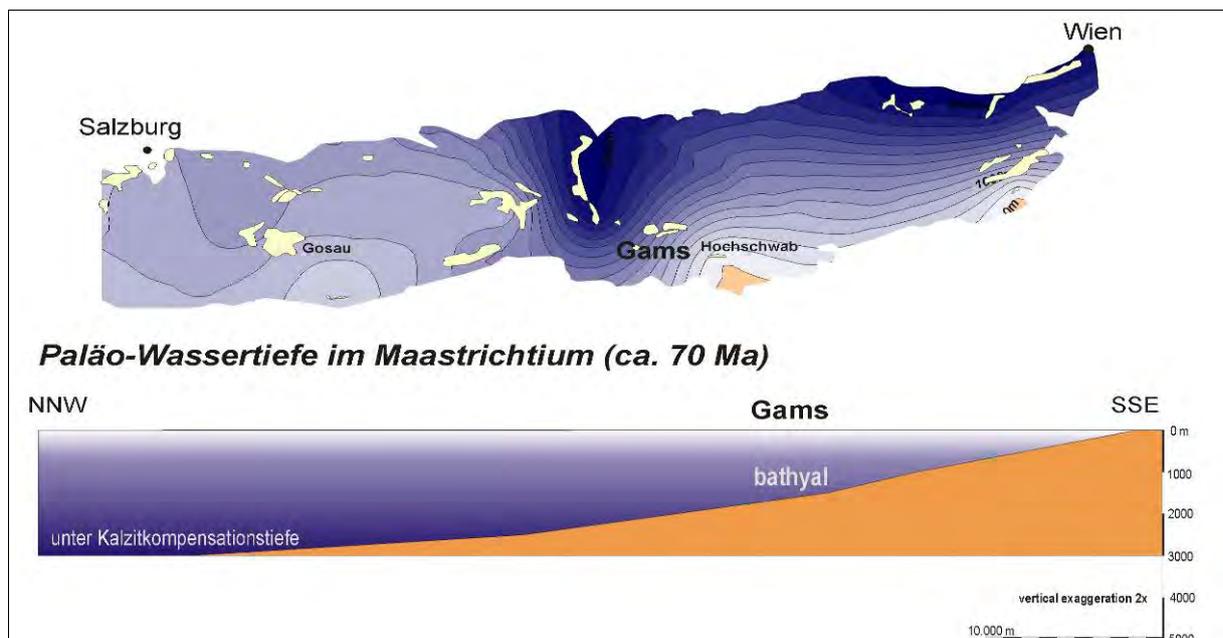


Abb. 9: A) Paläowassertiefe der Gosau-Gruppe im Maastrichtium (A. Karte konturiert auf Grund von Bathymetrie-Abschätzungen, modifiziert von WAGREICH, 2001.
B) Paläowassertiefenprofil vom Hochschwab im Süden über Gams bis in die Gosau der Weyerer Bögen).

Dank

Wir danken allen Kollegen, Personen und Körperschaften, die über viele Jahre bis Jahrzehnte hindurch die Arbeiten der Autoren im Gebiet um Gams unterstützt haben. Finanzielle Unterstützung der Geländearbeiten wurde im Rahmen diverser Forschungsprojekte geleistet, u.a. GBA, ÖAW und IGCP.

Literatur

- ARNAUD, H. (1877): Profils géologiques des chemins de fer d'Orléans, région crétacée. Etudes pratiques sur la craie du Sud-Ouest. 3^e partie. – Acta Societate Linnéenne Bordeaux, 31, 251-286.
- BRINKMANN, R. (1935): Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. – Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 15, 1-14.
- BURNETT, J.A. (1998): Upper Cretaceous. – In: BOWN, P.R. (Ed.): Calcareous Nannofossil Biostratigraphy, 132-199, Cambridge (Chapman & Hall).
- COQUAND, H. (1859): Synopsis des animaux et des végétaux fossiles observés dans la formation crétacée du Sud-Ouest de la France. – Bull. Societate Géol. France (2), 16, 945-1023.
- CROUCH, E.M., HEILMANN-CLAUSEN, C., BRINKHUIS, H., MORGANS, H.E.G., ROGERS, K.M., EGGER, H. & SCHMITZ, B. (2001): Global dinoflagellate event associated with the Late Paleocene Thermal Maximum. – Geology, 29, 315-318.
- EGGER, H., FENNER, J., HEILMANN-CLAUSEN, C., RÖGL, F., SACHSENHOFER, R.F. & SCHMITZ, B. (2003): Paleoproductivity of the northwestern Tethyan margin (Anthering Section, Austria) across the Paleocene–Eocene transition. – In: WING, S.L., GINGERICH, P., SCHMITZ, B. & THOMAS, E. (Eds.): Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene, Geological Society of America Special Paper, 369, 133-146.
- EGGER, H., HOMAYOUN, M., HUBER, H., RÖGL, F. & SCHMITZ, B. (2005): Early Eocene climatic, volcanic, and biotic events in the northwestern Tethyan Untersberg section, Austria. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 217, 243–264.
- EGGER, H., KOEBERL, C., SPÖTL, C. & WAGREICH, M. (2009): Paleogene deep-water deposits at Gams (Austria): From the K/Pg-boundary to the P/E-boundary in a Tethyan setting. – In: STRONG, P., CROUCH, E. & HOLLIS, C. (Eds.): Climatic and Biotic Events of the Paleogene – Conference Programme and Abstracts, GNS Science Miscellaneous Series, 16, p. 105, Wellington.
- EGGER, H., RÖGL, F. & WAGREICH, M. (2004): Biostratigraphy and facies of Paleogene deep-water deposits at Gams (Gosau Group, Austria). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, A 106, 281-307.
- EGGER, H. & WAGREICH, M. (2001): Upper Paleocene – Lower Eocene nannofossils from the Gosau Group of Gams/Styria (Austria). – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W. (Eds.): Paleogene of the Eastern Alps. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., 14, 465-472.
- FAUPL, P. (1983): Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 126, 219-244.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene palaeogeography and geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 92, 79-94.
- FREH, W. (1956): Alte Gagatbergbaue in den nördlichen Ostalpen. – Mineralogisches Mitteilungsblatt, 1, 1 – 14.
- GRACHEV, A.F., KORCHAGIN, O.A., KOLLMANN, H.A., PECHERSKY, D.M. & TSEL'MOVICH, A. (2005): A new look at the nature of the transitional layer at the K/T boundary near Gams, Eastern Alps, Austria, and the problem of the mass extinction of the biota. – Russian Journal of Earth Sciences, 7, 1-45, doi:10.2205/2005ES000189.
- GRACHEV, A.F., KORCHAGIN, O.A., TSELMOVICH, V.A. & KOLLMANN, H.A. (2008): Cosmic dust and micro-meteorites in the transitional clay layer at the Cretaceous-Paleogene boundary in the Gams Section. – Physics of the Solid Earth, 44, 555-569.
- GRACHEV, A.F. (Ed.) (2009): The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass extinction. – Abh. Geol. B.-A., 63, 1-199.

- GROSSOUVRE, A. DE (1894): Recherches sur la craie supérieure, 2. Paléontologie. Les ammonites de la craie supérieure. – Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, 1- 264. Paris, Imprimerie Nationale.
- HAUER, F.V. (1866): Neue Cephalopoden aus den Gosaugebilden der Alpen. – Sitzungsber. Kaiserl. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., 53, 1-9.
- HAYASAKA, I. & FUKADA, A. (1951): On the ontogeny of *Barroisiceras minimum* YABE from the upper Ammonite bed in Hokkaido (Palaeontological Study of Cretaceous Ammonites from Hokkaido I). – Journal of the Faculty of Science of the Hokkaido University, Series IV, 7/4, 324-330, Fukuoka.
- KENNEDY, W.J. (1984): Systematic palaeontology and stratigraphic distribution of the ammonite faunas of the French Coniacian. – Special Papers in Palaeontology, 31, 1-160.
- KLEMM, S. (2001): Gams bei Hieflau: Gagatbergbau aus dem späten Mittelalter und der frühen Neuzeit. Eine archäologische Spurensuche. – Da schau her, 4/2001, 7-10.
- KLEMM, S. & KOLLMANN, H. (2002): Auf dem Wickl in Gamsforst: Ein „Flintensteinbruch“. – Da schau her, 2002/3, 22-24.
- KOLLMANN, H.A. (1963): Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams. – Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., 13, 189-212.
- KOLLMANN, H.A. (1964): Stratigraphie und Tektonik des Gosabeckens von Gams (Steiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 107, 71-159.
- KOLLMANN, H.A. (1982): Gosauablagerungen im Becken von Gosau. – In: PLÖCHINGER, B. (Ed.): Erläuterungen zu Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut. Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 30-34 (Geol. B.-A.).
- KOLLMANN, H.A. (2002): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Gosabecken von Gams auf den Blättern 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 143, 412.
- KOLLMANN, H.A. & SACHSENHOFER, R. (1998): Zur Genese des Gagats von Gams bei Hieflau (Oberkreide, Steiermark). – Mitt. Ref. Geol. Paläont. Landesmuseum Joanneum, SH2, 223-238.
- KOLLMANN, H.A. & SUMMESBERGER, H. (1982): Excursions to Coniacian-Maastrichtian in the Austrian Alps. – Field trip Guide, Work Group Cretaceous Stage Boundaries, 4th Meeting Vienna 1982, 1-104.
- 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.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1978): Neue Neoflabellinen (Foraminifera) aus dem Senon der Gamser Gosau, Österreich. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 185 (1976), 307-321.
- LAHODYNSKY, R. (1988a): Lithostratigraphy and sedimentology across the Cretaceous/Tertiary boundary in the Flyschgosau (Eastern Alps, Austria). – Rev. Espanola Paleont. Extraord., 1988, 73-82.
- LAHODYNSKY, R. (1988b): Geology of the K/T boundary site at Knappengraben creek (Gams, Styria). – IGCP Project 199 „Rare events in geology“, Abstracts. – Ber. Geol. B.-A., 15, 33-36.
- LAHODYNSKY, R. (1988c): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den Gosauschichten auf Blatt 100 Hieflau. – Jb. Geol. B.-A., 131, 430-431.
- LAHODYNSKY, R. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in Oberkreide und Tertiär auf den Blättern 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 132, 557-558.
- LAHODYNSKY, R. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Gosauschichten der Vorderen Gams auf Blatt 100 Hieflau. – Jb. Geol. B.-A., 133, 437-438.
- LINZER, H.-G., MOSER, F., NEMES, K., RATSCHBACHER, L. & SPERNER, B. (1997): Build-up and dismembering of a classical fold-thrust belt: from non-cylindrical stacking to lateral extrusion in the eastern Northern Calcareous Alps. – Tectonophysics, 272, 97-124.
- MOSER, M. (2002): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Gebiet Wildalpen – Hinterwildalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 143, 413-416.
- MOSER, M. (2003): Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Gebiet zwischen Salztal und Gamsforst auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 143, 471-475.
- MOSER, M. (2006): Bericht 2004 über geologische Ergänzungsaufnahmen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 146, 136-138.

- NEMES, F., PAVLIK, W. & MOSER, M. (1995): Geologie und Tektonik im Salzatal (Steiermark): Kinematik und Paläospannungen entlang des Ennstal-Mariazell-Blattverschiebungssystems in den Nördlichen Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., 138, 349-367.
- NOWESKI, C., HARTENFELS, S., RICHTER, A., ROHDE, A. & TRAGELEHN, H. (2000): Die Flachwasserkarbonate der Gosau von Gams (Steiermark, Österreich) – Ergebnisse einer faziellen Neukartierung. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 43, 100-101.
- PAVLISHINA, P., VERREUSSEL, R., LEEREVELD, H., SUMMESBERGER, H. & WAGREICH, M. (2004): Palynological Study of Gosau Group Deposits (Upper Cretaceous) of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, A 106 [Kollmann-Festschrift], 67-90.
- PERCH-NIELSEN, K. (1985): Mesozoic calcareous nannofossils. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): Plankton Stratigraphy, 329-426, Cambridge (Cambridge Univ. Press).
- PETERS, C. (1852): Beiträge zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse der oberen Kreideschichten in den Alpen. – Abh. Geol. R.-A., 1/2, 1-20.
- PLÖCHINGER, B. (1955): Eine neue Subspecies des *Barroisiceras haberfellneri* V.HAUER aus dem Oberco- niac der Gosau Salzburgs. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. Abt. I, 164/4,5, 203-206.
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromium spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Geol. Rundsch., 77, 641-670.
- PONS, J.M. & SANDERS, D. (2000): Late Cretaceous rudist faunas from the Eastern Alps, Austria. – Sixth Internat. Cretaceous Symp., Vienna, Abstracts, p. 106.
- REDTENBACHER, A. (1874): Über die Lagerungsverhältnisse der Gosaugebilde in der Gams bei Hieflau. – Jb. Geol. R.-A. Wien, 24, 1-6.
- REUSS, A.E. (1854): Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. – Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 7, 156 p.
- REYMENT, R. (1958): Neubeschreibung der Redtenbacherschen Ammonitenoriginalen aus den Gosau- schichten. – Stockholm Contributions Geology, 2/3, 31-49, 12 pls.
- SANDERS, D. & PONS, J.M. (1999): Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional envi- ronments, Upper Cretaceous, Austria: Stratigraphy, sedimentology, and models of development. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 148, 249-284.
- SCHLAGINTWEIT, F. & EBEL, O. (1998): *Halimeda paucimedullaris* n. sp. and *Oroseina pletzschensis* n. sp., two new calcareous algae from the Upper Cretaceous of the Northern Calcareous Alps (Gosau Formation, Branderfleck Formation). – Rev. Paléobiol., 11, 1-12.
- SCHULTZ, O. & PAUNOVIC, M. (1997): Der Nachweis von *Coelodus* (Osteichthyes, Pycnodontidae) im Turonien (Oberkreide) von Gams bei Hieflau, Steiermark, Österreich, und aus der Oberkreide von Kroatien und Italien. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, A 98, 73-141.
- SEDGWICK, A. & MURCHISON, R.I. (1832): A Sketch of the Structure of the Eastern Alps. Sections through the Newer Formations on the Northern Flanks of the Chain, and through the Tertiary Deposits of Styria. – Transactions of the Geological Society of London, Ser. 2, 3/2, 301-420.
- SIEGL-FARKAS, A. & WAGREICH, M. (1997): Correlation of palyno- (spores, pollen, dinoflagellates) and calcareous nannofossil zones in the Late Cretaceous of the Northern Calcareous Alps (Austria) and Transdanubian Central Range (Hungary). – Advances in Austrian-Hungarian Joint Geological Re- search, 127-135.
- SISSINGH, W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous nannoplankton. – Geologie en Mijnbouw, 57, 433- 440.
- SOLGER, F. (1904): Die Fossilien der Mungokreide in Kamerun und ihre geologische Bedeutung, mit besonderer Berücksichtigung der Ammoniten. – In: ESCH, E., SOLGER, F., OPPENHEIM, O. & JAEKEL, O.: Beiträge zur Geologie von Kamerun, 2, 85-242.
- STRADNER, H. & RÖGL, F. (1988): Microfauna and nannoflora of the Knappengraben section (Austria) across the Cretaceous/Tertiary boundary. IGCP Proj. 199 „Rare events in geology“, Abstracts. – Ber. Geol. B.-A., 15, 25-26.

- SUMMESBERGER, H. & KENNEDY, W.J. (1996): Turonian ammonites from the Gosau Group (Upper Cretaceous; Northern Calcareous Alps, Austria), with a revision of *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER, 1866). – Beitr. Paläont. Österr., 21, 105-177.
- SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & BRYDA, G. (2009): Upper Maastrichtian cephalopods and the correlation to calcareous nannoplankton and planktic foraminifera zones in the Gams Basin (Gosau Group; Styria, Austria). – Ann. Naturhist. Mus. Wien A 111, 159–182.
- SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M., TRÖGER, K.-A. & JAGT, J.W.M. (1999): Integrated biostratigraphy of the Santonian/Campanian Gosau Group of the Gams area (Late Cretaceous, Styria, Austria). – Beitr. Paläont. Österr., 24, 155-205.
- 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. (1992): Correlation of Late Cretaceous calcareous nannofossil zones with ammonite zones and planktonic foraminifera: the Austrian Gosau sections. – Cret. Research., 13, 505-516.
- WAGREICH, M. (1993a): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in Kreide-Alttertiärlagerungen auf den Blättern 99 Rottenmann, 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 136, 586-587.
- WAGREICH, M. (1993b): 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. (1993c): Serpentinreiche Sandsteine als Anzeiger verschwundener Suturzonen am Beispiel der Oberkreide der Nördlichen Kalkalpen (Gosau Gruppe, Österreich). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1992, 663-673.
- WAGREICH, M. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in Oberkreide- und Tertiärsedimenten der Nördlichen Kalkalpen auf den Blättern 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 137, 477-478.
- WAGREICH, M. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen in Oberkreidesedimenten der Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 139, 318-319.
- 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. (2001): Paleocene – Eocene paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Gosau Group, Austria). – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W. (Eds.): Paleogene of the Eastern Alps, Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., 14, 57-75.
- WAGREICH, M. (2004): Biostratigraphy and lithostratigraphy of the Krimpenbach Formation (Upper Santonian – Campanian), Gosau Group of Gams (Austria). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, A 106, 123-138.
- WAGREICH, M. (Ed.) (2009): Rapid Environmental/Climate Changes and Catastrophic Events in Late Cretaceous and Early Paleogene. RECCCE Workshop Abstracts and Excursion Guide. – Ber. Geol. B.-A., 78, 74 pp.
- WAGREICH, M. & DECKER, K. (2001): Sedimentary tectonics and subsidence modelling of the type Upper Cretaceous Gosau basin (Northern Calcareous Alps, Austria). – Int. J. Earth Sci., 90, 714-726.
- WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 110, 235-254.
- WAGREICH, M. & KRENMAYR, H.-G. (1993): Nannofossil biostratigraphy of the Late Cretaceous Nierental Formation, Northern Calcareous Alps (Bavaria, Austria). – Zitteliana, 20, 67-77.
- WAGREICH, M., SUMMESBERGER & KOLLMANN, H.A. (2000): Zur Lithostratigraphie der Gosau-Gruppe von Gams. – Ber. Inst. Geol. Paläont. Karl-Franzens Univ. Graz, 2, 24-25. Austrostrat 2000.
- WICHER, C.A. (1956): Die Gosau-Schichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys. – Paläont. Zeitschr., 30, 87-136.
- ZEKELI, F. (1852): Die Gastropoden der Gosaugebilde. – Abh. Geol. R.-A., 1/2, 124p.
- ZITTEL, K.A. (1864 und 66): Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. – Denkschr. Kaiserl. Akad. Wiss., Math-Naturwiss. Kl., 2. Abt., 24, 105-177, 25, 77-198.

Appendix 1: Lithostratigraphische Definition der Noth-Formation

Der Begriff Noth-Formation wurde von SIEGL-FARKAS & WAGREICH (1997) eingeführt, ohne allerdings eine Definition und ein Typusprofil zu geben. In diesem Appendix wird die Definition dieser lithostratigraphischen Einheit nachgeholt.

Typusgebiet

Das Typusgebiet der Noth-Formation liegt in Gams bei Hieflau auf ÖK Blatt 100 Hieflau (entspricht dem neuen UTM-Blatt 4209 Hieflau).

Typusprofil

Das Typusprofil der Noth-Formation liegt an der Zufahrt zur Klamm In der Noth östlich der Ortschaft Gams und beinhaltet die Lokalität Pitzengraben (Naturdenkmal) (Geographische Koordinaten UTM WGS 84, E 014° 47' 54" / N 47°40' 01"). Das Profil wurde detailliert von KOLLMANN (1964:86 und Tafel 3, Aufschluss 6) aufgenommen. Teilbereiche wurden von SANDERS & PONS (1999) aufgenommen (siehe Abb. 3).

Referenzprofil(e)

Sulzbachgraben bzw. Haspelgraben (KOLLMANN, 1964:86)

Namensgebung

Der Namen leitet sich von der Klamm In der Noth ab, an deren Zufahrtsstraße die Noth-Formation aufgeschlossen ist.

Synonyme

„Sande und Sandsteine im Hangenden der kohleführenden Mergel“ nach KOLLMANN (1964), Nach KOLLMANN & SACHSENHOFER (1998) umfasst die später definierte Schönleiten-Formation den unteren, feinkörnigen Teil der Noth-Formation in der ursprünglichen Fassung von SIEGL-FARKAS & WAGREICH (1997). Diese Neufassung im Sinne von KOLLMANN & SACHSENHOFER (1998) wird hier übernommen.

Lithologie

Sandstein-dominierte Abfolge mit Rudistenbiohermen, siltig-sandigen Mergeln und Kohlevorkommen. Typisch sind graue und grünliche, z.T. schwach verfestigte Sandsteine mit Molluskenlagen. Die Sandsteine sind serpentinitführend und reich an Chromspinell (WAGREICH, 1989).

Fossilien

Marine Mollusken, speziell Gastropoden, sind typisch für die Noth-Formation und treten teilweise gesteinsbildend auf. *Trochactaeon lamarcki*, hat seine Typlokalität am Eingang des Pitzengrabens, daneben treten *Nerinea* und Rudisten auf. Rudistenriffe werden durch *Vaccinites*, *Hippurites*, *Radiolites*, und *Plagioptychus* gebildet (SANDERS & PONS, 1999). Daneben treten Korallen (v.a. Einzelkorallen) auf. An Mikrofossilien sind miliolide Foraminiferen und andere benthonische Foraminiferen und glattschalige Ostracoden häufig, Planktonforaminiferen sind selten bis sehr selten, meist zur Gattung *Marginotruncana* gehörend. Pflanzenfragmente sind häufig bis zum Auftreten von Kohleschiefern, Kohlelagen und Gagat.

Fazies und Genese

Generell handelt es sich um einen randlichmarinen bis flachmarinen tropisch-subtropischen Ablagerungsraum mit zeitweisem Süßwassereinfluss, der zu brackischen Ablagerungen mit Kohle führte. Sandsteinlagen weisen auf Vorstrandbildungen oder marine Sandbänke hin, Fossilagen sind auf Sturmeinfluss zurückzuführen.

Chronostratigraphisches Alter

Spät-Turonium (bis Früh-Coniacium) wird durch Nannoplankton und seltene Planktonforaminiferen angezeigt. Die Überlagerung durch die oberturone Grabenbach-Formation (z.B. Radstatthöhe mit Ammoniten, KOLLMANN & SUMMESBERGER, 1982; SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996) engt das Alter auf mittleres bis spätes Spät-Turonium ein.

Biostratigraphie

Mit Hilfe der Planktonforaminiferenstratigraphie kann die Noth-Formation in die *Dicarinella concavata* Zone eingestuft werden (Oberturonium bis Coniacium). Kalkiges Nannoplankton spricht mit dem Auftreten von *Marthasterites furcatus*, *Eiffellithus eximius*, *Lucianorhabdus maleformis* und *Lithastrinus septenarius* bei Fehlen von *Micula decussata* für die Nannofossil Standard Zone CC 13 (nach SISSINGH, 1977; PERCH-NIELSEN, 1985) bzw. der Zone UC 9 (BURNETT, 1998), die für ein Alter von spätem Turonium bis frühem Coniacium sprechen.

Mächtigkeit

Bis zu 150 m.

Lithostratigraphischer Überbegriff und Untergliederung

Die Noth-Formation gehört zur Gosau-Gruppe, und zwar zur Unteren Gosau-Subgruppe. Eine Untergliederung wurde bisher nicht definiert.

Unterlagernde und überlagernde Einheiten

Die Noth-Formation wird von der Schöngraben-Formation unterlagert (Kollmann & Sachsenhofer, 1998). Die Liegendgrenze wird durch den lithologischen Wechsel von Mergeln und Tonen zu massiven, dm-dicken Sandsteinbänken markiert, wie sie am Ostrand der Noth-Straße am Beginn des Parkplatzes der Kraushöhle aufgeschlossen sind. Überlagert wird die Noth-Formation durch die Grabenbach-Formation. Auch hier wird die Grenze durch den Wechsel von einer sandsteinreichen zu einer mergeligen Abfolge mit nur dünnen Sandsteinbänken definiert. Aufgeschlossen ist dieser Übergang im Bereich der Gräben E Sulzbach (Abb. 1). Ein lateraler Faziesübergang in eine andere Formation ist nicht beobachtbar; allerdings könnte der Übergang in die Grabenbach-Formation diachron verlaufen.

Geographische Verbreitung

Die Noth-Formation ist nur im Gebiet der Gamser Gosau, zwischen Mooslandl im Westen und der Klamm In der Noth im Osten verbreitet; im Ostteil der Gamser Gosau-Gruppe fehlt dieser Abschnitt ebenso wie in benachbarten Gosauvorkommen.