

**„Stein im Bild“
Die fazielle Entwicklung der Rannachdecke
(Grazer Paläozoikum)**

BERNHARD HUBMANN*) & FRITZ MESSNER**)

11 Abbildungen, 6 Tafeln

*Steiermark
Grazer Paläozoikum
Rannachdecke
Paläozoikum
Kötschberg-Formation
Parmasegg-Formation
Flösserkogel-Formation
Plabutsch-Formation
Kollerkogel-Formation
Steinberg-Formation
Paläogeografie*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 133, 134, 163, 164*

Inhalt

Zusammenfassung	277
Abstract	278
1. Geologischer Bau im Kurzüberblick	278
2. Paläogeografie	278
3. Tektonik	278
4. Fazielle Entwicklung	278
5. Lithostratigrafie	281
5.1. Obere Deckengruppe: Rannach-Decke und Hochlantsch-Decke	281
Tafeln 1-6	286
Literatur	298

Zusammenfassung

Seit der ersten geologischen Arbeit durch Leopold von BUCH (1819) wurden rund 600 Arbeiten über die geologische Einheit „Grazer Paläozoikum“ (HUBMANN, 2000) publiziert.

Nach dem heutigen Wissensstand liegt ein stratigrafisch/tektonisches Konzept des Aufbaues des Grazer Paläozoikums vor, das aber noch viele Detailfragen unbeantwortet lässt. Schwierigkeiten der Interpretation liegen in den nur punktuell aufgelösten stratigrafischen Fixpunkten und den wenig korrelierenden Aufschlüssen. Damit wird auch die Auflösung des variszischen und alpidischen Internbaues sowie die Interpretation fazieller und paläogeografischer Zusammengehörigkeiten einzelner Formationen erschwert.

Die Abfolge der „hohen Deckengruppe“, zu der die Rannach-Decke und die Hochlantsch-Decke zählen, sind in den letzten Jahren auf Grund ihrer fossilreichen Formationen zu beliebten Exkursionszielen avanciert. Zwar wurden in diversen Exkursionsführern (HUBMANN & HASENHÜTTL, 1995; EBNER et al., 2000, 2001; HUBMANN et al., 2003; HUBMANN, 2004; HUBMANN & FRITZ, 2004; HUBMANN & MESSNER, 2005) neue Daten inklusive der neuen lithostratigrafischen Namen (FLÜGEL, 2000) zusammengefasst, eine synoptische Publikation blieb allerdings bislang aus. Die vorliegende Arbeit versucht diese Lücke für die Entwicklung der Rannach-Decke zu schließen. Im Folgenden werden die Formationen der Rannach- und Hochlantsch-Decke umrissen und markante fazielle Entwicklungen des „Normalprofils“ der Rannach-Decke mit Fazies-Stücken und Rekonstruktionen dargestellt.

*) ao. Univ.-Prof. Dr. BERNHARD HUBMANN, Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Erdwissenschaften, Bereich Geologie und Paläontologie, Heinrichstraße 26, A 8010 Graz.
bernhard.hubmann@uni-graz.at

**) FRITZ MESSNER, Auenbruggergasse 8, A 8073 Feldkirchen bei Graz.

Facial Development of the Rannach Nappe (Graz Palaeozoic, Styria)

Abstract

Since the first geologic investigation by Leopold VON BUCH (1819) more than 600 articles dealing with the "Graz Palaeozoic" have been published (HUBMANN, 2000).

According to current knowledge a stratigraphic/tectonic draft for the structure of the Graz Palaeozoic is available, nonetheless some problems remained unsolved. Structural, palaeogeographic, and environmental interpretations are limited due to only poorly known stratigraphic ranges of units and scattered outcrops. That is why resolving the variscan versus alpidic tectonic construction is difficult.

With regard to their formations very rich in fossils successions of the Rannach Nappe and the Hochlantsch Nappe (both nappes belong to the „Upper Nappe Group“) were often visited by geological excursions during the last years. Albeit new data on facial evolution, metamorphic overprint and structural development, and new lithostratigraphic terms (FLÜGEL, 2000) were mentioned in several excursion guides (HUBMANN & HASENHÜTTL, 1995; EBNER et al., 2000, 2001; HUBMANN et al., 2003; HUBMANN, 2004; HUBMANN & FRITZ, 2004; HUBMANN & MESSNER, 2005) a synoptic publication on the Graz Palaeozoic is still missing. The paper presented tries to close this gap for the development of the Rannach Nappe. In the following the formations of the Rannach Nappe and Hochlantsch Nappe are described and prominent facial developments of a „standard profile“ through the Rannach Nappe are illustrated with characteristic samples and artistic reconstructions of the ancient depositional environment.

1. Geologischer Bau im Kurzüberblick

Das Grazer Paläozoikum ist ein ca. 1250 km² großes Gebiet, das durch seine tektonischen Begrenzungen im Norden, Osten und Westen bzw. durch seine neogenen Überlagerungen im Süden ein von anderen wenig metamorphen (anchizonal bis grünschieferfaziellen) Paläozoikumsvorkommen isoliertes Gebiet in den Ostalpen darstellt.

Nord(westlich) und westlich wird das Grazer Paläozoikum vom Gleinalm- (Muriden) bzw. Koralmkristallin (Koriden) und im Osten vom Kristallin von St. Radegund und vom Raabalpenkristallin begrenzt. Nach NEUBAUER (1981) wird das vormals dem Mittelostalpin zugeordnete Angerkristallin im östlichen Grenzbereich des Grazer Paläozoikums auf Grund gradueller metamorpher Übergänge dem Letzteren zugerechnet. Gegen Süden tauchen die Paläozoikumsabfolgen unter neogene Sedimente des Steirischen Beckens. Im südwestlichen Abschnitt wird das Grazer Paläozoikum transgressiv von oberkretazischen Sedimenten der Kainacher Gosau überlagert (Abb. 1).

Das Grazer Paläozoikum besteht aus mehreren Fazies- und „Mehrfazies“-Decken, deren ursprüngliche Beziehungen zueinander nicht eindeutig geklärt sind. Eine Zusammenfassung diverser Formationen zu Deckengruppen nach Ähnlichkeiten im Schichtinhalt, der tektonischen Stellung und der tektonischen und metamorphen Überprägung ergibt eine tiefe (basale), eine mittlere und eine hohe Deckengruppe (FRITZ & NEUBAUER, 1990).

Die basale Deckengruppe wird durch die „Schöckl-Hochschlag-Deckengruppe“ vertreten, der mittleren Deckengruppe werden die „Lauftnitzdorf-Decken“ bzw. „Kalkschiefer-Decken“ zugewiesen. Zur hohen Deckengruppe werden die „Rannach-Hochlantsch-Decken“ gezählt. Diese Gliederung entspricht nur teilweise der ehemaligen Abtrennung in die drei Faziesbereiche „Rannach-Fazies“, „Hochlantsch-Fazies“ und „Tonschiefer-Fazies“ (FLÜGEL, 1975 cum lit.).

2. Paläogeografie

Nach paläogeografischen Vorstellungen über den Gesamttraum werden die Gesteinsserien der Rannach-Hochlantsch-Decken als landnächste, die Abfolgen der

Lauftnitzdorf-Decken als landfernste Entwicklungen interpretiert (HUBMANN, 1993). Die kalkige Schöcklentwicklung nimmt nach dieser Vorstellung eine intermediäre Position ein (Abb. 2). Die zur hohen Deckengruppe gehörige Rannach-Decke und Hochlantsch-Decke beinhalten Abfolgen faziell sehr ähnlicher devonischer Karbonatplattform-Entwicklungen.

3. Tektonik

Aus der diskordanten Überlagerung der Kainacher Gosau auf das Paläozoikum ergibt sich das Alter der Deckenstapelung als vorgosauisch. Intra- und nachgosauische Tektonik wird durch Spaltenfüllungen (FENNINGER & HUBMANN, 1998) bzw. der Einschuppung des gosauischen Gams-Bärenschützkonglomerates entlang sinistraler Seitenverschiebungen an der Paläozoikum/Kristallin-Grenze (NEUBAUER et al., 1995) transparent.

Indizien einer variszischen Tektonik oder gar eines Deckenbaues vergleichbar den Karnischen Alpen sind durch das Fehlen einer permomesozoischen Sedimentbedeckung und die alpidische Überprägung nicht eruierbar. Folgt man den Vorstellungen von FRITZ & KRÁLIK (1986) und FRITZ (1988) angewandt auf den Gesamtbau des Grazer Paläozoikums, dann ist das Ereignis der Deckenstapelung unterkretazisch. In der Oberkreide folgt dem allmählichen Aufstieg des Gleinalmkristallins eine Extensionstektonik, die u.a. zur Beckenbildung und Sedimentation der Kainacher Gosau führt. Im Zuge dieses Ereignisses wird das Grazer Paläozoikum vom kristallinen Untergrund (Gleinalm/Koralmkristallin, Rennfeldkristallin) abgeschoben. Dabei kommt es an älteren Deckenbahnen zu ostgerichteten Abschiebungen, zur Bildung eines sinistralen Scherkorridors an der NW-Grenze des Paläozoikums und zur Anlage bipolarer (E- und W-fallender) Abschiebungen (NEUBAUER & GENSER, 1990; FRITZ et al., 1991).

4. Fazielle Entwicklung

Soweit die basalen Anteile tektonisch nicht amputiert sind, beginnt die lithofazielle Entwicklung mit silurischen vulkanoklastischen Abfolgen (Abb. 2).

Abb. 1.

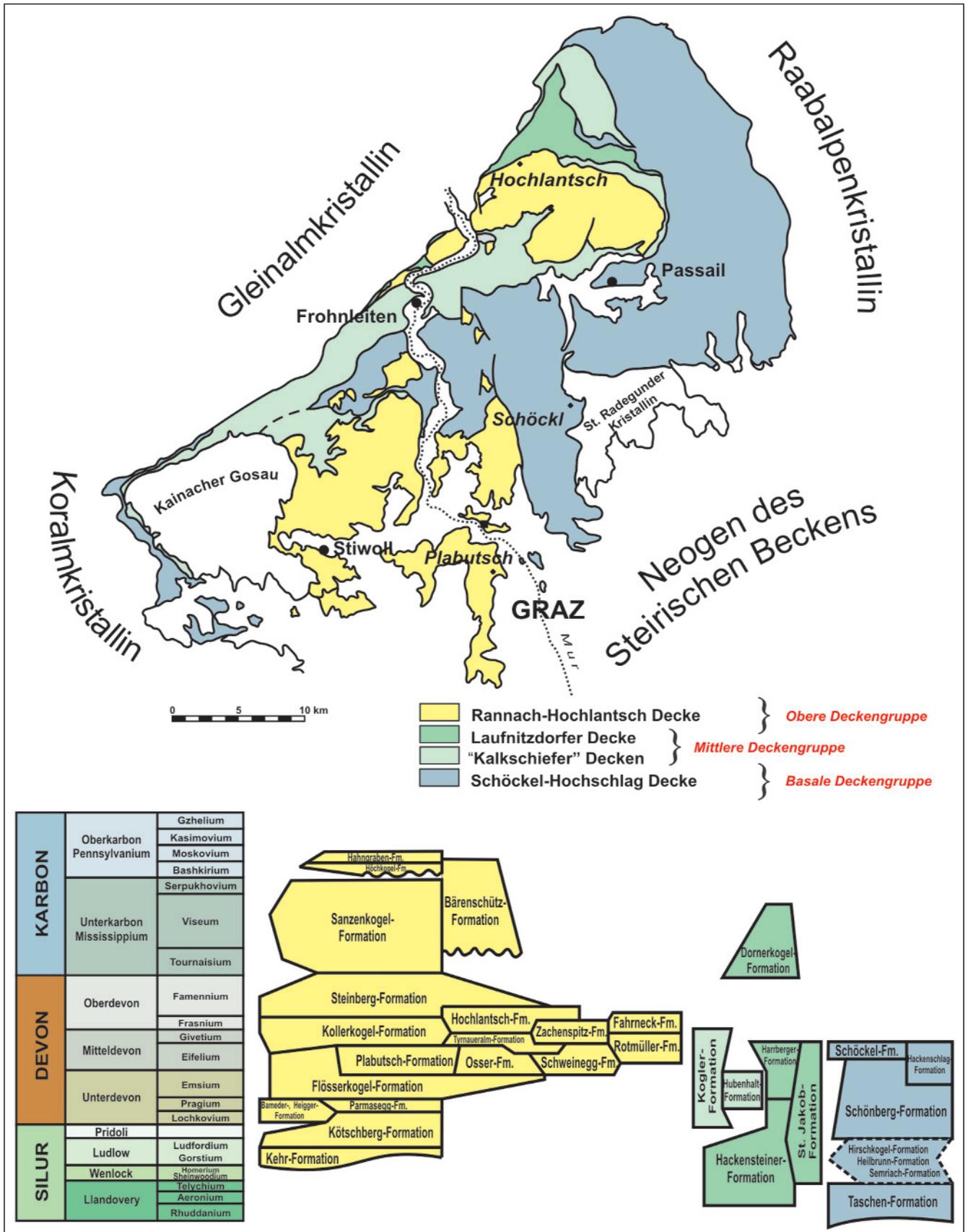
Das Grazer Paläozoikum, seine Umrahmung und Interngliederung in Deckengruppen.

Nach heutigen Vorstellungen wird in einer großtektonischen Dreigliederung die Schöckl-Hochschlag-Deckengruppe der „basalen Deckengruppe“, die „Kalkschiefer“-Decken zusammen mit den Laufnitzdorf-Decken der „mittleren Deckengruppe“ und die Rannach-Hochlantsch-Deckengruppe der „hohen Deckengruppe“ zugewiesen. Die Laufnitzdorf-Decken weisen einen deutlich niedrigeren Metamorphosegrad als die Kalkschiefer-Decken auf. Sie werden daher innerhalb der mittleren Deckengruppe gesondert ausgeschieden.

Abfolgen der „Rannach-Fazies“ und „Hochlantsch-Fazies“ finden sich in der „hohen Deckengruppe“. Die weit verbreiteten „Kalkschiefer“-Abfolgen, die in ihren Beziehungen und Abgrenzungen zueinander bislang nur wenig verstanden sind („Kalkschiefer-Decken“) und die Abfolgen der „Lauftnitzdorf-Fazies“ („Lauftnitzdorf-Decken“) werden zur „mittleren Deckengruppe“ zusammengefasst (FRITZ & NEUBAUER, 1981, 1990). Die „Schöckl-Fazies“ umfasst in dieser Darstellung nur partiell die von FLÜGEL (2000) in die „Peggauer Gruppe“ gestellten Gesteinsabfolgen.

Die basal entwickelten schwach alkalischen, basischen Vulkanoklastika werden auf Grund ihres Chemismus als Produkte eines extensionsbedingten Intraplattenvulkanismus gedeutet (KOLMER, 1978; FRITZ & NEUBAUER, 1988, 1990; LOESCHKE, 1988; WEBER, 1990). Sie sind der Beginn der Sedimentation einer initialen Riftentwicklung, die „im

Süden“ einsetzt und sich „nach Norden“ verlagert. Vulkanoklastische Basisentwicklungen fehlen tektonisch in den Abfolgen der Hochlantsch-Decke und in den „Kalkschiefer-Decken“. Wie die nur punktuell bekannten Vorkommen erkennen lassen, dürfte es sich in der Rannach-Decke um einen stark gegliederten Ablagerungsraum gehandelt ha-



ben. Im Raum Kehr (westlich von Graz) sind die basalen Abfolgen durch laminierte Aschentuffe, Debris-flows und polymiktige Agglomerate vulkanischer und sedimentärer Komponenten charakterisiert. Orthoceren führende Kalklinsen innerhalb der dominant vulkanoklastischen Abfolge sind sehr untergeordnet. Die Entwicklung im Haritzgraben (nördlich Graz) dagegen weist eine Abfolge mafischer Laven, grobkörniger Lapillituffe und vulkanischer Bomben auf, die durch Keratophyrydykes durchschlagen werden. Im Hangenden entwickelte Blockklaven werden genetisch als subaerisch bis flachmarin (FRITZ & NEUBAUER, 1988) gedeutet. Eine zwischen der offenmarinen Kehr-Entwicklung und der randmarinen Haritzgraben-Entwicklung vermittelnde Situation findet sich in Eggenfeld (östlich Stübing), wo Wechsellagerungen von pyroklastischen Gesteinen und Laven mit biotritischen Dolomiten ein hochenergetisches, flachmarines Environment andeuten.

Innerhalb der Abfolgen, speziell in der Entwicklung im Raum Kehr (Kehr-Formation; westlich von Graz) geht der vulkanogene Einfluss graduell zu Gunsten einer feinklastischen Entwicklung („Übergang“ in die Parmasegg-Formation) ins Hangende verloren. Im höheren Obersilur und Unterdevon setzt eine Wechselfolge von feinkörnigen Sedimenten (Siliziklastika und Karbonate) in Becken unterschiedlicher Wassertiefen ein (Kötschberg-Formation, Parmasegg-Formation, basale Anteile der Kogler-Formation, Schönberg-Formation).

Die basalen Abfolgen in der Laufnitzdorf-Decke deuten einen offenmarinen (Radiolarien) vulkanoklastischen Sedimentationsraum an. Im Hangenden folgen Orthoceren- und Knollenkalke (Hackensteiner-Formation, Harrberger-Formation).

In der Schöckl-Decke beziehen sich die Vulkanoklastika auf feinkörnige Schüttungen in ein offenmarines Environment (Schönberg-Formation).

Ab dem Devon, wohl im Kontext mit einer sukzessiven Annäherung der Platte, auf der sich der Ablagerungsraum des Grazer Paläozoikums befand in niedrigere Breiten (FRITZ & NEUBAUER, 1988, FENNINGER et al., 1997) erhöht sich die Karbonatproduktion. Grobkörnige Sandsteine, mächtige Dolomite mit Diabastufflagen einer flachmarinen, küstennahen Entwicklung (Flösserkogel-Formation, Heuberg-Subformation) kommen zur Ablagerung. Diese Entwicklung wird mit teilweise stark fossilführenden Kalken fortgesetzt (Plabutsch-Formation). In Abfolgen der Laufnitzdorf-Decke, deren Fauna bis zum Oberdevon pelagisch bleibt, deutet das verstärkte Auftreten von Dolomiten, Siliziklastika und Vulkaniten möglicherweise die geografische Nähe zu den Ablagerungen anderer Deckengruppen an (gemeinsamer Pragium/Emsium-Vulkanismus; Harrberger-Formation, Schattleitner-Formation). Im Givetium setzt sich die Flachwasserentwicklung mit Kalken, Dolomiten, Sandsteinen fort (Kollerkogel-Formation, Tyrnaueralm-Formation). Weit verbreitete Tuffe, Spilite und pyroklastische Brekzien sind Ausdruck eines zweiten Höhepunktes des alkalisch-mafischen Vulkanismus, welcher möglicherweise bis ins Frasnium reicht (Zachenspitz-Formation).

In der Rannach-Decke vertieft sich der Ablagerungsraum ab dem Mitteldevon bis zum Unterkarbon (Steinberg-Formation, Sanzenkogel-Formation). Den Abschluss bildet hier die Flachwasserentwicklung der Dult-Gruppe (sensu FLÜGEL, 2000; Höchkogel-Formation, Hahngraben-Formation). Schichtlücken, prä- bis intrakarbene Verkarstung, Conodonten-Mischfaunen und allodapische Kalke sind Ausdruck tektonischer Aktivitäten zu dieser Zeit. In der Hochlantsch-Decke werden größere Wassertiefen erst ab dem höheren Unterkarbon erreicht (Bärenschütz-Formation). Die Sedimentation endet im Bashkirium (Hochlantsch-Decke „Namur B“, Rannach-Decke „Namur C bis ?Westfal A“).

5. Lithostratigraphie

Mit FLÜGEL (2000) liegt eine lithostratigraphische Revision des Grazer Paläozoikums vor. FLÜGEL (2000: 8) konnte zeigen, dass rund die Hälfte aller bislang aus diesem geologischen Raum publizierten lithostratigraphischen Begriffe obsolet sind und daher „in Hinblick auf die Entwicklung eines gesamtösterreichischen Kartenwerkes und des Abschlusses der Neukartierung des Paläozoikums von Graz eine Neufassung der Nomenklatur der Einheiten“ vorrangig erschien.

Diese Neugliederung umfasst 9 Gruppen mit 35 Formationen, 51 Subformationen und 5 Bänken. Als Abgrenzungskriterium der Gruppen zog FLÜGEL unterschiedliche Fazies (neritisch–pelagisch), unterschiedliche Lithologie (vorwiegend vulkanogen, klastisch des Paläozoikums von Graz eine Neufassung der Nomenklatur der Einheiten“ vorrangig erschien).

Dagegen bevorzugen EBNER et al. (2001), HUBMANN & FRITZ (2004) und HUBMANN & MESSNER (2005) in ihrer Darstellung die deskriptive fazies-tektonische Gliederung in drei maßgebliche Deckensysteme (basale, mittlere, obere Deckengruppe [FRITZ & NEUBAUER, 1990]), ohne dabei die Gruppengliederung von FLÜGEL (2000) wesentlich zu verändern. Abweichungen betreffen die substantivische Verwendung der Begriffe und die Bezeichnung „Subformationen“ anstelle von „Member“ entsprechend den stratigraphischen Empfehlungen (STEININGER & PILLER, 1999) so wie die Änderung von „Plabutsch-Formation“ anstelle von „Barandeikalk-Formation“ (HUBMANN, 2003).

5.1. Obere Deckengruppe: Rannach-Decke und Hochlantsch-Decke

Die chronostratigraphisch tiefste Einheit der Rannach-Decke ist die vulkanoklastische Entwicklung im Raum Kehr (FLÜGEL, 1972, 1975; EBNER et al., 2000 cum lit.). Sie lässt sich in eine tiefere, vorwiegend vulkanoklastische Einheit, die Kehr-Formation, und eine überwiegend (fein)klastisch-kalkige höhere Einheit, die Kötschberg-Formation gliedern. Beide Formationen werden von FLÜGEL (2000) in die Reinerspitz-Gruppe gestellt.

Kehr-Formation (Abb. 3)

Vorwiegend basische, untergeordnet saure Metavulkanite, Silt- und Tonsteinlagen. Mächtigkeit: über 100 m.

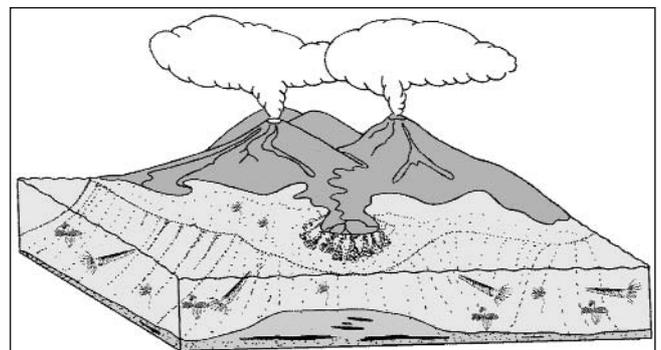


Abb. 3. Schematische Darstellung der Ablagerungsbedingungen der Kehr-Formation.

Kötschberg-Formation

Kalke, Dolomite, untergeordnet Silt- und Tonsteine. Mächtigkeit: ca. 30 m (Tafel 1).

FLÜGEL (2000) untergliedert die Kötschberg-Formation in vier Subformationen:

- Thalwinkel-Subformation mit roten bis violetten Orthoceren führenden Flaser- und Netzkalken.
- Genovevakreuz-Subformation mit braunen Flaserkalken und Knollenkalken.
- Eggenfeld-Subformation mit Wechsellagerungen von braunen, Orthoceren führenden Dolomiten und Tuffiten.
- Lend-Subformation mit roten Dolomitschiefern. Diese ist nur von Untertage-Aufschlüssen bekannt.

Parmasegg-Formation (Abb. 4)

Vorwiegend Crinoidenschuttkalke, Mergel-, Silt- und Sandsteine. Mächtigkeit: um 150 m (Tafel 2).

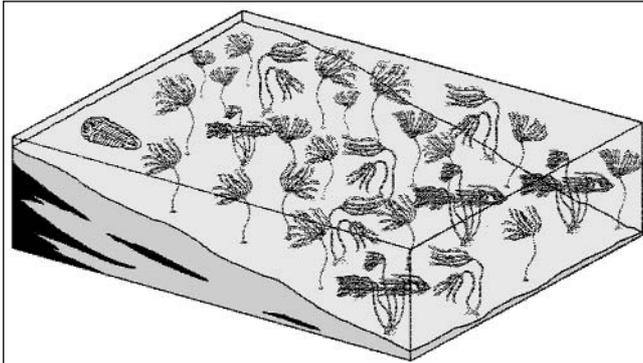


Abb. 4. Schematische Darstellung der Ablagerungsbedingungen der Parmasegg-Formation.

Über der vulkanoklastischen Entwicklung folgt mit der Parmasegg-Formation eine faziell sehr uneinheitliche Abfolge. Am Parmaseggkogel lässt sich diese Formation nach FRITZ (1991: 232) folgendermaßen untergliedern:

- „Dolomit-Siltschiefer-Subformation“ mit Serizit-Chloritphylliten und gebankten Dolomiten sowie Dolomitschiefern.
- „Karbonat-Mergel-Subformation“ mit sulfidreichen Tonschiefern und Karbonat-Mergelfolgen.
- „Plattenkalk-Subformation“ mit vereinzelt Dolomitbänken und Tuffitlagen.
- „Siltstein-Subformation“ mit geflaserten Siltsteinen und Tonlagen.

FLÜGEL (2000: 17–18) hingegen unterscheidet drei Subformationen:

- Stiwoll-Subformation
Teilweise Korallen, Trilobiten, Brachiopoden und Bryozoen führende sandige Mergel und Siltsteine (MAURIN & FLÜGEL, 1958).
- Oberbichl-Subformation
Entspricht der „Karbonat-Mergel-Subformation“ sensu FRITZ (1991).
- Greitnerkogel-Subformation
Plattige Crinoidenschuttkalke mit vereinzelt Korallen und Stromatoporen.

Flösserkogel-Formation (Abb. 5)

Dolomite (selten fossilführend), Silt-Sandsteine, Vulkanoklastika. Mächtigkeit: maximal um 500 m in der Rannachdecke, in den nördlichen Teilen der Hochlantsch-Decke nur wenige 10er Meter, schwillt aber gegen Süden ebenfalls bis etwa 500 m (GOLLNER & ZIER, 1985: 47) an (Tafel 3).

Über der Parmasegg-Formation, stellenweise mit dieser verzahnt, setzt mit der Flösserkogel-Formation eine peritidale Abfolge (FENNINGER & HOLZER, 1978) ein, die

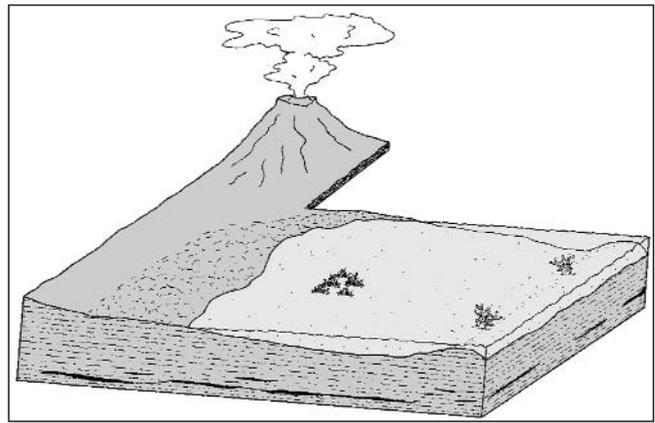


Abb. 5. Schematische Darstellung der Ablagerungsbedingungen der Flösserkogel-Formation.

sowohl in der Rannach-Decke wie auch in der Hochlantsch-Decke vertreten ist. In Letzterer fehlen tiefere Schichtglieder auf Grund einer diskordanten Überschiebung mit basaler Amputation älterer Schichtglieder (GOLLNER & ZIER, 1985: 46).

Die chronostratigraphische Einordnung der Formation ist nur punktuell erfasst. Sie dürfte zumindest das Pragma und Emsium und möglicherweise noch tiefere Anteile (FLÜGEL, 1956; EBNER, 1976; GOLLNER & ZIER, 1985) umfassen und zumindest lokal bis ins Givetium reichen (FLÜGEL, 1956).

In der näheren Umgebung von Graz weist die Formation eine deutliche lithologische Gliederung auf, die in der Abgrenzung in Subformationen (FLÜGEL, 2000) Ausdruck findet:

- Göstinggraben-Subformation
Überwiegend hellbraune Sandsteine, sandige Mergel-Tonsteine, „Bythotrephis-Sandsteine“, dünnplattige, dunkelblaue Dolomite.
- Admonterkogel-Subformation
Vulkanoklastische Abfolge, die eine rege Wechsellagerung mehrerer geringmächtiger grüner, rötlicher und violetter (Lapilli-)Tuff- und Tuffitbänke mit weißlichen Dolomiten und dolomitischen Sandsteinen darstellt.
- Pfafferkogel-Subformation
Entspricht den „hellen Dolomiten“ von HERITSCH (1917: 88): weißliche fröhdiagenetische Dolomite mit fenestrierten Gefügen, Trockenrissen, Pisoid-Lagen, Stromatolithlagen mit tepee-Strukturen, Porostromata und Kalkgrünalgen.
- Treffenberg-Subformation
Dolomit-Mergel, Dolomitschiefer und linsenförmig eingeschaltete Echinodermaten führende Dolomite.
- Eichberg-Subformation
Laminierte, Biogen oder/und Pellet führende oder strukturelose Mudstones mit Fenstergefügen; darunter: *Amphipora*-Mounds.

Im Westen von Graz treten Gesteine auf, die kaum im Profilverband zu finden sind. Ursprünglich wurden sie – auf den kleinsten gemeinsamen Nenner der lithologischen Ansprache reduziert – als „Braungesteine“ (SCHÄFER, 1937) bezeichnet. Als Kehlberg-Subformation wurden sie von FLÜGEL (2000) der Plabutsch-Formation zugewiesen, von HUBMANN & OTTO (2000) und HUBMANN (2003) der Flösserkogel-Formation zugewiesen.

In der Hochlantsch-Decke fehlt der Formation die vulkanogene Entwicklung. FLÜGEL (2000) unterscheidet hier zwei Subformationen:

- Sattler-Subformation
Wechsellagerung dunkelgrauer, grobgebankter bis masiger, zum Teil reichlich fossilführender Dolomite.

- Schwarzkogel-Subformation
Hellgraue, teilweise biolaminierete Dolomite mit Fenstergefügen.

Im westlichen Bereich des Grazer Paläozoikums werden vor allem nördlich des Pleschkogels auftretende schwarze Kalke vom Typus der Plabutsch-Formation mit Favositen, Striatoporen, Helioliten, Stromatoporen und rugosen Korallen als Pleschkogel-Subformation (EBNER, 1998) zusammengefasst.

*

Etwa nordwestlich der Linie Pleschkogel – Heiggerkogel – Mühlbacherkogel sind südwestlich von Großstübing fließende Übergänge der dolomitisch/kalkig-siltig-sandigen Entwicklung der Flösserkogel-Formation zu kalkig-schiefrig-siltig/sandigen Gesteinsabfolgen erkennbar. FENNINGER & HOLZER (1978) sehen darin den faziellen Übergang der peritidalen „Dolomitsandstein-Folge“ (= Flösserkogel-Formation) zu einer Beckenentwicklung innerhalb der „Rannach-Fazies“.

In diesem Raum werden von EBNER (1998) und FLÜGEL (2000) unterschieden:

Bameder-Formation

Gefaserte, graue feinklastische Gesteine unterschiedlicher Bankungsmächtigkeiten mit Einschaltungen schwarzer knolliger und plattiger Kalke. Mächtigkeit: max. 400 m. Diese Formation ist allseits tektonisch begrenzt. EBNER (1998) unterscheidet eine Krahuß-Subformation mit bioturbaten gelben Sandsteinen (*Scalartuba*) und Crinoiden führenden Kalken und eine Spandl-Subformation mit Tonsteinen, Flasersandsteinen und geringmächtigen Kalkein-schaltungen.

Heigger-Formation

Plattige, selten massige graue bis braune Kalke, die mit „Kalkschiefern“ und Dolomiten wechsellagern. Mächtigkeit: max. 150 m.

*

Über der Flösserkogel-Formation und Heigger-Formation vereinheitlicht sich der Ablagerungsraum im Gesamtbereich der Rannach-Decke mit der Ablagerung der Plabutsch-Formation.

In der Rannach-Decke wie auch in der Hochlantsch-Decke folgt über bzw. verzahnt sich mit der Flösserkogel-Formation die Plabutsch-Formation, die die fossilreichste Abfolge des Grazer Raumes darstellt.

Plabutsch-Formation (Abb. 6)

Dunkelblaue bis schwarze, reichlich Fossildetritus führende Kalke, die mit rötlichen (Kalk)Mergel/Schieferlagen in zum Teil enger Wechsellagerung auftreten (können). Mächtigkeit: bis 80 m (–?100 m) in der Rannach-Decke, 20 bis 45 m in der Hochlantsch-Decke (Tafel 4).

Charakteristisch für einige Profile (besonders im Nahbereich von Graz) sind unterschiedlich mächtige „Schiefer“-Horizonte („Chonetenschiefer“ s.l. = Gaisberg-Bank) im Liegendabschnitt der Formation.

Trotz des Fossilreichtums (Korallen, Stromatoporen, Brachiopoden) ist das Alter nur schwer fassbar (oberstes Emsium – tiefstes Givetium?). In die Plabutsch-Formation wird auch die Draxler-Formation des Hochlantschgebietes (FLÜGEL, 2000: 25) vereinigt (HUBMANN, 2003: 287).

In der Hochlantsch-Decke wird die Plabutsch-Formation zeitlich durch die Osseer-Formation vertreten. Dabei handelt es sich um bis 100 m mächtige gefaserte, blaugraue Kalke mit wechselhaft reicher Fossilführung und Zwischenschaltungen von Ton- bis Sandsteinen.

Südlich der Teichalpe (Hochlantsch-Decke) schied ZIER (1982) Kalke, die ähnlichen Fossilinhalt wie die Plabutsch-Formation aufweisen, als „Schweineggkalke“ aus. Die

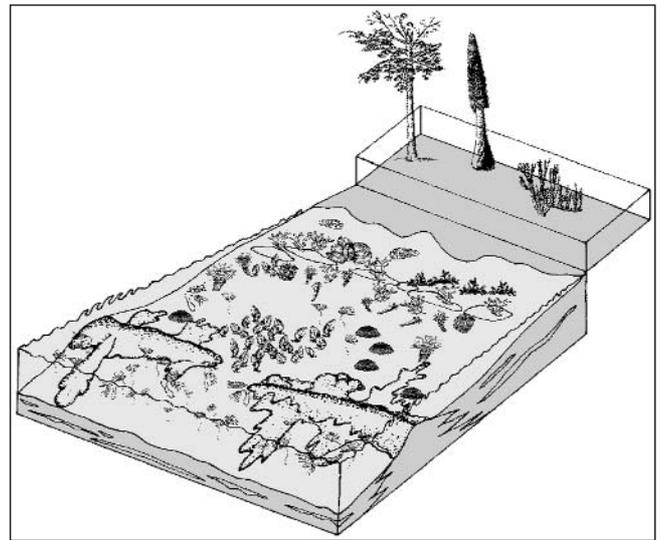


Abb. 6. Schematische Darstellung der Ablagerungsbedingungen der Plabutsch-Formation.

untere „Abteilung“ davon wies FLÜGEL (2000) der Draxler-Formation (Teil der Plabutsch-Formation sensu HUBMANN, 2003) zu, die obere Abteilung validierte er als Schweinegg-Formation. Diese Formation umfasst gebankte dunkelblaue bis braune, crinoidenreiche Schuttkalke. Mächtigkeit: ca. 40 m.

*

In vielen Profilen in der Rannach-Decke folgt im Hangenden der Plabutsch-Formation eine Abfolge charakteristischer dunkelgrauer Dolomite. Mikrofaziell erinnern sie mit Biolaminiten, fenestrierten Mudstones, Pelmikriten und dem Auftreten schlecht erhaltener Kalkgrünalgen, dendroiden Tabulata und Amphiporen sowie vereinzelt vorkommenden „Gips“-Rosetten an die dolomitische Entwicklung der Eichberg-Subformation der Flösserkogel-Formation. Im Raum St. Pankrazen erreicht dieser Schichtverband Mächtigkeiten, die über denen der Plabutsch-Formation liegen. Sie sind ohne Schwierigkeiten im Kartierungsmaßstab darstellbar.

Die genannte Abfolge wurde lange unter dem unglücklichen Begriff „Mitteldevondolomit“ im Sinne einer informellen Einheit mit „Formationsstatus“ (z.B. bei EBNER et al., 1980) geführt. Mit FLÜGEL (2000) werden die „Mitteldevondolomite“ (Abb. 7) als Gaisbergsattel-Subformation der Kollerkogel-Formation (siehe dort) aufgefasst; eine hierarchische „Aufwertung“ sollte überdacht werden.

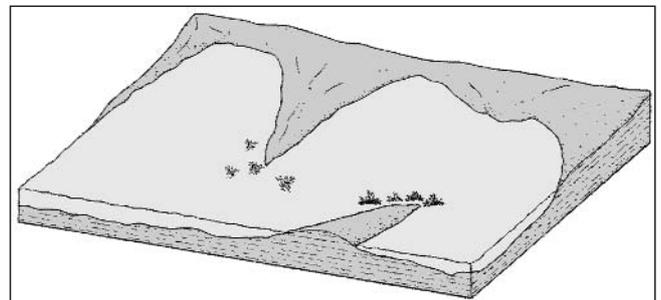


Abb. 7. Schematische Darstellung der Ablagerungsbedingungen der Mitteldevondolomite der Gaisbergsattel-Subformation.

Tyrnaueralm-Formation

Frühdiaogenetische Dolomite, Silt/Sandsteine, Vulkanoklastika. Mächtigkeit: um 250 m.

In der Hochlantsch-Decke folgt im Hangenden der Plabutsch-Formation die Tyrnaueralm-Formation, die an ihrer

Basis ebenfalls mehrere Meter mächtige frühdiagenetische Dolomite vom Typus der „Mitteldevondolomite“ aufschließt (KRAMMER, 2001).

Aufgrund der lithologischen Vielfalt (ZIER, 1982) lassen sich 3 Subformationen (FLÜGEL, 2000) unterscheiden:

- Rote-Wand-Subformation
mit einer Wechselfolge aus Dolomiten und Sandsteinen.
- Zechneralm-Subformation
mit Vulkanoklastika.
- Tiefenbach-Subformation
mit fossilreichen Kalken und Dolomiten.

*

Etwa zeitgleich (*varcus*-Zone) bilden sich nach der „dolomitischen Entwicklung“ in der Rannach- und Hochlantsch-Decke deutlich faziell/biofaziell differenzierte Ablagerungsräume heraus: Zumeist stehen lokal auf engstem Raum fossilfreie Mudstones unterschiedlich großen Patch-Reefs bzw. biostromalen Bildungen gegenüber: Die Ablagerungen werden als Kollerkogel-Formation (Rannach-Decke) und Tyrnaueralm-Formation (Hochlantsch-Decke, siehe oben) zusammengefasst. Im Grazer Nahbereich (z.B. Kanzelkogel-Gipfelbereich) folgen in gebankter Fazies über geringmächtigen *Amphipora*-Rasen (ca. 30 cm Mächtigkeit) locker gepackte Favositiden/Stringophyllen-Bänke. Im Raum St. Pankrazen (z.B. Grabenwarterkogel-Osthang) folgen über *Amphipora*-Rasen kleindimensionale Patch-Reef-Körper (z.B. Höllerkogel-Westhang) (HUBMANN & HASENHÜTTL, 1995; EBNER et al., 2000). Letztere werden von *Favosites*, *Alveolites*, *Stachyodes*, lagigen Stromatoporen, solitären Rugosen und vereinzelt vorkommenden Heliolitiden aufgebaut.

Kollerkogel-Formation (Abb. 8)

Hellblaue bis gelblich-graue, z.T. auch rötlich geflammte Kalke, die zur Wandbildung neigen, und (frühdiagenetische) Dolomite. Mächtigkeit: 100–150 m (Tafel 5).

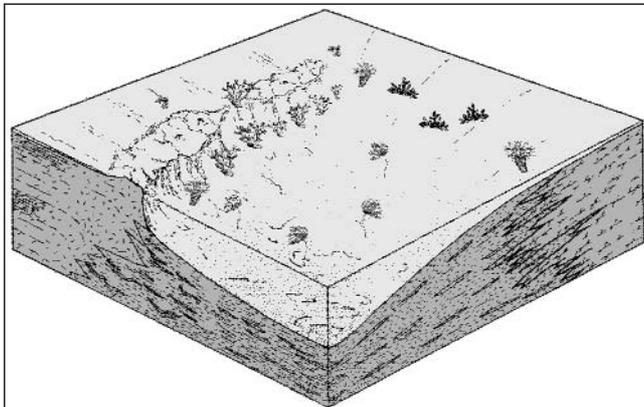


Abb. 8. Schematische Darstellung der Ablagerungsbedingungen der Kollerkogel-Formation.

Mikrofaziell lassen sich die Kalke in vorherrschende hochreine, fossilarme Mudstones, fossilführende Mudstones und selten auftretende Biolithitkalke gliedern. Die fossilarmen Mudstones treten im Gelände als massige bis dm-gebankte, hellgraue (mikrospartische) Kalke in Erscheinung.

Eine etwas abweichende Entwicklung findet sich nördlich von Stiwill – St. Pankrazen – Grabenwarter-, Höllerer- und Platzlkogel, die von EBNER et al. (1980) als „Kalke des Platzlkogel“ bezeichnet wurden.

FLÜGEL (2000) unterscheidet in der Kollerkogel-Formation 4 Subformationen:

- Gaisbergsattel-Subformation
Neuer Begriff für die ehemaligen „Mitteldevondolomite“ (Abgrenzung und Problematik siehe oben).

- Kanzel-Subformation
Massige bis gebankte hellblaue bis graue mikritische Kalke, seltener Biogen(schutt)kalke. Mächtigkeit: meist über 100 m.
- Platzlkogel-Subformation
Dickbankige bis massige Kalke. Nach ihrer mikrofaziellen Ausbildung bzw. Condontencharakteristik (*Polygnathus/lcriodus*-Verhältnis) können sie einem höherenergetischen, offen marinen Plattformbereich zugewiesen werden (EBNER et al., 1979). Mächtigkeit: um 75 m.
- Platzl-Subformation
Wechsellagerung grauer, teils rötlichgrauer Kalke und Tonsteine. Mächtigkeit: ca. 50 m.

*

Im Hochlantschgebiet differenziert sich ab dem höheren Givetium der Ablagerungsraum stärker. Die über der Tyrnaueralm-Formation folgende Zachenspitz-Formation zeigt auf engem Raum mikritische Kalke mit pelagischen Faunenelementen, „lagunäre“ Amphiporenrasen und vereinzelte Riffstotzen mit cerioiden Rugosa und Stromatoporen. Bis in das Frasnium stellt sich danach wieder eine vereinheitlichende lagunäre Entwicklung (Hochlantsch-Formation) ein.

Zachenspitz-Formation

Massige bis gebankte, graublau bis weißliche Biogen(schutt)kalke, mikritische Kalke, Tonsteine, Tuffite. Mächtigkeit: bis 300 m. Unterteilung in zwei Subformationen (FLÜGEL, 2000):

- Ranerwand-Subformation
Graue, geflaserte Kalke bis Knollenkalke, selten Tonsteine. Mächtigkeit: ca. 80 m.
- Teichalm-Subformation
Blaue bis braune teilweise spätierte Kalke; teilweise starker Fossilreichtum, untergeordnet Tuffite. Mächtigkeit: bis 300 m.

Hochlantsch-Formation

Massige bis grobgebankte graue bis weißliche Kalke; untergeordnet brekziierte Kalke und Tuffite. Mächtigkeit: bis 800 m.

*

Vermutlich ebenfalls givetisches bis frasnisches Alter dürften die Rotmüller-Formation und die Fahrneck-Formation der Hochlantsch-Decke haben (EBNER, 1998).

Rotmüller-Formation

Graue, massige und z.T. auch gebankte Dolomite mit Einschaltungen grauer, plattiger Kalke und Sandsteine. Mächtigkeit: ca. 300 m.

Fahrneck-Formation

Wechselfolge graublauer, plattiger, z.T. flasriger Kalke, Tonsteine und Grünsteine. Mächtigkeit: 60–80 m.

*

Im Zeitraum des obersten Givetiums bis zum tiefen Frasnium wird in der Rannach-Gruppe die Flachwasser-Entwicklung heterochron von einer bis ins „Namurium A“ anhaltenden Entwicklung grauer, violetter, rötlichbrauner, gelblichbrauner oder schwärzlicher mikritischer Cephalopoden führender Flaser-, Netz- und Bankkalke abgelöst. Die mit Conodonten ausgezeichnet gliederbare pelagische Abfolge wird zur Forstkogel-Gruppe vereinigt. In östlichen Bereichen der Rannach-Gruppe und um die Ruppbauernhöhe (SE Voitsberg) findet sich innerhalb dieser pelagischen Entwicklung eine durch Erosion und Verkarstung verursachte Schichtlücke mit einem maximalen stratigraphischen Umfang vom Oberdevon II/III bis ins tiefe Viséum.

In der Literatur wurde für Teilbereiche dieser Cephalopodenkalk-Entwicklung eine Vielzahl von Benennungen verwendet. Mit FLÜGEL (2000) werden in dieser Entwicklung folgende Formationen unterschieden: Steinberg-Formation (oberstes Givetium bis Famennium) und Sanzenkogel-Formation (Tournaisium bis „Namurium A“).

Steinberg-Formation (Abb. 9)

Gelbliche, rötliche, violette Flaser- und Netzkalke. Mächtigkeit: über 70 m (Tafel 6).

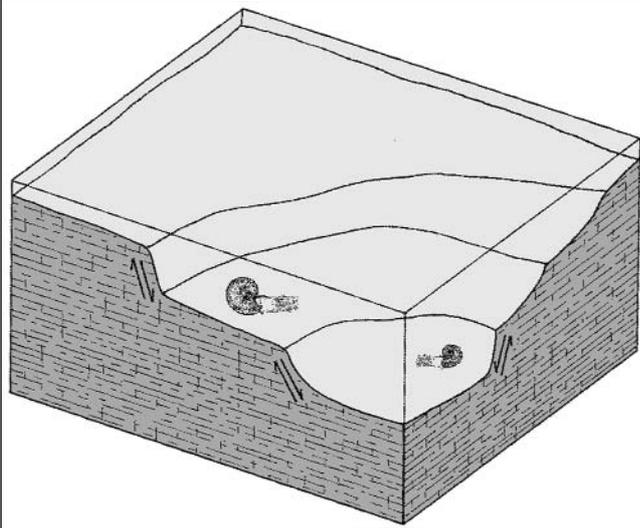


Abb. 9. Schematische Darstellung der Ablagerungsbedingungen der Steinberg-Formation.

Lückenlose oberdevonische Schichtfolgen der Steinberg-Formation treten in aufrechten und inversen Abfolgen im Bereich Steinberg/Forstkogel W Graz (SURENIAN, 1978; BUCHROITHNER et al., 1978; EBNER, 1980a,b) und am Eichkogel bei Rein (NÖSSING, 1975; NÖSSING et al., 1977) auf. Östlich davon (Kalvarienbergzug W Gratwein, Plabutsch/Buchkogel-Zug, Rannach, Tobelbad) fehlt das höhere Oberdevon, wobei die Lücke im Kalvarienbergzug und bei Gratwein Au im Oberdevon VI (mittlere *costatus*-Zone) einsetzt und im Plabutsch/Buchkogel-Zug und auf der Rannach bis ins Oberdevon II hinabreichen kann. Auch im äußersten Westen der Rannach-Gruppe fehlt auf der Ruppbauernhöhe bei Stallhofen ebenfalls das höhere Oberdevon (EBNER, 1985).

Die von EBNER et al. (1980) aufgestellten „Flaserkalke des Höllerkogels“ im „Übergangsbereich Rannachfazies-Hochlantschfazies“ fasst FLÜGEL (2000) als Subformation auf. Die Höllerkogel-Subformation besteht aus feinsplattigen, gelblichbraunen mikritischen flaserigen Kalken. Mächtigkeit: 20–30 m.

Räumlich mit der lückenlosen Entwicklung der Steinberg-Formation zusammenfallend findet sich die nur 220 cm mächtige untere Sanzenkogel-Formation (Tournaisium; *Siphondella sulcata*- bis *Scaliognathus anchoralis*-Zone) W Graz am Sanzen- und Forstkogel sowie am Eichkogel bei Rein (NÖSSING, 1974a,b, 1975).

Im Bereich des Murtales setzt das Karbon mit der oberen Sanzenkogel-Formation innerhalb des obersten Tournaisiums (*Scaliognathus anchoralis*-Zone) bis tiefen Viséum ein (EBNER, 1978). Das lückenlose Devon/Karbon-Grenzprofil im derzeit fast vollkommen verfallenen Steinbruch Trolp am Sanzenkogel wurde lange Zeit auch als möglicher internationaler Devon/Karbon-Grenzstratotypus diskutiert.

Signifikant sind die im Devon/Karbon-Grenzbereich auftretenden Conodonten-Mischfaunen, die sich auf Trocken-

fallen und Karstspaltenfüllung zurückführen lassen (EBNER, 1978). Als (Ablagerungs-)Gebiete werden landferne Schelfbereiche angenommen, die durch syndimentäre Tektonik und/oder Meeresspiegelschwankungen trocken fielen und im obersten Tournaisium/tiefsten Viséum durch rasche Absenkung wieder in eine annähernd gleiche bathymetrische Position wie vor der Trockenlegung übergeführt wurden.

Die heute westlichen Bereiche (Sanzenkogel, Forstkogel, Eichkogel) verblieben dabei immer im pelagischen Sedimentationsbereich. Mit der Karbontransgression im „Osten“ setzt eine Vertiefung des Ablagerungsraumes ein, die im Bereich der lückenlosen Schichtentwicklungen zur Ausbildung von Tonschiefern, Lyditen und Phosphorit-Knollen (Trolp-Bank) führte. Ihre Entstehung dürfte mit Upwelling-Zonen am Schelfrand in Verbindung zu bringen sein.

Sanzenkogel-Formation (Abb. 10)

Schwarze bis graue, geflaserte dichte Kalke; Lydite. Mächtigkeit: 35 m. Als untergeordnete lithostratigrafische Einheiten gibt FLÜGEL (2000) die aus dunkelgrauen Lyditen bestehende Hart-Bank und die Phosphoritknollen führende Trolp-Bank an.

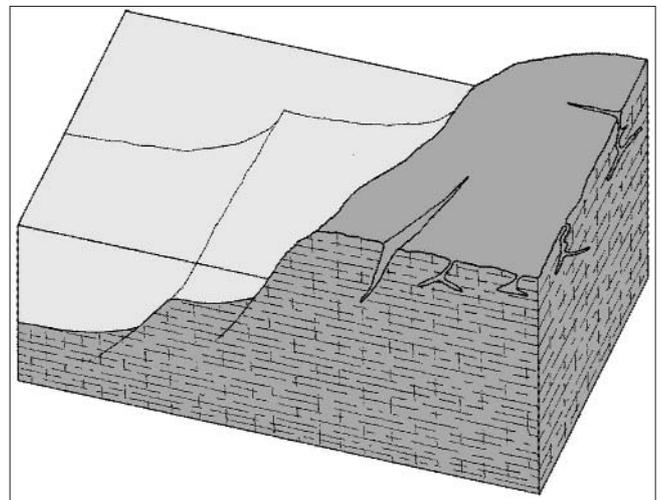


Abb. 10. Schematische Darstellung der Ablagerungsbedingungen der Sanzenkogel-Formation.

Den Abschluss der Schichtfolge in der Rannachdecke bildet die Dult-Gruppe (Serpukovium, Bashkirium [EBNER, 1978; FLÜGEL, 2000]), die nach einer die *Homoceras*-Stufe („Namur A“) umfassenden Erosionslücke bei konkordanter Lagerung im „Namur B“ einsetzt und möglicherweise bis in den Zeitraum „Westfal A“ andauert (EBNER, 1976, 1977a,b, 1978).

Sie gliedert sich in die karbonatisch dominierte Höchkogel-Formation mit der Hartbauer- („Namur B“) und der Schrausbauer-Subformation („Namur B, C bis ?Westfal A“) und die abschließende, karbonatfreie und keine stratigrafisch aussagekräftigen Fossilien führende Hahngraben-Formation.

Höchkogel-Formation

Schwarze mikritische Kalke. Mächtigkeit: 15–20 m. EBNER (1978) unterschied zwei Entwicklungen, die nun als Subformationen (FLÜGEL, 2000) aufgefasst werden:

- Hartbauer-Subformation
Schwarze massige Kalke. Mächtigkeit: max. 20 m.
- Schrausbauer-Subformation
Tonsteine, oolithische Kalke und Kalke mit Fenstergefügen. Mächtigkeit: 5–10 m.

Hahngraben-Formation (Abb. 11)

Schwarze, „dachschieferartige“ Tonsteine, selten Silt/Sandsteine. Mächtigkeit: ca. 50 m.

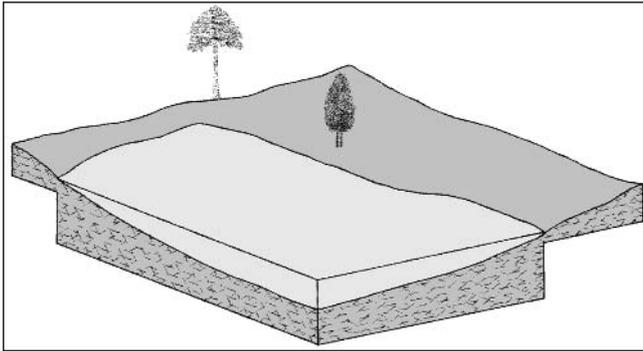


Abb. 11.
Schematische Darstellung der Ablagerungsbedingungen der Hahngraben-Formation.

In der Hochlantsch-Decke folgen ebenfalls über einer Diskordanz karbonische Gesteine. Diese werden von FLÜGEL (2000) als pelagische Mixnitz-Gruppe zusammengefasst, wenngleich die Gruppe nur eine einzige Formation (sic!) enthält. Die Entwicklung setzt mit wenige cm bis dm-mächtigen, rotbraunen Kalk- und Dolomitbrekzien mit Conodontenmischfaunen des Oberdevon II/III und oberen Tournaisium ein (ZIER, 1981, 1983; GOLLNER & ZIER, 1985) und geht in Cephalopoden führende Kalke über, die ohne stratigrafische Lücken bis ins Bashkirium (ZIER, 1981, 1983) reichen.

Bärenschütz-Formation

Gebankte, Hornsteinknollen führende, rote, gelbbraune bis graue Cephalopodenkalke. Mächtigkeit: ca. 100 m.

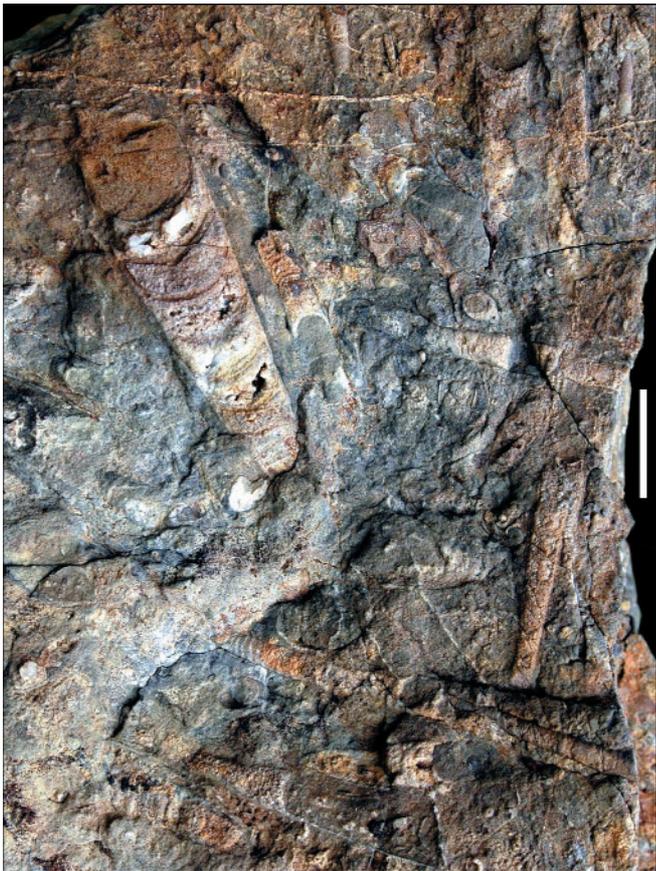
Innerhalb der Formation unterscheidet FLÜGEL (2000) eine Nadelspitz-Bank, die die oben genannte, geringmächtige basale Entwicklung der Kalk- und Dolomitbrekzien darstellt.

Tafel 1

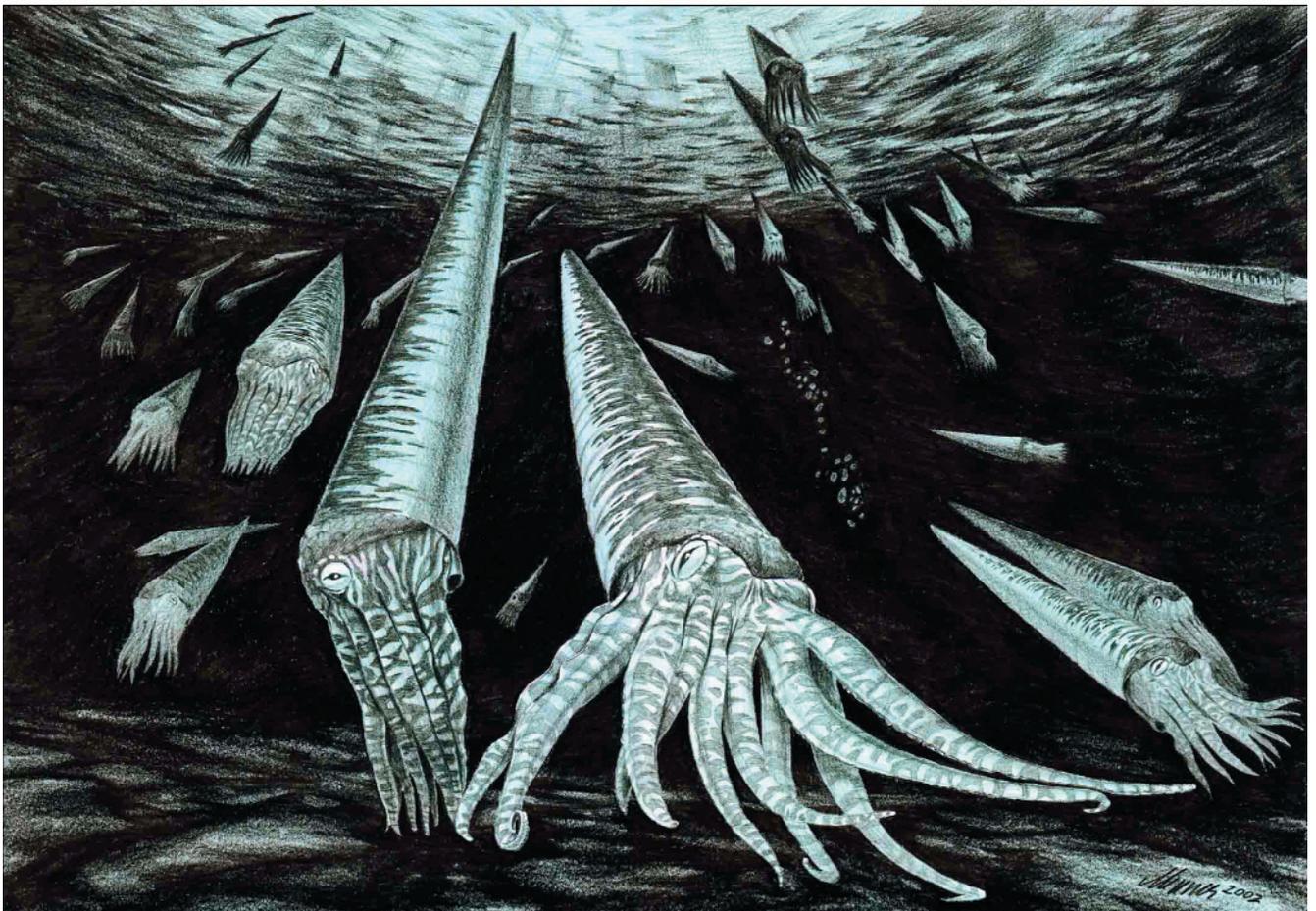
Kötschberg-Formation.

- a) Angewitterte Schichtfläche von Dolomitarenit mit Orthoceren.
Eggenfeld bei Gratkorn.
- b) Bioklastischer Dolomit mit Nautilidengehäuse.
Dünnschliff.
Eggenfeld bei Gratkorn.
- c) Lebensbild der Kötschberg-Fazies.

Balkenlänge: 10 mm.



a b
c

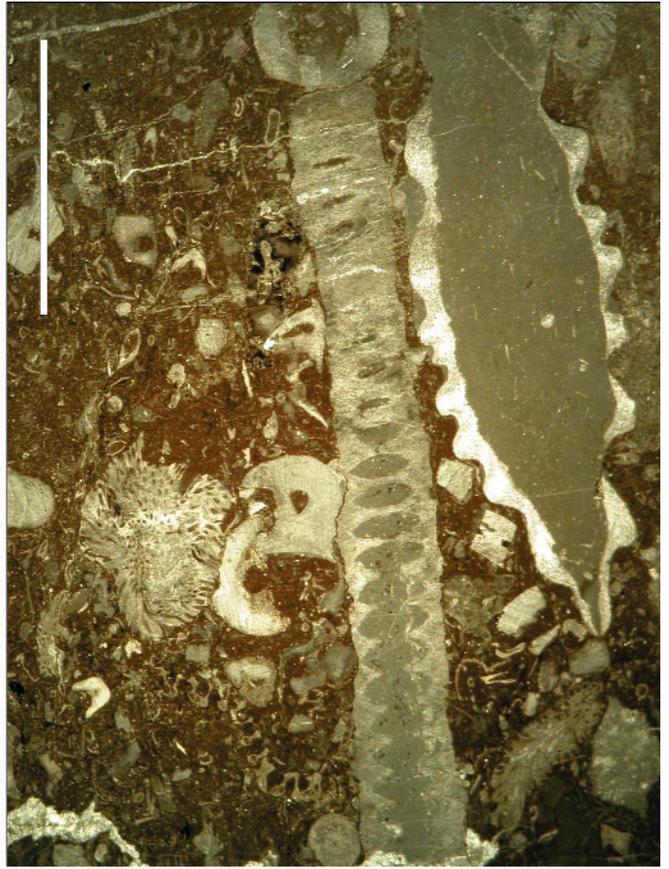


Tafel 2

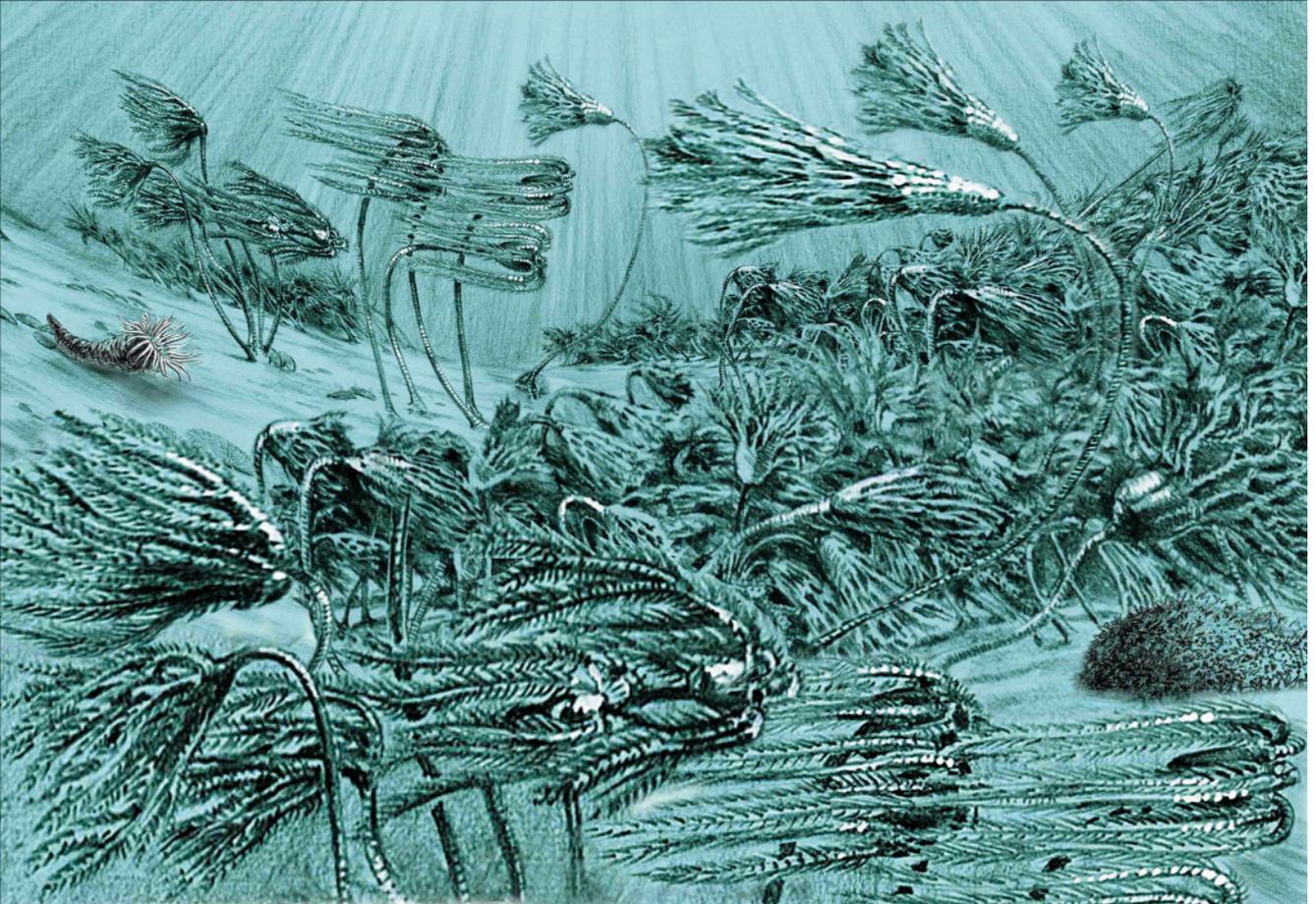
Parmasegg-Formation.

- a) Angewitterte Schichtfläche von Chrinoidenschuttkalk.
Ulrichsberg/Rein.
- b) Crinoiden-Float-Rudstone mit Crinoiden, Brachiopoden und tabulaten Korallen.
Dünnschliff.
Stiwoll.
- c) Lebensbild der Parmasegg-Fazies.

Balkenlänge: 10 mm.



a b
c

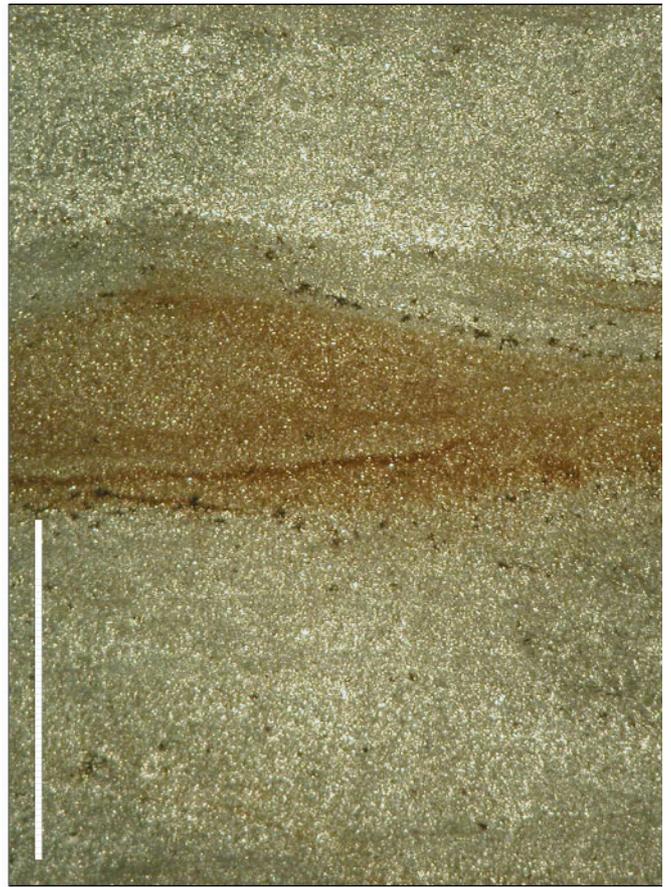


Tafel 3

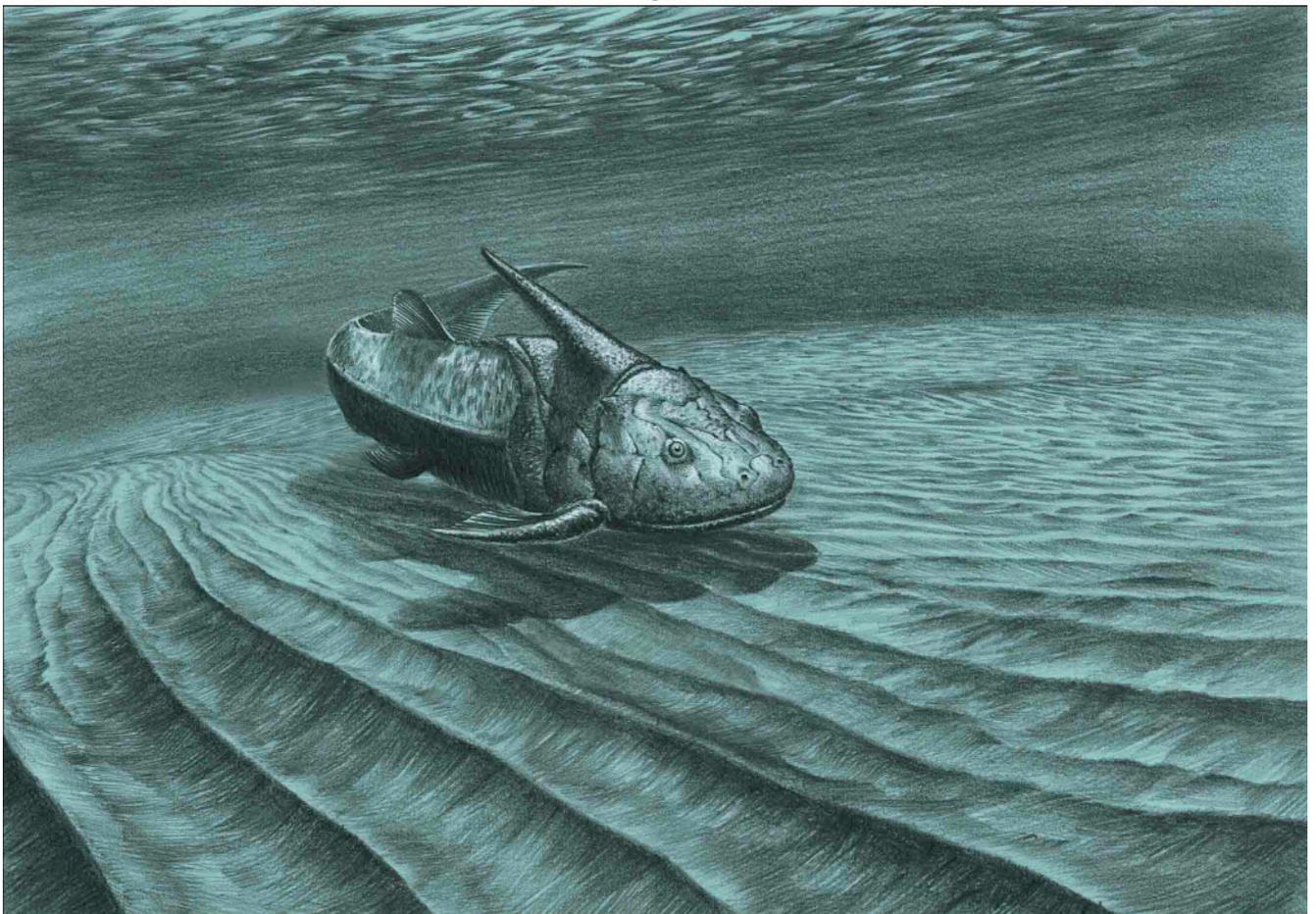
Flösserkogel-Formation.

- a) Sand/Siltstein mit Rippelmarken.
Straßgang bei Graz.
- b) Vertikalschliff einer Rippel.
Dünnschliff.
Straßgang bei Graz.
- c) Lebensbild der Flösserkogel-Fazies mit dem Panzerfisch *Grazosteus*.

Balkenlänge: 10 mm.



a b
c



Tafel 4

Plabutsch-Formation.

- a) Verwitterungsoberfläche eines Thamnoporen-Framestones.
Frauenkogel bei Thalwinkel.
- b) Korallen-Floatstone mit rugosen und tabulaten Korallen.
Dünnschliff.
Frauenkogel bei Thalwinkel.
- c) Lebensbild der Plabutsch-Fazies.

Balkenlänge: 10 mm.



a b
c

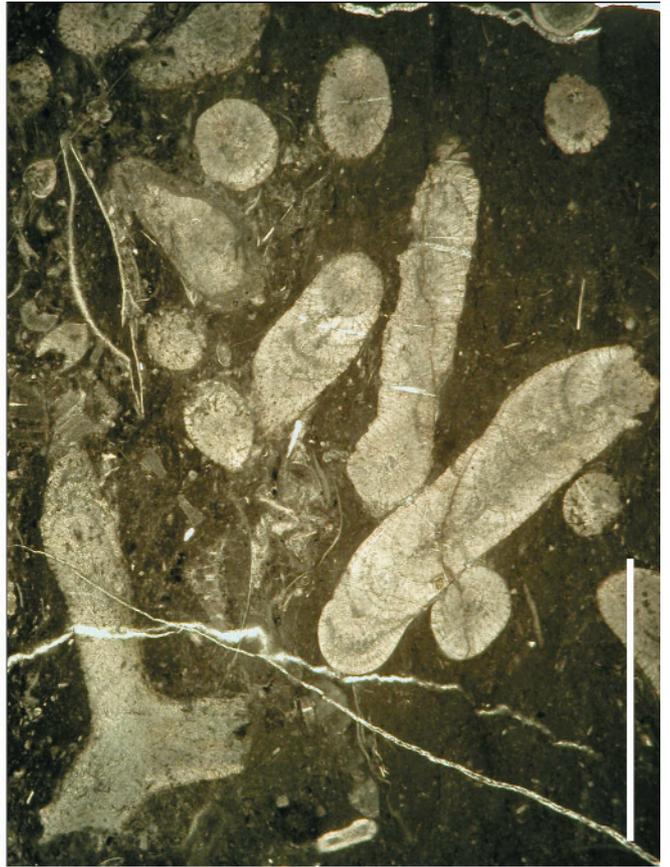


Tafel 5

Kollerkogel-Formation.

- a) Verwitterungsoberfläche eines Stachyodes-Framestones.
Rannach-Graben.
- b) Stachyodes-Floatstone.
Dünnschliff.
St. Pankrazen.
- c) Lebensbild der Kollerkogel-Fazies.

Balkenlänge: 10 mm.



a b
c

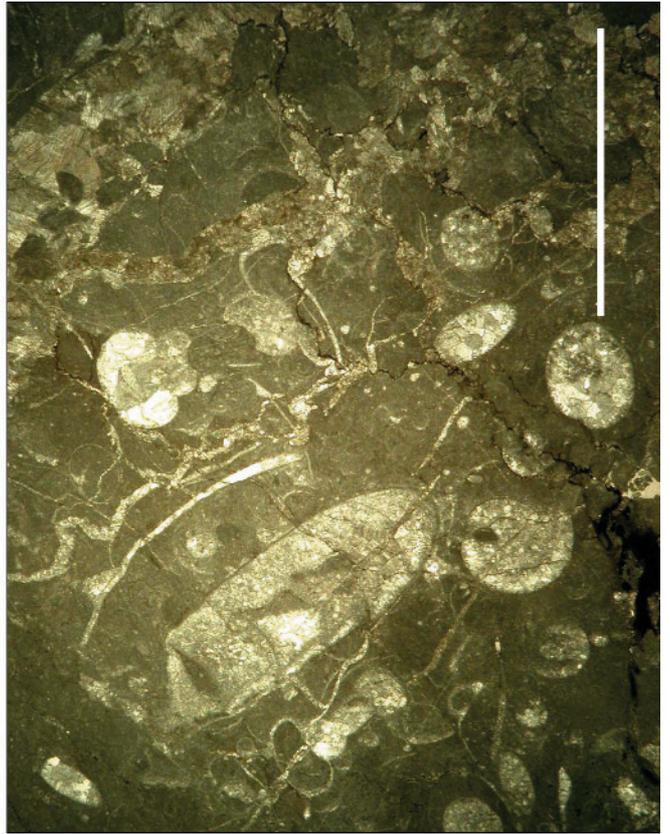


Tafel 6

Steinberg-Formation.

- a) Verwitterungsoberfläche eines Goniatiten führenden Flaserkalkes.
Eichkogel bei Rein.
- b) Goniatitenschill in mikritischem Kalk.
Dünnschliff.
Eichkogel bei Rein.
- c) Lebensbild der Steinberg-Fazies.

Balkenlänge: 10 mm.



a b
c



Literatur

- BUCH, L.v. (1819): Über einige Berge der Trappformation in der Gegend von Grätz. – Abh. Akad. Wiss. Berlin, **1818–1819**, 111–118, Berlin.
- BUCHROITHNER, M.F., EBNER, F. & SURENIAN, R. (1979): Die Entwicklung der Steinbergkalke (Oberdevon, Grazer Paläozoikum) an ihrer Typuslokalität. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **109**, 71–84, 3 Abb., 6 Tab., Graz.
- EBNER, F. (1976): Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 65–93, 3 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Wien.
- EBNER, F. (1977a): Die Gliederung des Karbons von Graz mit Conodonten. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 449–493, 1 Abb., 3 Tab., 6 Taf., Wien.
- EBNER, F. (1977b): Die Transgression der Folge der Dult (Oberkarbon, Paläozoikum von Graz). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **107**, 35–53, Graz.
- EBNER, F. (1978): Stratigraphie des Karbon der Rannachfazies im Paläozoikum von Graz. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**, 163–196, 7 Abb., 4 Tab., Wien.
- EBNER, F. (1980): Conodont localities in the surroundings of Graz/Styria. – Abh. Geol. B.-A., **35**, 101–127, 11 Abb., Wien.
- EBNER, F. (1980): Steinbergkalke und Sanzenkogel-Schichten im Kalvarienbergzug W von Gratwein. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **110**, 47–53, 3 Abb., Graz.
- EBNER, F. (1985): Bemerkungen zur Rannachgruppe am Westrand des Grazer Paläozoikums. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **115**, 53–61, Graz.
- EBNER, F. (1998): Das Paläozoikum auf ÖK-Blatt 163 Voitsberg. – Mitt. Ref. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, Sh **2**, 111–136, 1 Abb., 1 Tab., Graz.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1979): Die Schichtfolge im Übergangsbereich Rannach-Fazies/Hochlantsch-Fazies (Grazer Paläozoikum im Raume St. Pankrazen/Großstübing. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **109**, 85–95, Graz.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1980): Führer zu ausgewählten Profilen in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **41**, 93–105, 4 Abb., 4 Tab., Graz.
- EBNER, F., FRITZ, H. & HUBMANN, B. (2001): Das Grazer Paläozoikum: Ein Überblick. – In: HUBMANN, B. (ed.): „Paläozoikumsforschung in Österreich“, Workshop, Abstracts und Exkursion. – Ber. Inst. Geol. Paläont., K.-F.-Univ. Graz, **3**, 34–58, 6 Abb., Graz.
- EBNER, F., HUBMANN, B. & WEBER, L. (2000): Die Rannach- und Schöckel-Decke des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **44**, 1–44, 17 Abb., 5 Tab., 3 Taf., Wien.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1978): Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69/1976**, 109–162, 11 Abb., 8 Tab., 10 Taf., Wien.
- FENNINGER, A. & HUBMANN, B. (1998): Spaltenfüllungen in der Basiskalkentwicklung der Kainacher Gosau (St. Pankrazen-Formation, ?Campanium). – Mitt. Ref. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, Sh **2**, 137–153, 3 Abb., 3 Taf., Graz.
- FENNINGER, A., HUBMANN, B., MOSER, B. & SCHOLGER, R. (1997): Diskussion zur paläogeographischen Position des Grazer Terrane aufgrund neuer paläomagnetischer Daten aus dem Unterdevon. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **126**, 33–43, 6 Abb., Graz.
- FLÜGEL, H. (1956): Neue Korallenfaunen aus dem Unterliudlow von Graz. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **86**, 32–58, Taf. 2, 3, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1972): Das Paläozoikum von Graz. – In: FLÜGEL, H.W. (Hrsg.): Führer zu den Exkursionen der 42. Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz. – 117–140, 7 Abb., Graz.
- FLÜGEL, H. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes. Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1 : 100.000, herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1960. – 2. Aufl., Mitt. Abt. Geol. Joanneum, Sh. **1**, 288 S., Graz.
- FLÜGEL, H.W. (2000): Die lithostratigraphische Gliederung des Paläozoikums von Graz (Österreich). – In: FLÜGEL, H.W. & HUBMANN, B.: Das Paläozoikum von Graz: Stratigraphie und Bibliographie, Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Kommiss., **13**, 7–59, 3 Tab., Wien.
- FRITZ, H. (1988): Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps). – Geodin. Acta, **2**, 53–62, Paris.
- FRITZ, H. (1991): Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **134/2**, 227–255, 26 Abb., 2 Tab., Wien.
- FRITZ, H. & KRÁLIK, M. (1986): Finite and Incremental Strain-Untersuchungen im Paläozoikum von Graz und Möglichkeit einer Deformationsdatierung. – 1. Symp. Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie, Abstr., 23–27, Tübingen.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1988): Geodynamic aspects of the Silurian and Early Devonian Sedimentation in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps). – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 359–367, Zürich.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1990): „Grazer Paläozoikum“. – Exk.-Führer, TSK III, 3. Symp. Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie, 24 S., Graz.
- FRITZ, H., NEUBAUER, F. & RATSCHBACHER, L. (1991): Compression versus extension in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps, Austria). – Zentralbl. Geol. Paläont., Teil I, **1991**, 55–68, Stuttgart.
- GOLLNER, H. & ZIER, C. (1985): Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **128/1**, 43–73, 9 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Wien.
- HERITSCH, F. (1917): Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz. 2. Teil. Die geologische Stellung der Schichten mit Heliolites Barrandei in der Umgebung von Graz (mit Ausschluß des Hochlantschgebietes). – Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **94**, 53–112, 6 Abb., 1 Karte, Wien.
- HUBMANN, B. (1993): Ablagerungsraum, Mikrofazies und Paläoökologie der Barrandeikalk-Formation (Eifelium) des Grazer Paläozoikums. – Jb. Geol. B.-A., **136/2**, 393–461, 37 Abb., 5 Tab., 2 Taf., Wien.
- HUBMANN, B. (2000): Grazer Paläozoikum: Bibliographie 1819–1999. – In: FLÜGEL, H.W. & HUBMANN, B.: Das Paläozoikum von Graz: Stratigraphie und Bibliographie. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Kommiss., **13**, 61–118, Wien.
- HUBMANN, B. (2003): Plabutsch-Formation: nomen novum pro Barrandeikalk (Mitteldevon, Grazer Paläozoikum). – In: PILLER, W.E. (Ed.): Stratigraphia Austriaca, Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., **16**, 269–292, 4 Abb., Wien.
- HUBMANN, B. (2004): Kurzbiographie des Grazer Paläozoikums. – Austrostrat 2004, Inst. Erdwiss. Univ. Graz., 18 pp., Graz.
- HUBMANN, B. & FRITZ, H. (2004): Faziesarchitektur des Grazer Paläozoikums. – Exkursionsführer Pangeo 2004, Inst. Erdwiss. Graz, 42 pp., Graz.
- HUBMANN, B. & HASENHÜTTL, C. (1995): Zur Entwicklung der hohen Deckengruppe des Grazer Paläozoikums. Exkursionspunkte zu ausgewählten Profilen. – Exkursionsführer zur 2. Tagung Österr. Paläont. Ges., 1–43, 13 Abb., Graz.
- HUBMANN, B. & MESSNER, F. (2005): Grazer Paläozoikum. – Exkursionsführer 75. Jahrestagung Paläont. Ges., Inst. Erdwiss. Graz, 47 S., Graz.
- HUBMANN, B. & OTTO, R. (2000): „Braungesteine“, „Kölbergit“, „Kehlbarg-Member“: eine lithostratigraphische Einheit im Grazer Paläozoikum? – In: PILLER, W.E. (Hrsg.): Austrostrat 2000. Vortragskurzfassungen und Exkursionsführer. – Ber. Inst. Geol. Paläont., K.-F.-Univ. Graz, **2**, 8–9, Graz.
- HUBMANN, B., POHLER, S., SCHÖNLAUB, H.-P. & MESSNER, F. (2003): Paleozoic Coral-Sponge Bearing Successions in Austria. – Ber. Geol. B.-A., **61**, 91 S., 47 Abb., Wien.
- KOLMER, H. (1978): Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in spilitischen Gesteinen der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**, 31–43, Graz.
- KRAMMER, R. (2001): Die Fazies der Tyrnaueralm-Formation (Givetium, Grazer Paläozoikum). – Unveröff. Dipl.-Arb. IGP Univ. Graz, 107 S., Graz.
- KREUTZER, L.H., SCHÖNLAUB, H.P. & HUBMANN, B. (1997): The Devonian of Austria. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Hrsg.): Guidebook IGCP 421 North Gondwanan Mid-Paleozoic Biodynamics, Ber. Geol. B.-A. Wien, **40**, 42–59, 9 figs., Wien.
- KREUTZER, L.H., SCHÖNLAUB, H.P. & HUBMANN, B. (2000): The Devonian of Austria. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **225**, 173–183, 7 figs., Frankfurt am Main.
- LOESCHKE, J. (1989): Zur Geochemie basischer Vulkanite aus dem Grazer Paläozoikum. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **118**, 95–105, 7 Abb., 2 Tab., Graz.
- MAURIN, V. & FLÜGEL, H. (1958): Aufnahme 1957 auf Blatt „Grazer Bergland“ 1 : 100.000. – Verh. Geol. B.-A., **1958/3**, 223–226, Wien.

- NEUBAUER, F. (1981): Untersuchungen zur Geologie, Tektonik und Metamorphose des „Angerkristallins“ und des E-Randes des Grazer Paläozoikums. – Jber. 1980, Hochschulschwerpkt., S 15, 114–121, Leoben.
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D., DUNKL, I. & SCHIRNIK, D. (1995): Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. – *Tectonophysics*, **242**, 79–98, 13 Abb., Amsterdam etc.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J. (1990): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **120**, 203–219, 10 Abb., Graz.
- NÖSSING, L. (1974a): Nachweis des tieferen Unterkarbons im Paläozoikum von Graz. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-Naturw. Kl.*, **111**, 39–41.
- NÖSSING, L. (1974b): Beitrag zur Kenntnis des Oberdevons und Unterkarbons des Grazer Paläozoikums. – Unveröff. Diss., 103 S., Univ. Graz.
- NÖSSING, L. (1975): Die Sanzenkogelschichten (Unterkarbon), eine biostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **105**, 79–92, Graz.
- NÖSSING, L., EBNER, F. & FLÜGEL, H.W. (1977): Zur Geologie des Eichkogels bei Rein nordwestlich von Graz. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **107**, 81–88, 2 Tab., 2 Abb., Graz.
- SCHÄFER, A. (1937): Geologische Karte des Buchkogel-Florianibergzuges im Maßstabe 1 : 25.000. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **74**, 133–142, 1 Abb., Taf. 7, Graz.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **209**, 1–19, 11 Abb., 3 Tab., Frankfurt.
- SURENIAN, R. (1978): Die Conodontenfauna des Steinbergkalkes (Oberdevon, Paläozoikum von Graz). – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **108**, 121–135, Graz.
- WEBER, L. (1990): Die Blei-Zinklagerstätten des Grazer Paläozoikum und ihr geologischer Rahmen. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **12**, 289 S., Wien.
- ZIER, C. (1982): Die Geologie des Gebietes zwischen Bärenschützklamm und Tyrnauergraben (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 364 S., Graz.
- ZIER, C. (1983): Die Devon-Karbon-Grenze in der Hochlantschfazies des Grazer Paläozoikums. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **113**, 39–42, Graz.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 24. August 2001