

Das Grazer Paläozoikum: Ein Überblick

Fritz EBNER,¹ Harald FRITZ² & Bernhard HUBMANN²

¹ Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften, A-8700 Leoben, Österreich, Fax: +43/3842-402-9902

² Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Geologie und Paläontologie, A-8010 Graz, Heinrichstraße 26, Österreich, Fax: +43/316-380-9871

Einleitung

Die letzte monographische Darstellung des Grazer Paläozoikums wurde von FLÜGEL (1975) verfasst. Seither erschienen mehrere Einzeldarstellungen, darunter auch synoptische Arbeiten einzelner tektonischer Teilbereiche (zuletzt: EBNER et al. 2000). Mit FLÜGEL (2000) liegt eine lithostratigraphische Neubenennung des Gesamttraumes vor. Im folgenden wird versucht, einen vereinfachten aktuellen Überblick über die Entwicklung des Grazer Paläozoikums zu geben.

1. Der geologische Bau des Grazer Paläozoikums

Das Grazer Paläozoikum umfaßt ein ca. 1250 km² großes Gebiet, welches nord(westlich) und westlich vom mittelostalpinen Gleinalm- (Muriden) bzw. Koralmkristallin (Koriden) und im Osten vom Kristallin von St. Radegund (Mittelostalpin) und vom Raabalpenkristallin (Unterostalpin) begrenzt wird. 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 ist selbst Teil des oberostalpinen Deckenstapels und 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 „Schöckel-Hochschlag-Deckengruppe“ vertreten, der mittleren Deckengruppe werden die „Laufnitzdorf-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.).

Nach paläogeographischen Vorstellungen über den Gesamttraum werden die Gesteinsserien der Rannach-Hochlantsch-Decken als landnächste, die Abfolgen der Laufnitzdorf-Decken als landfernste Entwicklungen interpretiert (HUBMANN 1993). Die Schöckelkalkentwicklung nimmt nach dieser Vorstellung eine intermediäre Position ein. Die der hohen Deckengruppe zugehörige Rannach-Decke und Hochlantsch-Decke beinhalten Abfolgen faziell sehr ähnlicher devonischer Karbonatplattform-Entwicklungen.

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.

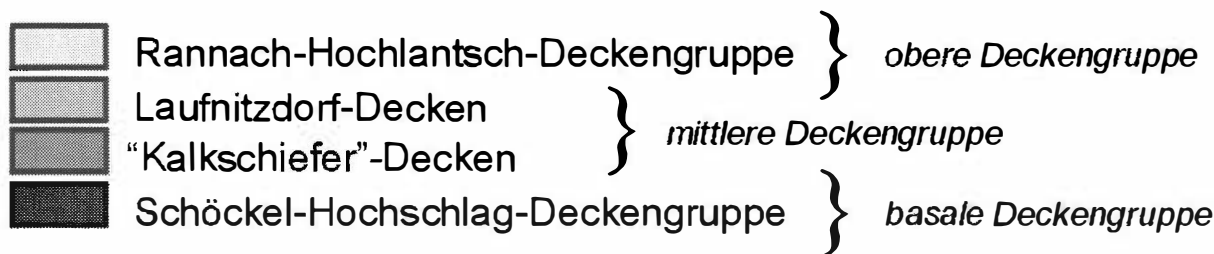
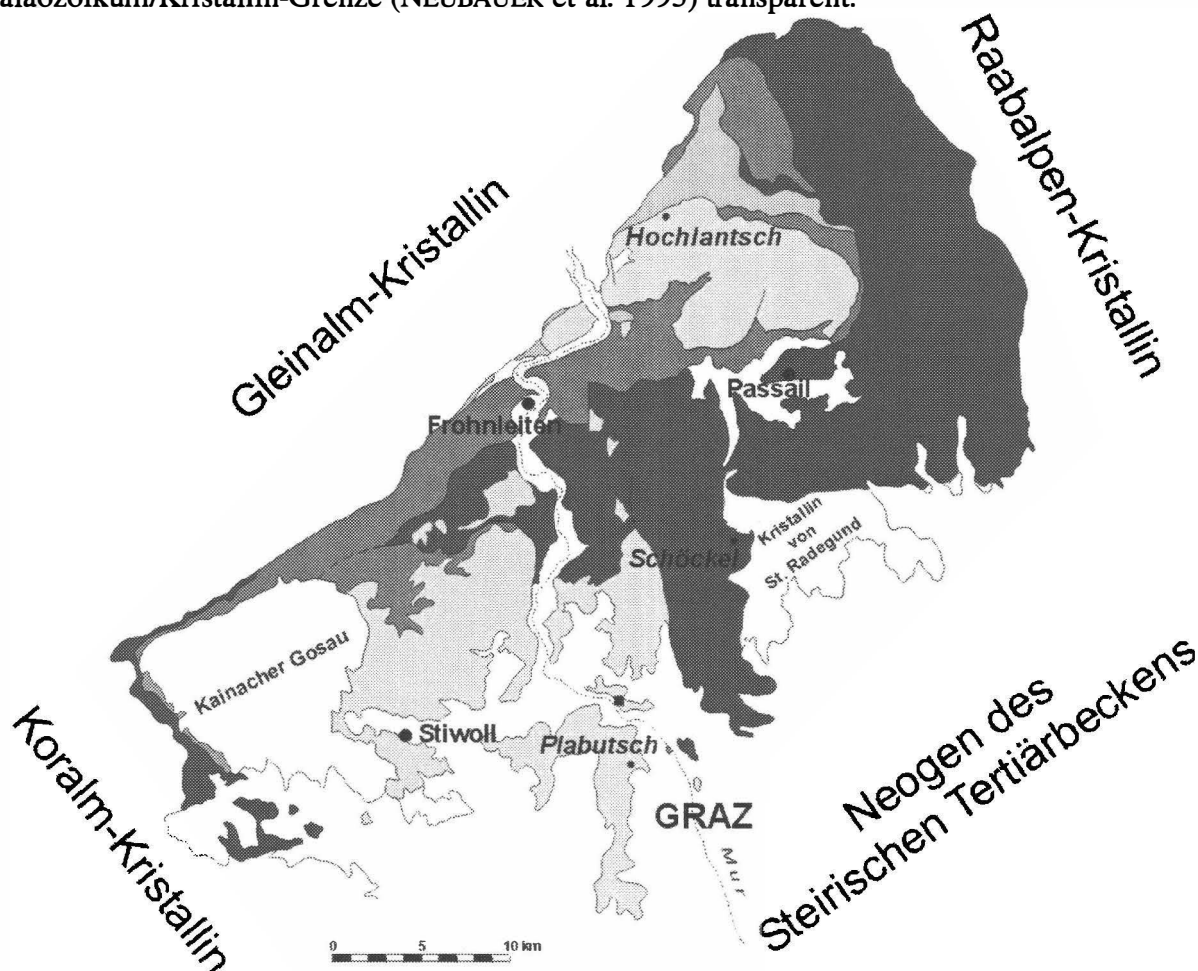


Abb. 1: Das Grazer Paläozoikum, seine Umrahmung und Interngliederung in Deckengruppen. Nach heutigen Vorstellungen wird in einer großtektonischen Dreiergliederung die Schöckel-Hochschlag-Deckengruppe der „basalen Deckengruppe“, die „Kalkschiefer“-Decken zusammen mit den Laufnitzdorf-Decken der „mittleren 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 „Laufnitzdorf-Fazies“ („Laufnitzdorf-Decken“) werden zur „mittleren Deckengruppe“ zusammengefasst (FRITZ & NEUBAUER 1990). Die „Schöckel-Fazies“ umfaßt in dieser Darstellung nur partiell die von FLÜGEL (2000) in die „Peggauer Gruppe“ gestellten Gesteinsabfolgen.

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 Gleinalmkristallis 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, NEUBAUER et al. 1995).

Für das Grazer Paläozoikum wird eine zweiphasige (variszische und alpidische) Metamorphose diskutiert (HOINKES et al. 1999, NEUBAUER et al. 1999). Die Bewertung der präalpidischen Metamorphose ist schwierig, da post-variszische Decksedimente fehlen. Hinweise für eine prograde, variszische Deformation finden sich ausschließlich in der Schöckel-Hochschlag-Deckengruppe in Form von polyphasen Mineralrelikten (GSELLMANN 1987). Weiters werden zwei alpidische, strukturbildende Akte unterschieden, die unter abnehmenden Temperaturbedingungen mit der Mineralparagenese: Albit + Aktinolith + Chlorit + Zoisit/Klinozoisit + (Epidot) + Quarz (Schöckel-Hochschlag-Deckengruppe: + Stilpnomelan + Biotit) verbunden sind (NEUBAUER 1989, 1991). FRANK et al. (1987) werten K-Ar-Mischalter in Muskoviten in östlichen Bereichen des basalen Deckenkomplexes als Hinweise auf eine mögliche variszische Metamorphose (obere Grünschiefer-Fazies bis untere Amphibolit-Fazies). Für den nördlichen Teil des Grazer Paläozoikum interpretieren HASENHÜTTL (1994, 1995) und HASENHÜTTL & HUBMANN (1995) Metamorphosesprünge an den Deckengrenzen als Hinweis auf ein synsedimentäres, Rift-bezogenes (silurisch-devonisches) Metamorphoseereignis. Demgegenüber interpretiert RUSSEGGER (1992, 1996) jedoch Trendflächen für die südlichen Bereiche als Metamorphosemuster, die die Deckengrenzen queren. Daraus wird die Metamorphoseprägung im Zusammenhang mit der unterkretazischen Deckenstapelung und nachfolgend erhöhtem Heat-Flow (mit maximalen Temperaturen um 250°C) während der oberkretazischen Extensionsphase gesehen. An der Ostgrenze des Grazer Paläozoikums sind spätkretazische pT-Bedingungen über 500°C und 8 kbar (KRENN 2001) verwirklicht.

Dennoch erkennt RUSSEGGER (1992), dass:

1. Innerhalb der Rannachdecke sich deutliche Maxima der organischen Maturität um zwei silurische Vulkangebiete (Kehr und Eggenfeld) abzeichnen.
2. Innerhalb dieser Decke eine generelle Zunahme der organischen Maturität von Süden nach Norden feststellbar ist.

Diese Zunahme findet eine direkte Fortsetzung in der nördlich gelegenen Hochlantschdecke.

Im nördlichen Teil des Deckenstapels treten deutliche Metamorphosesprünge zwischen den Decken auf. Durch tektonische Duplizierung kommen niedriger temperierte Decken unter höher temperierte zu liegen (Laufnitzdorfdecke unter Kalkschieferdecke; HASENHÜTTL 1994). Tektonischer Zuschnitt - infolge von Abschiebungen - im Zuge des Aufstiegs des Gleinalm-Kristallins (NEUBAUER et al. 1995) kann zwar die in W-E-Profilen auftretenden Sprünge in „normalen“ Metamorphose-Profilen erklären, nicht jedoch die oben erwähnte Inversion.

In diesem Zusammenhang sind folgende Aspekte bemerkenswert (vgl. EBNER et al 2000:4-6):

- (A) In der Rannachdecke wurde zwischen den karbonen Decksedimenten der Hahngraben-Fm. und älteren Sedimenten kein Unterschied in der organischen Maturität festgestellt (RUSSEGGER 1992).

Die in der höchsten Deckengruppe festgestellten CAI-Werte können in regional getrennten Vorkommen stark variieren (Bärenschtz-Fm.: CAI 2,5; Steinberg-Fm.: CAI 6). Diese CAI-Unterschiede konnten aufgrund der Lithologie mit anderen temperaturindikativen Methoden nicht bestätigt werden (HASENHÜTTL 1994).

Die Tonsteine der Dornerkogel-Fm. nehmen innerhalb der Laufnitzdorf-Decke die tektonisch höchste Position ein. Die stratigraphische Stellung dieser Formation ist ungeklärt. Der erhöhte Gehalt an dispersen organischen Material spricht für mögliches Karbonalter. In dieser Formation treten 2 Vmax-Populationen auf, die ein Hinweis auf Wiederaufarbeitung von höher temperierten Sedimenten sind (HASENHÜTTL 1994).

In den oberkretazisch, diskordant den Deckenstapel übergreifenden alluvialen Gams/Bärenschtzkonglomeraten treten neben Geröllen aus dem Grazer Paläozoikum auch permotriassische Geröllkomponenten vermutlich südalpiner Provenienz auf. Während die aus dem Grazer Paläozoikum stammenden Gerölle im Metamorphosegrad mit ihrem Ursprungsgebiet korrelierbar (VRmax 6-7%) sind, weisen permotriassische Komponenten eine signifikant geringere organische Maturität (VR 1,6%) auf (HASENHÜTTL 1994).

(B) In den östlichen und strukturell tiefen Teilen des Grazer Paläozoikums stellen sich in phyllitischen Glimmerschiefern Biotit-Chloritoid-Granat-Paragenesen mit karbonen Rb/Sr-Hellglimmeraltern und kretazischen Rb/Sr- und K/Ar-Hellglimmeraltern ein. In den Rannach- und Kalkschieferdecken überwiegen Trias/Jura-Alter an Hellglimmern (K/Ar). Tiefergelegene Deckengrenzen, die als Bewegungsbahnen fungierten zeigen kretazische K/Ar Hellglimmeralter (ESTERLUS 1985 und Übersicht in FRITZ 1991).

Die nach der Deckenstapelung abgelagerte Kainacher Gosau zeigt maximale Versenkungstemperaturen von 140°C und eine Reife des organischen Materials vom beginnenden bis zum Höhepunkt des Ölfensters (SACHSENHOFER et al. 1995).

2. Die fazielle Entwicklung des Grazer Paläozoikums

Die lithofazielle Entwicklung des Grazer Paläozoikums ist, soweit die basalen Anteile tektonisch nicht amputiert sind, durch silurische vulkanogene bzw. vulkanoklastische Abfolgen charakterisiert (Abb. 2).

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 stehen am Beginn einer initialen Riftentwicklung, die „im Süden“ einsetzt und sich „nach Norden“ verlagert (HASENHÜTTL & HUBMANN 1995, HUBMANN & HASENHÜTTL 1995). Vulkanoklastische Basisentwicklungen fehlen tektonisch bedingt in der Hochlantsch-Decke und in den „Kalkschiefer-Decken“. Wie die nur punktuell bekannten Vorkommen erkennen lassen, dürfte es sich in der basalen Rannach-Decke um einen stark gegliederten Ablagerungsraum gehandelt haben (Abb. 3A). Im Raum Kehr (westlich von Graz) sind die basalen Abfolgen durch laminierte Aschentuffe, Debris-flows und polymikte Agglomerate mit vulkanoklastischen und sedimentären Komponenten charakterisiert. Orthoceren-führende Kalklinsen innerhalb der dominant vulkanoklastischen Abfolge sind sehr untergeordnet. Die Entwicklung im Haritzgraben (nördlich Graz) weist dagegen eine Abfolge mafischer Laven, grobkörniger Lapillituffe und vulkanischer Bomben auf, die durch Keratophyrdykes durchschlagen werden. Im Hangenden entwickelte Blocklaven werden genetisch als subaerisch bis flachmarin (FRITZ & NEUBAUER 1988) gedeutet. Eine zwischen der offenmarinen Kehr-Entwicklung und der litoralen Haritzgraben-Entwicklung vermittelnde Situation findet sich in Eggenfeld (östlich Stübing), wo Wechsellagerungen von pyroklastischen Gesteinen und Laven mit biodetritischen Dolomiten ein hochenergetisches, flachmarines Environment andeuten.

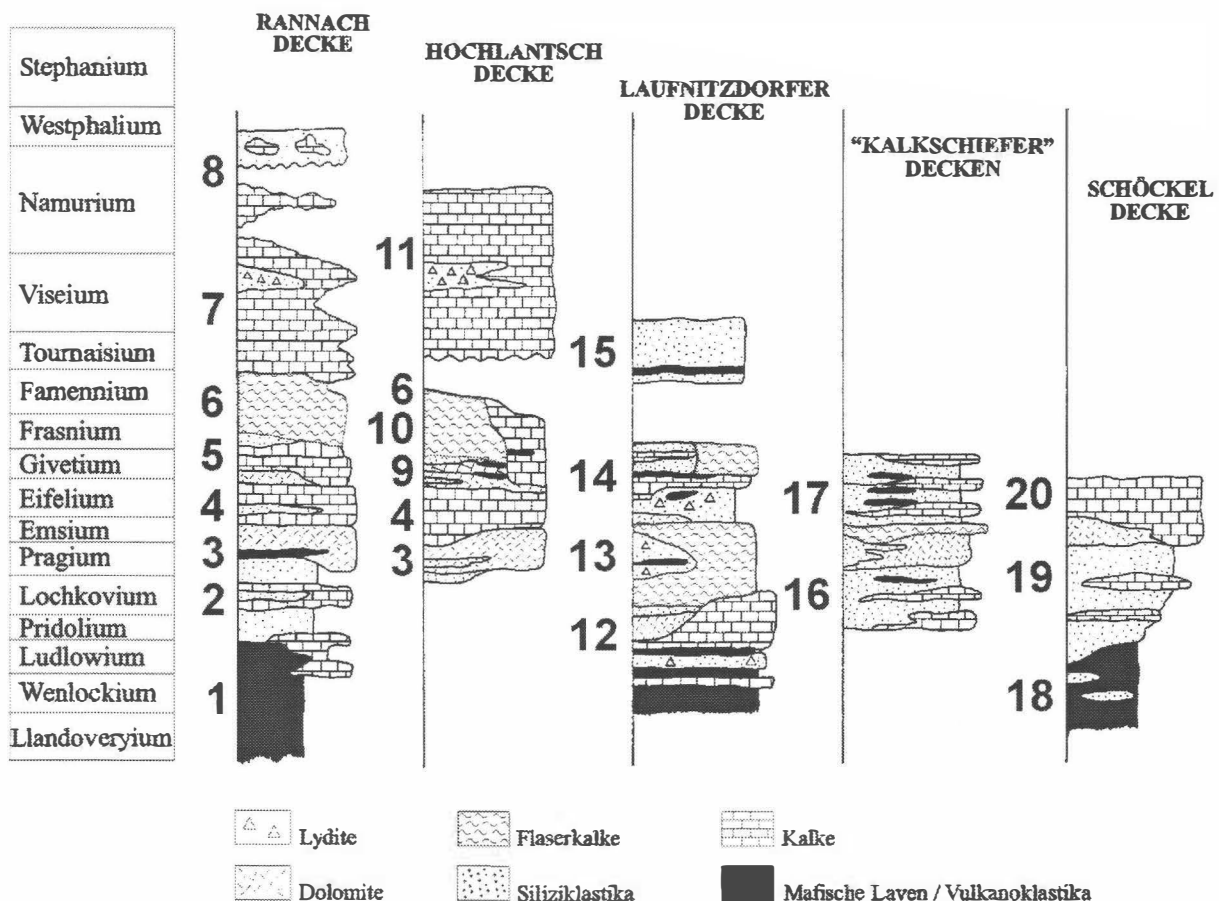


Abb. 2: Stratigraphisches Überblicksschema der Decken bzw. Deckengruppen im Grazer Paläozoikum. Verändert nach HUBMANN & HASENHÜTTL (1995) und KREUTZER et al. (1997, 2000): 1...Kehr-Fm., Kötschberg-Fm.; 2...Parmasegg-Fm.; 3...Flösserkogel-Fm., Bameder-Fm.; 4...Barrandeikalk; 5...Kollerkogel-Fm.; 6...Steinberg-Fm.; 7...Sanzenkogel-Fm.; 8...Höchkogel-Fm., Hahngraben-Fm.; 9...Tyrnaueralm-Fm.; 10...Zachenspitze-Fm., Hochlantsch-Fm.; 11...Bärenschütz-Fm.; 12...Hackensteiner-Fm.; 13...Harrberger-Fm.; 14...St.Jakob-Fm.; 15...Dornerkogel-Fm.; 16...Kogler-Fm.; 17...Hubenhalt-Fm.; 18...Taschen-Fm.; 19...Schönberg-Fm.; 20...Schöckel-Fm., Hochschlag-Fm..

Speziell in der Entwicklung im Raum Kehr (Kehr-Fm.; westlich von Graz) geht der basale vulkanogene Einfluß graduell zu Gunsten einer feinklastischen Entwicklung zum Hangenden verloren. Im höheren Obersilur und Unterdevon setzt eine Wechselfolge von feinkörnigen Sedimenten (Siliziklastika und Karbonate) in Becken unterschiedlicher Wassertiefen ein (Kötschberg-Fm., Parmasegg-Fm., basale Anteile der Kogler-Fm., Schönberg-Fm.).

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

In der Schöckel-Decke treten basische Vulkanite vor allem in den stratigraphisch älteren Formationen (Taschen-Fm. und Schönberg-Fm.) auf.

Ab dem Devon, wohl im Kontext mit einer sukzessiven Annäherung der Platte (= Norisches Composite Terrane, FRISCH & NEUBAUER 1989) auf der sich der Ablagerungsraum des Grazer Paläozoikums befand hin zu niedrigeren Breiten (FRITZ & NEUBAUER 1988, FENNINGER et al. 1997) erhöht sich die Karbonatproduktion. Grobkörnige Sandsteine, mächtige Dolomite mit

Diabastufflagen einer flachmarinen, küstennahen Entwicklung (Flösserkogel-Fm., Heuberg-SbFm., „Sommeralm-Komplex“) kommen zur Ablagerung. Diese Entwicklung wird mit teilweise stark fossilführenden Kalken fortgesetzt (Barrandeikalk). In Abfolgen der Laufnitzdorf-Decke, deren Fauna bis zum Oberdevon pelagisch bleibt, deutet das verstärkte Auftreten von Dolomiten, Siliziklastika und Vulkaniten möglicherweise die geographische Nähe zu den Ablagerungen anderer Deckengruppen an (gemeinsamer Siegenium/Emsium Vulkanismus; Harrberger-Fm., Schattleitner-Fm.). Im Givetium setzt sich die Flachwasserentwicklung mit Kalken, Dolomiten, Sandsteinen fort (Kollerkogel-Fm., Tyraueralm-Fm.). Weit verbreitete Tuffe, Spilite und pyroklastische Brekzien sind Ausdruck eines zweiten Höhepunktes des alkalisch-mafischen Vulkanismus, welcher möglicherweise bis ins Frasnium reicht (Zachenspitzen-Fm.).

In der Rannach-Decke vertieft sich der Ablagerungsraum ab dem Mitteldevon bis zum Unterkarbon (Steinberg-Fm., Sanzenkogel-Fm.; Abb. 3E-H). Den Abschluß bildet hier die Flachwasserentwicklung der Dult-Gruppe (sensu FLÜGEL 2000; Höchkogel-Fm., Hahngraben-Fm.). Schichtlücken, prä- bis intrakarbene Verkarstung, Conodonten-Mischfaunen und allodapische Kalke sind Ausdruck synsedimentärer Tektonik zu dieser Zeit. In der Hochlantsch-Decke werden größere Wassertiefen erst ab dem höheren Unterkarbon erreicht (Bärenschütz-Fm.). Die Sedimentation endet in der Hochlantsch-Decke im Namurium B, in der Rannach-Decke mit dem Namurium C bis ? Westfalium A.

3. Schichtfolge der Oberen 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.). Diese Abfolge ist entsprechend ihrer lithofaziellen Entwicklung in eine tiefere, vorwiegend vulkanoklastische Einheit, die Kehr-Fm., und eine überwiegend (fein)klastisch-kalkige höhere Einheit, die Kötschberg-Fm. zu gliedern. Die tiefere Einheit lieferte bislang keine chronostratigraphischen Daten. Die höhere Einheit umfaßt ein Alter zwischen Ludlowium und Lochkovium (FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972, EBNER & WEBER 1978, NEUBAUER 1991, HEDEN 1995). Beide Formationen werden von FLÜGEL (2000) in die „Reinerspitz-Gruppe“ gestellt.

Über dieser vulkanoklastischen Entwicklung folgt die Parmasegg-Fm. (Abb. 3B), eine in ihrer Mächtigkeit erheblich schwankende (meist um 150 m), faziell sehr uneinheitliche Abfolge. An der Typuslokalität am Parmaseggkogel läßt sich diese Formation nach FRITZ (1991:232) in eine 'Dolomit-Siltschiefer-SbFm.' (mit Serizit-Chloritphylliten und gebankten Dolomiten sowie Dolomitschiefern), eine 'Karbonat-Mergel-SbFm.' (mit sulfidreichen Tonschiefern und Karbonat-Mergelfolgen), eine 'Plattenkalk-SbFm.' (mit vereinzelt Dolomitbänken und Tuffitlagen) und eine 'Siltstein-SbFm.' (mit gefaserten Siltsteinen und Tonlagen) untergliedern. Im Raum westlich von Graz ist diese Formation lithologisch ebenfalls sehr variativ (POLTNI 1984). FLÜGEL (2000:17-18) unterscheidet drei Subformationen: Stiwill-SbFm. (teilweise Korallen-, Trilobiten-, Brachiopoden- und Bryozoen-führende sandige Mergel und Siltsteine; MAURIN & FLÜGEL 1958), Oberbichl-SbFm. (entspricht der 'Karbonat-Mergel-SbFm.' sensu FRITZ 1991) und Greitnerkogel-SbFm. (plattige Crinoidenschuttkalke mit vereinzelt Korallen und Stromatoporen).

Über der Parmasegg-Fm., stellenweise mit dieser verzahnend, setzt mit der Flösserkogel-Fm. (Abb. 3C) eine peritidale Abfolge (FENNINGER & HOLZER 1978) ein, die 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).

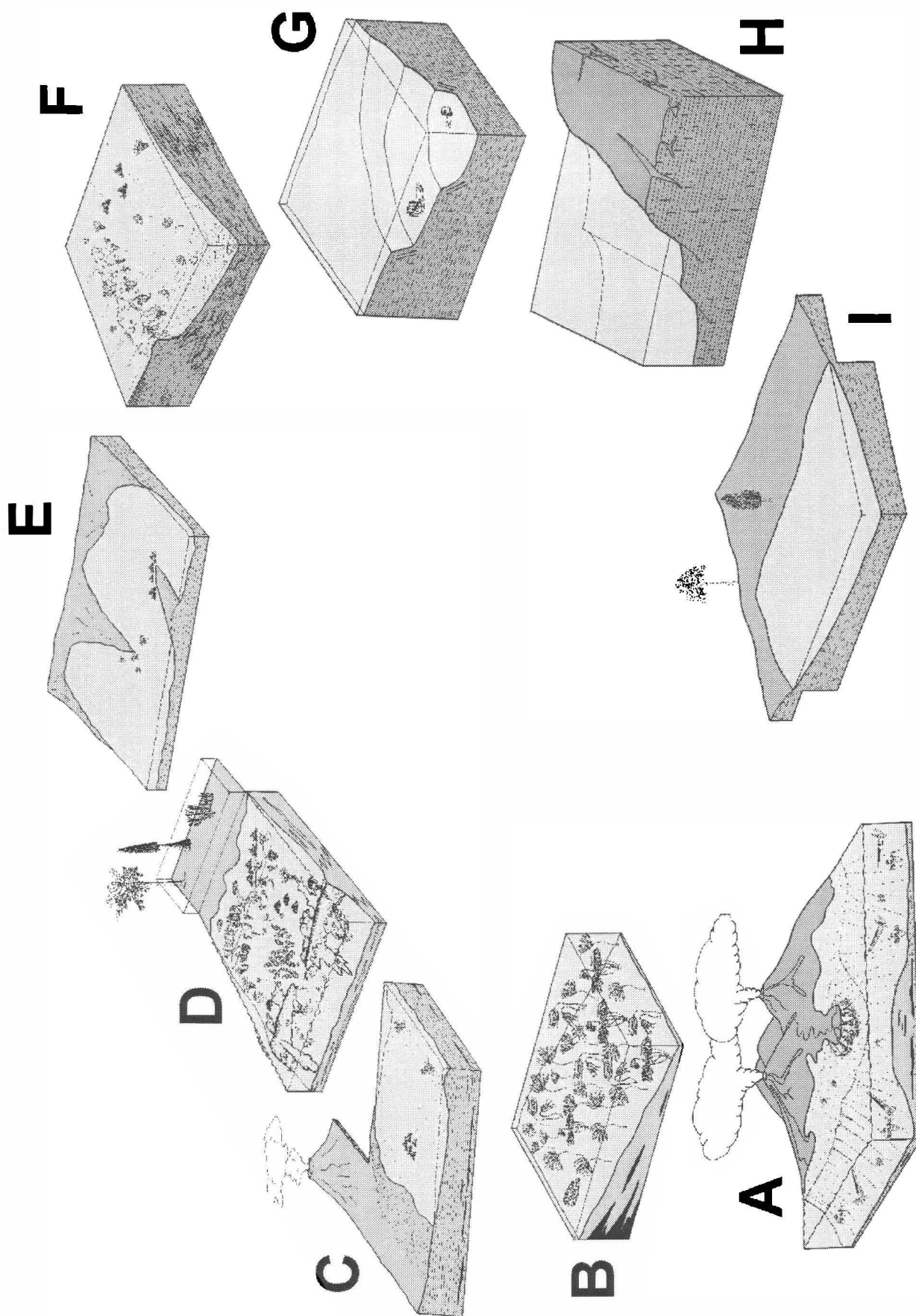


Abb. 3: Paläogeographischer Cartoon der Rannach-Decke

Blockbilder zeigen vereinfachte Entwicklungstrends der Ablagerungsgeschichte. (A) Passiver Kontinentalrand mit „continental breakup“ während des Llandoveryum-Wenlockium (Kehr-Fm.), (B) Karbonatisch-siliziklastische Schelfentwicklung während des Pragianums (Parmasegg-Fm.), (C) Peritidalentwicklung des Emsiums (Flösserkogel-Fm.), (D) flachmarine Entwicklung mit Biostromen des Eifeliums (Barrandeikalk), (E) Peritidalentwicklung des frühen Givetiums (Gaisbergsattel-SbFm.), (F) differenzierte Plattformentwicklung im Givetium (Kollerkogel-Fm.), (G) beginnendes „drowning“ der Karbonatplattform, pelagische Entwicklung des späten Givetiums bis Namuriums (Steinberg-Fm.), (H) partielle Verkarstung des Ablagerungsraumes, Tournaisium-Namurium A (Sanzenkogel-Fm.), (I) Flachwasserentwicklung im Namurium B-Westfalium (Höchkogel-Fm., Hahngraben-Fm.)

In ihrer Mächtigkeit ist die Flösserkogel-Fm. großen Schwankungen unterworfen. In der Rannach-Decke dürfte sie maximale Mächtigkeiten um 500 m erreichen. In den nördlichen Teilen der Hochlantsch-Decke kann sie dagegen nur wenige 10er Meter an Mächtigkeit erreichen, schwillt aber gegen Süden ebenfalls bis etwa 500 m (GOLLNER & ZIER 1985:47) an. In der näheren Umgebung von Graz weist die Formation eine deutliche lithologische Gliederung auf. Die liegende Entwicklung (Göstinggraben-SbFm.) ist überwiegend aus hellbraunen Sandsteinen, sandigen (Mergel)Schiefern, „Bythotrephis-Sandsteinen“, sandigen Dolomiten und dünnplattigen, dunkelblauen Dolomiten (vergl. HADITSCH 1958, HOLZER in FLÜGEL 1972) aufgebaut.

Der Liegendabschnitt der Göstinggraben-SbFm. ist mit dem häufigen Auftreten von Sandstein-, dolomitischen Biogenscuttlagen und dolomikritischen Lagen genetisch mit der Plattenkalkentwicklung der Parmasegg-Formation verbunden. Charakteristisch sind reichlich bioturbate Dolomitschiefer. Diese fazielle Entwicklung, die keinen stratigraphischen Horizont darstellt (tritt auch in den Barrandeikalken auf) findet sich in der (älteren) Literatur unter der Bezeichnung „Bythotrephis-Schiefer“ (vergl. FLÜGEL 1956:48-49; HUBMANN & HASENHÜTTL 1995:10f.). Es handelt es sich um mergelige Ton-Siltsteine mit meist u-förmigen Wühlspuren, die nach SEILACHER in FLÜGEL (1961) von Depositfressern der 'Gattung' *Scalarituba*, welche typischerweise in Streßenvirons auf treten (BROMLEY 1990) erzeugt wurden. Hangend zu dieser Entwicklung folgen in oft ausgeprägter Zyklizität im Meterbereich vorwiegend aus disartikulierten Echinodermaten bestehende Biogenscuttlagen, tonige Dolomitsandsteine und Dolomitschiefer.

Schwermineraluntersuchungen aus den Bereichen der Göstinggraben-SbFm. gehen auf ANGEL (1929) und BLÜMEL (1956) zurück. Das Fehlen von Hornblende und Granat in den Schwermineralspektren legte die Interpretation eines plutonischen Liefergebietes nahe (vgl. FLÜGEL 1975:42 cum lit.). Die Untersuchungen von FENNINGER & HOLZER (1978:128-134) zeigen bei (statistischer) Auswertung einer umfangreicheren Beprobung zeigen, daß zu einer Rutil begleiteten Zirkon-Turmalin-Gruppe sich eine Granat-Hornblende-Klinozoisit-Epidot-Gruppe mit Titanit gesellt. Liefert die erstere Gruppe Hinweise für ein plutonisches Liefergebiet (vergl. ANGEL 1929), so weist die letztere Gruppe auf ein metamorphes Hinterland hin.

Die mittlere Einheit (Admonterkogel-SbFm.) umfaßt eine vulkanoklastische Abfolge, die eine rege Wechsellagerung mehrerer geringmächtiger grüner, rötlicher und violetter (Lapilli-)Tuff- und Tuffitbänke (HANSELMAYER 1958, 1960) mit weißlichen Dolomiten und dolomitischen Sandsteinen darstellt. Die Vulkanoklastika kamen in flachen, evaporitischen Pfannen zur Ablagerung und wurden dabei in ihrer chemischen Zusammensetzung verändert (FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER 1984:50).

Die hangende Entwicklung läßt sich in tiefere 'helle' und höhere 'dunkle' Dolomite (HERITSCH 1917:88) gliedern. Diese Zweiteilung ist nicht überall durchzuführen (EBNER et al. 1980).

Die 'hellen Dolomite' sind zumeist als massige, z.T. wandbildende Gesteine mit hackigem Bruch und typischen grusigen Verwitterungserscheinungen ausgebildet. Stellenweise (z.B.: Lokalität

Pfaffenkogel, Zenzlwand) treten Biolaminationen, Autoklastbildungen, Fenstergefüge, Trockenrisse und Pisoid-Lagen auf.

Die dunkelgrauen bis schwarzen Dolomite bilden mit einer Sonderentwicklung aus ungleichkörnigen, oft mehreren Metern mächtigen, grobbankigen Amphiporen-Dolomiten (*Amphipora*-Mounds, HASENHÜTTL & HUBMANN 1995) den hangenden Abschluß der Formation. FLÜGEL (2000:20-21) unterscheidet hangend zur Admonter-SbFm. eine Pfaffenkogel-SbFm. (entspricht den "hellen Dolomiten"), eine Treffenberg-SbFm. und eine Eichberg-SbFm. (entspricht den *Amphipora*-Mounds).

In der Hochlantsch-Decke fehlt der Formation die vulkanogene Entwicklung. Die Schichtfolge wird hier von einer Wechsellagerung dunkelgrauer, grobgebankter bis massiger, zum Teil reichlich fossilführender Dolomite (Crinoiden, meist schlecht erhaltene Amphiporen, Favositiden, Thamnoporiden, auch Brachiopoden und Gastropoden) und hellgrauer, teilweise biolaminierter Dolomite mit Fenstergefügen dominiert. Erstere entsprechen der Sattler-SbFm., letztere der Schwarzkogel-SbFm. (FLÜGEL 2000).

Eine Studie über lithogenetische Aspekte und Rekonstruktion des Ablagerungsraumes liegt durch FENNINGER & HOLZER (1978) vor. Detaillierte fazielle Analysen einiger Profile (Profilabschnitte) deuten auf einen deutlich gegliederten peritidalen Ablagerungsraum hin.

Parallel-, Rippel- und Flaserschichtung innerhalb der Feinklastika-dominanten Göstinggraben-SbFm., sowie die zyklische Abfolge von Biogenschuttlagen mit siltig-sandigen Dolomiten und Dolomitschiefern sprechen nach FENNINGER & HOLZER (1978) in einer Einbindung zu einem faziellen Gesamtkonzept für Barriere-Sande.

Die Pfaffenkogel-SbFm. zeigt besonders im Bereich des Pfaffenkogels bei Stübing (FENNINGER 1975, FENNINGER & HOLZER 1978:137-139, EBNER et al. 1980:96-98) und im Profil der Zenzlwand (unpubl.; HUBMANN & HASENHÜTTL 1995) innerhalb der „hellen Dolomite“ als faziesdiagnostische Merkmale fenestrierte Gefüge, Trockenrisse, Pisoid-Lagen, (agglutinierte) Stromatolithe mit tepee-Strukturen, 'Porostromata' und Kalkgrünalgen („Dasycladales“, Halimedaceen). Damit liegt als Ablagerungsraum ein supra- bis subtidales Environment (FENNINGER & HOLZER 1978) nahe.

Die „dunklen Dolomite“, die mikrofaziell wenig gegliedert sind (lamierte, biogen- oder/und pelletführende, Amphiporen-führende oder strukturlose Mudstones mit Fenstergefügen), weisen teilweise Resedimentierung, Emersionshorizonte (Erosionsdiskordanzen, konglomeratische Lagen) und lokales Auftreten von Ca-Sulfaten auf. Sie werden von FENNINGER & HOLZER (1978) als Bildungen einer vom offenen Meer durch eine Barriere geschützte Lagune interpretiert.

Im Gebiet Treffenberg bei Rein (NW von Graz) tritt eine Gesteinsfolge von Dolomit-Mergeln, Dolomitschiefern und linsenförmig eingeschalteten Echinodermaten-führenden Dolomiten auf (= Treffenberg-SbFm., FLÜGEL 2000:20). Diese teilweise bioturbate Abfolge mit Flaserschichtung, welliger Wechschelung und Linsenschichtung wird von FENNINGER & HOLZER (1978) als Ablagerung einer Gezeiteebene gedeutet.

Die chronostratigraphische Einordnung der Flösserkogel-Fm. ist nur punktuell erfaßbar. Sie dürfte zumindest das Pragianum und Emsium (FLÜGEL 1975 cum lit.) und möglicherweise noch tiefere Anteile (FLÜGEL 1956, EBNER 1976, GOLLNER & ZIER 1985, etc.) umfassen und zumindest lokal bis ins Givetium reichen (FLÜGEL 1956). Mit der mangelnden Detailkenntnis zeitlicher Anhaltspunkte über die gesamte Abfolge in den einzelnen Profilen ist daher die Modellierung eines räumlich-zeitlichen Ablagerungsbildes mit großen Schwierigkeiten verbunden (vergl. FENNINGER & HOLZER 1978).

Diese lithologisch gut gliederbare Schichtfolge des höheren Unterdevon und tieferen Mitteldevons ist im westlichen Bereich des Grazer Paläozoikums nicht mehr nachvollziehbar (EBNER 1998). Ab dem Bereich um Kehr nehmen gebankte Dolomite überhand, in die zunehmend Silt-/Sandsteine und vor allem in stratigraphisch höheren Anteilen Lagen

dunkelgrauer, teilweise knolliger Kalke eingeschaltet sind. Fossilfunde sind spärlich. Entlang der Straße Pleschkogel-Enzianwirt finden sich in Kalkeinschaltungen lediglich einspitzige Conodonten (*Panderodus* sp.), im Liebochgraben Conodonten des Emsiums (FENNINGER & HOLZER 1978, EBNER 1988) und lokal in knolligen Flaserkalken neben Conodonten des Emsiums eine reiche Mikrofauna mit Fischzähnen (*Oneotodus beckmanni*), Holothurienskleriten, verkieselten Spicula, Goniodonten, Echinodermenstacheln und Crinoidenstielgliedern (EBNER et al. 1979). In stratigraphisch wie auch topographisch hohen Positionen treten vor allem nördlich des Pleschkogels schwärzliche Kalke vom Typus der Barrandeikalke mit Favositen, Striatoporen, Helioliten, Stromatoporen und rugosen Korallen auf. Zusammengefasst wird diese Entwicklung, die über der Göstinggraben-SbFm. der Flösserkogel-Fm. einsetzt, als Pleschkogel-SbFm. Zeitlich dürfte diese das Emsium umfassen und lokal bis in Zeitäquivalente der Barrandeikalke aufsteigen (EBNER 1988).

Etwa nordwestlich der Linie Pleschkogel-Heiggerkogel-Mühlbacherkogel sind südwestlich von Großstübing allmähliche Übergänge der dolomitisch/kalkig-siltig-sandigen Entwicklung der Flösserkogel-Fm. zu kalkig-schiefrig-siltig/sandigen Gesteinsabfolgen erkennbar. FENNINGER & HOLZER (1978) sehen darin den faziellen Übergang der peritidalen „Dolomitsandstein-Folge“ (= Flösserkogel-Fm.) zu einer Beckenentwicklung innerhalb der „Rannach-Fazies“. FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER (1984) fasst diese, bei der Karierung nicht weiter gliederbare und um 100 m mächtige Wechselfolge als Heigger-Fm. zusammen. Durch Conodontenfaunen wird für sie der Zeitraum Lochkovium bis Emsium angenommen (BUCHROITHNER 1978).

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

Die Barrandeikalke (Abb. 3D) sind nach Artenvielfalt und Individuenhäufigkeit die an Fossilien am reichsten entwickelte Abfolge des Grazer Raumes. Namensgebend ist eine heliolitide, tabulate Koralle (*Pachycanalicula barrandei*; vgl. PENECKE 1889:19). Die Konservierung des Formationsnamens ist gemäß der stratigraphischen Richtlinien problematisch (HUBMANN 1999; eine Revision ist in Vorbereitung). Die Formation ist meist mit einem um 30 m mächtigen, stellenweise sogar bis 80 m (-?100 m) anschwellenden Schichtstoß in der Rannach-Decke und einer 20 bis 45 m mächtigen Abfolge in der Hochlantsch-Decke vertreten. Die Abfolge ist durch dunkelblaue bis schwarze, reichlich Fossildetritus-führende Kalke gekennzeichnet, welche oft mit rötlich gefärbten (Kalk)Mergel/Schieferlagen in zum Teil enger Wechsellagerung auftreten (können).

Charakteristisch für einige Profile (besonders im Nahbereich von Graz) sind unterschiedlich mächtig entwickelte Schieferhorizonte („Chonetenschiefer“ s.l.; = Gaisberg-Bank) im Liegendabschnitt der Formation. Das Hangende der Barrandeikalke ist (kann) regional unterschiedlich (sein):

In der Rannach-Decke wird der Barrandeikalk von 8-15 m mächtigen, nicht überall ausgebildeten Dolomiten der Gaisbergsattel-SbFm., oder wenn diese fehlen, direkt von ca. 100 m mächtigen Kalken der Kollerkogel-Fm. überlagert.

In der Hochlantsch-Decke folgt im Hangenden der Barrandeikalke die etwa 140-150 m mächtige Tyrnaueralm-Formation. Diese Formation, die als Äquivalent der Kollerkogel-Fm. aufzufassen ist, schließt an ihrer Basis ebenfalls mehrere Meter mächtige frühdiaogenetische Dolomite auf (KRAMMER in Vorb.).

Ein Beginn der Barrandei-Entwicklung im Oberem Emsium ist (örtlich) mit dem Auftreten von *Latericriodus* sp., *Icriodus corniger*, *I. beckmanni* und *I. sigmoidalis*, sowie *Eridoconcha papillosa* anzunehmen. Tiefe givetische Anteile der Abfolge sind durchaus zu vermuten (HUBMANN 1991, 1993).

Für viele Profile der Barrandeikalke sind Zwischenschaltungen von schwarzen, teilweise „graphitischen“ (ehemaliger Bergbau bei St. Gotthart/nördlich Graz), gelben, roten, bräunlich-roten, oft reichhaltig Crinoidenstielglieder-führenden Kalkmergeln bis -schiefern, sowie hellen, bräunlich oder grau bis schwarzen Ton- und Graphitschiefern charakteristisch.

An der Basis der Formation ist im allgemeinen ein 1-2 m mächtiger Tonschieferhorizont entwickelt, der an verschiedenen Stellen in der näheren Umgebung von Graz Brachiopodenschille (vor allem *Chonetes*) mit untergeordnet vorkommenden Trilobiten (*Maladania* sp.) führen kann. Der Ablagerungsraum der Gaisberg-Bank wurde von einer individuenreichen, aber artlich relativ geringdiversen Population besiedelt.

Häufig sind feingerippte dünnschalige Brachiopoden (Chonetiden), die äußerst selten in kalzitischer Erhaltung, meistens als Abdrücke (St. Pankrazen, Tyрнаueralm-Forststraße) vorliegen. Für dunkelgraue bis schwarze (Phytoklasten-reiche) Schieferlagen können Wurmspuren von *Scalarituba* signifikant sein (Tyрнаueralm, St. Pankrazen).

Nach den Vorstellungen von FLÜGEL (2000:24) werden die örtlich im Plabutsch-Gebiet auftretenden „Braungesteine“ (SCHÄFER 1937) als Kehlberg-SbFm. den Barrandeikalken zugerechnet (HUBMANN & OTTO 2000).

Im Hangenden der Barrandeikalke, teilweise mit dieser Formation verzahnend, können dunkelgraue Dolomite (Gaisbergsattel-SbFm. der Kollerkogel-Fm.) auftreten (Abb. 3E). Die Mächtigkeit dieser Dolomite ist lokal großen Schwankungen unterlegen; sie wird durch EBNER et al. (1980:52) und FLÜGEL & NEUBAUER (1984:51) mit maximal 20 m angegeben, dürfte aber mancherorts, vor allem aber im Raum St. Pankrazen generell deutlich darüber liegen. Mikrofaziell erinnern die gebankten Anteile der Gaisbergsattel-SbFm. mit Biolaminiten, fenestrierten Mudstones, Pelmikriten und dem Auftreten (allerdings schlecht erhaltener) Kalkgrünalgen, dendroiden Tabulata und Amphiporen, sowie vereinzelt vorkommenden 'Gips'rosetten an die dolomitische Entwicklung der Eichberg-SbFm. (Flösserkogel-Fm.).

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-Fm. (Rannach-Decke) und Tyрнаueralm-Formation (Hochlantsch-Decke) zusammengefasst (Abb. 3F). 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) folgt über *Amphipora*-Rasen eine vertikal und lateral ausgedehnte Mikrobialith-Entwicklung, bzw. eine Sukzession kleindimensionaler Patch-Reef-Körper (z.B. Höllerer-Kogel Westhang) (HASENHÜTTL & HUBMANN 1995, EBNER et al. 2000). Letztere werden von *Favosites*, *Alveolites*, *Stachyodes*, lagigen Stromatoporen, solitären Rugosen und vereinzelt vorkommenden Heliolitiden aufgebaut. Akzessorisch tritt inkrustierend auf den Cnidarien *Renalcis* sp. auf. Im Hochlantschgebiet (z.B. Tyрнаuergraben) sind im Anschluß an eine basale Gezeitenbereich-Bildung Korallen-Stromatoporen-Schuttkalke und -Biostrome entwickelt (vergl. GOLLNER & ZIER 1985).

Die hellblauen bis leicht gelblich-hellgrauen, z.T. auch rötlich geflammten Kalke der Kollerkogel-Fm. (= Kanzel-SbFm.) neigen zur Wandbildung und treten im Gelände dadurch meist deutlich hervor. Charakteristisch ist ihre hellgraue Verwitterungsfarbe.

Örtlich sind die etwa 100m mächtigen Kalke der Kanzel-SbFm. brekziös und können Hornsteinknollen führen (FLÜGEL 1975:48). Vereinzelt treten geringmächtige Aschentuff-Lagen auf (CLAR 1933:30). Mikrofaziell lassen sie sich nach HAFNER (1983) 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. Vereinzelt Komponenten sind Pelloide, Crinoidenstielglieder, Thamnoporiden(klasten), Ostracoden und Zweischaler. Die fossilführenden Mudstones (im Gelände meist massige bis m-gebankte graue bis rötlichgraue Gesteine) weisen z.T. schichtparallele Fossil-Lagen (Tempestite?) auf. Als Biogene (z.T. Bioklasten) treten Rugosa, massive und dendroide Tabulata, Gastropoden, Echinodermatenreste, Tentakuliten und Ostracoden auf. Nur selten und verstreut finden sich Biolithitkalke mit rasenbildenden Amphiporen, rugosen und tabulaten Korallen (z.B. Kanzelkogel, Raacher Kogel). Zumeist handelt es sich um dicht gepackte Floatstones und Packstones.

FLÜGEL (1975:49) sieht in der Bildung der Kanzel-SbFm. stark durchwühlte und weitgehend homogenisierte lagunäre Environments mit einzelnen Riffknoten. HAFNER (1983:26-27) interpretiert sie als Bildungen einer „eingeschränkten“ Fazies im Plattformbereich. Dieses Ablagerungsmodell wird auch durch die Conodontenbiofazies nach CHATTERTON (1976) unterstützt.

Nördlich von Stiwill-St. Pankrazen-Grabenwarter-/Höllerer- und Platzlkogel finden sich um 75 m mächtige, dickbankige bis massige Kalke (= Platzlkogel-SbFm.) mit einer Conodontenfauna der *varcus*-Zone (oberes Givetium). Nach ihrer mikrofaziellen Ausbildung bzw. Conodontencharakteristik (*Polygnathus/Icroidus*-Verhältnis) können sie einem höher energetischen, offen marinen Plattformbereiche zugewiesen werden (EBNER et al. 1979). Südöstlich von St. Pankrazen sind darin geringmächtige basische Tuffe eingeschaltet. Am Platzlkogel wird die Platzlkogel-SbFm. von einer um 50 m mächtig werdenden Wechsellagerung grauer, teils rötlichgrauer, Conodonten-führender und in ihrer Mikrofazies der Platzlkogel-SbFm. entsprechenden Kalken und Tonschiefern des Frasniums, der Platzl-SbFm., überlagert (EBNER et al. 1979, EBNER 1998).

Im Zeitraum des obersten Givetiums bis zum tiefen Frasnium wird die Flachwasser-Entwicklung der Rannach-Gruppe heterochron von einer bis ins Namurium A anhaltenden Entwicklung grauer, violetter, rötlichbrauner, gelblichbrauner oder schwärzlicher mikritischer Cephalopoden-führender Flaser-, Netz- und Bankkalke abgelöst. Die Mächtigkeit dieser, mit Conodonten ausgezeichnet gliederbaren zur Forstkogel-Gruppe vereinigten pelagischen Abfolge kann bis 100 m betragen. 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 Viséium (KODSI 1967; EBNER 1978, 1980 a,b, 1985). 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-Fm.: oberstes Givetium bis Famennium; bis 70 m mächtig; lokal wird im obersten Givetium an der Basis die Höllererkogel-SbFm. (EBNER et al. 1979) abgetrennt (Abb. 3G).

Sanzenkogel-Fm. (NÖSSING 1974a,b, 1975; Abb. 3H) in der im obersten Tournaisium am Steinberg W von Graz die Trolp- Bank (Schiefer, Lydite, Phosphorite) (EBNER, 1998) und im Bereich des Murtales im tieferen Viséium die Hart-Bank (Lydite; FLÜGEL 2000) eingeschaltet ist.

Innerhalb dieser Formationen konnten alle bekannten Conodontenzonen von der *varcus*-Zone des obersten Givetiums bis in die *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone des Namurium A nachgewiesen werden (FLÜGEL & ZIEGLER 1957, NÖSSING 1975, EBNER 1977a, SURENIAN 1978, BUCHROITHNER et al. 1979, BOSIC 1998, 1999).

Die maximal 20-30 m mächtig werdende Höllererkogel-SbFm. besteht aus feinplattigen, gelblichbraunen mikritischen flaserigen Kalken. Sie führt neben Conodonten, Styliolinen lokal reichlich Goniatiten. Lückenlose oberdevonische Schichtfolgen der Steinberg-Fm. treten in

aufrechten und inversen Abfolgen im Bereich Steinberg/Forstkogel W Graz (SURENAN 1978, BUCHROITHNER et al. 1978, EBNER 1980a) 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).

Räumlich mit der lückenlosen Entwicklung der Steinberg-Fm. zusammenfallend findet sich die nur 220 cm mächtige untere Sanzenkogel-Fm. (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-Fm. innerhalb des obersten Tournaisiums (*Scaliognathus anchoralis*-Zone) bis tiefen Viséium 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.

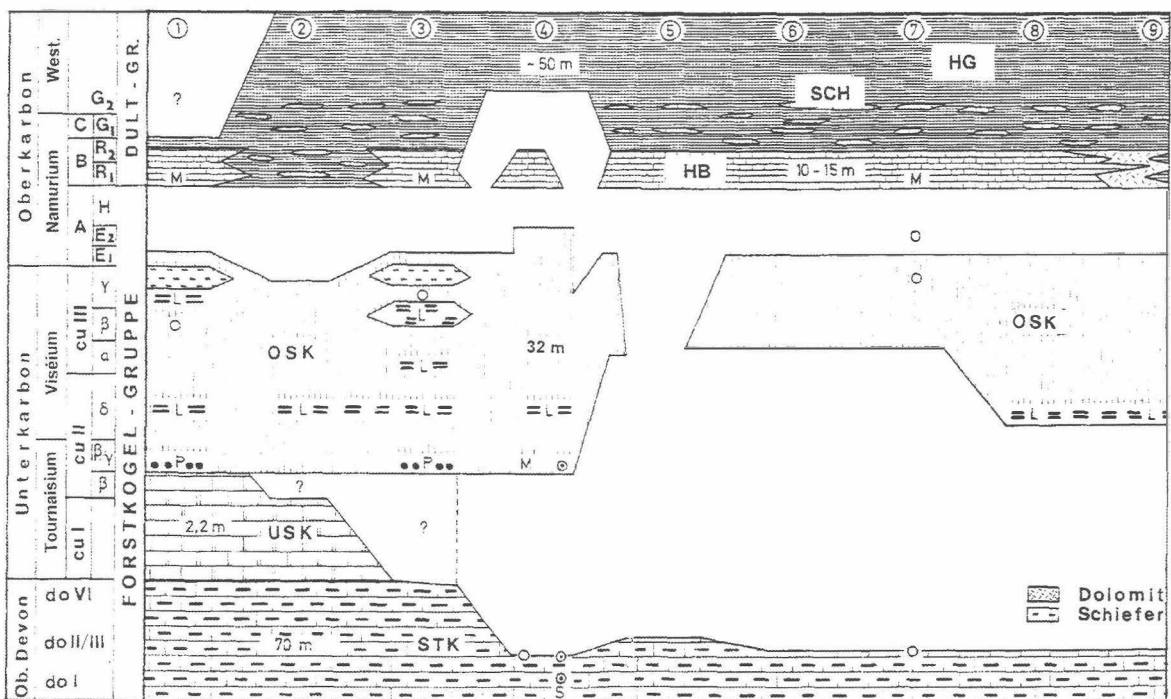


Abb. 4: Das Karbon in der Rannach-Gruppe des Grazer Paläozoikums (nach EBNER 1978). Erklärungen der Abkürzungen:

Profile: 1 Steinberg, 2 Eichkogel, 3 Gratwein/Au, 4 Hartbauer, 5 NNE Kloster Dult, 6 Schraußberg, 7 Hahngraben, 8 Hahngraben Pkt. 519, 9 Höchkogel.

Forstkogel-Gruppe: STK: Steinberg-Fm., USK Untere Sanzenkgel-Fm., OSK Obere Sanzenkogel-Fm., P Phosphorite der Trolp-Bank, L Lydite (die untersten sind die Hart-Bank).

Dult- Gruppe: Höchkogel-Fm.: HB Hartbauer-SbFm., SCH Schrausbauer-SbFm.; HG Hahngraben-Fm.

M Conodontenmischfauna (Zeitpunkt der Bildung)

O Komponenten der Mischfauna

S Spaltenfüllung

Kreise mit Punkt: Komponenten der Spaltenfüllung

Für das Grazer Karbon zeigt sich somit, dass beide für das karbone Prä-Fyschstadium des alpin-mediterranen Raumes typischen Entwicklungen (lückenlose Flaserkalkabfolgen mit Schiefer-Lydit-(Phosphorit)-Einschaltungen und lückenhafte Oberdevon/Unterkarbon-Entwicklungen)

räumlich eng zueinander auftreten (EBNER 1990, 1991 a,b, 1992). Sinifikant sind auch die im Devon/Karbon-Grenzbereich auftretenden Conodonten-Mischfaunen, die Auskunft über die Ursachen der Schichtlücken geben (EBNER 1978, EBNER et al. 1980a, EBNER 1989). Die Grazer Mischfaunen sind folgend charakterisiert:

- a) Zeitumfang der Devonkomponenten: Stratigraphische Position der Mischfauna bis Top der Steinberg-Fm. im Profil.
- b) Alter der Karbonkomponenten: Einsatz der oberen Sanzenkogel-Fm.
- c) Fehlende Komponenten: Top der Steinberg-Fm. des untersuchten Profils bis Einsatz der oberen Sanzenkogel-Fm.

Die Mischfaunen sind an folgende Positionen gebunden:

- a) In einer Mächtigkeit von wenigen cm, gebunden an rötlich-braune, kalkige Mikrobrekzien (reich an Crinoiden und ?Umbellinaceen) direkt an der Basis des transgredierenden Karbons („Transgressionssediment“).
- b) In nester- und schlauchförmigen Füllungen im Devon, die im Profil bis zu 20 m unter das Niveau der Devon-Karbongrenze hinabreichen. Lithologisch sind diese Bereiche wie das unter a) genannte „Transgressionssediment“ oder als gelbliche, rauchwackenähnliche Karbonatgesteine ausgebildet. Daneben finden sich im Devon auch Nester mikritischer Kalke mit „reinen“ Karbonfaunen, die altersmäßig dem Einsatz des Karbons in diesem Profil entsprechen.

Daraus lassen sich die Schichtlücken in ihrer Genese auf Trockenfallen und Karstspaltenfüllung zurückzuführen. Das Fehlen siliziklastischer Komponenten und faziesindikativer Kriterien eines Gezeitenbereiches deutet auf landferne Schelfbereiche hin, die durch synsedimentäre Tektonik und/oder Meerespiegelschwankungen trocken fielen und im obersten Tournaisium/tiefsten Viséium durch rasche Absenkung wieder eine $\pm$ annähernd bathymetrische Position wie vor der Trockenlegung erreichten. Die heute westlichen Bereiche (Sanzenkogel, Frostkogel, 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 Tonschiefen, Lyditen und Phosphorit-Knollen (Trolp-Bank) führte. Ihre Entstehung dürfte mit Upwelling-Zonen am Schelfrand in Verbindung zu bringen sein.

Ähnliche Verhältnisse finden sich auch in der Lantsch-Gruppe (FLÜGEL 2000) der Hochlantsch-Decke, wo die bis 800 m mächtige, massige bis grobgebankte Backreef(?) -Entwicklung der Hochlantsch-Fm. (Givetium bis Frasnium) im Hangenden ebenfalls durch ein Erosionsrelief begrenzt wird. Über dieser Diskordanz folgt die um 100 m mächtige pelagische „Mixnitz-Gruppe“ (FLÜGEL 2000). Diese setzt mit wenige cm bis dm-mächtigen, rotbraunen Kalk- und Dolomitbrekzien der Nadelspitz-Bank mit Conodontenmischfaunen des Oberdevon II/III und oberen Tournaisium ein (ZIER 1981, 1983; GOLLNER & ZIER 1985). Das Auftreten von Komponenten mit verheilten Klüften deutet auf eine sprödetektonische Deformationsphase vor dem Zeitpunkt der Unterkarbon-Transgression der *Scaliognatus anchoralis*-Zone (oberstes Tournaisium) hin. Die darüber folgende um 100 m mächtige Bärenschütz-Fm. ist im Unterschied zur Entwicklung der Sanzenkogel-Fm. in Form gebankter, Hornsteinknollen-führender, roter, gelbbrauner bis grauer Cephalopodenkalke ausgebildet. Diese pelagische Abfolge reicht ohne stratigraphische Lücken bis ins Namurium B (ZIER 1981, 1983).

Den Abschluß der Schichtfolge bildet die Dult-Gruppe (EBNER 1978, FLÜGEL 2000), die nach einer die *Homoceras*-Stufe des Namurium A umfassenden Erosionslücke bei konkordanter Lagerung im Namurium B einsetzt und möglicherweise bis in den Zeitraum Westfalium A andauert (EBNER 1976, 1977a,b, 1978). Sie gliedert sich in die karbonatisch dominierte Höchkogel-Fm. mit der Hartbauer- (Namurium B) und der Schrausbauer-SbFm. (Namurium B, C bis ? Westfalium A) und die abschließende, karbonatfreie und keine stratigraphisch aussagekräftigen Fossilien führende Hahngraben-Fm. (ca. 50 m mächtige schwärzliche

Tonschiefer, vereinzelt Silt- und Sandsteine mit Pflanzenhäcksel). Die beiden erstgenannten Subformationen werden durch *Declinognathodus/Idiognathoides*-Conodontenfaunen datiert, wobei das Auftreten von *Declinognathodus noduliferus* und *Gnathodus glaber* für das Abtrennen einer unteren, das Namurium B umfassenden, *Declinognathodus/Idiognathoides*-Fauna verantwortlich ist (EBNER 1977, 1980a).

Über der Erosionsfläche an der Basis der Hartbauer-SbFm., deren dunkelgrau bis schwarz gefärbten, dickbankigen Kalke maximal 20 m mächtig werden, treten feinkonglomeratige Kalke und Brekzienlagen mit Conodonten-Mischfaunen mit Faunenelementen aus dem Namurium B und der oberen Sanzenkogel-Fm. (Viséium-Namurium A) auf. Am Ausgang des Dultgrabens greift dieses Niveau unter gänzlicher Erosion der Sanzenkogel-Fm. bis auf das Oberdevon V (*velifer*-Zone) der Steinberg-Fm. hinab. Hier finden sich auch Oberdevon/Namurium B-Conodontenmischfaunen (EBNER 1978, 1980a).

Die Hartbauer-SbFm. verzahnt sich mit der Schrausbauer-SbFm. bzw. wird durch diese überlagert. Sie besteht aus Kalkschiefern, Tonschiefern und Lagen schwarzer Kalke mit Birdseye-Strukturen. Die Verzahnung der Hartbauer-SbFm. mit der Schrausbauer-SbFm. dokumentiert sich durch Einlagerung von Schiefern in der Hartbauer-SbFm. (Ausgang Hofgraben) und Wechsellagerungen von Kalk/Dolomit, Dolomit-Schieferbrekzien und Schiefern am Höchkogel. Das örtliche Fehlen der Schrausbauer-SbFm. wird durch eine weitere Erosionsphase vor dem Einsatz der Schiefer der Hahngraben-Fm. erklärt. Im Hartbauer-Profil (SE Gratkorn) dokumentiert sich diese Erosionsphase in Hämatitlagen und mit Hämatit gefüllten Taschen an der Grenze Hartbauer-SbFm./Hahngraben-Fm. (EBNER 1978).

4. Schichtfolge der Mittleren Deckengruppe (Laufnitzdorf-Decke und „Kalkschiefer“-Decken)

Zur Mittleren Deckengruppe zusammengefasste Abfolgen der Laufnitzdorf-Decke und der „Kalkschiefer“-Decken sind im nordwestlichen Teil des Grazer Paläozoikums verbreitet (Abb. 1). Die Verbreitung der Gesteine der Laufnitzdorf-Decke, die insgesamt nur etwa 400 m Mächtigkeit erreichen, beschränkt sich auf ein Vorkommen nördlich des Hochlantsch und auf kleine Areale westlich der Mur. Die Laufnitzdorf-Decke weist eine Zweiteilung in eine untere Laufnitzdorf-Decke, bestehend aus Hackensteiner-Fm. und St. Jakob-Fm. und eine obere Laufnitzdorf-Decke mit der Harrberger-Fm. (GOLLNER et al. 1982, FLÜGEL 2000) auf. Die tektonische Position der (vermutlich) karbonen Dornerkogel-Fm. ist nicht geklärt; sie wird hier der letzteren zugewiesen. Als „Deckenscheider“ beider Deckeneinheiten fungiert die Kogler-Decke.

Die basale Entwicklung der Hackensteiner-Fm. (Abb. 5A) (Llandoveryium-mittleres Wenlockium) setzt sich aus etwa 70 m mächtigen basischen Vulkaniten und deren Abkömmlingen (Diabas-Mandelsteine, karbonatische Aschentuffite) in die crinoidenführende Karbonatgesteine eingeschaltet sind, zusammen (= Rothleiten-SbFm.). Darüber folgt eine vermutlich bis 200 m mächtige Abfolge dunkelgrauer bis schwarzer Ton-Siltsteine und feldspatreicher Sandsteine, in die dünnbankige Dolomite, Biomikrite und radiolarienführende Lydite eingeschaltet sind (= Oberferler-SbFm.). Den Abschluß bilden dm- bis m-gebankte orthocerenführende Flaserkalke und Tonschiefer mit Karbonatlinsen. Untergeordnet treten Lydite, sowie Silt- und Sandsteine auf (= Rathlosgraben-SbFm.; Ludlowium-Emsium).

Über der Hackensteiner-Fm. ist eine Abfolge mit Karbonaten, Klastika und basischen Vulkaniten des Ludlowiums bis Givetiums entwickelt, die von FLÜGEL (2000:11f) zur St. Jakob-Fm. (Abb. 5B) zusammengefasst wird.

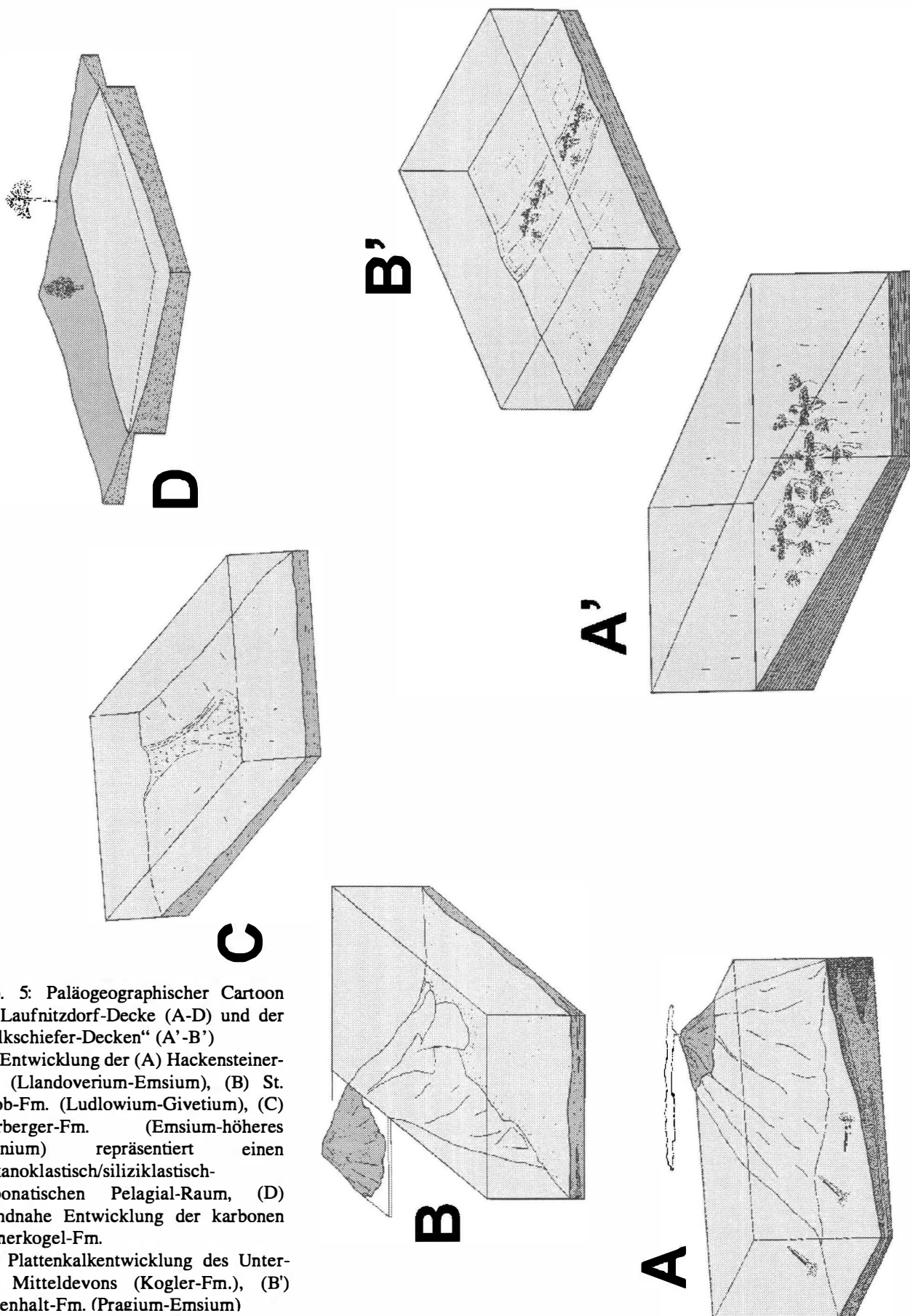


Abb. 5: Paläogeographischer Cartoon der Laufnitzdorf-Decke (A-D) und der „Kalkschiefer-Decken“ (A'-B')

Die Entwicklung der (A) Hackensteiner-Fm. (Llandoveryum-Emsium), (B) St. Jakob-Fm. (Ludlowium-Givetium), (C) Harrberger-Fm. (Emsium-höheres Frasnium) repräsentiert einen vulkanoklastisch/siliziklastisch-karbonatischen Pelagial-Raum, (D) strandnahe Entwicklung der karbonen Dornerkogel-Fm.

(A') Plattenkalkentwicklung des Unter- und Mitteldevons (Kogler-Fm.), (B') Hubenhalt-Fm. (Prægium-Emsium)

Innerhalb der Hackensteiner-Formation unterscheidet FLÜGEL (2000) drei Subformationen, deren Abgrenzung durch den Schuppenbau erschwert wird: Schattleitner-SbFm. (bis 100 m mächtige Kalke und Feinsiliziklastika), Aibl-SbFm. (um 150 m mächtige karbonatische Abfolge mit Klastika und basischen Vulkaniten) und die durch Magnesite charakterisierte Breitenau-SbFm.. Letztgenannte Subformation ist in Form „linsenartiger Körper“ in die Hackensteiner-Fm. bzw. Schattleitner-SbFm. eingeschaltet (FLÜGEL 2000:12). Im Untertagebau der Magnesitlagerstätte Breitenau wurden bei geotechnischen Aufnahmen Karbonat-Pelit-Wechselagerungen, karbonatische Brekzienlagen und plastische Verformungsbilder festgestellt. Diese werden gegenwärtig in Hinblick auf submarine, gravitativ transportierte Sedimente untersucht. Eine Interpretation der gesamten Magnesitmassen als Olistolithkörper in ein pelagisches Becken erscheint dadurch möglich.

Eine am Hochlantsch-Nordrand auftretende, überwiegend feinklastische Entwicklung des Emsiums bis höheren Frasnium mit Tonsteinen, dm-gebankten Kalken und Dolomiten, Feldspatreichen Quarzsandsteinen, Lyditen und Tuffiten wird von GOLLNER (1981) als Harrberger-Fm. bezeichnet (Abb. 5C). GOLLNER (1981) interpretiert den Ablagerungsraum dieser unter 100 m mächtigen Abfolge auf Grund der radiolarienführenden Lydite und der tentakulitenführenden Kalke als pelagisch, wobei es zur episodischen Eingleitung von unreifen Sandsteinen gekommen ist.

Die in ihrer tektonischen Stellung unklare Dornerkogel-Fm. faßt unreife, grünlich-graue siliziklastische Sedimentgesteine (Arkosen/Grauwacken und feldspatreiche Sandsteine) zusammen. Das Alter dieser Abfolge wird in der Literatur kontroversell diskutiert. Der Reichtum an phytoklastischem Material, sowie der geringere Metamorphosegrad legt ein karbonates Alter nahe (HASENHÜTTL 1994).

Eine flächenmäßig weite Verbreitung im westlichen bis zentralen Abschnitt des Grazer Paläozoikums haben meist dünnbankige „Kalkschiefer“ und Sandsteinabfolgen, die auf Grund ihrer Monotonie als „Kalkschiefer i.a.“ (vgl. FLÜGEL & NEUBAUER 1984) bezeichnet wurden (Abb. 1). Wegen ihrer geringen lithologischen Vielfalt und der wenigen stratigraphischen Anhaltspunkte ist die interne Gliederung derzeit kaum auflösbar. Ebenso ist die Mächtigkeit, wie auch der stratigraphische Umfang der Abfolge nur partiell bekannt. Hier werden zwei Formationen unterschieden (vgl. Abb. 2), die vermutlich bis 800 m mächtige, aus plattigen Quarzsilt/sand-führenden Mudstones (mit lokal auftretenden Tuffhorizonten) aufgebaute Kogler-Fm. (Abb. 5A') und die lithologisch etwas variativere, etwa 100 m mächtige Hubenhalt-Fm. (Abb. 5B'). Beide Formationen stellt FLÜGEL (2000) in die Peggau-Gruppe.

Die Kogler-Formation (Unter-Mitteldevon) wird in die um Frohnleiten entwickelte Gschwendt-SbFm. (emsische bis givetische Kalk- Sand/Siltstein-Wechselagerungen mit untergeordnet auftretenden Dolomiten, Tonsteinen und Vulkanoklastika), die im Westen ausgebildete Sattelbauer-SbFm., die örtlich Korallen und Brachiopoden- und Hornsteinknollen-führend sein kann (EBNER 1998) und die von mikritischen Kalken, Sandsteinen, Tonsteinen und Tuffiten aufgebaute Spatl-SbFm. (EBNER 1998) gegliedert.

Die Hubenhalt-Fm., für die HUBAUER (1986) einen tiefer gelegenen Stillwasserbereich mit eingeschränkter Wasserzirkulation und teilweise reduzierende Bedingungen annimmt, läßt sich in vier Subformationen untergliedern (FLÜGEL 2000): Sulberg-SbFm. (gegenüber Klastika zurücktretende, teilweise geflaserte Kalke, ca 100 m mächtig), Hausebner-SbFm. (ca. 200 m mächtige Encrinite und mergelige Silt-Feinsandsteine und Dolomite), Gscheidberg-SbFm. (bis 200 m mächtige braune Kalke, untergeordnet Feinklastika und Vulkanoklastika) und Heuberg-SbFm. (ca 200 m mächtige Abfolge aus Flaser- und Knollenkalken, dolomitischen Mergelsteinen, Sandsteinen und Dolomiten).

5. Schichtfolge der Tiefen Deckengruppe (Schöckel-Decke)

Der zentrale Teil des Grazer Paläozoikums im Raum Guggenbach-Peggau-Semriach-Passail wird durch die Schöckel-Decke (basale Deckengruppe) aufgebaut, die einen komplizierten im Detail kaum auflösbaren Überfaltungsbaustil aufweist. Die Gesteinsabfolgen dieser tektonischen Einheit sind auf Grund ihrer grünschieferfaziell metamorphen Überprägung (HASENHÜTTL 1995) biostratigraphisch nicht einzuordnen. Sie werden in die Peggau- und Passail-Gruppe untergliedert (FLÜGEL 2000).

Dominierende Gesteine der Passail-Gruppe sind einige hundert Meter mächtigen Serizitphyllite, die Lagen von Chloritschiefern beinhalten. Sie werden als ?vordevonische Semriach-Fm. zusammengefaßt (Abb. 6A). Markante Einschaltungen sind die altersmäßig ebenfalls nicht näher definierten, einige Zehnermeter mächtigen Quarzite der Hundsberg-SbFm. (Bereich S Passail) und die einige Meter mächtigen Marmoreinschaltungen (=Rötschgraben-Bank), die eventuell auch tektonisch eingeschaltet sind (FLÜGEL 2000).

Südlich Passail/Fladnitz überlagert die Passail-Gruppe tektonisch Grüngesteine der Taschen-Fm., die hier in einer inversen Abfolge über der Schönberg-Fm. liegt. N Plenzengreith wird die Passail-Gruppe vom mittelostalpinen Radegunder Kristallin unterlagert, im Westen wird die Passail-Gruppe durch den Leber-Bruch (von Süd nach Nord) gegen Gesteinsentwicklungen der Rannach-Decke, die invers gelagerte Taschen-Fm. und Schönberg-Fm. („Obere Schiefer“) der Taschen sowie die Schöckel-Fm. des Tannebenstockes begrenzt (FLÜGEL 2000).

In der Peggau-Gruppe liegt lithologisch eine basale vulkanogene (Taschen-Fm.), mittlere z.T. euxinisch beeinflusste (Schönberg-Fm.) und hangende karbonatisch dominierte Entwicklung (Raasberg-Fm., Schöckel-Fm.) vor. Charakteristisch für exhalativ vulkanogen beeinflusste Anteile der Schönberg-Fm. sind Sedex Pb/Zn-Barytvererzungen („Pb-Zn-Baryt Bezirk Grazer Paläozoikum“: WEBER 1997 a,b, EBNER et al. 2000) in den Bereichen Peggau-Rabenstein-Guggenbach und Burgstall-Arzberg-Haufenreith. Die erzführenden Einheiten setzen sich über den Chloritschiefern aus Serizitschiefern, Karbonatschiefern, Kalkmarmoren und Schwarzschiefern zusammen. Innerhalb dieser Gesteinsabfolge sind mehrere Vererzungshorizonte entwickelt. In den Lagerstätten westlich der Mur (Guggenbach, Arzwaldgraben, Rabenstein) sind mindestens drei Lagervererzungen bekannt geworden. Östlich der Mur (Haufenreith, Arzberg) sind zwei Vererzungshorizonte nachweisbar.

Die im liegenden der Peggau-Gruppe vermutlich mehrere 100 m mächtigen basischen Metavulkanite (Grünschiefer, Fleckengrünschiefer, Metabasalte, z.T. mit Einschaltungen und Wechsellagerungen von dunkelgrauen Phylliten) werden zur Taschenschiefer-Fm. (Abb. 6A) vereint (FLÜGEL, 2000). Ihre Position zur Schönberg-Fm. wie auch zur Passailer-Gruppe wird von den jeweiligen Überlegungen zum Internbau des Grazer Paläozoikums und den primären paläogeographischen Positionen der diese Einheiten aufbauenden Gesteinsabfolgen bestimmt (vgl. EBNER & WEBER 1978, FLÜGEL 2000).

Die mittlere euxinische, vulkanogen beeinflusste Entwicklung mit Schwarzschiefern und karbonatischen Gesteinen der Schönberg-Fm. (Abb. 6B) (?Lochkovium bis ?Eifelium) erreicht Mächtigkeiten um 300 m. Für den Ablagerungsbereich der Schönberg-Fm. sind in den Schwarzschiefern aufgrund der Beziehungen zwischen organisch gebundenem C und pyritisch gebundenem S unterschiedliche euxinische Verhältnisse anzunehmen, die durch ein Produktivitätsmodell erklärt werden, das durch die Bioproduktivität in der Wassersäule kontrolliert wird. Eine Verstärkung des detritären Eintrages führt dabei zu einer Nährstoffkonzentration in der Wassersäule. Dadurch erhöht sich die organische

Primärproduktion bei einer Erniedrigung des O₂-Gehaltes in der darunterliegenden Wassersäule. Durch die Ausdehnung der anoxischen Zone steigert sich der absolute H₂S-Gehalt über der Sediment-Wasser-Grenzfläche. Episodische vulkanische Exhalationen führen in den abgeschlossenen Beckenbereichen zu den Pb/Zn-Vererzungen (RANTITSCH et al. 1998).

Die Vererzungen entstanden somit submarin sedimentär durch hydrothermale Aktivität über einem stark gegliederten submarinen Relief. Während sich beckenwärts durch die Sauerstoffarmut des Meerwassers zufolge der Abschnürung der submarinen Eintiefungen lediglich Sulfide bilden konnten, war in den randlichen, sauerstoffreicheren Bereichen die Bildung von Sulfaten (Baryt) möglich. Die Metallzufuhr erfolgte an der Wende vom Silur zum Devon als Folge von Riftingprozessen in Verbindung mit einem alkalibasaltischen Vulkanismus. Lokal unterscheidet FLÜGEL (2000) in der Schönberg-Fm. einige Subformationen. An die Rauchenberg-SbFm., die sich in einer Mächtigkeit von einigen 100 m aus Chloritschiefern, Serizitschiefern und karbonatischen Schwarzschiefern aufbaut, sind in mehreren Niveaus die Blei-Zink-Barytvererzungen gebunden. Zwischen dem Murtal und Übelbachtal schaltet sich eine markante 10 m mächtige Crinoidenkalkkrippe ein, aus der nicht näher einstuftbare Conodontenfaunen des Lochkoviums stammen (TSCHELAUT 1995).

Als Kreuzwirt-SbFm. wird eine aus Schwarzschiefern und dunkelgrau bis schwarzen, tabulate Korallen („Striatoporen“) führenden Kalken und Dolomiten wechsellagernde Abfolge zusammengefaßt (Abb 6C). Sie reicht möglicherweise stratigraphisch bis in das Unterdevon bzw. auch tiefere Mitteldevon.

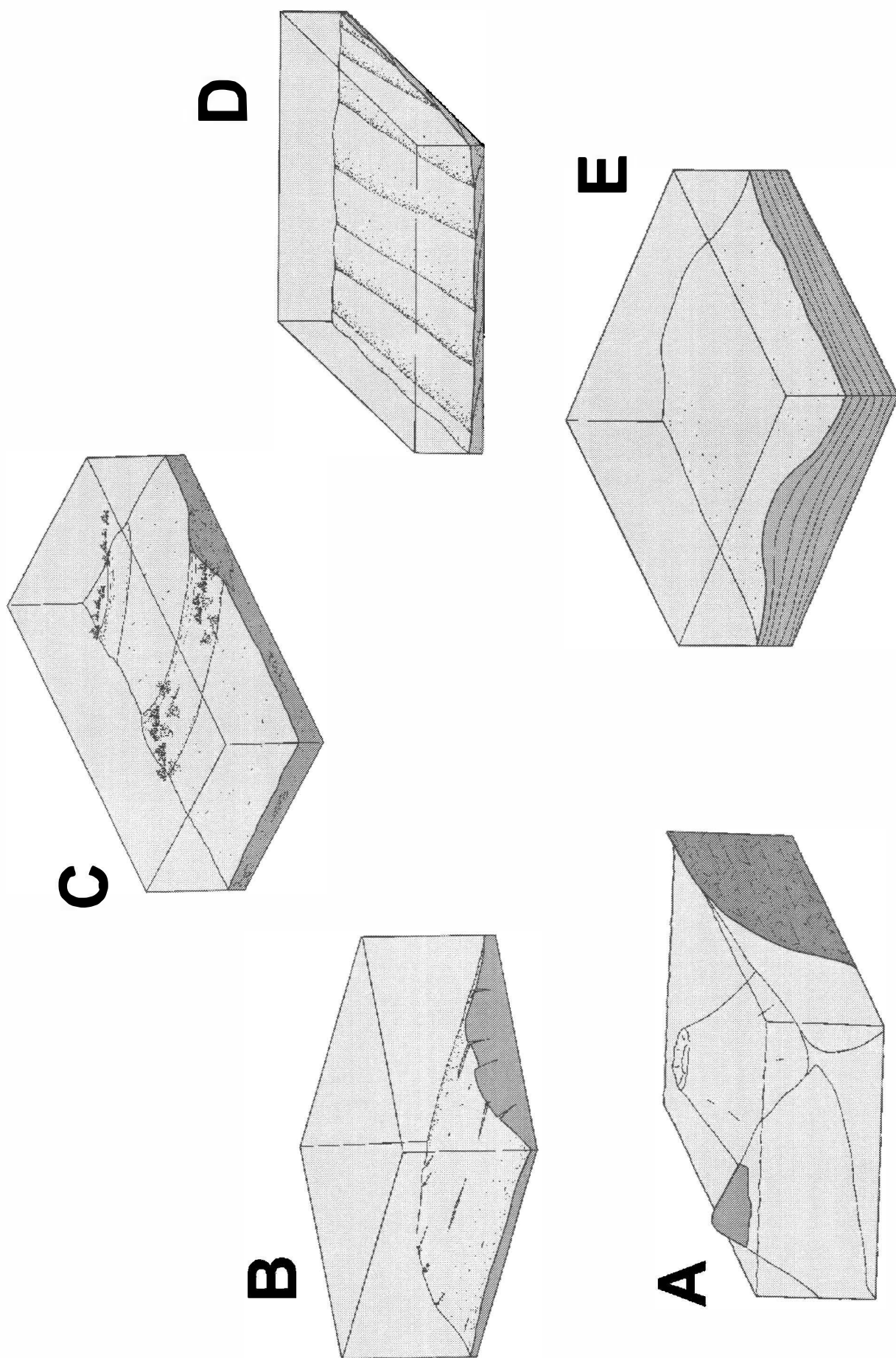
Hangend der Schönberg-Fm. folgt die um 200 m mächtige Schöckel-Fm. („Schöckelkalk“; Abb. 6E). Kalke dieser Formation, die häufig blaugrau-weiß gebändert und gut gebankt sind, treten landschaftlich durch markante Wandbildungen (Peggauer Wand, Weizklamm, Gösserwände in der Raabklamm) und intensive Karsterscheinungen (z.B. Lurgrotte) hervor. Ihre Metamorphseprägung liegt im Bereich der unteren Grünschiefer-Fazies, altersmäßig werden sie als Bildungen des Givetium (?) betrachtet (FLÜGEL 2000).

Die Interntektonik der Schöckel-Decke wird im zentralen Teil des Grazer Paläozoikums durch eine intensive auf CLAR (1935), BOIGK (1951) und zuletzt von FLÜGEL & NEUBAUER (1984: Abb. 13) dargestellte Überfaltungstektonik bestimmt. Dadurch wird die Schöckel-Fm. in aufrechten, der stratigraphischen Abfolge entsprechenden Profilen von der Schönberg- und Taschenschiefer-Fm. unterlagert („Untere Schiefer“), während sie im invers gelagerten Schenkel von diesen Schiefer-/Phyllit-Abfolgen überlagert werden („Obere Schiefer“).

Am Ost- und Westrand des Grazer Paläozoikums lagern gering metamorphe ?höchst unter- bis tief mitteldevonische gelbe Kalke, Dolomite und Serizitquarzite der Raasberg-Fm. (Abb. 6D) in einem Reibungsteppich zwischen der Schöckel-Fm. und dem mittelostalpinen Kristallin. Im Bereich des Murtales treten in einer tektonisch inversen Abfolge liegend der Schönberg-Fm. und hangend der Schöckel-Fm. bis zu 250 m mächtige Karbonatquarzite auf, die als Lammkogel-SbFm. der Raasberg-Fm. zugeordnet werden (FLÜGEL 2000).

Abb. 6: Paläogeographischer Cartoon der Schöckel-Decke

Blockbilder zeigen vereinfachte Entwicklungstrends der Ablagerungsgeschichte. (A) basische Metavulkanite (Grünschiefer, Fleckengrünschiefer, Metabasalte, z.T. mit Einschaltungen und Wechsellagerungen von dunkelgrauen Phylliten): Taschenschiefer-Fm (B) euxinische, vulkanogen beeinflusste Entwicklung mit Schwarzschiefern und karbonatischen Gesteinen (Schönberg-Fm.; ?Lochkovium- ?Eifelium) (C) ästige Tabulata („Striatopora“-)führende Kalke (Kreuzwirt-SbFm.), (D) feinsiliziklastisch-karbonatische Entwicklung (Raasberg-Fm.), (E) vermutlich auf Schwellenbereich gebildete Karbonate (Schöckel-Fm.)



Literatur:

- ANGEL, F. (1929): Dolomitsandsteine des Grazer Paläozoikums.- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **64/65**: 136-149, Graz.
- BOIGK, H. (1951): Zum Bau der Grazer Decken.- Z. dt. geol. Ges., **102**: 247-271, Hannover.
- BLÜMEL, O.W. (1956): Über Sandsteine der Grazer Umgebung.- Festschr. F. Angel, 13-18, Graz.
- BOSIC, R. (1998): *Gnathodus prae bilineatus* aus dem Lydithorizont der Oberen Sanzenkogel Formation (Karbon, Grazer Paläozoikum).- Mitt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **56**: 351-365, 3 Abb., 2 Taf., Graz.
- BOSIC, R. (1999): Zur Conodonten-Stratigraphie der Oberen Sanzenkogel Formation (Karbon, Grazer Paläozoikum).- Geologica et Palaeontologica, **33**: 167-189, 6 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Marburg.
- BROMLEY, R.G. (1990): Trace Fossils. Biology and Taphonomy.- 1-280, London (Unwin Hyman).
- BUCHROITHNER, M. (1978): Biostratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Steiermark.- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**: 77-93, 2 Abb., 1 Taf., Graz.
- BUCHROITHNER, M.F., EBNER, F. & SURENIA, R. (1979): Die Entwicklung der Steinbergkalke (Oberdevon, Grazer Paläozoikum) an ihrer Typuslokalität.- Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **109**: 71-84, 3 Abb., 6 Tab., Graz.
- CHATTERTON, B.D.E. (1976): Distribution and paleoecology of Eifelian and Early Givetian conodonts from Western and Northwestern Canada.- In: BARNES, C.R. (Ed.): Conodont paleoecology.- Geol. Ass. Canada. Spec. Pap., **15**: 323 S., Toronto.
- CLAR, E. (1933): Der Bau des Gebietes der Hohen Rannach bei Graz.- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **70**: 24-47, 1 Beil., 1 geol. Karte, Graz.
- CLAR, E. (1935): Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur.- N. Jb. Geol. Paläont., 74/B: 1-39, Stuttgart.
- EBNER, F. (1976): Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums.- Verh. Geol. Bundesanst., **1976**: 65-93, 3 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Wien.
- EBNER, F. (1977a): Die Gliederung des Karbons von Graz mit Conodonten.- Jahrb. Geol. Bundesanst., **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. (1980a): Conodont localities in the surroundings of Graz/Styria.- Abh. Geol. Bundesanst., **35**: 101-127, 11 Abb., Wien.
- EBNER, F. (1980b): 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. (1990): Circummediterranean Carboniferous preflysch sedimentation.- Field Workshop on Carboniferous-Permian sequence of Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), Proc. Field Workshop Pramollo, Praeprint, 20-32, Pramollo.
- EBNER, F. (1991a): Circummediterranean Carboniferous Preflysch Sedimentation.- Giorn. Geol., ser 3^a, **53/1**: 197-208, Bologna.
- EBNER, F. (1991b): Carboniferous Preflysch Sediments in the Alpine-Mediterranean Belts.- Mineralia slovac, 23, 385-394, Bratislava.
- EBNER, F. (1992): Correlation of marine Carboniferous sedimentary units of Slovakia, Hungary and Austria.- In: VOZAR, J. (Hrsg): Special Volume of IGCP Project No 276, Western Carpathians.- Eastern Alps - Dinarides, 37-47, Bratislava.
- 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. (1980b): 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., 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.
- EBNER, F. & WEBER, L. (1978): Die geologisch-tektonischen Verhältnisse zwischen Tannebenstock und Rötischgraben (Grazer Paläozoikum).- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**: 95-113, Graz.
- ESTERLUS, M. (1985): Kristallisationsgeschichte und Strukturprägung im Kristallin E des Grazer Paläozoikums.- Unpubl. Diss. Univ. Wien, 205 S.
- FENNINGER, A. (1975): Die Fazies der Dolomit-Sandstein-Folge des Grazer Paläozoikums - ein Vorbericht.- Mitteilungsbl. Abt. Min. Landesmus. Joanneum, **42**, 285-286, Graz.
- 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 Unterludlow von Graz.- Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **86**: 32-58, Taf. 2, 3, Graz.
- FLÜGEL, H. (1961): Die Geologie des Grazer Berglandes.- Mitt. Mus. Bergb. Geol. Technik, Landesmus. Joanneum, **23**: 1963, 5-212, 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.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark - Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen (Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark 1:200.000).- 127 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).
- FLÜGEL, H.W. & SCHÖNLAUB, H.P. (1972): Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums.- Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**: 142-148, Wien.
- FLÜGEL, H. & ZIEGLER, W. (1957): Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten.- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **87**: 25-60, Taf. 1-4, Graz.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the eastern Alps.- Geol. Soc. Mer., Spec. Pap., **230**: 91-100.
- 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).- Jahrb. Geol. Bundesanst., **134/2**: 227-255, 26 Abb., 2 Tab., Wien.
- FRITZ, H. & KRALIK, 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, Strukturgeol. Kristallingeol., 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. (1981): "Harrberger-Formation" - eine neue lithostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums.- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **111**: 57-64, Graz.
- GOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, Ch. (1982): Die Laufnitzdorf-Gruppe - eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum.- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **112**: 63-73, Graz.
- GOLLNER, H. & ZIER, C. (1985): Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark).- Jahrb. Geol. Bundesanst., **128/1**: 43-73, 9 Abb., 2 Tab., 6 Taf., Wien.
- GSELLMANN, H. (1987): Zur Geologie am Nordostrand des Grazer Paläozoikums (im Bereich Hochschlag-Plankogel-Heilbrunn).- Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 202 S., Graz.
- HADITSCH, J.G. (1958): Die Geologie des Raumes zwischen Graz/Gösting, Judendorf und Straßengel.- Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 164 S., 18 Abb., 4 Beil., Graz.
- HAFNER, H. (1983): Die Geologie der Hohen Rannach bei Graz (Grazer Paläozoikum, Steiermark).- Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 156 S., Graz.
- HANSELMAYER, J. (1958): Petrographie und Chemismus der violetten Diabastuffe vom Florianiberg (Graz-Straßgang).- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **88**: 104-120, Graz.
- HANSELMAYER, J. (1960): Petrographie und Chemismus der devonischen grünen Diabastuffe vom Plabutsch-Bergzug (Graz).- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **90**: 25-40, Graz.
- HASENHÜTTL, Ch. (1994): Eine Wärmegegeschichte des Grazer Bergands. Inkohlung, Illitkristallinität, Tonmineralogie und Conodont Colour Alteration Index im nördlichen Teil des Grazer Deckenkomplex (Grazer Paläozoikum, Österreich).- Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 182 S., Graz.
- HASENHÜTTL, C. (1995): Paläontologische Thermometer am Beispiel des Grazer Paläozoikums.- 2. Tagung ÖPG Kurzfass., S. 12, Graz.
- HASENHÜTTL, C. & HUBMANN, B. (1995): Devonian shallow marine environments of the Graz Palaeozoic affected by rifting.- Publ. Serv. Géol. Luxembourg, **29**: 52-54, Luxembourg.
- HIDEN, H.R. (1995): Zur Fossilführung des Basalanteils der hohen Deckengruppe des Grazer Paläozoikums (Österreich).- Mitt. Abt. Geol. und Paläont. Landesmuseum Joanneum, **54**: 77-91, 4 Abb., 2 Taf., Graz.
- HOLZER, H. (1972): Haltepunkt 1: Steinbruch Punkt 399, Göstingbachtal (Dolomitsandsteinfoolge, Unterdevon).- In: FLÜGEL, H.W.: Führer zu den Exkursionen der 42. Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz.- 131-135, Graz.
- HOINKES, G., KOLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**: 155-181.
- HUBAUER, N. (1986): Zur Kenntnis der Kalkschieferformationen zwischen Tyrnauergraben und Schremsbach (Grazer Paläozoikum, Steiermark).- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **116**: 97-107, 3 Abb., 1 Tab., Graz.
- HUBMANN, B. (1991a): Alveolitidae, Heliolitidae und *Helicosalpinx* aus den Barrandeikalken (Eifelium) des Grazer Devons.- Jb. Geol. B.-Anst., **134/1**: 37-51, 5 Abb., 3 Taf., Wien.
- HUBMANN, B. (1993): Ablagerungsraum, Mikrofazies und Paläoökologie der Barrandeikalk-Formation (Eifelium) des Grazer Paläozoikums.- Jahrb. Geol. Bundesanst., **136/2**: 393-461, 37 Abb., 5 Tab., 2 Taf., Wien.
- HUBMANN, B. (1999): Der Barrandeikalk, ein "klassischer" lithostratigraphischer Name des Grazer Paläozoikums mit "belasteter" Geschichte.- Austrostrat '99, 10-11, Obertrum.
- 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. & OTTO, R. (2000): "Braungesteine", "Kölbergit", "Kehlberg-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.
- KODSI, M. (1967): Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze im Paläozoikum von Graz.- N. Jahrb. Geol. Paläont., Monatsh., 1967: 415-427, Stuttgart.

- KOLMER, H. (1978): Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in spilitischen Gesteinen der Steiermark.- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**: 31-43, 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. Bundesanst., **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. (1989): Lithostratigraphie und Strukturen an der Basis der Rannachdecke im zentralen Grazer Paläozoikum (Ostalpen).- Jahrb. Geol. Bundesanst., **132**: 459-474, Wien.
- NEUBAUER, F. (1991): Stratigraphie und Struktur der Rannachdecke bei Kehr, Grazer Paläozoikum.- Jahrb. Geol. Bundesanst., **134**: 101-116, Wien.
- 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.
- NEUBAUER, F., HOINKES, G., SASSI, F.P., HANDLER, R., HÖCK, V., KOLLER, F. & FRANK, W. (1999): Pre-Alpine metamorphism of the Eastern Alps.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**: 41-62.
- 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.
- PENECKE, A. (1890): Vom Hochlantsch. Eine vorläufige Mitteilung über das Grazer Devon.- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **26**: 17-28, Graz.
- POLTNIG, W. (1984): I. Beitrag zur Geologie westlich von Gösting bei Graz.- II. Fischreste und Eridostraca aus dem Unterdevon von Graz.- Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 106 S., Graz.
- RANTITSCH, G., EBNER, F., RUSSEGG, B. & WEBER, L. (1998): Kohlenstoff-Schwefelbeziehungen in Schwarzschiefern der Schönberg Formation (Obersilur/Unterdevon des Grazer Paläozoikums, Österreich): ein Produktivitätsmodell zur Entstehung altpaläozoischer Schwarzschiefer.- Mitt. Ref. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **Sh 2**: 303-314, 4 Abb., 2 Tab., Graz.
- RUSSEGG, B. (1992): Diagenese bis niedriggradige Metamorphose im südlichen Grazer Paläozoikum (Steiermark, Österreich).- Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 180 S., Graz.
- RUSSEGG, B. (1996): Niedrigst- und niedriggradige Metamorphose im südlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen).- Jahrb. Geol. Bundesanst., **139/1**: 93-100, 4 Abb., Wien.
- SACHSENHOFER, R.F., CURRY, D.J., HORSFIELD, B. & RANTITSCH, G. (1995): Characterization of organic matter in late Cretaceous black shales of the Eastern Alps (Kainach Gosau Group, Austria).- Org. Geochem., **23**: 915-929.
- 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.
- SEILACHER, A. & MEISCHNER, D. (1964): Fazies-Analyse im Paläozoikum des Oslo-Gebietes.- Geol. Rdsch., **54**: 596-619, 13 Abb., 1 Taf., Stuttgart.
- SURENIAN, R. (1978): Die Conodontenfauna des Steinbergkalkes (Oberdevon, Paläozoikum von Graz).- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark., **108**: 121-135, Graz.

- TSCHELAUT, W. (1985): Über das Alter der Arzberger Schichten und der Blei-Zinkvererzung im Grazer Paläozoikum.- Jahrb. Geol. Bundesanst., **128/2**: 241-243, Wien.
- WEBER, L. (1990): Die Blei-Zinklagerstätten des Grazer Paläozoikum und ihr geologischer Rahmen.- Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., **12**: 289 S., Wien.
- WEBER, L. (1997a; Ed.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs.- Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., **19**: 607 S., Wien.
- WEBER, L. (1997b): Metallogenetische Karte von Österreich unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe, 1: 500.000.- Wien (Geol. B.-A.).
- ZIER, C. (1981): Nachweis von Oberdevon und Karbon in der Hochlantschfazies nördlich des Röthelstein bei Mixnitz (Grazer Paläozoikum).- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **111**: 65-74, Graz.
- ZIER, C. (1983): Die Devon-Karbon-Grenze in der Hochlantsch-Fazies des Grazer Paläozoikums.- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **113**: 39-42, Graz.