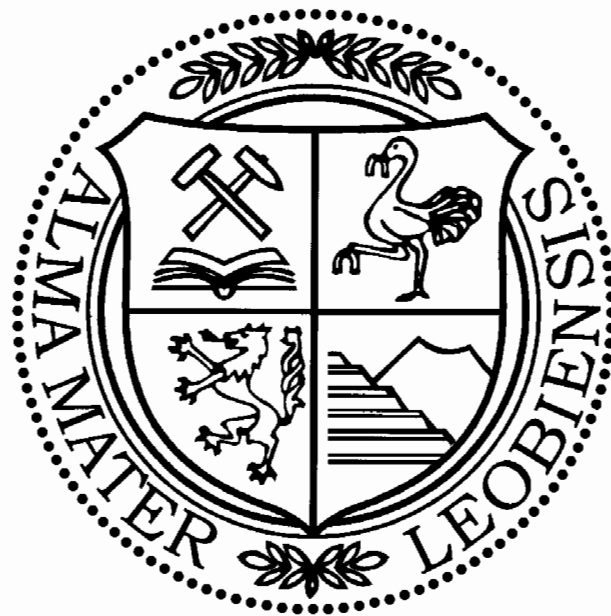


EXKURSIONSFÜHER

EXCURSION GUIDES

SEDIMENT 2000



MITT. GES. GEOL. BERGBAUSTUD. ÖSTERR.

Band 44/2000

Inhalt / Contents

1. EBNER, F., HUBMANN, B. & WEBER, L.: Die Rannach- und Schöckel-Decke des Grazer Paläozoikums / The Rannach- and Schöckel-Nappe of the Graz Paleozoic.....1-44
2. GAWLICK, H.-J.: Paläogeographie der Ober-Trias Karbonatplattform in den Nördlichen Kalkalpen / Paleogeography of the Late Triassic carbonate platform of the Northern Calcareous Alps.....45-95
3. GAWLICK, H.-J.: unter Mitwirkung von DIERSCHKE, V.: Die Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen (hoher Mittel-Jura, Ober-Jura) / The late Middle to Upper Jurassic Radiolarite Basins in the Northern Calcareous Alps.....97-156
4. EBNER, F. & RANTITSCH, G.: Das Gosaubecken von Kainach - ein Überblick / The Late Cretaceous Kainach Gosau Basin - an Overview.....157-172
5. SACHSENHOFER, R.F., STRAUSS, P., WAGREICH, M., ABART, R., DECKER, K., GOLDBRUNNER, J.E., GRUBER, W., KRIEGL, C. & SPÖTL, C.: Das miozäne Fohnsdorfer Becken - Eine Übersicht / The Miocene Fohnsdorf Basin - An overview....173-190
6. WESSELY, G.: Sedimente des Wiener Beckens und seiner alpinen und subalpinen Unterlagerung / The Vienna Basin and its alpine and subalpine basement.....191-214
7. SACHSENHOFER, R.F., EBNER, F., MALI, H., MELLER, B. & STINGL, K.: Das kohleführende Neogen von Köflach-Voitsberg / Coal-bearing Neogene sediments in Köflach-Voitsberg.....215-240
8. WIECZOREK, J.: Mesozoic evolution of the Tatra Mountains (Carpathians).....241-262
9. GAWLICK, H.-J. & LEIN, R.: Die Salzlagerstätte Hallein - Bad Dürrenberg / The salt mine of Hallein - Bad Dürrenberg263-280
10. Erratum: BERTLE, H.:.....280-288
11. LEIN, R.: Die Hallstätter Trias der Mürztaler Alpen / The pelagic Hallstatt facies (Triassic) of the Muerztal Alps289-296

Die Rannach- und Schöckel-Decke des Grazer Paläozoikums

The Rannach- and Schöckel-Nappe of the Graz Paleozoic

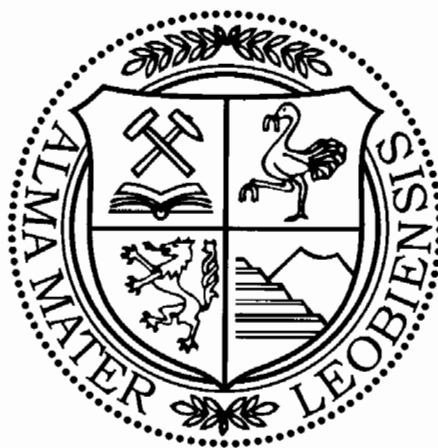
Von

Fritz EBNER, Bernhard HUBMANN & Leopold WEBER

mit 17 Abbildungen, 5 Tabellen und 3 Tafeln
with 17 figures, 5 tables and 3 plates

Exkursionsführer

SEDIMENT 2000



Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

Prof. Dr. Fritz EBNER

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften,

A-8700 Leoben, Österreich.

Fax: +43/3842-402-788,

fritz.ebner@unileoben.ac.at

Dr. Bernhard HUBMANN

Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Geologie und Paläontologie,

Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.

Fax: +43/316-380-9871,

bernhard.hubmann@kfunigraz.ac.at

Dr. Leopold WEBER

Bundesministerium für Wirtschaft und Arbeit, Montanbehörde,

Denisgasse 31, A-1200 Wien, Österreich.

Fax: +43/222-3746382-8699,

leopold.weber@bmwa.gv.at

Inhalt

Zusammenfassung / Abstract.....	2
1. Einleitung.....	3
2. Der geologische Bau des Grazer Paläozoikums.....	3
3. Schichtfolge der Rannach-Decke.....	8
4. Schichtfolge und Tektonik der Schöckel-Decke.....	19
4.1. Der Blei-Zink-Baryt Bezirk Grazer Paläozoikum.....	20
5. Exkursion.....	21
5.1. Stop 1: Traföss.....	21
5.2. Stop 2: N Badl.....	22
5.3. Stop 3: Plabutsch-Fürstenstand.....	22
5.4. Stop 4: Forstweg Attems (Frauenkogel-Südhang).....	23
5.5. Stop 5: Hartbauer.....	26
5.6. Stop 6: Pfaffenkogel.....	31
5.7. Stop 7: Haritzgraben.....	32
5.8. Stop 8: Taschen.....	33
5.9. Stop 9: Schau- und Lehrstollen Arzberg.....	33
Literatur.....	36

Contents

Zusammenfassung / Abstract.....	2
1. Introduction.....	3
2. Geology of the Graz Paleozoic.....	3
3. Stratigraphic sequence of the Rannach-Nappe.....	8
4. Stratigraphic sequence and tectonic of the Schöckel-Nappe.....	19
4.1. The Graz Paleozoic lead/zinc-barite district.....	20
5. Excursion.....	21
5.1. Stop 1: Traföss.....	21
5.2. Stop 2: N Badl.....	22
5.3. Stop 3: Plabutsch-Fürstenstand.....	22
5.4. Stop 4: Forest road Attems (Frauenkogel-S slope).....	23
5.5. Stop 5: Hartbauer.....	26
5.6. Stop 6: Pfaffenkogel.....	31
5.7. Stop 7: Haritzgraben.....	32
5.8. Stop 8: Taschen.....	33
5.9. Stop 9: Abandoned underground mine of Arzberg.....	33
References.....	36

Zusammenfassung

Aus dem Grazer Paläozoikum werden zwei in Ausbildung und Metamorphosegrad unterschiedliche Deckeneinheiten (Rannach-Decke; Schöckel-Decke) dargestellt. In höchster tektonischer Position setzt sich die reichlich Fossil-führende Rannach-Decke aus vulkanoklastischen Einheiten des Silurs – Unterdevons (Reinerspitz-Gruppe), der unter – mitteldevonischen Litoralentwicklung der Rannach-Gruppe, der pelagischen Forstkogel-Gruppe (oberstes Givetium – Namurium B) und der Dult-Gruppe (Namurium B/?Westfalium) zusammen. Die in tektonisch tiefer Position im Bereich der Grünschieferfazies metamorphen Schöckel-Decke ist aus ?vordevonischen Anteilen (Passailer Gruppe, vulkanogene Taschen-Fm.) und der devonischen Peggauer-Gruppe aufgebaut. Letztere enthält in der Schönberg-Fm. die Sedex-Vererzungen des Blei/Zink-Baryt-Bezirks Grazer Paläozoikum. Von 9 Exkursionspunkten werden typische

Bereiche der Rannach- und Schöckel-Decke dargestellt. Die Vererzungen des zuvor genannten Rohstoff-bezirkes werden am Beispiel des Schau-/Lehrstollens Arz-berg beschrieben.

Abstract

Two nappes (Rannach- and Schöckel-Nappe) are described from the Graz Paleozoic thrust complex and are characterized by their individual sedimentary facies, stratigraphy and metamorphic overprint. The Rannach-Nappe is situated in the highest position of the thrust complex. It is rich in fossils and composed of volcanoclastic rocks (Silurian – Early Devonian; Reinerspitz-Group) and a litoral environment (Early – Middle Devonian; Rannach-Group) followed by the pelagic Forstkogel-Group (Late Givetian – Namurian B) and the Dult-Group (Namurian B/?Westfalium). The Schöckel-Nappe in the lowermost tectonic position is over-

printed by the greenschist metamorphic facies. It is made up by pre-Devonian rocks (Passail-Group, slates and Tasschen-Fm., green schists) and the Devonian Peggau-Group. Part of the latter is the Schönberg-Fm. with Meggen-type lead/zinc-barite Sedex mineralizations. Typical outcrops of the Rannach- and Schöckel-Nappe are described from 9 excursion stops. The characteristic syngenetic mineralizations of the Graz Paleozoic lead/zinc barite district are demonstrated in the abandoned underground mine of Arzberg/S Passail.

1. Einleitung

Die geowissenschaftliche Erforschung der Steiermark begann mit der Schaffung des Joanneums im Jahre 1811 durch ERZHERZOG JOHANN. Eine erste Dokumentation der "Landesaufnahme" liegt durch Leopold von BUCH aus dem Jahr 1819, der eine Schichtfolge des Grazer Paläozoikums veröffentlichte, vor. Mit dieser Arbeit, "Über einige Berge der Trappformation in der Gegend von Grätz", beginnt eine Folge von Publikationen, die nach 180jähriger wissenschaftlicher Auseinandersetzung mit dieser geologischen Einheit (in der älteren Literatur synonym mit 'Grazer Becken', 'Grazer Bergland', 'Grazer Bucht', 'Grazer Devon', 'Grazer Gebirge'), ihren Niederschlag in rund 600 Arbeiten gefunden hat (HUBMANN 2000a).

Bereits 1829 legte Mathias ANKER, der Kustos am Joanneum war, einen ersten Entwurf einer geologischen Karte der Steiermark vor (vgl. GRÄF & FRITZ 1999).

Die paläontologische Erforschungsgeschichte des Grazer Paläozoikums verzeichnet im Jahr 1843 ein erstes "Highlight". Anlässlich der in Graz stattfindenden "21. Jahresversammlung der Deutschen Naturforscher und Ärzte" publizierte Franz UNGER, der damalige Professor für Zoologie und Geologie am Joanneum in Graz, eine erste Fossil-Liste. Diese beinhaltete u. a. die Auflistung einiger rugoser und tabularer Korallenarten, die am Plabutsch bei Graz aufgesammelt und durch Paul Maria PARTSCH, der Kustos am Hofmuseum in Wien war, bearbeitet wurden. Als großen Verdienst UNGERS ist es zu werten, dass er aufgrund dieser Fossilien bereits vier Jahre nach Aufstellung des "Devon" durch MURCHISON und SEDGWICK die Ablagerungen als diesem System zugehörig erkannte. Mit der "klassischen" systematisch-paläontologischen Arbeit von Alphons PENECKE (1894), die auf reichhaltiges Fossilmaterial, welches Rudolf HOERNES bereits in den 80er Jahren des 19. Jahrhunderts aufgesammelt und bestimmt hatte, zurückgreift, wurde eine mehrere Dezennien andauernde paläontologisch-biostratigraphische Ära in der Erforschung des Grazer Paläozoikums eingeleitet. Durch Fehlbestimmungen und Überbewertungen einiger "konservativer" Fossilformen, sowie durch lithologische Vergleiche (Makro)Fossil-freier Abfolgen mit anderen Paläozoikumsvorkommen, kam es zu unterschiedlichen Meinungen in der Altersfrage der Schichtfolgen und zu teils ausgelassenen Polemiken unter den Wissenschaftlern. Der Einsatz conodontenstratigraphischer Methoden brachte schließlich den "Schwarzen Freitag" (FLÜGEL 1958) für die damalige Stratigraphie des Grazer Paläozoikums.

Nach dem heutigen Stand des Wissens liegt ein Konzept

über den stratigraphischen Umfang und tektonischen Aufbau des Grazer Paläozoikums vor, das aber noch viele Detailfragen unbeantwortet läßt. Schwierigkeiten der Interpretation liegen in den nur punktuell aufgelösten stratigraphischen Fixpunkten begründet. Damit wird auch die Auflösung des variszischen und alpidischen Internbaues sowie die faziellen und paläogeographischen Zusammengehörigkeiten einzelner Formationen erschwert. Die teils mangelnde chronostratigraphische Detailkenntnis und die geringe Aufschluß-Dichte erlauben nur bedingt die Verbreitung und Zusammengehörigkeit einzelner Faziestypen zu erkennen. Damit ist die Modellerstellung der Ablagerungsräume auch nur bedingt möglich. Diese Unsicherheit überträgt sich auch auf die tektonischen Konzepte. Wir schließen uns daher einer deskriptiven tektonischen Gliederung in drei maßgebliche Deckensysteme (basale, mittlere, obere Deckengruppe; FRITZ & NEUBAUER 1990) an.

Mit EBNER (1998) liegt für den westlichen Abschnitt (ÖK-Blatt 163), mit FLÜGEL (2000) eine für den Gesamttraum erstellte lithostratigraphische Neugliederung vor. Letzterer kann hier nur bedingt gefolgt werden. Die "neuen" lithostratigraphischen Namen werden im folgenden übernommen, wir stimmen sie aber gemäß der für den deutschsprachigen Raum erstellten stratigraphischen Richtlinien (STEININGER & PILLER 1999) ab.

2. Der geologische Bau des Grazer Paläozoikums

Das Grazer Paläozoikum umfaßt ein ca. 1250 km² großes Gebiet, welches nord(westlich) und westlich vom Gleinalmbzw. Koralpenkristallin (Mittelostalpin) und im Osten vom Kristallin von St. Radegund (Mittelostalpin) und vom Raabalpenkristallin (Unterostalpin) begrenzt wird. Nach NEUBAUER (1981) ist das vormalig dem Mittelostalpin zugeordnete Angerkristallin im östlichen Grenzbereich des Grazer Paläozoikums auf Grund gradueller metamorpher Übergänge letzterem zuzurechnen. 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, als Teil des oberostalpinen Deckenstapels, besteht selbst 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-

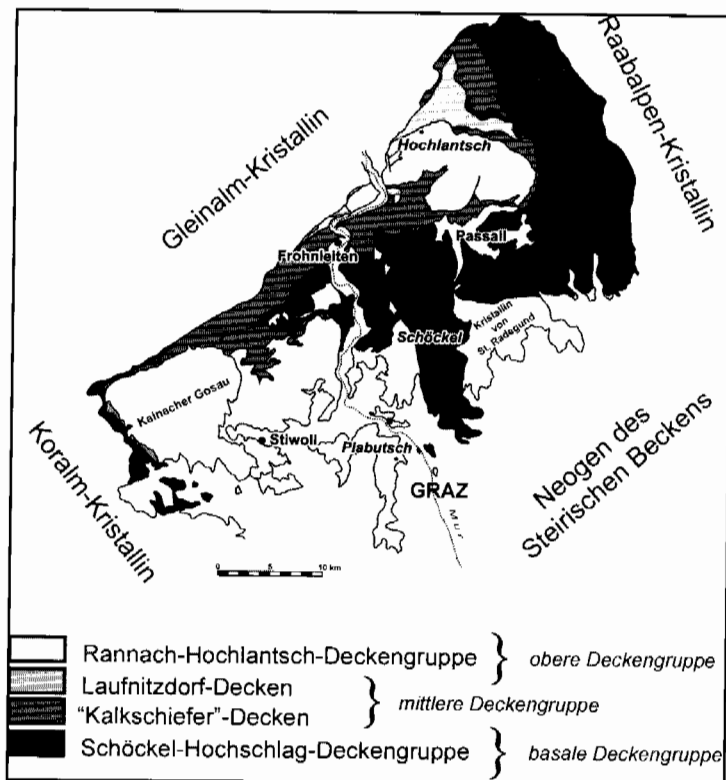


Abb. 1: Das Grazer Paläozoikum, seine Umrahmung und Interngliederung in Deckengruppen. Nach heutigen Vorstellungen wird in einer großtektonischen Dreiergliederung die Schöckel-Hochschlag-Deckengruppe der "basalen Deckengruppe", die "Kalkschiefer"-Decken zusammen mit den Laufnitzdorf-Decken der "mittleren 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.

Fig. 1: The Graz Paleozoic is framed by and internally organised in systems of nappes. The Schöckel-Hochschlag-nappe-group is generally considered to form the "Base-Nappe-Group", the "Kalkschiefer-Nappe", together with the Laufnitzdorf-Nappe forms the "Middle Nappe-Group" and the Rannach-Hochlantsch-Nappe-Group forms the "Upper Nappe-Group". The Laufnitzdorf-Nappes are characterized by a lower degree of metamorphism than the "Kalkschiefer"-Nappes. Therefore, they have a special position within the "Middle Nappe-Group".

Fazies" und "Tonschiefer-Fazies" (FLÜGEL 1975 cum lit.). Nach paläogeographischen Vorstellungen des Gesamttraumes werden dabei 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 (Abb. 2). 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-Bärenschuttkonglomerates entlang sinistraler Seitenverschiebungen an der Paläozoikum/Kristallin-Grenze (NEUBAUER et al. 1995) transparent. Indzien einer variszischen Tektonik oder gar eines Deckenbaues vergleichbar den Karnischen Alpen sind durch 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, 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 variszischen 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 drucklösungsbedingten Quarz- und Karbonatgängen und 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 (1987) wertet 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.

Dennoch erkennt RUSSEGGER (1992), dass:

1. Innerhalb der Rannachdecke sich deutliche Maxima der

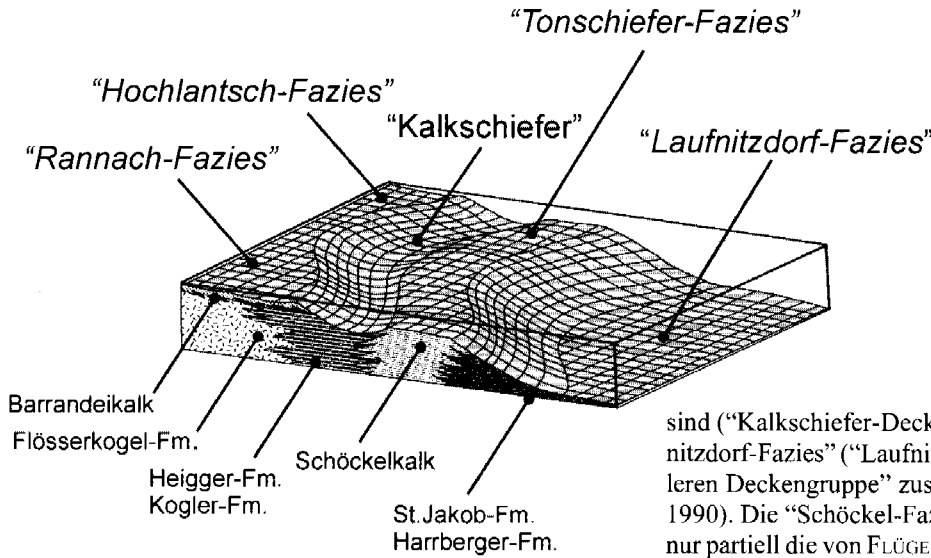


Abb. 2: Paläogeographische Rekonstruktion für das mittlere Devon des Grazer Paläozoikums (modifiziert nach HUBMANN 1993). Abfolgen der "Rannach-Fazies" und "Hochlantsch-Fazies" finden sich in der "hohen Deckengruppe". Die weit verbreiteten "Kalkschiefer"-Abfolgen, die in ihren Beziehungen und Abgrenzungen 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.

Fig. 2: Palaeogeographic reconstruction of the Middle Devonian in the Graz Paleozoic (modified from HUBMANN 1993). "Rannach-Facies" and "Hochlantsch-Facies" are part of the "Upper Nappe-Group". The widely distributed "Kalkschiefer"-sequences, which are as yet little understood concerning their internal relationships and boundaries ("Kalkschiefer"-Nappes), and the "Laufnitzdorf-Facies" are subsummed as the "Middle Nappe-Group" (FRITZ & NEUBAUER 1990). In this figure the "Schöckel-Facies" contains only parts of the sequences grouped by FLÜGEL (2000) as "Peggau-Group".

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 Hochlantsch-Decke. Im nördlichen Teil des Deckenstapels treten deutliche Metamorphosesprünge zwischen den Decken auf. Durch tektonische Duplizierung kommen niedriger temperierte Decken unter höher temperierte zu liegen (Laufnitzdorf-Decke unter Kalkschiefer-Decke; HASENHÜTTL 1994). Tektonischer Zuschnitt - infolge von Ab-schiebungen - im Zuge des Aufstiegs des Gleinalmkristallins (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:

(A) Die karbonen Kalke der Hochlantschdecke (Bärenschütz-Fm.) enthalten Conodonten mit einem geringen CAI (2,5) im Vergleich zu der stratigraphisch älteren Steinberg-Fm. im Liegenden (CAI 6). Dieser CAI-Sprung konnte aufgrund der Lithologie mit anderen temperaturindikativen Methoden nicht bestätigt werden (HASENHÜTTL 1994).

Die Tonsteine der Dornerkogel-Fm. nehmen innerhalb der Laufnitzdorfdecke die tektonisch höchste Position ein. Die stratigraphische Stellung dieser Formation ist ungeklärt. Große Ähnlichkeit zur Hahngraben-Fm. der Dult-Gruppe (Rannach-Decke) in Lithologie, Deformationsgrad und erhöhtem Gehalt an dispersen organischen Material sprechen für mögliches Karbonalter. In dieser Formation treten 2 V_{max}-Populationen auf, die ein Hinweis auf Wiederaufarbeitung von höher temperierten Sedimenten sind (HASENHÜTTL 1994).

Deckengruppe	Tonmineral-Maturität Illit-Kristallinität (°Δ2θ) Durchschnitt/Bandbreite	Organische Maturität Vitrinitreflexion (V _{max}) Durchschnitt/Bandbreite	CAI-Wert Dsch/Bb	Prägungstemperatur T _{max} in °C
Rannach-Decke	0.27 / 0.64 - 0.19	5.3 / 1.9 - 8.8	5 / 4.5 - 7.5	250 - >300
Hochlantsch-Decke	0.24 / 0.29 - 0.19	6.7 / 6.1 - 7.3	5 / 3 - 7	350
Kalkschiefer-Decken	0.21 / 0.26 - 0.15	9.9 / 9.3 - 10.4	5.5 / 5 - 7	390
Laufnitzdorf-Decken	0.28 / 0.39 - 0.22	6.4 / 4.9 - 7.7	5 / 4 - 6.5	320
Schöckel-Decke	0.19 / 0.22 - 0.16	9.9 / 8.6 - 10.6	5.5 / 5 - 6.5	390

Tab. 1: Die mit unterschiedlichen Methoden ermittelten Diagenese-/Metamorphosestadien für die einzelnen Deckengruppen des Grazer Paläozoikums (RUSSEGGER 1992, 1996, HASENHÜTTL 1994, HOINKES et al. 1999).

Tab. 1: Diagenetic and metamorphic overprints of the individual nappes in the Graz thrust complex measured by different methods (RUSSEGGER 1992, 1996, HASENHÜTTL 1994, HOINKES et al. 1999).

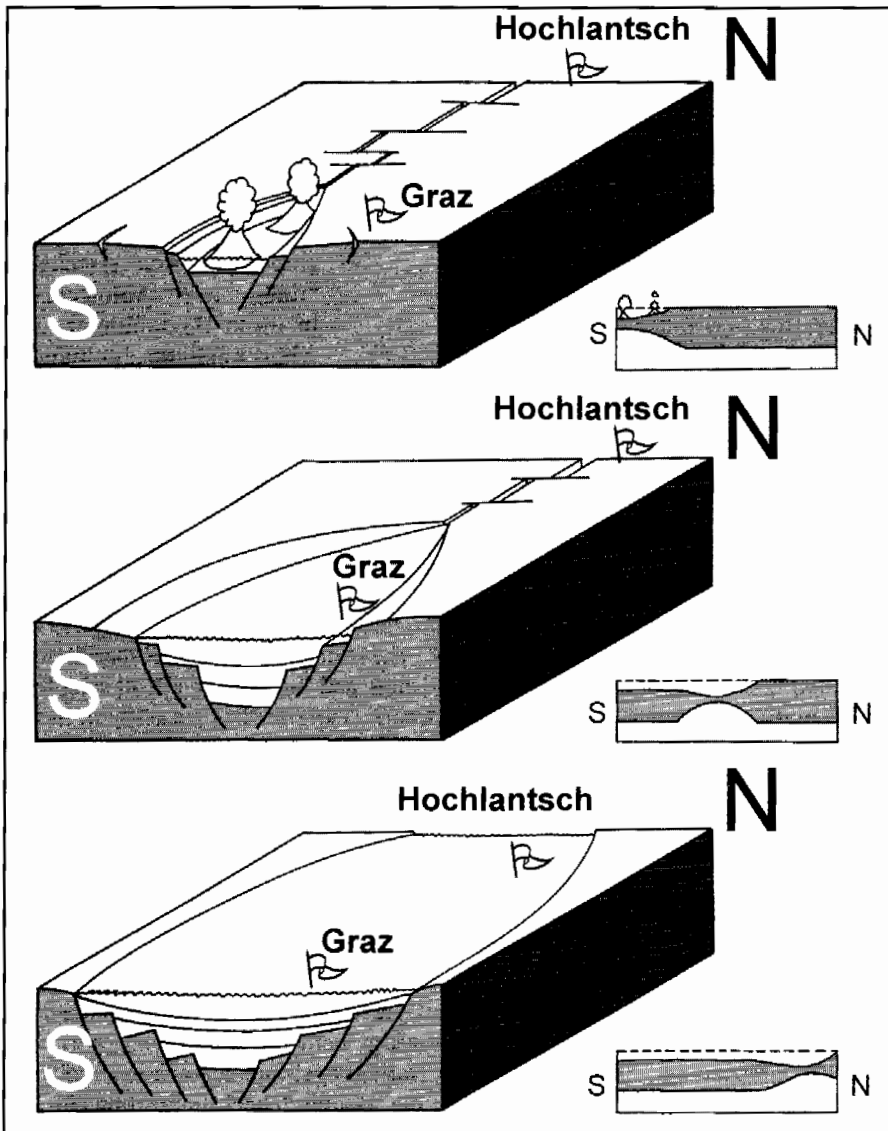


Abb. 3: Initiales Rift-Becken der Rannach-Hochlantsch-Entwicklung als Cartoon für den Zeitabschnitt Silur/Unter-Mitteldevon. Die kleinen Abbildungen rechts zeigen Schnitte in Richtung der Subsidenzachse. Das Hyperthermie-Zentrum ist verknüpft mit der Subsidenz der Becken in Raum und Zeit. In dieses Stadium fällt auch die Bildung der Pb/Zn-Baryt Sedex Mineralisationen des Grazer Paläozoikums.

Fig. 3: Cartoon of rift initiation in the Silurian/Lower Devonian Rannach-Hochlantsch district. The small figures shows sections along the subsidence axis. The center of hyperthermy is linked to the basins' subsidence in time and space. This is also the time of Pb/Zn-Baryt Sedex mineralisations in the Graz Paleozoic.

In den oberkretazisch, diskordant den Deckenstapel übergreifenden alluvialen Gams/Bärenschützkonglomeraten treten neben Geröllern 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. 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).

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. 4).

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 (vgl. Abb. 3). 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 haben. Im Raum Kehr (westlich von Graz) sind die basalen Abfolgen durch laminierte Aschentuffe, Debrisflows und polymikte Agglomerate vulkanischer und sedimentärer Komponenten charakterisiert. Orthoceren-führ-

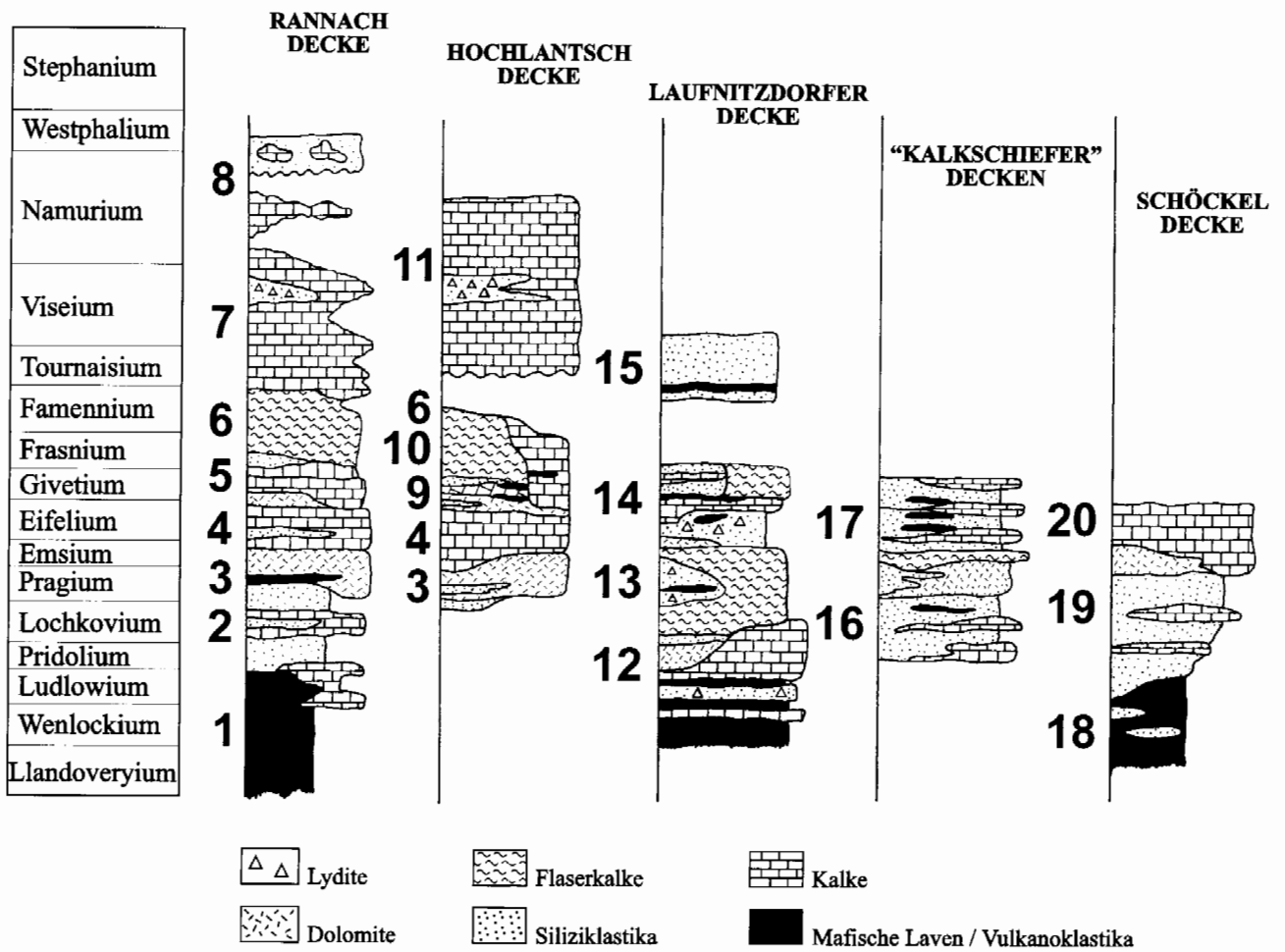


Abb. 4: Stratigraphisches Überblicksschema der Decken bzw. Deckengruppen im Grazer Paläozoikum. Verändert nach HUBMANN & HASENHÜTTL (1995) und KREUTZER et al. (1997): 1...Kehr-Formation, Kötschberg-Formation; 2...Parmasegg-Formation; 3...Flösserkogel-Formation, Bameder-Formation; 4...Barrandeikalk; 5...Kollerkogel-Formation;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

Fig. 4: Stratigraphic overview of nappes or nappe-groups in the Graz Paleozoic. Modified from HUBMANN & HASENHÜTTL (1995) and KREUTZER et al. (1997): 1...Kehr-Formation, Kötschberg-Formation; 2...Parmasegg-Formation; 3...Flösserkogel-Formation, Bameder-Formation; 4...Barrandeilimestone; 5...Kollerkogel-Formation; 6...Steinberg-Formation; 7...Sanzenkogel-Formation; 8...Höchkogel-Formation, Hahngraben-Formation; 9...Tyrnaueralm-Formation; 10...Zachenspitz-Formation, Hochlantsch-Formation; 11...Bärenschütz-Formation; 12...Hackensteiner-Formation; 13...Harrberger-Formation; 14...St.Jakob-Formation; 15...Dornerkogel-Formation; 16...Kogler-Formation; 17...Hubenhalt-Formation; 18...Taschen-Formation; 19...Schönberg-Formation; 20...Schöckel-Formation; Hochschlag-Formation.

ende 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 Blocklaven 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 pyroklast-

ischen Gesteinen und Laven mit biodetritischen Dolomiten ein hochenergetisches, flachmarines Environment andeuten. Innerhalb der Abfolgen, speziell in der Entwicklung im Raum Kehr (Kehr-Fm.; westlich von Graz) geht der vulkanogene Einfluß graduell zu Gunsten einer feinklastischen Entwicklung ("Übergang" in die Parmasegg-Fm.) ins Hangende 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 offenmarinen (Radiolarien) vulkanoklastischen Sedimentationsraum an. Im Hangenden folgen Orthoceren- und Knollenkalke (Hackensteiner-Fm., Harrberger-Fm.).

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

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-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., Tyrnaueralm-Fm.). Weit verbreitete Tuffe, Spilite und pyroklastische Brekzien sind Ausdruck eines zweiten Höhepunktes des alkalisch-mafischen Vulkanismus, welcher möglicherweise bis ins Frasnium reicht (Zachenspitz-Fm.).

In der Rannach-Decke vertieft sich der Ablagerungsraum ab dem Mitteldevon bis zum Unterkarbon (Steinberg-Fm., Sanzenkogel-Fm.). Den Abschluß bildet hier die Flachwasserentwicklung der Dult-Gruppe (sensu FLÜGEL 2000; Höchkogel-Fm., Hahngraben-Fm.). Schichtlücken, prä- bis intrakarbone 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-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 Rannach-Decke

Als chronostratigraphisch tiefste Einheit der Rannach-Gruppe (entspricht der "Rannach-Fazies" (HERITSCH 1927), FLÜGEL 1975) wurde bislang die vulkanoklastische Entwicklung im Raum Kehr und deren Äquivalente angesehen (FLÜGEL 1972, 1975, FLÜGEL & NEUBAUER 1984, EBNER 1983, EBNER et al. 1979, 1980a, b, HUBMANN 1997, etc.). Diese Abfolge wurde entsprechend ihrer lithofaziellen Entwicklung in eine tiefere, vorwiegend vulkanoklastische Einheit ("Untere Schichten von Kehr" = Kehr-Fm.) und eine überwiegend (fein)klastisch-kalkige höhere Einheit ("Obere Schichten von Kehr" = Kötschberg-Fm.) gegliedert. 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, HIDDEN 1995).

FLÜGEL (2000) trennt die "Schichten von Kehr" von der Rannach-Gruppe (im oben erwähnten Sinne) ab und stellt sie als "Kehrer-Vulkanit-Formation" und "Kötschberger-Formation" in eine neu aufgestellte "Reinerspitz-Gruppe". In der Rannach-Decke folgt über dieser vulkanoklastischen Entwicklung eine in ihrer Mächtigkeit erheblich schwankende Abfolge (meist um 150 m), die wegen ihres Reichtums an Crinoidenfragmenten (STACHE 1874) als "Crinoiden-Schichten" (FLÜGEL 1960: 117) bezeichnet wurde. Mit FRITZ (1991) wird diese faziell sehr uneinheitliche Entwicklung als Parmasegg-Formation bezeichnet. An der Typuslokalität am Parmaseggkogel läßt sich nach FRITZ (1991: 232) diese Formation in eine 'Dolomit-Siltschiefer-Subformation' (mit Serizit-Chloritphylliten und gebankten Dolomiten sowie Dolomitschiefern), eine 'Karbonat-Mergel-Subformation' (mit sulfidreichen Tonschiefern und Karbonat-Mergelfolgen), eine 'Plattenkalk-Subformation' (mit vereinzelt Dolomitbänken und Tuffitlagen) und eine 'Siltstein-Subformation' (mit geflaserten Siltsteinen und Tonlagen) untergliedern. Im Raum westlich von Graz ist diese Formation lithologisch ebenfalls sehr variativ (POLTNIG 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-Subformation' sensu FRITZ 1991) und Greitnerkogel-SbFm. (plattige Crinoidenschuttalke mit vereinzelt Korallen und Stromatoporen).

Über der Parmasegg-Fm., wohl mit dieser auch verzahnd setzt mit der Flösserkogel-Fm. (vormals "Dolomitsandsteinfolge") eine als peritidale Abfolge zu interpretierende Einheit (FENNINGER & HOLZER 1978) ein, die sowohl in der Rannach-Decke wie auch in der Hochlantsch-Decke vertreten ist. In letzterer fehlen tiefere Schichtglieder vermutlich auf Grund einer diskordanten Überschiebung mit basaler Amputation älterer Schichtglieder (GOLLNER & ZIER 1985: 46).

In ihrer Gesamtmächtigkeit ist die Flösserkogel-Fm. (FLÜGEL 2000: 19) 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., FLÜGEL 2000; vormals "Dolomitsandstein-Bank", HERITSCH 1917; "liegendes Member" HUBMANN & HASENHÜTTL 1995, FENNINGER et al. 1997, HUBMANN 1997) ist überwiegend aus hellbraunen Sandsteinen, sandigen (Mergel)Schiefern, "Bythotrephis-Sandsteinen", sandigen Dolomiten und dünnplattigen, dunkelblauen Dolomiten (vgl. HADITSCH 1958, HOLZER in FLÜGEL 1972) aufgebaut.

Der Liegendabschnitt der Göstinggraben-SbFm. ist mit dem häufigen Auftreten von Sandstein-, dolomitischen Biogenschuttlagen 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 Barran-

deikalken auf) findet sich in der (älteren) Literatur unter der Bezeichnung "Bythotrephis-Schiefer" (vgl. FLÜGEL 1956: 48-49). Es handelt es sich um mergelige Schiefer mit meist u-förmigen Wühlspuren, die nach SEILACHER in FLÜGEL (1964) von Depositfressern der 'Gattung' *Scalarituba* erzeugt wurden. Der Durchmesser der Wühlgänge liegt bei 5 mm, deren zentrale Zone weist ineinandergepreßte Kotpillen von Durchmessern um 1-2 mm und eine gegen das übrige Sediment diffus abgegrenzte periphere Zone auf. *Scalarituba* wird von mehreren Autoren (u. a. HENBEST 1960, SEILACHER & MEISCHNER 1964) zu Assoziationen der *Zoophycos*-Ichnogilde gestellt. Sie wären demnach also als Spuren opportunistischer Depositfresser, welche typischerweise in Streßumgebungen auftreten (BROMLEY 1990) zu deuten. Die *Zoophycos*-Spurenassoziation tritt gehäuft im tieferen Schelf unterhalb der Sturmwellenbasis (und tiefer) auf (PEMBERTON et al. 1990), bringt also keine zusätzlichen Bathymetrie-indikativen Aussagen. RODRIGUEZ & GUTSCHICK (1970) konnten zeigen, dass *Scalarituba* auch flachere Environments mit ausreichenden Sauerstoffgehalten bewohnten. Nach FLÜGEL (1956) und FENNINGER & HOLZER (1978) sprechen paläogeographische Hinweise für flach-marine Areale, möglicherweise auch für die Gezeitenebene, welche die Erzeuger der Spuren bewohnten (vgl. auch CONKIN & CONKIN 1968).

Hangend zu dieser Entwicklung folgen in oft ausgeprägter Zyklizität im Meterbereich vorwiegend aus disartikulierten Echinodermaten bestehende Biogenschuttlagen, 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.). Nach Untersuchungen von FENNINGER & HOLZER (1978: 128-134) läßt sich 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 (vgl. ANGEL 1929), so weist die letztere Gruppe auf ein metamorphes Hinterland hin.

Die mittlere Einheit umfaßt den "Diabastuff-Horizont" (= Admonterkogel-SbFm., FLÜGEL 2000; "mittleres Member" HUBMANN & HASENHÜTTL 1995, FENNINGER et al. 1997, HUBMANN 1997), eine vulkanogene Abfolge, die eine rege Wechsellagerung mehrerer geringmächtiger grüner, rötlicher und violetter (Lapilli-)Tuffe und Tuffitbänke (HANSELMAYER 1958, 1960) mit weißlichen Dolomiten und dolomitischen Sandsteinen darstellt. Aus diesen Tuffen hat bereits TERGLAV (1876) quarzporphyrisches Material beschrieben. Die vulkanoklastischen Gesteine kamen in flachen, evaporitischen Pfannen zur Ablagerung und wurden dabei in ihrer chemischen Zusammensetzung verändert (FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER 1984: 50).

Die Entwicklung hangend der Vulkanoklastika ("Dolomit-Bank" sensu HERITSCH 1917; "hangendes Member" HUBMANN & HASENHÜTTL 1995, FENNINGER et al. 1997, HUBMANN 1997) läßt sich in tiefere 'helle' und höhere 'dunkle' Dolomite (HERITSCH 1917: 88) gliedern. Diese Zweiteilung ist nicht überall durchzuführen (EBNER et al. 1980a).

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 (und wohl auch das "liegende Member"). 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. (FLÜGEL 2000), 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 (Abb. 5).

Sedimentstrukturen, wie 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. 1980b: 96-98) und im Profil der Zenzlwand (unpubl.) 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 (laminierte, 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 durch 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,

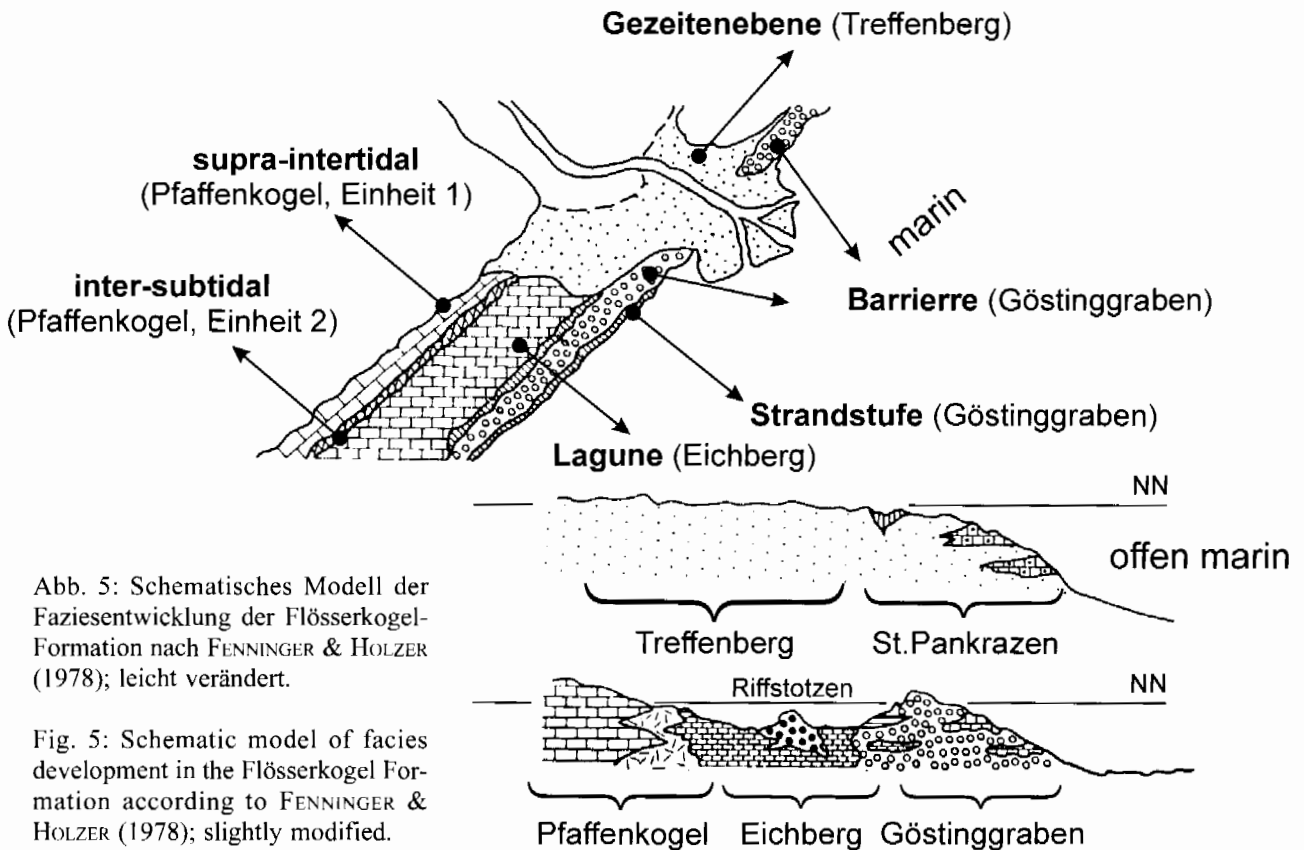


Abb. 5: Schematisches Modell der Faziesentwicklung der Flösserkogel-Formation nach FENNINGER & HOLZER (1978); leicht verändert.

Fig. 5: Schematic model of facies development in the Flösserkogel Formation according to FENNINGER & HOLZER (1978); slightly modified.

welliger Wechsellagerung und Linsenschichtung wird mit FENNINGER & HOLZER (1978) als Ablagerung einer Gezeiten-ebene gedeutet.

Die aus detaillierten Faziesanalysen verschiedener Profilabschnitte zusammengestellte Interpretation (Faziesmosaik) der gesamten peritidalen Entwicklung durch FENNINGER & HOLZER (1978: 141-144) versucht einzelne 'Subfaziestypen' zu einem lateral/vertikalen Faziesmodell zu vereinen (Abb. 5):

- Subfazies 1:
Gezeiten-Ebene (z. B.: Gebiet Treffenberg)
- Subfazies 2:
Strandstufe (z. B.: Göstingbachtal, "Aufschluß Punkt 399")
- Subfazies 3:
Barriere (z. B.: Göstingbachtal, "Aufschluß Punkt 399")
- Subfazies 4:
Lagunenentwicklung mit *Amphipora*-Mounds (z. B.: Eichberg/Kanzelkogel)
- Subfazies 5:
Supra- bis intertidales Environment (Pfaffenkogel: "Einheit 1"; Zenzlwand)
- Subfazies 6:
tiefintertidales bis flach subtidales Environment (Pfaffenkogel: "Einheit 2")

Die chronostratigraphische Einordnung der Flösserkogel-Fm. ist nur punktuell erfaßbar. Sie dürfte zumindest das Pragium und Zlichovium (FLÜGEL 1975 cum lit.) und möglicherweise noch tiefere Anteile (FLÜGEL 1956, EBNER 1976), größtenteils wohl das Emsium (u. a. GOLLNER & ZIER 1985) 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 (vgl. FENNINGER & HOLZER 1978).

Die zuvor beschriebene um Graz und entlang des Murtales lithologisch gut gliederbare Schichtfolge des höheren Unterdevons und tieferen Mitteldevons vermischt sich in West-Richtung (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 (SCHARFE [1978] in FENNINGER & HOLZER; 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-Heiggenkogel-Mühlbacherkogel sind südwestlich von Großstübing all-

mähliche Übergänge der dolomitisch/kalkig-siltig-sandigen Entwicklung der Flösserkogel-Fm. zu kalkig-schiefrig-siltig/sandigen Gesteinsabfolgen erkennbar (KAHR 1949). Diese wurden vielfach (z. B. FLÜGEL 1975) als fazielle Verzahnung der Rannach-Fazies ("Dolomitsandsteinfolge") mit der "Kalkschiefer-Folge" der Hochlantsch-Fazies angesehen. 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 wenige 100 m mächtige Wechselfolge o.g. Gesteine 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 im Gesamtbereich der Rannach-Decke mit der Ablagerung der Barrandeikalke wiederum der Ablagerungsraum. Die Barrandeikalke sind nach Artenvielfalt und Individuenhäufigkeit an Fossilien die am reichsten entwickelte Abfolge des Grazer Raumes.

PENECKE (1889: 19) verwendete erstmals den Begriff "Horizont des *Heliolites barrandei*" für eine Abfolge von "Korallenkalke" mit einer "ihr eigenthümlichen Fauna" der Umgebung von Graz und des Hochlantschgebietes. Namensgebend ist eine heliolitide, tabulate Koralle (*Pachycanalicula barrandei*). 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.) im Liegendabschnitt der Formation. Das Hangende der Barrandeikalke ist (kann) regional unterschiedlich (sein):

- (A) In der Rannach-Decke wird der Barrandeikalk von 8-15 m mächtigen, nicht überall ausgebildeten "Mitteldevondolomiten" (= Gaisbergsattel-SbFm.), oder wenn diese fehlen, direkt von ca. 100 m mächtigen Kalken der Kollerkogel-Fm. überlagert.
- (B) Im Raum St. Pankrazen-Großstübing ("Übergangsbereich" zwischen "Rannach-Fazies" und "Hochlantsch-Fazies" sensu EBNER et al. 1979) schließen im Hangenden des etwa 20-30 m mächtigen Barrandeikalke ebenfalls "Mitteldevondolomite" an.
- (C) 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 mehrere Meter mächtige frühdiagenetische Dolomite auf (Analogie zu den "Mitteldevondolomiten"!).

Die Barrandeikalke fanden wegen der auffallend reich-

haltigen Fossilführung schon früh in der wissenschaftlichen Bearbeitung des Grazer Raumes Eingang in die Literatur. Da in den Hangendanteilen der Barrandeikalke schon lange Schichten bekannt waren, die als häufig vorkommendes Fossil große Pentameren führen, erwuchs der Wunsch, die biostratigraphische Stellung dieser "Pentameruskalke" genau festzulegen. SOLLE (1934: 124) bestimmte die zuvor genannten Brachiopoden als *Conchidium hercynicum* (= *Zdimir* cf. *hercynicus* nach BOUCOT & SIEHL (1962) und postulierte mittels Vergleichen mit dem Rheinischen Schiefergebirge und des Harzes die Grenze Unterdevon/Mitteldevon direkt im unmittelbaren Liegenden der Pentamerusbänke (also innerhalb der Hangendpartien des Barrandeikalke).

Dieser Gliederung schloß sich HERITSCH (1935) an und unterteilte die Barrandeikalke in liegende "Korallenkalke" und hangende "Pentameruskalke", wobei die "Korallenkalke" dem obersten Unterdevon, die "Pentameruskalke" dem untersten Oberdevon zuzuordnen wären. MAURIN & FLÜGEL (1958) führten wieder den Begriff Barrandeikalk pro Korallenkalk und Pentameruskalk ein.

Trotz des reichen Fauneninhaltes der Formation ist die chronostratigraphische Fixierung der Grenzen bisher nicht gelungen (FLÜGEL 1961, 1975, FLÜGEL in FLÜGEL & NEUBAUER 1984, HUBMANN 1993). Mittels Korallen läßt sich Eifelium belegen. Ein Beginn der Barrandei-Entwicklung im Oberemsium ist (örtlich) mit dem Auftreten von *Laticriodius* 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 Crinoidenstielgliederführenden 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 (*Maladaia* sp.) führen kann. Seit STACHE (1884: 304) werden diese Horizonte als "Chonetenschiefer" bezeichnet (= "Gaisberg-Schiefer-Bank" sensu FLÜGEL 2000: 24-25).

Häufig sind feingerippte dünnchalige Brachiopoden (Chonetiden), die äußerst selten in kalzitischer Erhaltung, meistens als Abdrücke (St. Pankrazen, Tyrnaueralm-Forststraße) vorliegen. Für dunkelgraue bis schwarze (Phytoklasten-reiche) Schieferlagen können Wurmsspuren von *Scalarituba* signifikant sein (Tyrnaueralm, St. Pankrazen). Die beiden Fundpunkte der "Chonetenschiefer" s. str. am Frauenkogel (Forstweg Attems) und am Jägersteig (Gaisberg) sind überaus stark fossilführend. Die Gesteine sind an ihren Schichtflächen metallisch grau glänzend und verwittern erdig-braun. Lagenweise sind sie übersät mit Crinoidenstielgliedern und feingerippten Chonetenschalen, die mehr als 40 % der Schichtoberflächen einnehmen können. Die Brachiopoden liegen als Abdrücke mit flachen Goethithäuten vor, die nach HERITSCH (1943: 380) und HANSELMAYER

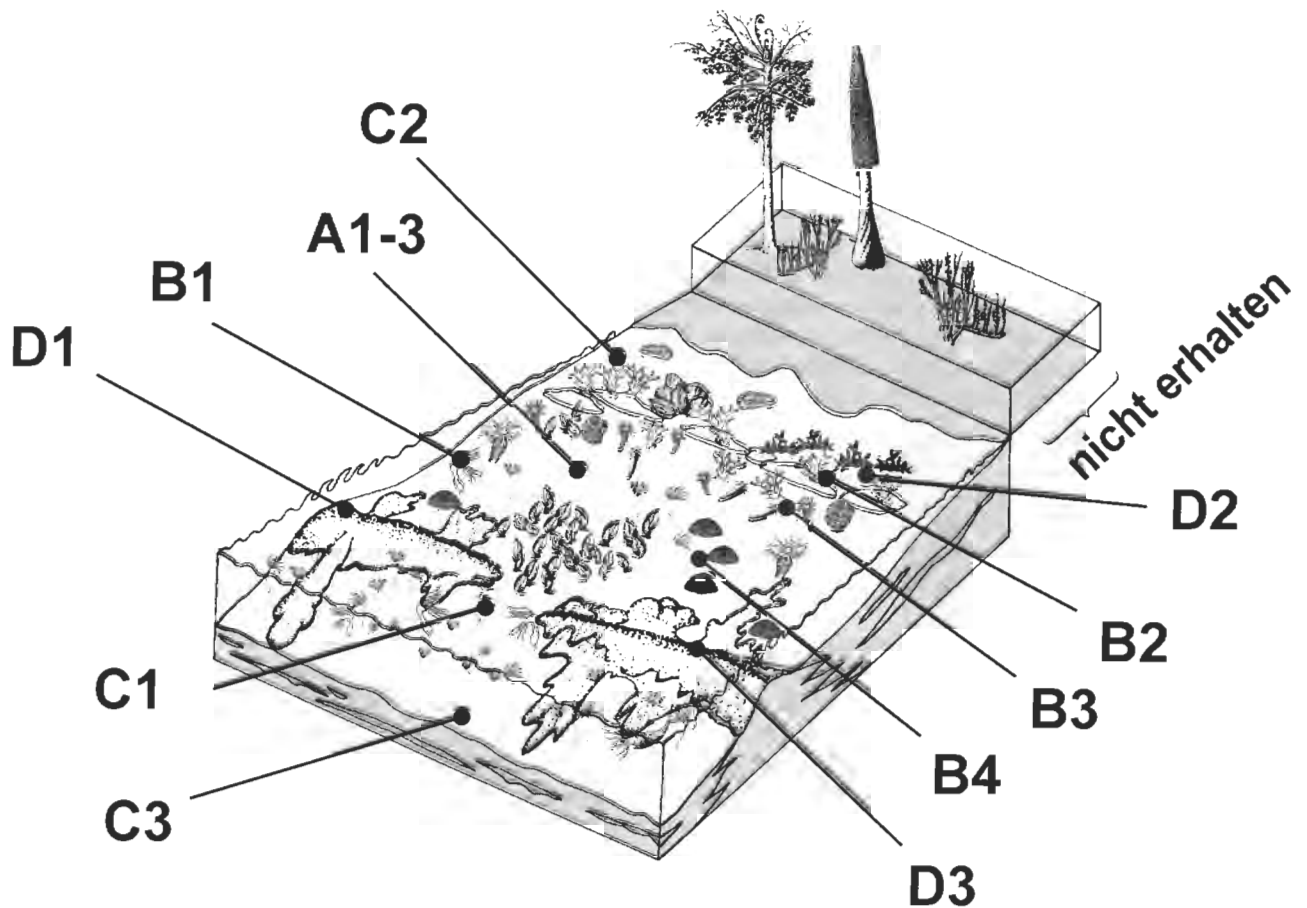


Abb. 6: Faziesmodell der Barrandeikalke

(A1-3) Niederenergetische Schlammfazies:

Mikritische (bis mikrosparitische) Gesteine mit stellenweise quantitativ dominierend auftretenden fecal pellets und bioturbaten Strukturen. Hohe Schlammanteile, so wie vollständig erhaltene, selbst leicht disartikulierbare Skelette (z. B.: im Verband befindliche Crinoidenstielglieder) sprechen für ein wenig turbulentes hydrodynamisches Regime während der Sedimentation.

(A1) Mudstone-Subfazies

Hellgrau-blaue, gelbliche, meist aber dunkelgraue bis schwarze (feinverteilter Pyrit und/oder dispers verteilte organische Substanz) fossilarme Gesteine.

(A2) Calcisphaeren-Wackestone-Subfazies

Dunkelblaue bis schwarze, mikritische Kalke mit in Nestern angereicherten Calcisphaeren (und ?Spicula) und Biogenen/Biomorpha geringer Teilchengröße. Vorkommen von Calcisphaeren neben untergeordnet auftretenden Makrofossilien deutet auf ein Abweichen von normalmarinen Bedingungen.

(A3) Gastropoden-Pellet-Wacke/Grainstone-Subfazies

Meist kleinwüchsige (bis max. 3 mm große), trochospirale Gastropoden mit ihren Apex nach oben orientiert in pelmikritischer bis pel(pseudo)sparitischer Matrix. 'Fecal pellets' sind häufig durch Überlastungsdruck des noch unverfestigten Sediments schichtparallel ausgelängt (Krümmelgefüge). Bioturbation ist häufig.

(B) Höherenergetische Schlammfazies:

Größere (allochthone) Biogene weisen auf eine höhere Hydrodynamik während der Ablagerung hin. Fehlende bis geringe Zurundung läßt nur geringe Transportweiten vermuten (Parautochthonie bis Autochthonie). Charakteristisch ist massenhaftes Auftreten von "typischen riffbauenden" Organismen.

(B1) Crinoiden-Brachiopoden-Wacke/Floatstone-Subfazies

Lagen mit isolierten Crinoidenstielgliedern und dünnchaligen Brachiopoden, häufig mit Mikritsäumen sind in den Profilen weit verbreitet. Brachiopoden (hier vorallem die dünnchaligen; Chonetiden?) sind selten zweiklappig erhalten.

(B2) "Amphiporen"/"Thamnoporen"-Floatstone-Subfazies

Anhäufungen ästiger Tabulata vom Typ *Thamnopora* und *Sriatopora* mit dendroiden Stromatoporiden vom Typ *Amphipora* und Calcisphaeren und Crinoiden.

(B3) Korallen-Stromatoporen-Floatstone-Subfazies

Rugose, dominiert durch *Thamnophyllum* und tabulate Korallen mit ästigen Wuchstypen, sowie lamellare oder tabulare Stromatoporen sind im allgemeinen schichtparallel eingesteuert. Untergeordnet treten Echinodermaten, Brachiopoden, Gastropoden und Schalenbruch auf. Nicht selten ist Epökäe von Stromatoporiden an rugosen (seltener an tabulaten) Korallen zu beobachten. Einsteuerungen weisen auf

gerichtete Strömungen hin, fehlende Abrasionen an Komponenten lassen nur geringe Transportweiten vermuten.

(B4) Brachiopoden-Korallen-Floatstone-Subfazies

Charakteristische organismische Elemente sind dickschalige Brachiopoden, die mit massiven (*Favosites*, *Alveolites*, *Heliolites*) und dendroiden Korallen (*Thamnophyllum*, *Thamnopora*, *Striatopora*) vergesellschaftet sind. In charakteristischer Ausbildung kann dieser Faziestyp im Gelände in Form markanter *Zdimir*-Schill-Lagen hervortreten. Fehlende Anzeichen von Imbrikationen und die überwiegende zweiklappige Erhaltung der Brachiopoden lassen Autochthonie der Brachiopoden vermuten, die Korallen geben keine Hinweise auf Lebensstellung.

(C) Hochenergetische Schuttfazies:

Zugerundete, eingeregelt Komponenten, gradierte Fossilenschuttlagen sind charakteristisch.

(C1) Crinoidenschutt-Subfazies

Echinodermaten-, Pelloide- und Gastropoden-führende, sparitische Kalke können als Basalentwicklung der Abfolge entwickelt sein. Gute Zurundung und Sortierung der Biogene, die häufig Mikritsäume aufweisen ist signifikant.

(C2) Grobsilt-Pellet-Subfazies

Neben einer hohen Grobsiltkomponente (Korngrößen im Bereich 60-125 µ, volumetrischer Anteil des Grobsiltes bis 78 %) in mikritischer bis mikrosparitischer bzw. pseudosparitischer Matrix kommen Einschaltungen von Pellets, resp. Quarzsilt-Pellet-Rhythmite vor. Planar bis schwachwellig laminierte Hangendbereiche weisen fast ausnahmslos bioturbate Strukturen auf.

(C3) Eventstone(Tempestit)-Subfazies

Über einer nicht immer klar erkennbaren erosiven Basis folgen Schill- und Biogenschuttlagen, die zumeist normale Gradierung aufweisen. Das Verhältnis stabile zu instabile Lage bei Zweischalern beträgt etwa 1:1, die Ausbildung von Geopetalgefügen ist charakteristisch. Signifikant sind 'muddying-upward'-Sequenzen; über den Biogenschuttlagen finden sich häufig fossilfreie Mudstone-Lagen.

(D) "Riff"-Fazies:

In diese Fazies werden genetisch unterschiedliche Rasenbildungen (Algen, Stromatoporen, Korallen; Autoparabiostrome, vgl. HUBMANN 1995: 111), wie auch 'Coverstones' (sensu TSIEN 1984 vereinigt).

(D1) 'Coverstone'-Subfazies

Die 'Coverstone'-Fazies stellt nach TSIEN (1984) initiales Riffwachstum dar, zeigt aber auch starke Anklänge an die Tempestit-Fazies. Charakteristisch ist die im makroskopischen Bereich meist erkennbare Gradierung der allochthonen Komponenten, welche von autochthonen lamellaren Organismen "abgedeckt" werden. Als detritische (allochthone) Biogen-Komponenten, welche negative Korngrößenanomalien bezüglich der ursprünglichen Wasserenergie aufweisen, treten neben Crinoiden dendroide Tabulata, Rugosa, Heliolitida, Brachiopoden und Gastropoden auf. Als Stabilisatoren fungieren lamellare und tabulare Stromatoporen vom Typ *Actinostroma*, untergeordnet auch Favositiden mit lamellarem Corallum.

(D2) Algen-Wacke/Float bis Bafflestone-Subfazies

Entsprechend ihrem sedimentologischen Verhalten werden die Halimedaceen-Rasen mit MAMET et al. (1984), MAMET & PREAT (1987) als "Algen-Baffle/Boundstones" klassifiziert. Charakteristisch ist das Auftreten dieser Subfazies in Profilabschnitten mit reger Wechselagerung roter Mergelschieferlagen (HUBMANN 1990, 2000b). Erstaunlich sind hohe Rückstandswerte dieser Subfazies, die deutlich über den allgemein in der Literatur angegebenen Werten für Algenkalke liegen.

(D3) Korallen-Baffle(Frame)stone-Subfazies

Tritt nur in der Schicht 7 des Profils Attems auf, wo massige, bis 1/2m im Durchmesser werdende Favositenstöcke wellenresistente (vermutlich) kleindimensionale "patches" bildeten.

Fig. 6: Facies models of the Barrandei limestone

(A1-3) Low-energy mud facies:

Micritic (to microsparitic) rocks with locally dominant fecal pellets and bioturbation structures. High mud content, as well as totally preserved, easily disarticulated skeletons (i.e.: articulated crinoid stems) suggest a low turbulence hydrodynamic regime.

(A1) Mudstone-subfacies

Light grey to blue, yellowish, usually dark grey to black (finely distributed pyrite and/or organic substance), few fossils.

(A2) Calcisphere-wackestone-subfacies

Dark blue to black, micritic limestones with concentrations of calcispheres (and ?Spicula) and biogens/biomorpha of small size. Calcispheres and rarity of macrofossils indicate deviations from a normal marine environment.

(A3) Gastropod-pellet-wacke/grainstone-subfacies

Usually small (size up to 3 mm), trochospiral gastropods with apex upwardly oriented in pelmicritic to pel(pseudo)sparitic matrix. 'Fecal pellets' frequently elongate due to pressure in the still unconsolidated sediment. Frequent bioturbation.

(B) Higher energetic mud facies:

Bigger (allochthonous) biogens indicate higher hydrodynamic energy setting during deposition. General lack of rounding indicates short transport (parautochthonous to autochthonous). "Typical reef-building" organisms are characteristic.

(B1) Crinoid-Brachiopod-wacke/floatstone-subfacies

Layers with isolated Crinoid stems and thin-shelled brachiopods, frequently with micritic envelopes are widely distributed. Brachiopods (usually thin-shelled; Chonetids?) usually double-valved.

(B2) "Amphiporid"/"Thamnoporid"-floatstone-subfazies

Accumulations of branching Tabulata of *Thamnopora* und *Striatopora* – type with dendroid stromatoporoids of *Amphipora*-type with calcispheres and crinoids.

(B3) Coral-stromatoporoid-floatstone-subfazies

Rugose, *Thamnophyllum*-dominated and tabulate corals with branching growth-form, as well as lamellar or tabular stromatoporoids in

general parallel to layers. Also echinoderms, brachiopods, gastropods and broken shells. Frequent epoeic stromatoporoids on rugose (rarely on tabulate) corals. Orientation indicates directed currents, lack of abrasion indicates short transport.

(B4) Brachiopod-coral-floatstone-subfacies

Characterized by thick-valved brachiopods and massive (*Favosites*, *Alveolites*, *Heliolites*) as well as dendroid corals (*Thamnophyllum*, *Thamnopora*, *Striatopora*). May be developed as "Zdimir-Schill". Lack of imbrication and frequent double-valved brachiopods indicate that at least brachiopods are autochthonous. The corals have no indication for live position.

(C) High-energy debris-facies:

Rounded, oriented components, graded fossil debris characteristic.

(C1) Crinoid debris-subfacies

Echinoderms-, peloids- and gastropods in sparitic limestones frequently at the bases. Well rounded and sorted biogens with frequent micritic envelops.

(C2) Coarse silt-pellet-subfacies

Besides a high contribution by coarse silt (grain size from 60-125 μ , up to 78 %) in micritic to microsparitic or pseudosparitic matrix, also pellets, in particular quartz silt-grains-rhythmites. Bioturbate structures in planar to wavy laminated hanging-wall.

(C3) Eventstone(tempestite)-subfacies

Erosional base, which is not always evident, with following shell debris and biogendebris layers, usually normal gradation. In two-valved organisms the ratio stable to unstable position is about 1:1, geopetal fillings characteristic. 'Muddying-upward'-sequences; above the biogen-debris-layers frequently mudstones without fossils.

(D) "Reef"-facies:

This facies unites genetically different organismal carpets (algae, stromatopores, corals; autoparabiostromes, cf. HUBMANN 1995:111), as well as 'coverstones' (sensu TSIEN 1984).

(D1) 'Coverstone'-subfacies

The 'coverstone'-facies according to TSIEN (1984) characterizes initial reef growth, but is also similar to the tempestite-facies. Macroscopic allochthonous components are characteristic, they are covered by autochthonous lamellar organisms. Crinoids, dendroid tabulata, rugosa, heliolitida, brachiopoda and gastropoda are found as detritic (allochthonous) components. Lamellar and tabular stromatoporoids (type *Actinostroma*), as well as favositides with lamellar corallum act as stabilizers.

(D2) Algae-wacke/float to bafflestone-subfacies

Halimedacean-lawns are classified according to MAMET et al. (1984), MAMET & PREAT (1987) as "algae-baffle/boundstones". This facies is found in alternation with red marly shales (HUBMANN 1990, 2000b). This subfacies has residue values which are far elevated above values given in the literature for algal limestones.

(D3) Coral-baffle(frame)stone-subfacies

Only in level 7 of the Attems outcrop, where massive, wave-resistant Favositid patches of 1/2 m diameter are found.

(1957) als Verwitterungsprodukte eines zuvor pyritisierten Erhaltungszustandes zu interpretieren sein dürften. Der Ablagerungsraum der "Chonetenschiefer-Fazies" wurde von einer individuenreichen, aber artlich relativ geringdiversen Population besiedelt.

Neben den basalen fossilführenden Tonschiefer-Einschaltungen am Gaisberg, Ölberg und Frauenkogel sind auch völlig fossilfreie Mergel/Tonschiefer bekannt. Letztgenannte Vorkommen, wie jene in St. Gotthard bei Graz, Kotnbüchel/Steinberg(straße) und beim Feliferhof/Kollerkogel waren früher von wirtschaftlichem Interesse (Fayence-Erzeugung; ANDRAE 1854: 35), da sie einen bergmännischen Abbau gewährleisteten (HAUSER 1952: 38, 1954: 59).

Die vertikale (bankweise) Abfolge der Mikrofazies- bzw. Mikrosubfaziestypen läßt in allen Profilen erkennen:

- a) Einschaltungen von Tonschieferhorizonten haben keine signifikanten Einflüsse auf Mikrofaziestypen zu Folge gehabt: In 57 % der Fälle ergeben sich keine Änderungen zwischen den jeweils unter- und überlagernden Schichten. In 35 % der Fälle ändert sich der Mikrofaziestyp um eine "Energistufe" (in der Reihung Typ A bis C), wobei sowohl aufsteigende wie absteigende Tendenzen in bezug auf Turbulenzenergie des Sedimentationsraumes nach dem Absatz der Mergel/Schieferlagen festzustellen sind.
- b) Mikrofaziestypen sind vertikal ("in der Zeit") kaum krassen Schwankungen unterworfen. Beispielsweise

wird im hangenden Abschnitt des Profiles Attems der Faziestyp A über 25 Bänke hindurch beibehalten.

- c) Die Beständigkeit des Mikrofaziestypes B ist in allen Profilen am größten. Übergänge vom Typus B in den Typus C sind am häufigsten.
- d) In keinem der untersuchten Profile wird der Übergang der "Riff"-Fazies in die hochenergetische Schuttfazies verwirklicht.

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

Im Hangenden der Barrandeikalke, teilweise mit dieser Formation verzahnend, können dunkelgraue Dolomite auftreten. Die Mächtigkeit dieser Dolomite ist lokal großen Schwankungen unterlegen; sie wird durch EBNER et al. (1980a: 52) und FLÜGEL & NEUBAUER (1984: 51) mit maximal 20 m angegeben, dürfte aber mancherorts (Raum St. Pankrazen) deutlich darüber liegen. Die Grenze zur liegenden Formation (Barrandeikalk) ist meist deutlich, während an der Grenze oder im Grenzbereich zur überlagernden Kollerkogel-Fm. (FLÜGEL 2000: 25-27), deren basale Teile dolomitisch sein können, dunkelgraue Siltschiefer eingeschaltet sein können (EBNER et al. 1980a: 53). Mikrofazial erinnern die gebankten Anteile dieser Dolomite mit Biolaminiten, fenestrierten Mudstones, Pelmikriten und dem Auftreten (allerdings schlecht erhaltener) Kalkalgen, dendroiden

Tabulata und Amphiporen, sowie vereinzelt vorkommenden 'Gips'rosetten an die "dunklen Dolomite" der Eichberg-SbFm. der Flösserkogel-Formation. Diese Abfolge, die sich bislang unter der Bezeichnung "Mitteldevondolomite" in der Literatur findet, wird, obgleich sie eine kartierbare Einheit darstellt, von FLÜGEL (2000: 26) als "Gaisbergsattel-Member" der Kollerkogel-Fm. zugewiesen.

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 Kanzel-SbFm. (vormals Kanzelkalk) (Rannach-Decke) und Tyrnaueralm-Formation (Hochlantsch-Decke) 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) folgt über *Amphipora*-Rasen eine vertikal und lateral ausgedehnte "Mikrobialith"-Entwicklung, bzw. (z. B. Höllerer-Kogel Westhang) eine Sukzession kleindimensionaler Patch-Reef-Körper. Letztere werden vor allem 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. Tyrnauergraben) sind im Anschluß an eine basale Gezeitenbereich-Bildung Korallen-Stromatoporen-Schuttalke und -Biostrome entwickelt (vgl. GOLLNER & ZIER 1985).

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

Örtlich sind die Kalke brekziös und können Hornsteinknollen führen (FLÜGEL 1975: 48). Vereinzelt treten geringmächtige Aschentuff-Lagen auf (CLAR 1933: 30).

Die Mächtigkeit der Subformation beträgt ca. 100 m. Mikrofaziell lassen sie sich in

- (a) vorherrschende hochreine, fossilarme Mudstones
- (b) fossilführende Mudstones
- (c) selten auftretende Biolithitkalke

gliedern (HAFNER 1983). Die fossilarmen Mudstones (a) treten im Gelände als massige bis dm-gebankte, hellgraue (mikrosparitische) Kalke in Erscheinung. Vereinzelt Komponenten sind Peloiden, Crinoidenstielglieder, Thamnoporen(klasten), Ostracoden und Zweischaler.

Die fossilführenden Mudstones (b) (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 treten Biolithitkalke (c) mit rasenbildenden Amphiporen, rugosen und tabulaten Korallen auf (z. B. Kanzelkogel, Raacher Kogel). Zumeist handelt es sich um dicht gepackte Floatstones und Packstones; Boundstones (Bafflestones und Framestones) dürften weitgehend fehlen. FLÜGEL (1975: 49) sieht in den Kalken der Kanzel-SbFm.

stark durchwühlte und weitgehend homogenisierte lagunäre Bildungen mit einzelnen Riffknospen. 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 Stiwoll-St. Pankrazen-Grabenwarter-/Höllerer- und Platzkogel finden sich um 75 m mächtige, dickbankige bis massige Kalke mit einer Conodontenfauna der *varcus*-Zone (oberes Givetium) und einer mikrofaziellen bzw. Conodontencharakteristik (*Polygnathus/Icroidus*-Verhältnis) eines höher energetischen, offen marinen Plattformbereiches (Platzkogel-SbFm., EBNER et al. 1979). Südöstlich von St. Pankrazen sind darin geringmächtige basische Tuffe eingeschaltet. Am Platzkogel wird die Platzkogel-SbFm. von einer um 50 m mächtig werdenden Wechselagerung grauer, teils rötlichgrauer, Conodonten-führender und in ihrer Mikrofazies der Platzkogel-SbFm. entsprechenden Kalken und Tonschiefern des Frasniums überlagert (Platzl-SbFm., EBNER et al. 1979, EBNER 1998).

Im Zeitraum des obersten Givetiums bis zum tiefen Frasnium wird die Flachwasserentwicklung der Rannach-Gruppe heterochron von einer bis ins Namurium A anhaltenden Entwicklung unterschiedlich gefärbter (grau, violett, rötlichbraun, gelblichbraun, schwarz) 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, 1980a, b, 1985).

In der Literatur wurde für Teilbereiche dieser Cephalopodenkalk-Entwicklung eine Vielzahl von Benennungen verwendet. Heute werden in dieser Entwicklung folgende Formationen unterschieden (vgl. FLÜGEL 2000):

Steinberg-Fm.: oberstes Givetium bis Famennium; bis 70 m mächtig; lokal wird im obersten Givetium an der Basis die Höllererkogel-Subfm. (EBNER et al. 1979) abgetrennt. Sanzenkogel-Fm. (NÖSSING 1974a, b, 1975) 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 Höllererkogel-SbFm. wird maximal 20-30 m mächtig, besteht aus feinplattigen, gelblichbraunen mikritischen flaserigen Kalken und führt neben Conodonten, Styliolinen bereichsweise auch reichlich Goniatiten (= Goniatiten-Bank; HERITSCH 1927). Lückenlose oberdevonische Schichtfolgen der Steinberg-Fm. treten in aufrechten und inversen Abfolgen im Bereich Steinberg/Forstkogel W Graz (SURENIAN 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 (Abb. 7; EBNER 1978). Das lückenlose Devon/Karbon-Grenzprofil im Steinbruch Trolp am Sanzenkogel, in dem auch die Trolp-Bank am besten aufgeschlossen ist, wurde lange Zeit auch als möglicher internationaler Devon/Karbon-Grenzstratotypus diskutiert. Die relative Armut an Makrofossilien und das Fehlen von Siphonodellen in einem Bereich von 45 cm zwischen dem Auftreten von *Siphondella praesulcata* (höchstes Oberdevon) und *Siphondella*

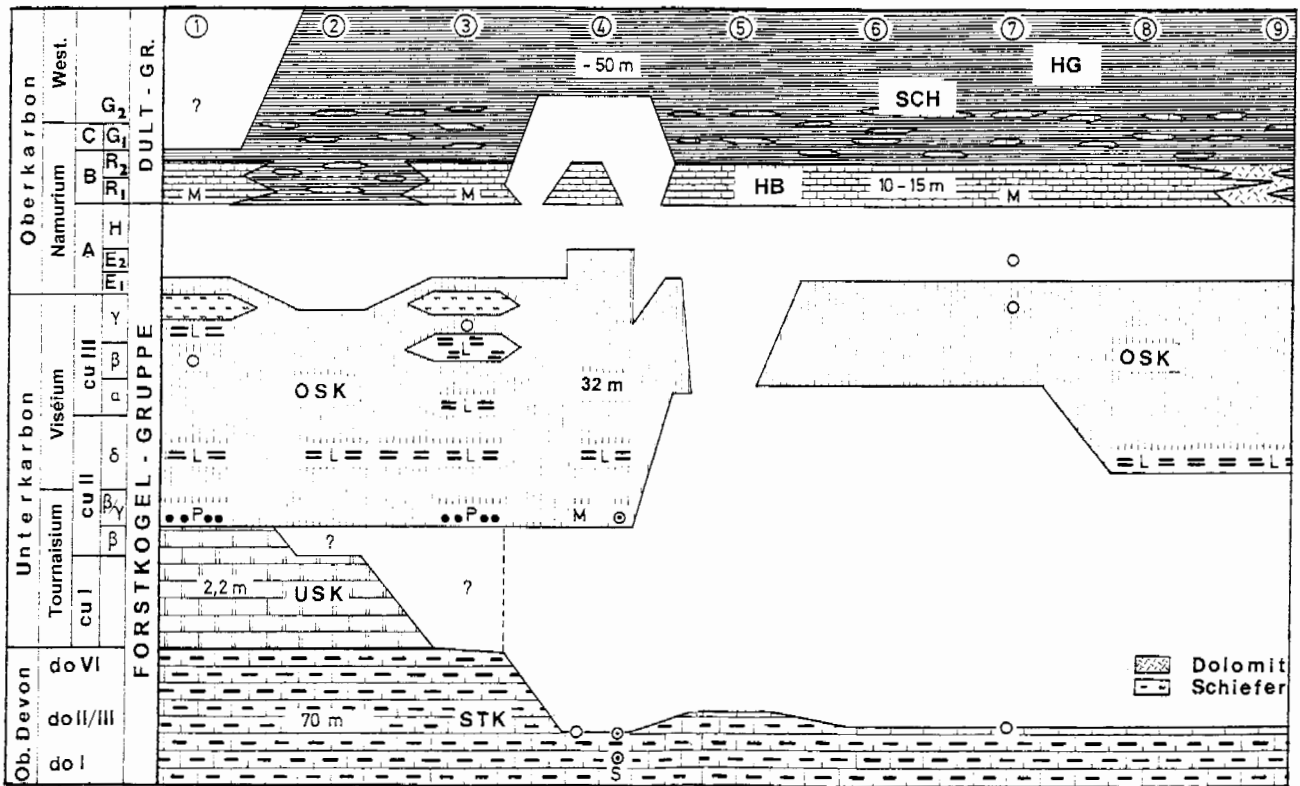


Abb. 7: Das Karbon in der Rannach-Gruppe des Grazer Paläozoikums (nach EBNER 1978). Erklärungen der Abkürzungen: Profile: 1 Steinberg, 2 Eichkogel, 3 Gratwein/Au, 4 Hartbauer, 5 NNE Kloster Dult, 6 Schraußberg, 7 Hahngraben, 8 Hahngraben Pkt. 519, 9 Höchkogel.

Forstkogel-Gruppe: STK: Steinberg-Fm., USK Untere Sanzenkogel-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

Fig. 7: The Carboniferous of the Rannach-Group in the Paleozoic of Graz (after EBNER 1978). Abbreviations:

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

Forstkogel-Group: STK: Steinberg-Fm., USK Lower Sanzenkogel-Fm., OSK Obere Sanzenkogel-Fm., p phosphorites of Trolp-Bed, L lydites (the lowest are the Hart-Bed).

Dult- Group: Höchkogel-Fm.: HB Hartbauer-Mb., SCH Schrausbauer-Mb.; HG Hahngraben-Fm.

M condont mixed fauna

S fissure filling

Circle with a point in the centre: components of fissure filling

sulcata (tiefstes Karbon) waren letztlich der Grund, anderen Profilen den Vorzug zu geben (EBNER 1979, SANDBERG et al. 1983, ZIEGLER & SANDBERG 1984).

Für das Grazer Karbon (Abb. 7) zeigt sich somit, dass beide für das karbone Prä-Fischstadium des alpin-mediterranen Raumes typischen Entwicklungen (lückenlose Flaserkalk-abfolgen mit Schiefer-Lydit-(Phosphorit)-Einschaltungen und lückenhafte Oberdevon/Unterkarbon-Entwicklungen) räumlich eng zueinander auftreten (EBNER 1990, 1991a,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:

Zeitumfang der Devonkomponenten: Stratigraphische Position der Mischfauna bis Top der Steinberg-Fm. im Profil.
Alter der Karbonkomponenten: Einsatz der oberen Sanzenkogel-Fm.

Fehlende Komponenten: Top der Steinberg-Fm. des unter-

suchten 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 („Transgressions-sediment“).
- b) In nester- und schlauchförmigen Füllungen im Devon, die im Profil bis zu 20 m unter das Niveau der Devon-Karbondgrenze hinabreichen. Lithologisch sind diese Bereiche wie das unter a) genannte „Transgressions-sediment“ 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.

Diese Beobachtungen sind die Basis, die Schichtlücken auf Trockenfallen und Karstspaltenfüllung zurückzuführen. Das Fehlen siliziklastischer Komponenten und offensichtlicher Lithologien eines Gezeitenbereiches lässt an landferne

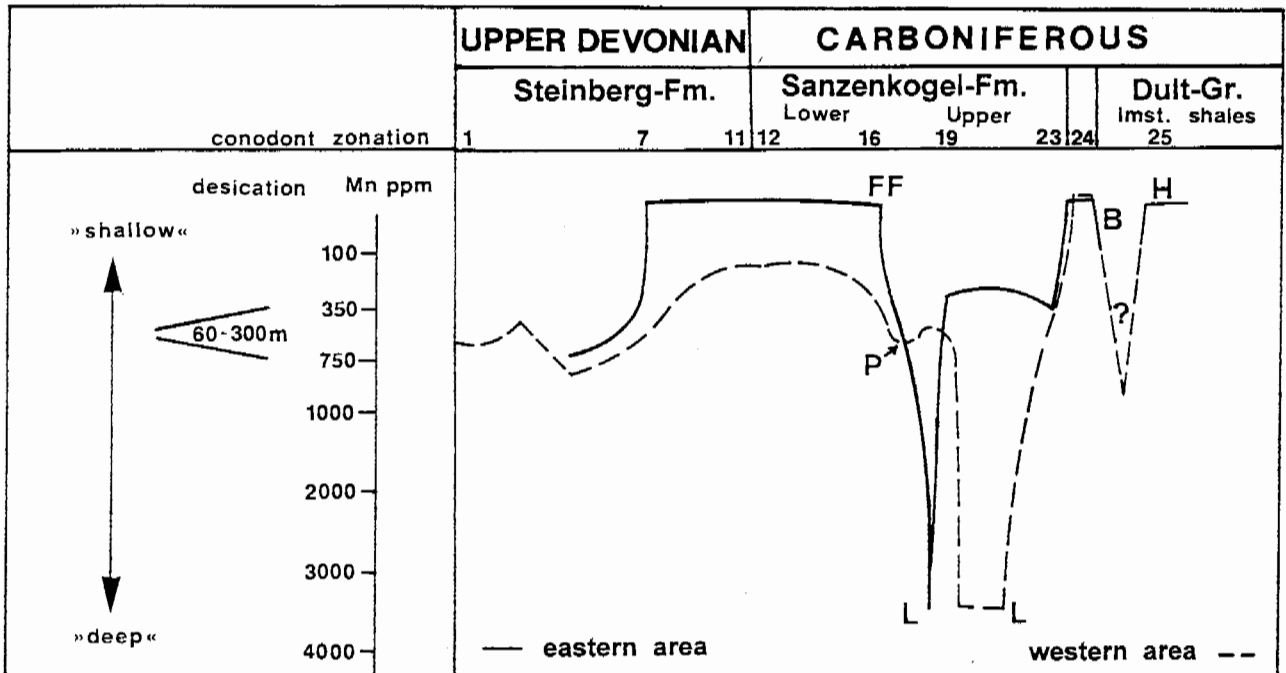


Abb. 8: Paläobathymetrische Pfade im Oberdevon und Karbon des „Ost-“, und „West“-Bereiches des Grazer Paläozoikums abgeleitet aus den Mn-Werten (EBNER & PROCHASKA 1989). Die sich kreuzenden Pfade im Karbon werden als Ausdruck synsedimentärer Tektonik gewertet.

FF: „Fissure fillings“ (Spaltenfüllungen mit Conodontenmischfaunen)

P: Phosphoritknollen (Trolp-Bank)

L: Lydite

B: Mikro-Kalkbrekzien mit Conodontenmischfaunen des oberen Viséium, Namurium A und B

H: Hämatit Krusten und Taschen

Fig. 8: Paleobathymetric paths based on Mn-contents in Late Devonian and Carboniferous limestones in the „eastern“ and „western“ areas of the Graz Paleozoic. The crossing of the paths may be interpreted as the result of synsedimentary tectonic (EBNER & PROCHASKA 1989).

FF: Fissure fillings with conodont mixed faunas

P: Phosphoritic nodules (Trolp-Bed)

L: Lydite

B: Micro-limestone breccias with conodont mixed faunas of Late Viséan, Namurian A and B age.

H: Hematitic crusts and pockets

Schelfbereiche denken, die durch synsedimentäre Tektonik und/oder Meeresspiegelschwankungen 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 dem Zeitpunkt der Karbontransgression im „Osten“ setzt eine Vertiefung des Ablagerungsraumes ein, die im Bereich der lückenlosen Schichtentwicklungen zur Ausbildung von Tonschiefern, Lyditen und Phosphorit-Knollen (Troip-Bank) führte. Ihre Entstehung dürfte mit Upwelling-Zonen am Schelfrand in Verbindung zu bringen sein.

Von den bei NÖSSING (1974a), BUCHROITHNER et al. (1979) und EBNER & PROCHASKA (1989) ausgewiesenen geochemischen Parametern wurde mit dem Mn-Gehalt versucht, die bathymetrische Entwicklung zu durchleuchten (zur Problematik der bathymetrischen Interpretation des Mn-Gehaltes in Karbonaten siehe EBNER & PROCHASKA 1989). Unter Anerkennung eines steigenden Mn-Gehaltes als Hinweis für eine Vertiefung des Ablagerungsraumes und „Eichwerten“ von 400–1750 ppm für paläozoische Cephalopodenkalke (BUGGISCH 1972, LÜTKE 1976) und bathymetrische Angaben von 60–300 m für die Bildung der Cephalopoden- und Phosphorit-führenden Kalke des Grazer Paläozoikums (NÖSSING 1974a) zeigen die in Abb. 8 dargestellten Mn-Kurven für die heute westlichen und östlichen Bereiche der Rannach-Gruppe zeitweilig unterschiedliche paläobathymetrische Pfade:

1. Im Devon liegen die „westlichen“ Bereiche auch vor dem Trockenfallen tiefer als die „östlichen“. Sie zeigen zum Bereich der Devon/Karbon-Grenze hin einen Verflachungstrend.
2. Mit dem Einsetzen der Transgression im obersten Tournaisium findet eine rapide Absenkung statt, wobei im „Osten“ wie auch im „Westen“ die relativ tiefste Position mit der Ablagerung der Lydite erreicht wird.
3. Zwischen dem tieferen Namurium A (*Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone) und dem Namurium B (*Idiognathoides*-Fauna) liegt eine abermalige Emersionsphase.
4. Das Kreuzen der paläobathymetrischen Pfade nach dem Phosphorit-Event deutet auf regional unterschiedliche synsedimentäre Bruchtektonik, die den zuvor höher liegenden „östlichen“ Block in tiefere Bereiche als den „Westblock“ absenkte.

Ähnliche Verhältnisse finden sich auch in der Lantsch-Gruppe (FLÜGEL 2000) der Hochlantsch-Decke. Hier wird die bis 800 m mächtige, massige bis grobgebankte Backreef-Entwicklung der Hochlantsch-Fm. (Givetium bis Frasnium) im Hangenden ebenfalls durch ein Erosionsrelief begrenzt. Darüber folgt die um 100 m mächtige pelagische Mixnitz-Gruppe. Diese setzt mit wenige cm- bis dm-mächtigen, rotbraunen Kalk- und Dolomitbrekzien (Nadelspitz-Bank, FLÜGEL 2000) mit Conodontenmischfaunen des Oberdevon II/III und oberen Tournaisium ein (ZIER 1981, 1983, GOLLNER & ZIER 1985). Das Auftreten von Komponenten mit verheilten Klüften deutet hier auf eine sprödetektonische Deformationsphase vor dem Zeitpunkt der Unterkarbon-Transgression der *Scaliognathus anchoralis*-Zone (oberstes

Tournaisium). Die darüber folgende um 100 m mächtige Bärenschütz-Fm. ist unterschiedlich zu den Kalken der Sanzenkogel-Fm. der Rannach-Gruppe in Form gebankter, Hornsteinknollen-führender, roter, gelbbrauner bis grauer Cephalopodenkalke mit Einschaltung weniger dm-mächtiger roter Hornsteinlagen ausgebildet. Diese pelagische Abfolge reicht ohne stratigraphische Lücke bis ins Namurium B (ZIER 1981, 1983).

Im Bereich St. Pankrazen–Platzkogel sind im Niveau der Platzkogel- und Gaisbergsattel-SbFm. rötlich-violette, kalkige Spaltenfüllungen unbekanntes Alters weit verbreitet (EBNER et al. 1979, SOMERS 1992). Aufgrund der im gesamten ost- und südalpinen Paläozoikum im Devon/Karbon Grenzbereich auftretenden, auf Verkarstung rückgeführten und bis ins mittlere Devon infiltrierte Spaltenfüllungen (EBNER 1978, EBNER et al. 1980a, b, EBNER et al. 1991, EBNER 1991a, b) kann auch für diese Spaltenfüllungen ähnliches Alter und eine idente Genese diskutiert werden. Paläomagnetische Untersuchungen der Spaltenfüllungen und ihres Umgebungsgesteins weisen ohne Differenzierung lediglich auf den Zeitraum Devon-Karbon und eine primäre Position von 10° südlicher Breite (SOMERS 1992). Gemeinsam mit Paläobreitenangaben aus der Admonter-SbFm. (FENNINGER et al. 1997) und der Faunencharakteristik der Barrandeikalke (HUBMANN 1992a) weist dies auf eine primäre Position des Grazer Paläozoikums am Nordrand Gondwanas. Dies deckt sich gut mit den Vorstellungen über das Norische Terrane, dem das gesamte klassische ost- und südalpine Paläozoikum angehörte (FRISCH & NEUBAUER 1989, NEUBAUER et al. 1998).

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 datierbaren 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 dunkelgau bis schwarz gefärbten, dickgebankte Kalke maximal 20 m mächtig werden, treten feinkristalline Kalke und Brekzienlagen mit Conodonten-Mischfaunen mit Faunenelementen aus dem Namurium B und der oberen Sanzenkogel-Fm. (Viséium-Namurium A) auf. In einem Fall (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 dann auch Oberdevon/Namurium B-Conodontenmischfaunen (EBNER 1978, 1980a).

Die Hartbauer-SbFm. verzahnt sich mit der Schrausbauer-SbFm. bzw. wird durch diese überlagert. Letztere besteht

aus Kalkschiefern, Tonschiefern und Lagen schwarzer Kalke (teilweise mit Birdseye-Strukturen, die ursprünglich als *Cladochonus* beschrieben wurden; HERITSCH 1930). Die Verzahnung der Hartbauer-SbFm. mit der Schrausbauer-SbFm. dokumentiert sich durch Einlagerung von Schiefern in der Hartbauer-SbFm. (Ausgang Hofgraben) und Wechselagerungen 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).

Interessante Befunde zur Entwicklung der Dult-Gruppe stammen aus Blöcken (Taf. 3), die nördlich des Autobahntunnels Gratkorn-Nord am Ausgang des Hofgrabens durch einen Hangrutsch freigelegt wurden (EBNER 1998):

- Brekzienlagen mit Kalkkomponenten der Sanzenkogel-Fm. (mit Conodonten des Viséiums) und schwarzen Lyditklasten Abb. Taf. 3, Fig. 1)
- Olisthostrom-Lagen bestehend aus Komponenten mikritischer Kalke vom Typus der Sanzenkogel-Fm. (max. Ø 15 cm) in einer graugrünen Schiefermatrix (Taf. 3, Fig. 2).
- Eine 5 cm mächtige, feinkörnige gradierte allodapische Kalklage (an der Sohlfläche Andeutung von Sohlmarken über grünlich grauen Schiefern) (Taf. 3, Fig. 3).
- Einschaltungen cm-mächtiger Schieferlagen in dunkelgrauen Kalken.

Im Autobahntunnel Gratkorn-Nord waren im N schwarzgraue, plattige Kalke mit Zwischenlagerung von 10-20 cm mächtiger Schiefer aufgeschlossen. Südlich folgten dichte Tonschiefer mit Einschaltungen von Kalk- und Schieferlagen (NOWY 1980).

Die Tunnel-Situation repräsentiert die Verzahnung zwischen Hartbauer- und Schrausbauer-SbFm. Die Existenz der Olistostrome, Kalk-/Lyditbrekzien und allodapischer Kalke am Hofgraben-Ausgang deutet auf eine Eintiefung des Ablagerungsraumes nach einer vorhergehenden Trockenlegungs- und Aufarbeitungsphase. Dieser Trend fügt sich gut in das überregionale paläogeographische Bild, in dem der ostalpine Ablagerungsraum am Ende des variszischen Sedimentationszyklus eine Position am Schelfrand einnahm, der sich nach S zum südalpinen Flyschtrogl absenkte (NEUBAUER & HERZOG 1985, EBNER 1992, EBNER et al. 1991, 1998). Vom Beginn einer Flyschentwicklung, die im gesamten alpin-mediterranen Bereich weitverbreitet bereits im Viséium einsetzt (EBNER 1991c), für Teile der Dult-Gruppe zu sprechen, wäre sicherlich übertrieben. FLÜGEL (2000) sieht in der Hahngraben-Fm. ein mögliches Äquivalent der in der Bohrung Radochen 1 (NE Mureck) über 750 m mächtig werdenden Schiefer der Radochen-Fm. (FLÜGEL 1988).

4. Schichtfolge und Tektonik der Schöckel-Decke

Im zentralen Teil des Grazer Paläozoikums (Guggenbach-Peggau-Semriach-Passail) baut sich die basale Deckengruppe (Schöckel-Decke), die einen komplizierten im Detail derzeit noch kaum auflösbaren Überfaltungsbaustil besitzt, aus Gesteinsabfolgen auf, die nach FLÜGEL (2000) der Peggau- und Passail-Gruppe angehören. Ihre biostratigraphische Auflösung und chronostratigraphische Zuordnung wird durch die grünschieferfazielle metamorphe Überprägung (HASENHÜTTL 1995) und Fossilarmut erschwert. Das dominante Gestein der Passail-Gruppe ist die einige hundert Meter mächtige, ?vordevonische Semriach-Fm. (Serizitphyllite mit Lagen von Chloritschiefern). Markante Einschaltungen sind die altersmäßig ebenfalls nicht näher definierte, einige Zehnermeter mächtige Hundsberg-SbFm. (Bereich S Passail) und nur einige Meter mächtigen Marmor-einschaltungen (Rötschgraben-Bank; Marmor), die eventuell auch tektonisch eingeschaltet sind (FLÜGEL 2000). Südlich Passail/Fladnitz überlagert die Passail-Gruppe tektonisch Grungesteine 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 exhaltiv vulkanogen beeinflusste Anteile der Schönberg-Fm. sind Sedex Pb/Zn-Barytvererzungen (Pb-Zn-Baryt Bezirk Grazer Paläozoikum; WEBER 1997a, b) mit Schwerpunkten in den Bereichen Peggau-Rabenstein-Guggenbach und Burgstall-Arzberg-Haufenreith.

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

Die mittlere euxinisch und vulkanogen beeinflusste und durch Schwarzschiefer und karbonatische Gesteine dominierte Schichtentwicklung (Schönberg-Fm.) des ?Lochkoviums bis ?Eifeliums erreicht Mächtigkeiten um 300 m. Lokal unterscheidet FLÜGEL (2000) in der Schönberg-Fm. einige Subformationen, darunter die:

- Rauchenberg-SbFm.: Baut sich in einer Mächtigkeit von einigen 100 m aus Chloritschiefern, Serizitschiefern und karbonatischen Schwarzschiefern auf, an die in mehreren Niveaus die Blei-Zink-Barytvererzungen gebunden sind. Zwischen dem Murtal und Übelbachtal

schaltet sich eine markante 10 m mächtige Crinoidenkalkrippe ein, aus der nicht näher einstuftbare Conodontenfaunen des Lochkoviums stammen (TSCHLAUT 1995).

- Kreuzwirt-SbFm: Am nördlichen Ausgang der Weizklamm finden sich mit Schwarzschiefern wechselnd dunkelgrau/schwarze, tabulate Korallen („Striatoporen“) führende Kalke und Dolomite, die möglicherweise stratigraphisch bis in das Unterdevon bzw. auch tiefere Mitteldevon reichen (= Striatoporenkalk FLÜGEL & MAURIN 1952).

Hangend der Schönberg-Fm. folgt, landschaftlich markante Wände (Peggauer Wand, Weizklamm, Gösserwände in der Raabklamm) bildend, die primär um 200 m mächtige Schöckel-Fm. („Schöckelkalk“) in Form oft blaugrau-weiß gebänderter, gut gebankter Kalk- und seltener Dolomitmarmore. Ihre Metamorphoseprägung 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 werden die Schöckelkalke 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 (Raasberg-Fm.) in einem Reibungsteppich zwischen der Schöckel-Fm. im Hangenden und dem mittelostalpinen Kristallin im Liegenden. 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).

Im Grenzbereich des Grazer Paläozoikums zum ostalpinen Kristallin wurde in der Raasberg-Fm. zeitweise Zentralalpines Mesozoikum gesehen (z. B. MAURIN & FLÜGEL 1958). Heute erscheint dafür jedoch, wie schon von CLAR (1935) gefordert, ein devonisches Alter und eine primäre Position im Verband der Peggau-Gruppe als wahrscheinlich (FLÜGEL & NEUBAUER 1984, FLÜGEL 2000).

4.1. Der Blei-Zink-Baryt Bezirk Grazer Paläozoikum

Die Blei-Zinkvererzungen des Grazer Paläozoikums sind nach WEBER (1990, 1997) an vulkanogen und euxinisch beeinflusste ober-silurisch-unterdevonische Beckenanteile der Peggau-Gruppe in der Schöckel-Decke gebunden. Andere Faziesbereiche, wie z. B. die flachmarine Rannach- und Hochlantsch-Gruppe oder die „Kalkschiefer-Folgen“ führen keine vergleichbaren Vererzungen. Die Vererzungen sind sowohl westlich der Mur (Reviere Guggenbach, Arzwaldgraben, Rabenstein), als auch östlich der Mur (Reviere

Haufenreith-Arzberg, Kaltenberg-Burgstall, Schrems-Rechberg, Peggau-Taschen) entwickelt. Aufgrund der gemeinsamen Entstehung dieser Vererzungen, ihres gleichartigen geologisch-tektonischen Rahmens, sowie ihrer charakteristischen Faziesbindung wurden sie zu einem „Blei-Zink-Barytbezirk Grazer Paläozoikum“ zusammengefasst (WEBER, ed. 1997a, b).

Die Vererzungen liegen in grünschieferfaziell metamorph überprägten Gesteinen der Schönberg-Fm. über Chlorit-schiefern (Tuffe, Tuffite, Metabasalte) der Taschen-Fm. Die erzführenden Einheiten setzen sich über den Chlorit-schiefern 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. Zur Klärung der geotektonischen Stellung der Grüngesteine des Grazer Paläozoikums wurden ihre stabilen Spurenelemente (Ti, Nb, Sr, Y und Zr) untersucht. Danach handelt es sich ausnahmslos um alkalibasaltische Intraplatten-Vulkanite, die im Bereich tiefgreifender Störungen aus dem Mantelbereich in die obere Erdkruste aufstiegen. Diese vulkanische Tätigkeit ist auf Riftingprozesse zurückzuführen, die zeitlich mit der Eintiefung der Beckenfazies zusammenfällt, die als einziger Faziesraum des Grazer Paläozoikums die Blei-Zinkvererzungen führt. Diese Ergebnisse bestätigen ältere Untersuchungen von KOLMER (1978). 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 O-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.

Die Vererzungen liegen schichtparallel in wannenartigen Vertiefungen des einstigen submarinen Reliefs. Sie sind somit stratiform und faziesgebunden. Bruchstücke von Crinoiden in Eisenkarbonaten, die die Vererzung begleiten, sind ein untrüglicher Hinweis für die sedimentäre Entstehung dieser Lagerstätten. Die Mächtigkeit der Vererzungen ist stark unterschiedlich und schwankt von wenigen

	Fe	Mn	Co	Ag	Cd	Hg	Ga	In	Tl	Ge	Sn	As	Sb
1)	≤10%	≤5%	≤0,1%	≤500	≤5000	≤1000	≤5	≤5	≤3	≤100	≤100	1000	≤30
2)	10%	1000	500	30	700	100	100	50	—	30	—	60	—

sofern nicht angegeben in ppm; 1) Grazer Paläozoikum (n=16); 2) Arzberg-Haufenreith:

Tab. 2: Geochemische Charakteristik von Zinkblenden (SCHROLL 1997) in ppm; 1) Grazer Paläozoikum (andere Lokaltäten), 2) Arzberg-Haufenreith.

Tab. 2: Geochemical characterization of spalerites (SCHROLL 1977) in ppm; 1) Graz Paleozoic (other locations), 2) Arzberg-Haufenreith.

Ag	Cu	Sb	Bi
<650	n.b.	<0,1%	<10

Tab. 3: Geochemische Charakteristik von Bleiglanzen des Grazer Paläozoikums (n=8) (SCHROLL 1997).

Tab. 3: Geochemical characteristics of galenas of the Paleozoic of Graz.

Zentimetern bis zu mehreren Metern. „Feeder-zone“-Vererzungen sind bislang nicht bekannt geworden.

Die Erzparagenese setzt sich hauptsächlich aus silberhaltigem Bleiglanz, eisenhaltiger Zinkblende sowie Sr-armen Baryt zusammen. Ferner tritt Pyrit, der auch disseminiert im Nebengestein eingeschaltet sein kann, auf. Zur Mineralparagenese zählen untergeordnet auch Kupferkies und Eisenkarbonate. Weitere charakteristische Mineralkomponenten sind Magnetit mit Chromiteinschlüssen in jenen Chloritschiefern, die üblicherweise die Liegendvererzungen begleiten. Weitere Silberträger sind Fahlerze. Die Zinkblende führt als Spurenelemente Hg und Ga. Der Baryt ist stark verquarzt und daher technisch kaum nutzbar. Die barytführenden Blei-Zinkvererzungen des Grazer Paläozoikums sind in Zeit, Form und Inhalt mit den Typus-Lagerstätten Meggen (Sauerland) zu vergleichen.

Die Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen im Baryt erbrachte Homogenisierungstemperaturen von zwei-phasigen Primäreinschlüssen zwischen 195 °C und 250 °C, mit einem Maximum um 230 °C. Auslaugungs-Analysen von Flüssigkeitseinschlüssen ergaben, dass als mineralisierende Fluide Chlorit-Hydrogenkarbonatlösungen in Betracht zu ziehen sind (TUFAR 1965, 1972).

Die Schwefelisotopenwerte der Baryte entsprechen eindeutig dem devonischen Meerwassersulfat. Sie weisen $^{34}\text{S}(\text{CDT})$ Werte zwischen +23,3 und +27,8 ‰ (Durchschnitt 25,8 ‰) auf. Lediglich der (mobilisierte) Baryt von Affenthal/Weizbachtal zeigt einen höheren Wert von +29,8 ‰. Der Baryt von Guggenbach erbringt einen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Wert von 0,7079. Dies ist ebenfalls ein deutlicher Hinweis auf das unterdevonische Vererzungsalter und somit eine syngenetische Entstehung.

Positive Sulfidschwefelwerte in Verbindung mit negativen Werten aus distal zum Exhalationszentrum gebildetem Pyrit sind für submarine Metallzufuhr kennzeichnend. Vererzungen des Grazer Paläozoikums sind nach SCHROLL (1997) durch $^{34}\text{S}(\text{CDT})$ Werte zwischen +2,4 und +19,2 ‰ cha-

rakterisiert.

Die Durchschnittsgehalte an Sr in Baryten des Grazer Paläozoikums liegen nach SCHROLL (1997) bei 1,5 %.

Das Blei-Isotopenalter der Blei-Zinkvererzungen des Grazer Paläozoikums ist um etwa 150 Ma zu alt. Von Bleiglanzen des Lagerstättenbereiches Arzberg-Haufenreith wurden die nachstehend angeführten Werte bestimmt (1: Raabstollen; 2: Haufenreith) KÖPPEL (1997):

	206/207	207/204	208/204	t2	μ2	W2
1	18.051	15.677	38.252	580	10.10	40.9
2	18.034	15.656	38.196	555	10.04	40.3

Tab. 4: Blei Isotopenwerte aus Bleiglanzen des Grazer Paläozoikums (KÖPPEL 1977).

Tab. 4: Lead isotope values from galenas of the Paleozoic of Graz (KÖPPEL 1977).

5. Exkursion

5.1. Stop 1 : Traföss

Lokalität: ÖK Blatt 134, Passail. Parkplatz an der Abzweigung von der Bundesstraße in die Breitenau (Abb. 9).

Nach Querung des Kern- und Speikkomplexes des mittelostalpinen Kristallins wird im Raum Mixnitz die Grenze des mittelostalpinen Kristallins zum oberostalpinen Grazer Paläozoikum erreicht. Vom Parkplatz aus Blick nach Osten auf die Überschiebung des oberostalpinen Grazer Paläozoikums (Kalkschiefer-Decken und wandbildende, massige, mittel- bis tief oberdevonische Kalke der Hochlantsch-Fm.; Hochlantsch-Decke) auf das mittelostalpine Kristallin. Das Kristallin und die Kalkschiefer-Decken bilden die nördlichen, tieferen und bewaldeten Geländeabschnitte).

Von Rothleiten bis Frohnleiten wird das Murtal von silurisch/unterdevonischen Gesteinen der mittleren Deckengruppe (Laufnitzdorf-Decke und Kalkschiefer-Decke) begleitet. Oberkretazische, rotgefärbte Kalkkonglomerate westlich der Straße bei Rothleiten gehören zur Gosauentwicklung von Gams/Bärenschützklamm, die tektonisch in einem sinistralen Scherkorridor zwischen dem mittelostalpinen Kristallin und dem Grazer Paläozoikum eingeklemmt sind. NNE von Frohnleiten Blick auf die „Frohn-



Abb. 9: Exkursionsroute

Fig. 9: Excursion route

leitner-Falte“ in unterdevonischen Gesteinen (Gschwend-SbFm.) der Kalkschiefer-Decke. Die zu beobachtende Großstruktur ist der steilstehende Schenkel in einem west- bis nordwestvergenten Faltenystem.

Von Frohnleiten bis Peggau quert das Murtal die Schöckel-Decke. In den bewaldeten Hängen bis N der Peggauer Enge liegen phyllitische Gesteine der obersilurisch/devonischen Schönberg-Fm. mit Sedex Pb/Zn-Baryt Vererzungen.

5.2. Stop 2: Nördlich Badl

Lokalität: ÖK Blatt 164, Graz. Alte Bundesstraße N des Badlgrabenausganges N der Peggauer Enge (Abb. 9).

Straßenaufschlüsse in gebankten, z. T. grau-weißen, gering metamorphen Bänderkalken der Schöckel-Fm. (?Givetium). Die Peggauer Enge und Peggauer Wände (mit zwei Groß-

steinbrüchen und dazwischen liegendem Ausgang der Lurgotte) werden von Kalken der Schöckel-Fm. gebildet. Südlich von Peggau folgen bis Kleinstübing und Friesach in der Schöckel-Decke wiederum erzführende phyllitische Gesteine der Schönberg-Fm. Danach begleiten vornehmlich devonische Karbonatgesteine der Rannach-Decke das Murtal bis Graz. Vgl. Exkursionspunkte 3-6.

5.3. Stop 3: Plabutsch-Fürstenstand

Lokalität: ÖK Blatt 164, Graz. Nahe Plabutsch-Gipfel, Zufahrt über Steinbergstraße/Wetzelsdorf

Historisches:

Mit der Eingemeindung von Gösting und Eggenberg im Jahre 1938 ist der Plabutsch mit 754 m Seehöhe die höchste Erhebung der Stadt Graz. Die Etymologie des Namens

“Plabutsch” ist nicht eindeutig geklärt: eine Deutungsmöglichkeit mit keltischer Wurzel “pla” in der Bedeutung von Eisenschmelze und die vagen Hinweise, dass tatsächlich Kelten am Ostfuß des Plabutsch nach Kupfer und Eisenerzen geschürft haben sollen, steht eine Ableitung des Namens vom slawischen “Blagota” gegenüber. Im 15. Jhd. findet sich die Bezeichnung “Grafenperg”, im 19. Jhd. allgemein “Bauernkogel”, später erst die Bezeichnungen “Blawutsch”, bzw. “Plawutsch”.

Bereits ROLLE (1856: 238) berichtet vom “Uebergangsgebirge des Plawutsch bei Gratz mit dem Gaisberg und dem Buchkogel”: *Versteinerungen sind an mehreren Stellen des Plawutsch-Gebirges zu finden und dann gewöhnlich in ziemlich grosser Menge der Exemplare, nicht immer freilich in befriedigendem Erhaltungszustand.[...] Das bekannteste und zugleich ergiebigste Vorkommen ist auf dem Gipfel des Plawutsch bei der sogenannten Fürstenwarte, wo man in einem dunkelgrauen, ziemlich festen Kalkstein viele Calamoporen, Cyathophyllen, Stromatoporen u.s.w. in Begleitung von Crinoiden-Stielen und einigen Zweischalern bald mehr bald minder deutlich ausgewittert findet.*

ROLLE bezieht sich damit auf das bereits etwa eineinhalb Jahrzehnte zuvor bekannte Fundgebiet, das von Franz UNGER, der seit 1835 Professor der Botanik und Zoologie am Grazer Joanneum und Paul Maria PARTSCH, “Custos am Hof-Mineraliencabinete in Wien” bearbeitet wurde. UNGER publizierte anlässlich der 21. Versammlung der deutschen Naturforscher und Ärzte im September 1843 eine Fossilliste von diesem Fundpunkt. Seine Auflistung von Korallen und einer Stromatopore (UNGER 1843: 74) mit den Formen *Gorgonia infundibuliformis* G., *Stromatopora concentrica* GOLDF., *Heliopora interstincta* BRONN (*Astraea porosa* GOLDF.), *Cyathophyllum explanatum* GOLDF., *Cyathophyllum turbinatum* GOLDF., *Cyathophyllum hexagonum* GOLDF., *Cyathophyllum caespitosum* GOLDF., *Calamopora polymorpha* a. var. *tuberosa* GOLDF., *Calamopora polymorpha* b. var. *ramoso-divaricata* GOLDF., *Calamopora spongites* a. var. *tuberosa* GOLDF. und *Calamopora spongites* b. var. *ramosa* GOLDF. sind heute nur noch von historischem Wert. Dennoch gebührt UNGER die verdienstliche Leistung außer der Vorlage der ersten systematisch-taxonomischen Auflistung paläozoischer Fossilien des Grazer Paläozoikums auch als erster Ablagerungen des Devonsystems in Österreich (vgl. FLÜGEL 1958) erkannt zu haben.

Wie in zahlreichen Publikationen erwähnt wird, enthalten die Gesteine der “Fürstenstand-Warte” in zahlreichen unterschiedlichen Schnittlagen beinahe das gesamte organische Repertoire der Barrandeikalke (vgl. Abb. 10).

5.4. Stop 4: Forstweg Attems (Frauenkogel-Südhang)

Lokalität: ÖK Blatt 164, Graz. NW von Graz, Unmittelbar

nach Abzweigung vom Göstingbach-Tal nach Thalwinkeln (Abb. 9).

Der Forstweg Attems schließt am Frauenkogel-Südhang hangende Bereiche der Flösserkogel-Formation, die vermutlich gesamte hier entwickelte Abfolge der Barrandeikalke-Entwicklung und die tiefsten Anteile der Gaisbersattel-Subformation auf (diese werden von quartären Staublehmen überlagert).

Der direkte Kontakt Flösserkogel-Formation/Barrandeikalke ist, wie im gesamten Plabutsch-Buchkogelgebiet tektonisch nachgezeichnet (BROSCH et al. 1984: 57). Es dürften aber hier kaum Anteile der Barrandeikalke Formation amputiert worden sein.

Über den Dolomitareniten der Flösserkogel-Formation folgt - derzeit nicht mehr aufgeschlossen - eine Wechsellagerung massiger, blaugrauer Kalke, Tonschiefer und Dolomitbänke, die von FENNINGER in FLÜGEL (1972) als fazieller Übergangsbereich in die Barrandeikalke interpretiert wurde.

Das Barrandeikalke-Profil beginnt mit einer Wechsellagerung von gelb-braunen fossilführenden Tonschiefern (“Chonetenschiefern”) mit gelblich-rötlichen, wellig im Liegenden und Hangenden begrenzten Eridostracenen-Ostracoden-Schillkalken. Die Fossilien sind teilweise silifiziert, wobei die Verkiegelung nur Eridostracenen und Ostracoden, nicht aber die Korallenklasten und Brachiopoden betrifft (vgl. HUBMANN 1993). Über dieser Wechselfolge schließen nach Zwischenschaltung einer biostromalen Lage von 50 x 25 x 20 cm großen autochthonen Favositenstöcken gut gebankte, dunkelblaue Echinodermatenschuttkalke an, die von Korallen-Stromatoporen-Brachiopoden-Schuttkalke abgelöst werden. Ab dem mittleren Hangendbereich (ab Banknummer 82), in dem autochthone Algenkalke (*Pseudolitanais graecensis* und *Pseudopalaeoporella lummatonensis*; HUBMANN 1990) auftreten können, sind enge Wechsellagerungen mit roten Mergelschiefern bis Tonschiefern charakteristisch.

Die gesamte Profilabfolge kann - generaliter - in 5 biofazielle Abschnitte (Abb. 11) gegliedert werden (HUBMANN 1992: 204):

(a) Siliziklastische Brachiopoden-Trilobiten-Biofazies:

Entspricht der Entwicklung der Chonetenschiefer (vgl. HUBMANN 1993: 411-413): mit *Chonetes* sp., *Maladaia* sp. und Crinoiden.

(b) Korallen-Stromatoporen-Biofazies:

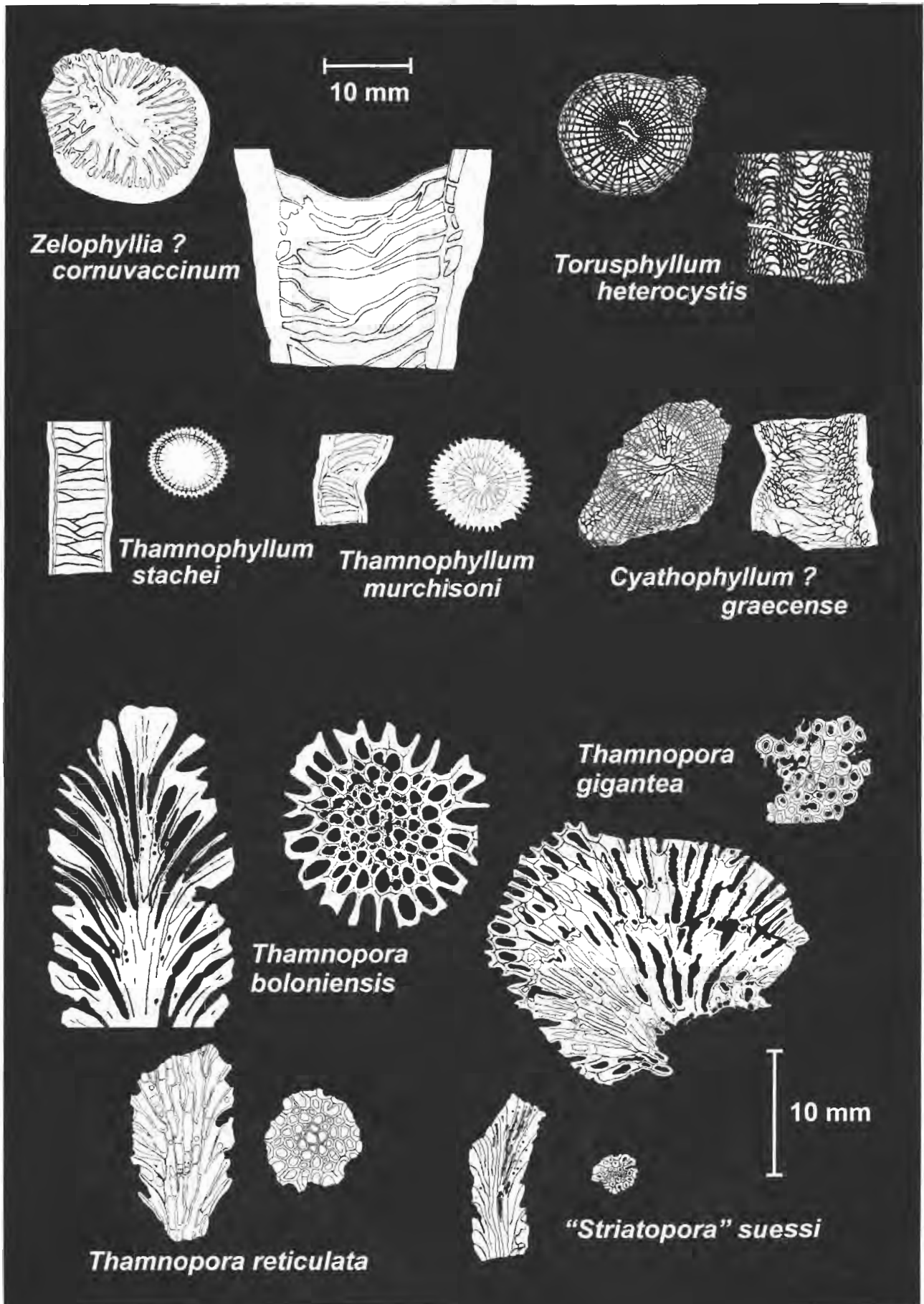
Mit *Actinostroma* sp., *Thamnophyllum stachei*, *Thamnophyllum purchisoni*, *Favosites styriacus*, *Favosites* sp., *Striatopora* sp. [suessi?], *Heliolites* cf. *penecke*, *Pachycanalicula barrandei*, Crinoidenresten und wenigen Brachiopoden(?)schalen. Äußerst untergeordnet treten Fragmente von Kalkalgen (*Pseudopalaeoporella*) und syringoporidae Korallen (? *Aulocystis*) auf.

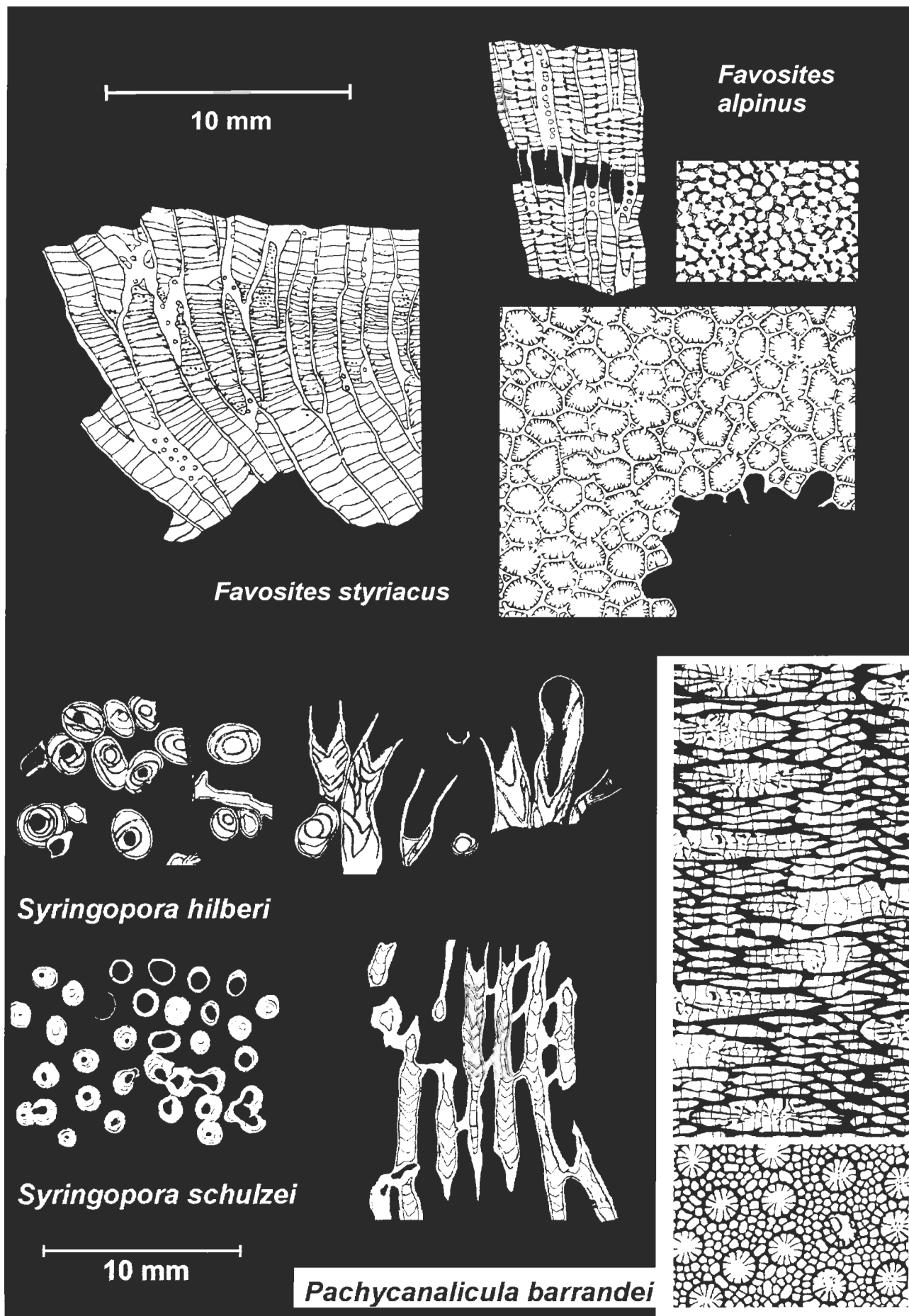
(c) Korallen-Brachiopoden-Biofazies:

Mit *Thamnophyllum stachei*, *Thamnophyllum purchisoni*,

Abb. 10a-d: “Schnittbilder” der wichtigsten Korallentaxa der Barrandeikalke (Mitteldevon, Eifelium) wie sie in den Gesteinen der Fürstenwarte zu sehen sind. Verändert nach Vorlagen von PENECKE (1894) und HUBMANN (1991).

Fig. 10a-d: “Sections” of the most important coral taxa of the Barrandei limestone (Middle Devonian, Eifelian) like they can be seen in the rocks at the Fürstenwarte. Modified after PENECKE (1894) und HUBMANN (1991).





Thamnopora reticulata?, *Thamnopora* sp., *Striatopora* (?) *suessi*, *Favosites* sp., *Chonetes* sp., 'spiriferiden' Brachiopoden, Crinoidenstielgliedern.

(d) **Kalkalgen-Biofazies:**

Fast ausschließlich aus Thalli von *Pseudopalaeoporella lummatonensis* und *Pseudolitanaiia graecensis* bestehend.

(e) **Brachiopoden-Korallen-Biofazies:**

Mit *Zdimir* cf. *hercynicus*, *Thamnopora* cf. *reticulata*, *Striatopora* cf. *suessi*.

Erstaunlich ist das Auftreten der Algen-Biofazies (= Algen-Wacke/Float bis Bound(Baffle)stone-Subfazies) innerhalb des Profilabschnittes mit reger Wechsellagerung roter Mergelschieferlagen (FLÜGEL 1959, HUBMANN 1990, 1993, 2000), d. h. in einer Fazies mit relativ hohen Rückstandswerten (Tongehalten). Im Mitteldevon des Rheinischen Schiefergebirges tritt eine vergleichbare (Bio)Fazies ebenfalls in Wechsellagerung mit Mergeln auf (FABER 1980, HUBMANN & FENNINGER 1994). Vermutlich stellten sich mit dieser Fazies entsprechende hydrodynamische Bedingungen ein (Absenkung des hochenergetischen Environments), die die Besiedlung durch Kalkalgen erlaubte.

5.5. Stop 5: Hartbauer

Lokalität: ÖK Blatt 164, N Graz, Straße von der alten Bundesstraße W des Autobahntunnelportals Gratkorn Süd nach Hart (Abb. 9).

a) Aussichtspunkt direkt an der Abzweigung:

Die stratigraphische Situation in den beiden großen Steinbrüchen (S des Pailgraben Dennig Kanzelsteinbruch; Pailgrabensteinbruch der Firma Tieber):

Kanzelsteinbruch:

Im Liegenden und in der westlichen Kulisse des Steinbruches (SW) treten schwarze Kalke und Kalkschiefer der Barrandeikalke zu Tage. Die Abbaufont wird aus generell N-fallenden Karbonatgesteinen der höher mitteldevonischen Kollerkogel-Fm. aufgebaut. Massige Dolomite über den Barrandeikalken gehören zur Gaisbergsattel-SbFm. Darüber folgen dickbankige bis massige Kalke der Kanzel-SbFm. Sporadisch im Bereich der Kollerkogel-Fm. auftretende schwarze Kalke vom „Barrandeikalk-Typus“ sind fazielle Rekurrenzen. Vor Jahren (bei nun durch den Abbau stark geänderten Geländebeziehungen) wurden in den hangendsten Anteilen am Waldrand über der Kanzel-SbFm. noch gelblichbraune Flaserkalke der Steinberg-Fm. angetroffen und von KODSI (1967) ein lückenhaftes Devon/Karbon-Grenzprofil untersucht.

Pailgrabensteinbruch:

Dickbankige bis massige Kalke der Kanzel-SbFm. Bemerkenswert ist das sporadische Auftreten von Tropfsteinführenden Karsthöhlräumen und mit Roterden und pliozänen Quarzschottern verfüllten Karstschlotten. Derartige Phänomene treten auch im Kanzelsteinbruch auf.

b) Wegprofil nach Hart und Geländeprofil über der Fahrstraße zur Kote 468 beim Gehöft Hartbauer:

Dieses bei EBNER (1978, 1980a), EBNER et al. (1980b), NEUBAUER et al. (1992) und BOSIC (1998, 1999) im Detail beschriebene Profil an der Straße und dem steilen Hangprofil zur Kote 468 schließt ein Profil von den hangenden Anteilen der Kanzel-SbFm. bis in die Dult-Gruppe auf.

Zwischen der Steinberg-Fm. (Flaserkalke) und den Bankkalke der oberen Sanzenkogel-Fm. tritt eine auf Trockenfallen und Verkarstung rückgeführte Schichtlücke im Zeitraum Oberdevon II/III – Unterkarbon II β/χ (*Palmatolepis marginifera* – *Scaliognathus anchoralis*-Zone) auf. Die Grenze zur Dult-Gruppe, in der im gezeigten Profil die Hartbauer-SbFm. von der Höchkogel-Fm. und die Hahngraben-Fm. (= Schiefer der Dult) ausgebildet sind, ist eine Erosionslücke, die im höchsten Namurium A angelegt wurde (Abb. 12). Hämatitkrusten und Nester innerhalb der Dult-Gruppe zeigen eine weitere Erosionsphase zwischen der Höchkogel-Fm. und der Hahngraben-Fm. an. Das Profil ist zugleich Typusprofil für die obere Sanzenkogel-Fm., die darin eingelagerte Hart-Bank, und die Hartbauer-SbFm. der Dult-Gruppe.

Alle Schichtlieder zeigen volle Schichtkonkordanz. Ursprünglich (CLAR 1933) wurde, da die "Namur-Kalke" der Hahngraben-SbFm. als mitteldevonische "Kanzelkalke" angesehen wurden, die Auflagerung der Hahngraben-Fm. (= "Schiefer der Dult") als variszische Diskordanz angesehen.

Die Farbe der isolierten Conodonten schwankt zwischen schwarz (CAI 5) und mittelgrau (CAI 6,5).

Conodontenmischfaunen mit einer Zusammensetzung aus Elementen des Oberdevon II/III – Unterkarbon II β/χ treten in zwei Niveaus auf (Abb. 12):

- In einer ca. 3 cm mächtigen rotbraunen, feinkörnigen Kalkbrekzie an der Basis der oberen Sanzenkogel-Fm.
- In Karstschlottenfüllungen bis zu 20 m unter dem Niveau der zuvor genannten Mischfaunen in hangenden Anteilen der Kanzel-SbFm. und der basalen Steinberg-Fm.

Kanzel-SbFm.:

Massige bis dickbankige, hellgraue Biomikrite, lokal mit einem großen Anteil an Crinoidenresten. Gegen das Hangende hin nimmt der Gehalt an Biogenresten ab. Spärliche Conodontenfunde zeigen, dass der Fazieswechsel von der Flachwasser- (Kanzel-SbFm.) zur pelagischen (Steinberg-Fm.) Entwicklung innerhalb des tiefsten Oberdevon I erfolgt.

Steinberg-Fm.:

Diese ist in Form von ca. 20 m mächtigen, verschieden gefärbten (grau – intensiv braungelb), teilweise geflachten Mikriten bis Biomikriten (Cephalopoden, Trilobiten, indet. Schalenreste) Kalken ausgebildet. Das Top der Steinberg-Fm. liegt in diesem Profil aufgrund der Schichtlücke innerhalb der *Palmatolepis marginifera*-Zone (Oberdevon II/III).

Spaltenfüllungen:

Im Bereich der obersten Kanzel-SbFm. und tiefen Teilen

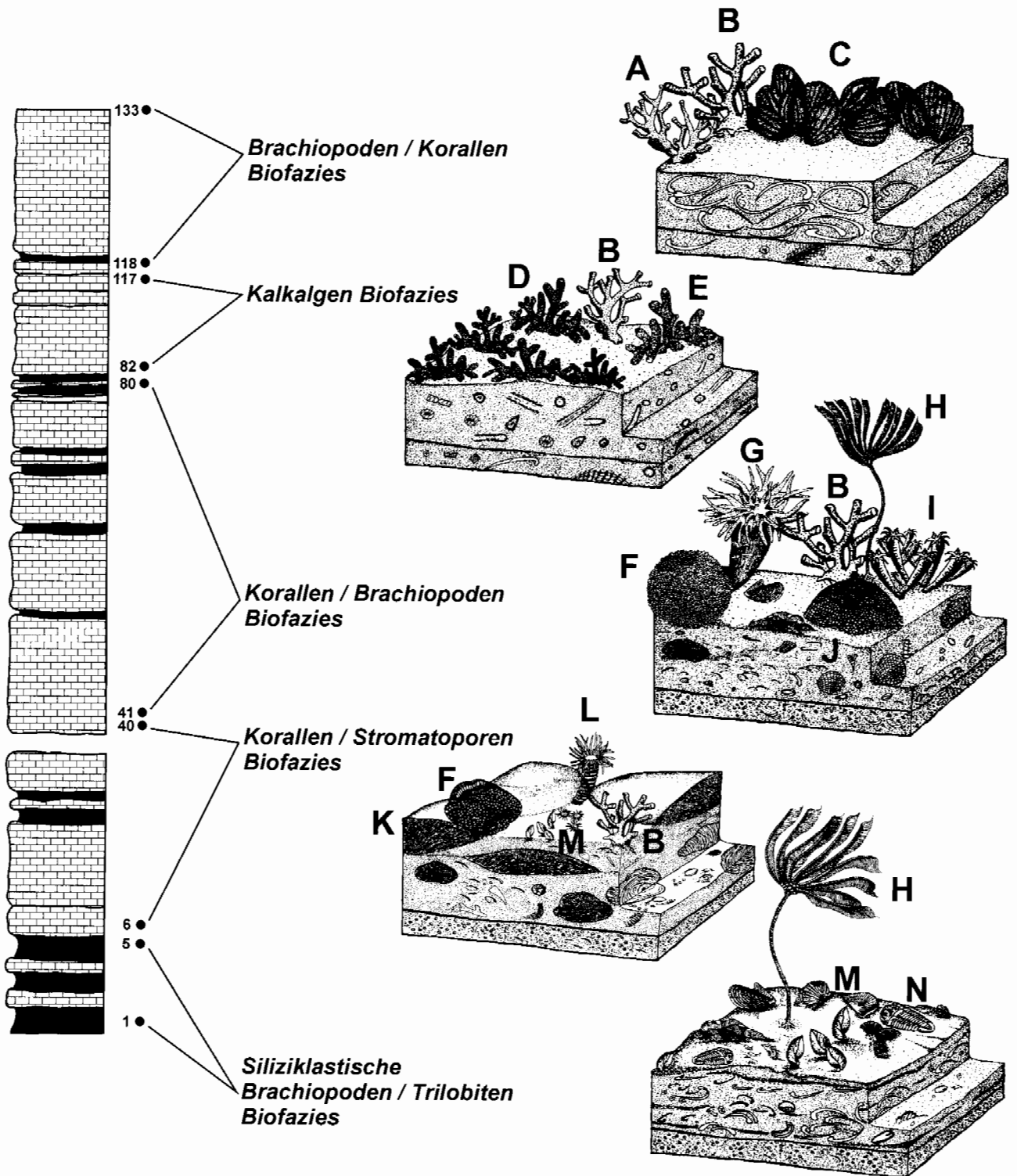


Abb. 11: Vereinfachte Verteilung der fünf Biofaziestypen im Barrandeikalk-Profil Attems (Zahlen geben die Banknummern an). A...*Striatopora* suessi, B...*Thamnopora reticulata*, C...*Zdimir cf. hercynicus*, D...*Pseudopalaeoporella lummatonensis*, E...*Pseudolitanaia graecensis*, F...*Favosites styriacus*, G...*Zelophyllia cornuvaccinum*, H...*Cupressocrinites*, I...*Thamnophyllum stachei*, J...*Pachycanalicula barrandei*, K...*Actinostroma* sp., L...*Cyathophyllum?* graecense, M...*Chonetes* sp., N...*Maladaia* sp.

Fig. 11: Simplified distribution of the five biofacies types in the Attems outcrop (numbers indicate bank sequence). A...*Striatopora* suessi, B...*Thamnopora reticulata*, C...*Zdimir cf. hercynicus*, D...*Pseudopalaeoporella lummatonensis*, E...*Pseudolitanaia graecensis*, F...*Favosites styriacus*, G...*Zelophyllia cornuvaccinum*, H...*Cupressocrinites*, I...*Thamnophyllum stachei*, J...*Pachycanalicula barrandei*, K...*Actinostroma* sp., L...*Cyathophyllum?* graecense, M...*Chonetes* sp., N...*Maladaia* sp.

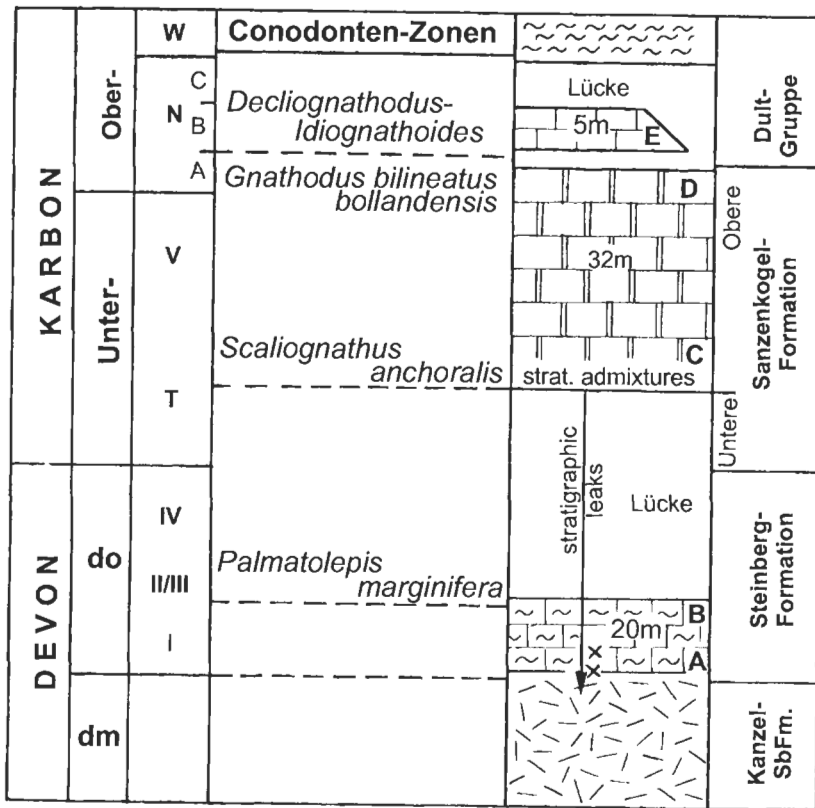


Abb. 12: Stratigraphische Übersicht über das Profil Hartbauer: A Grenzbereich Kanzel-SbFm.- Steinberg-Fm., B Top Steinberg-Fm., C Basis der oberen Sanzenkogel-Fm., D Top der Sanzenkogel-Fm., E Basis der Dult-Gruppe, X Bereiche mit Conodontenmischfaunen.

Oberes Foto: D Top der Sanzenkogel-Fm.; darüber (E) Basis der Dult-Gruppe mit Kalken der Hartbauer-SbFm.

Unteres Foto: Devon/Karbon-Grenzbereich: 0 Top der Steinberg-Fm., 1 Basis der oberen Sanzenkogel-Fm., Pfeil von x weist auf Bereich mit Conodontenmischfaunen.

Fig. 12: Stratigraphic scheme of Hartbauer section: A Boundary of Kanzel-Mb. and Steinberg-Fm., B Top of Steinberg-Fm., C Base of Upper Sanzenkogel-Fm., D Top of Sanzenkogel-Fm., E Base of Dult-Group, X Positions with conodont mixed faunas.

Upper foto: D Top of Sanzenkogel-Fm.; in the hanging wall the base of the Dult-Group with limestones of the Hartbauer-Mb.

Lower foto: Devonian/Carboniferous boundary: 0 top of Steinberg-Fm., 1 base of Upper Sanzenkogel-Fm., the arrow is pointing from x to the position of the conodont mixed faunas.

der Steinberg-Fm. wurden Nester mit Oberdevon/Unterkarbon-Mischfaunen gefunden. Lithologisch unterscheiden sich diese Mischfaunenbereiche kaum von Kalken aus der Steinberg- oder Sanzenkogel-Fm. Nur örtlich tritt in Nestern angereichert ein rötlichbraunes, tonreiches karbonatisches Sediment auf, in dem in einer mikrosparitischen Grundmasse bis zu 35 % unbestimmbare, dunkelbraune Biogenreste, Echinodermaten und Foraminiferen (?*Umbellina*) auftreten. Ein zweiter lithologischer Typ mit Mischfaunen wird durch Nester „sandiger“ bis rauchwackenartiger, mit-

unter spätiger gelbbrauner Karbonate gebildet. Die Verbreitung der Mischfaunenbereiche ist unregelmäßig. So konnten aus Mischfaunenbereichen auf engstem Raum vertikal und horizontal lithologisch nicht zu unterscheidende Gesteine mit reinen Oberdevon-, Unterkarbon- oder Mischfaunen isoliert werden. Eine Abgrenzung der Spaltenfüllungen gegen das Umgebungssediment scheitert an den schlechten Aufschlussverhältnissen und den zu geringen lithologischen Unterschieden.

Sedimentchemische Daten aus dem gesamten Profilbereich

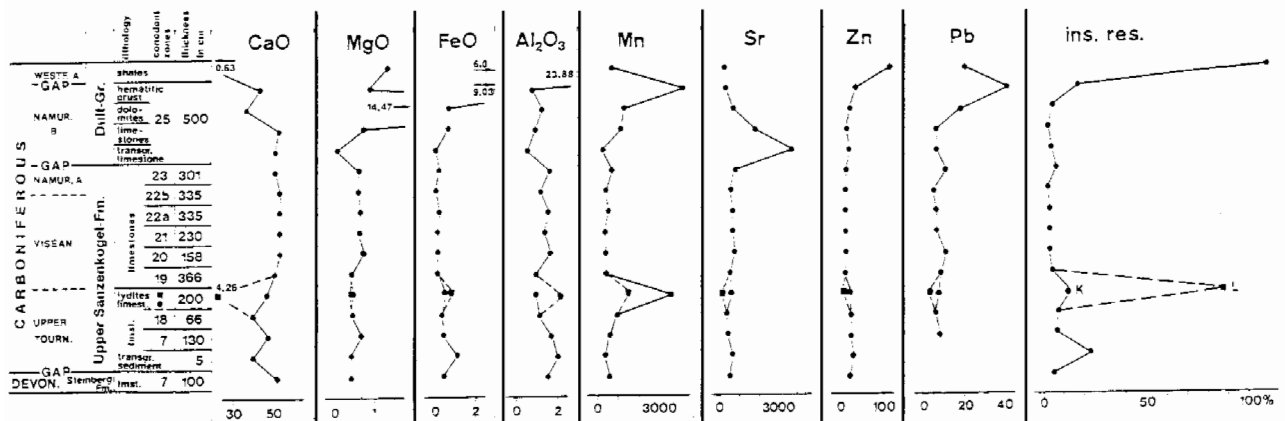


Abb. 13: Geochemische Daten aus dem Karbon des Hartbauer-Profiles (aus EBNER & PROCHASKA 1988). Bezeichnungen der Conodontenzonen (auch in Tab. 5):

Oberdevon: 7 *Palmatolepis marginifera*; Karbon: 17 *Scaliognathus anchoralis*, 18 *Gnathodus pseudosemiglaber*, 19 *G. praebilineatus*, 20 *G. bilineatus bilineatus*, 21, 22 *Lochriea commutata*, 23 *Gnathodus bilineatus bollandensis*, 25 *Declinognathodus/Idiognathoides*.

Fig. 13: Geochemical data from limestones of the Hartbauer (Devonian/Carboniferous) section (EBNER & PROCHASKA 1988). Names of conodont zones (also in Tab. 5):

Late Devonian: 7 *Palmatolepis marginifera*; Carboniferous: 17 *Scaliognathus anchoralis*, 18 *Gnathodus pseudosemiglaber*, 19 *G. praebilineatus*, 20 *G. bilineatus bilineatus*, 21, 22 *Lochriea commutata*, 23 *Gnathodus bilineatus bollandensis*, 25 *Declinognathodus/Idiognathoides*.

und den Mischfaunenbereichen sind in Abb. 13 und Tab. 5 ersichtlich. Der unlösliche Rückstand setzt sich aus Quarz, Illit/Muskovit und Eisen(hydr)oxiden zusammen.

Die Zusammensetzung der Mischfaunen entspricht in ihren Elementen exakt der Topfläche der Steinberg-Fm. und der Basis der oberen Sanzenkogel-Fm. in diesem Profil. Elemente aus dem Intervall der Lücke fehlen. Ähnlich zusammengesetzt sind auch die bis zu 20 m tiefer liegenden Mischfaunenbereiche der Spaltenfüllungen. Sie unterscheiden sich von den zuvor genannten Mischfaunen lediglich dadurch, dass zusätzlich Elemente hinzutreten, die den Zeitraum der durch die Verkarstung betroffenen devonischen Karbonatgesteine repräsentieren. Daraus wird eine gleiche Genese beider Mischfaunentypen abgeleitet: Trockenfallen der Steinberg-Fm. und Verkarstung im höheren Oberdevon und tieferen Unterkarbon und eine nachfolgende marine Überflutung mit Verfüllung des Karstreliefs unter Mischfaunenbildung (= Basis der oberen Sanzenkogel-Fm.) im Unterkarbon II β/χ .

Obere Sanzenkogel-Fm:

Lithologisch sind die in diesem Profil um 32 m mächtigen und vom obersten Tournaisium (*Scaliognathus anchoralis*-Zone) bis ins tiefe Namurium A (*Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone) reichenden Kalke als gut gebankte, teilweise geflaserte, gefleckte biogenführende Mikrite mit Echinodermen, Trilobiten, Cephalopoden, Radiolarien und indet. Schalenbruchstücken ausgebildet.

An der Basis der oberen Sanzenkogel-Fm. finden sich in einer Mächtigkeit von ca. 3 cm die o.g. Bereiche mit Faunenmischungen („Transgressionssediment“). Im Schlift erweisen sich diese als rötlich-braune Gesteine, in denen in einer „tonreichen“ Matrix mm-große mikritische Kalke und stark korrodierte Quarze zu beobachten sind. Neben Crinoiden

sind an weiteren Biogenen ringförmige Querschnitte von ?*Umbellina* sp. zu beobachten.

Ca. 180 cm über der Devon/Karbon-Grenze sind im Bereich der oberen *G. pseudosemiglaber*- und der tieferen *G. praebilineatus*-Zone niveaubeständig Lydite der Hart-Bank (FLÜGEL 2000) eingeschaltet. Sie sind ca. 250 cm mächtig, 2-cm gebankt und beinhalten vier Kalkbänckchen bis zu 5 cm Mächtigkeit.

Die karbonen Bankkalke der oberen Sanzenkogel-Fm. erlauben unter Nachweis der nachstehend genannten Zonen eine detaillierte Gliederung vom Unterkarbon II β/χ (*Scaliognathus anchoralis*-Zone) bis in das basale Namurium A (*Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone):

- *Scaliognathus anchoralis*-Zone: 97 cm
- *Gnathodus pseudosemiglaber*-Zone: 176 cm
- *Gnathodus praebilineatus*-Zone: 646 cm
- *Gnathodus bilineatus bilineatus*-Zone: 372 cm
- *Lochriea commutata*-Zone: 1511 cm
- *Gnathodus bilineatus bollandensis*-Zone: 293 cm

Bei EBNER (1977a, 1978, 1980a, EBNER et al. 1980a, b) vor der Revision der Conodontenfaunen durch BOSIC (1998, 1999) wurde eine etwas andere Zonengliederung verwendet. Der Abschnitt der *G. pseudosemiglaber*-Zone wurde zuvor als *G. typicus*- und die *G. praebilineatus*-Zone, nachdem *Gnathodus* sp. A EBNER 1977 als zu *G. praebilineatus* BELKA 1985 gehörig erkannt wurde, als *G. sp. A*-Zone benannt. Die *Lochriea commutata*-Zone (BOSIC 1999) entspricht weitestgehend der tief-namurischen oberen *G. commutatus nodosus*-Zone (EBNER 1978).

Die Unterkarbon/Oberkarbon-Grenze ist im Bereich der tieferen *Lochriea commutata*-Zone zu suchen. Aufgrund der vorliegenden Faunen und dem Kenntnisstand der Conodontenchronologie in diesem Bereich ist sie jedoch nicht näher zu fixieren.

		lithology	conodont zones	thickness in cm	sample no.	CaO	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	Mn	Sr	Zn	Pb	ins. res.	
CARBONIFEROUS	WESTF. A - GAP NAMUR. B	Dult-Gr.	shales		61/1,2	0,63 0,63	1,37 1,41 1,33	6,00 7,20 4,81	23,88 24,04 23,92	528 553 503	165 170 160	112 114 113	20 23 17	98,65	
			hematitic crust		60	43,51	0,91	9,03	0,83	483	200	28	41	15,70	
			dolomites	25	58,59	36,41 43,44 29,38	14,47 21,51 7,42	0,80 0,83 0,77	1,29 2,15 0,43	1230 1438 1023	553 720 323	18 21 15	18 21 15	3,83	
			lime-stones		57	53,08	0,79	0,32	0,96	1008	1615	10	6	1,12	
	- GAP -														
	NAMUR. A	Obere Sanzenkogel-Fm.	limestones	23	301	45-55	50,80 53,97 46,62	0,66 1,33 0,37	0,30 0,45 0,11	1,62 2,85 1,09	654 1285 250	652 970 360	11 25 4	11 42 4	5,21 11,13 0,93
	22b			335	40-44	53,63 55,54 51,97	0,63 0,79 0,40	0,19 0,22 0,16	1,20 1,64 0,71	305 420 213	465 615 270	8 13 5	7 8 2	1,65 2,39 1,16	
	22a			335	36-39	53,69 54,25 51,97	0,66 1,04 0,33	0,32 0,56 0,22	1,62 2,55 0,89	490 735 208	506 750 295	10 15 3	6 8 4	2,36 3,44 1,69	
	21			230	30-34	52,69 54,11 51,73	0,63 0,91 0,37	0,22 0,31 0,19	1,4 1,79 0,97	309 408 203	532 765 325	10 10 8	6 8 5	2,20 3,45 1,55	
	20			158	26-29	52,85 54,07 51,83	0,78 0,99 0,41	0,23 0,24 0,21	1,69 2,00 1,50	335 468 250	658 838 373	10 13 8	11 27 4	2,25 2,88 1,92	
	19			366	14-25	50,46 55,19 38,93	0,46 0,75 0,16	0,20 0,35 0,08	0,97 1,60 0,10	349 988 140	439 685 195	9 15 4	9 32 2	3,48 15,71 0,12	
	- GAP -														
	UPPER TOURN.	Obere Sanzenkogel-Fm.	limest.	18	66	8-11	39,54 51,69 33,30	0,44 0,75 0,29	0,44 0,53 0,31	1,15 1,65 0,83	888 1753 490	270 520 198	23 40 13	6 8 4	6,56 7,17 4,98
	7			130	1-7	47,45 53,02 42,14	0,69 0,96 0,41	0,52 0,77 0,41	1,71 2,20 1,44	506 845 390	367 558 255	25 38 15	8 10 6	5,85 7,25 4,69	
	transgr. sediment			5	223a,b 226	40,20 47,18 32,28	0,60 1,08 0,37	1,16 1,19 0,27	1,60 1,81 1,33	1386 2735 440	481 828 270	14 20 10	34 73 12	5,79 10,64 3,32	
- GAP -															
DEVON. Steinberg Fm.		lydites	7	100	00,01,02	51,69 52,20 49,31		0,48 0,75 0,31	1,54 1,72 1,23	490 658 383	461 690 318	15 17 13	19 29 8	4,68 6,23 3,33	
		lydites of cz 18			L ₁ -L ₃	4,26 6,72 1,82	0,47 0,58 0,29	0,75 1,00 0,31	2,17 2,58 1,83	1424 1793 1018	53 63 48	14 20 4	3 4 2	88,59 90,46 86,62	

CaO, MgO, FeO, Al₂O₃, insoluble residue in %
Mn, Sr, Zn, Pb in ppm

mean maximum value
 minimum value

Tab. 5: Geochemische Daten des Hartbauer Profils (aus EBNER & PROCHASKA 1988). Bezeichnungen der Conodontenzonen wie in Abb. 13.

Tab. 5: Geochemical data of the Hartbauer (Devonian/Carboniferous) section (EBNER & PROCHASKA 1988). Names of conodont zones as in Fig. 13.

Dult-Gruppe:

An der Basis bis 5 m mächtige dickbankige, dunkelgrau/schwarze mikritische Kalke und grobkörnige Dolomite (Hartbauer-SbFm., Namurium B) und darüber schwarze, ebenflächig brechende Schiefer (?Westfalium; Hahngraben-Fm.).

Die Grenze zur oberen Sanzenkogel-Fm. wird durch eine wellige Erosionsfläche gebildet.

Darüber treten in der basalen Hartbauer-SbFm. bis zu einige cm-große aufgearbeitete Komponenten aus der oberen Sanzenkogel-Fm. auf. Spärliche Conodontenfunde mit *Idiognatoides* sp. ex gr. *sulcata* und regionale Vergleiche ordnen die Hahngraben SbFm. dem Namurium B zu.

An der Grenze zu den überlagernden dunkelgrauen Schiefen der Hahngraben-Fm. treten in hellgrauen, grob-spätigen, kalkig-dolomitischen Gesteinen mit örtlicher Rauchwackenstruktur Roteisenanreicherungen (Fe_2O_3 -Gehalt bis zu 21,39 %) auf. Anschliffe zeigen eine Zusammensetzung der Krusten aus Hämatit und Kalzit. Genetisch handelt es sich um intranamurische Oberflächenverwitterungserscheinungen, die einen eisenreichen Kalzit bzw. Dolomit von Klüften und Korngrenzen ausgehend zu Hydrohämatit umwandelten, der dann zu Hämatit entwässerte (Mitteilung J.G. HADITSCH).

Die Aufschlüsse im einzelnen:

Wegprofil vom Hangenden zum Liegenden:

Im Hangenden des Profils sind die Lydite der Hart-Bank innerhalb der Kalke der oberen Sanzenkogel-Fm. aufgeschlossen. Ca. 2 m im Liegenden folgen nach Störungskontakt Kalke der Steinberg-Fm. (gelbbraune Kalke), die straßenabwärts von grauen dickbankigen Kalken der Kanzel-SbFm. unterlagert werden. Im Grenzbereich Kanzel-SbFm./Steinberg-Fm. treten mehrere im Gelände nur schwer erkennbare Nester mit gelbbraunen Karbonaten und rötlich-braunen Kalken auf. Beide führen Conodontenmischfaunen des Oberdevon II/III-Unterkarbon II β/γ .

Zusätzlich finden sich junge pliozäne Karstspaltenfüllungen mit Roterden und Quarzschottern.

Der weitere Hanganstieg führt aus den hangendsten Teilen der grauen Kanzel-SbFm. in gebankte, gelbbraune bis graue Bank- und Flaserkalke der Steinberg-Fm. bis zum schon oben beschriebenen Devon/Karbon-Grenzprofil mit Ausbildung einer Lücke vom Oberdevon II/III – Unterkarbon II β/γ und Conodontenmischfaunen an der Basis der oberen Sanzenkogel-Fm.

Die ca. 32 m mächtigen Bankkalke der oberen Sanzenkogel-Fm. mit Einschaltung der Hart-Bank (cm mächtige Lyditlagen mit Einschaltung einiger Kalklagen) werden im Hangenden entlang einer Erosionsfläche von der Hartbauer-SbFm. (Namurium B) der Dult-Gruppe überlagert. Im Hangenden der Subformation folgen über einer weiteren Erosionsfläche (mit Hämatit in Krusten und Nestern) schwarze Tonschiefer der Hahngraben-Fm. (?Westfalium).

5.6. Stop 6: Pfaffenkogel

Lokalität: ÖK Blatt 163, Voitsberg, ca. 250 m N des Österreichischen Freilichtmuseums, W der Bahntrasse (Abb. 9).

Am SE-Hang des Pfaffenkogels zwischen Gratwein und Klein-Stübing, ca. 250 m nördlich des Freilichtmuseums (zwischen ÖBB E-Masten 196/11 und 196/13) ist ein ca. 220 m mächtiges Profil durch 'frühdigenetische' und 'spätdigenetische' Dolomite der Flösserkogel-Formation aufgeschlossen (FENNINGER & HOLZER 1978, EBNER et al. 1980b).

Das Profil beginnt ca. 15 m über der Bahntrasse mit einer Folge von laminierten bis dm-gebankten Dolomiten mit stromatolithischen Lagen. Über dieser Entwicklung (= Einheit 1 sensu FENNINGER & HOLZER 1978:116) folgen grobgebankte bis massige Dolomite (= Einheit 2 sensu FENNINGER & HOLZER 1978:118). Morphologisch drückt sich der Wechsel in treppenartigen Abstufungen aus, wobei die Einheit 1 zu Verebnungen neigt, die massigen Dolomite wandbildend in Erscheinung treten.

Einheit 1: Laminierte bis dm-gebankte Dolomite

Die Aufschlußbeschreibung wird aus EBNER et al. (1980b: 96-97) übernommen:

Folgende Mikrofaziestypen, die z. T. auch im Gelände erkennbar sind, lassen sich unterscheiden:

a) Biogenschutt-Dolomite:

Es handelt sich um grainstones, deren Partikel korrodiert sind. An Bioklasten treten neben Echinodermaten und Stromatolithentrümmern Codiaceen [= Halimedaceen], Dasycladaceen, Korallen, Gastropoden- und indet. Schalenbruch auf, deren Umlagerung teilweise durch verstellte Geopetalgefüge angezeigt wird. Diese Partikel zeigen Umkrustungen, die geopetale Anlagerung aufweisen. Die Verkittung ist stalaktitisch oder als Meniskuszement entwickelt, die Füllung von Hohlräumen mit Kristallsilt tritt auf. Die Biogenschuttdolomite zeigen bisweilen Schrägschichtung.

b) Pellet-führende und strukturlose Mudstones (Schlammdolomite) mit Fenstergefügen:

Die laminaren Fenstergefüge treten vorwiegend in Form von LF-A-, LF-B-I- und LF-B-II-Typen auf, während meist im Hangenden dieser die sogenannten "keystone-vugs", d.s. halbrunde (Grenzsteinartige-) Hohlraumtypen, dazukommen. Einerseits führen diese Hohlräume als vadoso Bildungen gedeuteten stalaktitischen Zement und Kristallsilt, andererseits erfolgt die Füllung durch Zement A und B. Wichtig ist der Fund aufgearbeiteter vadoser PISOIDE.

c) Stromatolithen und Lagen stromatolithischer Autoklaste:

Im Gelände an angewitterten Flächen sehr gut erkennbar sind die flachen (meist nur wenige cm hohen), lateral rasch auskeilenden Stromatolithenlagen, die unstrukturiert oder aus unregelmäßig dicken Hell-Dunkel-Lagen aufgebaut sind. Trockenrisse mit polygonalem Muster in Querschnitten vervollständigen das Faziesbild. Zwischen den stromatolithischen Lagen oder im Hangenden dieser treten stromatolithische Autoklast-Lagen auf, wobei die z. T. deutlich verstellten Trümmer Größen vom mm- bis cm-Bereich besitzen. Die Zwickelfüllungen zeigen häufig Kristallsilt.

d) Lagen "vadoser PISOIDE":

Diese zumeist sehr dünnen Lagen zeigen eine inverse Gradierung der Komponenten und stalaktitischen Zement. Die PISOIDE haben im Schriff keinen Korn zu Kornkontakt und

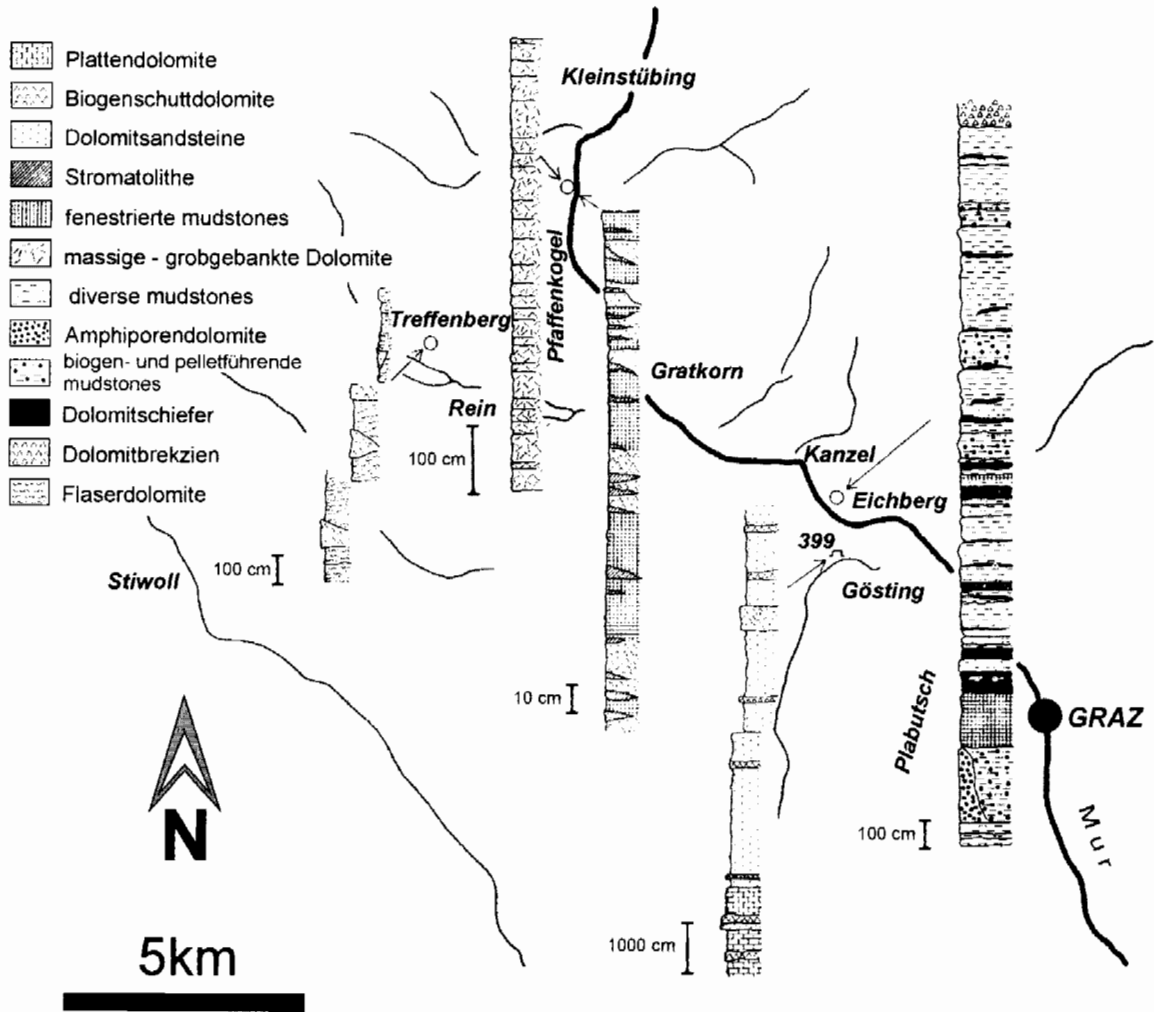


Abb. 14: Lage und Lithologie der Profile durch die Flösserkogel-Formation im mittleren Murtal (nach FENNINGER & HOLZER 1978, EBNER et al. 1980b).

Fig. 14: Location and lithology of sections through the Flösserkogel-formation (after FENNINGER & HOLZER 1978, EBNER et al. 1980b).

bilden häufig Aggregate.

e) Dolomitsandsteine:

Selten treten im Profil geringmächtige Lagen von Dolomitsandsteinen auf, in denen die Quarzkörner schlecht sortiert sind und einen unterschiedlichen Rundungsgrad aufweisen.

5.7. Stop 7: Haritzgraben

Lokalität: ÖK Blatt 164 Graz, Haritzgraben (Abb. 9).

Im nördlichen Waldhang des Haritzgrabens sind grüne Diabase und Diabastuffe der Kehr-Fm. aufgeschlossen, die von Rauchwacken und Dolomitbrekzien der Flösserkogel-Fm. überlagert werden. Abb. 15 zeigt das von FRITZ & NEUBAUER (1988) rekonstruierte Profil mit mafischen Lavaflows und grobkörnigen grünen und violetten Lapilli- und Bombentuffen, die von keratophrischen Dykes intru-

diert werden. Blocklaven am Top der Abfolge deuten auf eine subaerische bis flachmarine Platznahme des Lavaflows.

Bei Eggenfeld schaltet sich zwischen den „Diabaskörper“ von Haritzgraben/Eggenfeld und der Flösserkogel-Fm. eine fossilführende Tuffit-/Dolomit-Abfolge (Eggenfeld-SbFm.) mit einem Altersumfang vom Ludlowium bis Lochkovium ein (EBNER 1976, NEUBAUER 1989, HEDEN 1996). FRITZ & NEUBAUER (1988) interpretieren den Haritzgraben-Vulkanit als eine vulkanische Insel (Untiefe), deren Top erst wieder mit dem Beginn der Flösserkogel-Fm. in einen einheitlichen Ablagerungsraum einbezogen wurde (Abb. 15, 16).

Spurenelementanalysen von basaltischen Gesteine der Kehr-Fm. (darunter auch Gesteine des Haritzgrabens und von Eggenfeld) zeigen eine schwach alkalische Affinität der Vulkanite, die sich in einem infolge intrakontinentalen Riftings differenzierenden Becken gebildet hatten (FRITZ & NEUBAUER 1988).

EGGENFELD

HARITZGRABEN

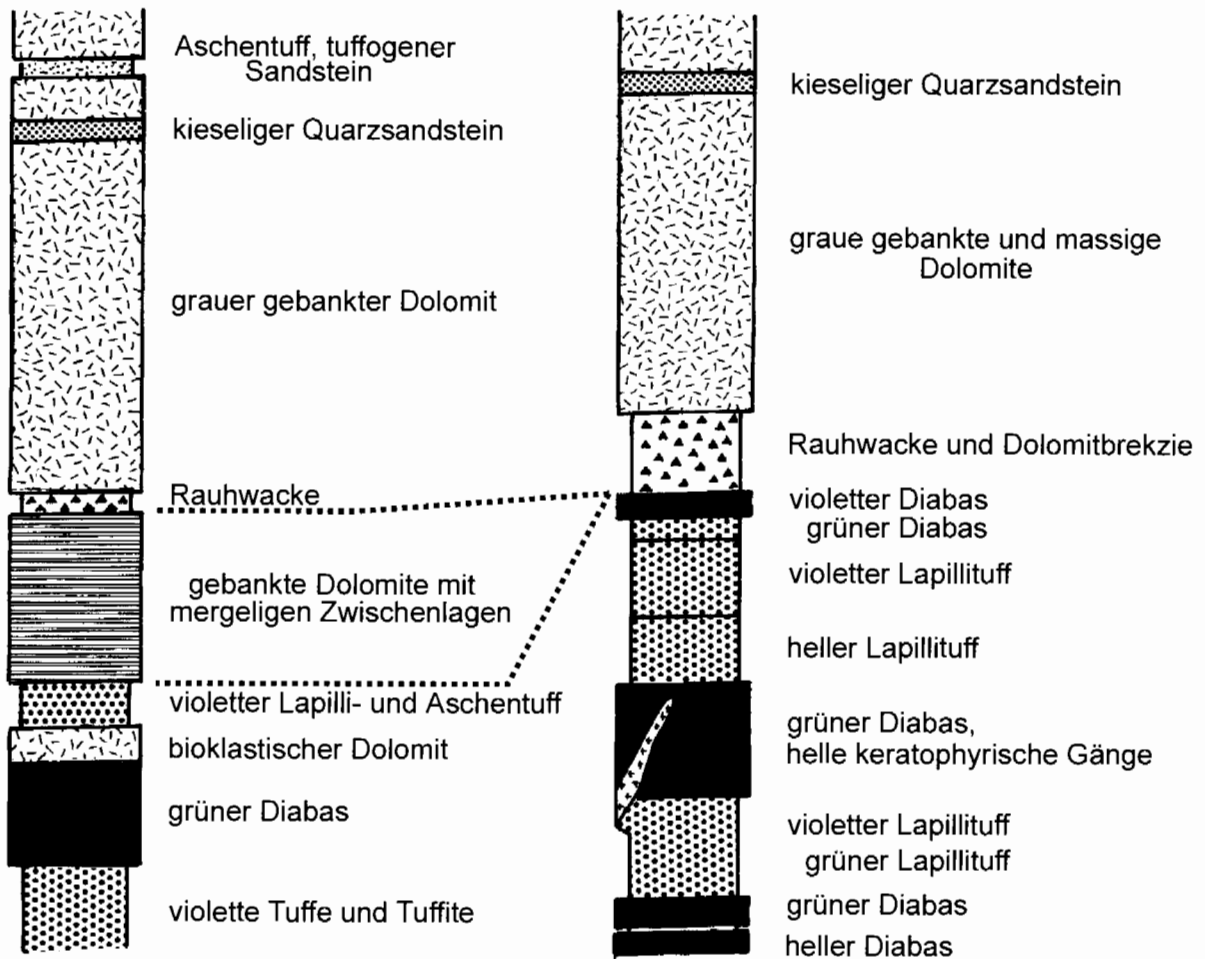


Abb.15: Rekonstruktion der Obersilur/Unterdevon-Schichtfolge des Haritzgrabens und von Eggenfeld (FRITZ & NEUBAUER 1988).

Fig.15: Reconstruction of the Late Silurian/Early Devonian sequence of Haritzgraben and Eggenfeld (FRITZ & NEUBAUER 1988).

5.8. Stop 8: Taschen

Lokalität: ÖK 164, Graz, Aufschlüsse in Hiening an der Fahrstraße vom Murtal nach Taschen Semriach (Abb. 9).

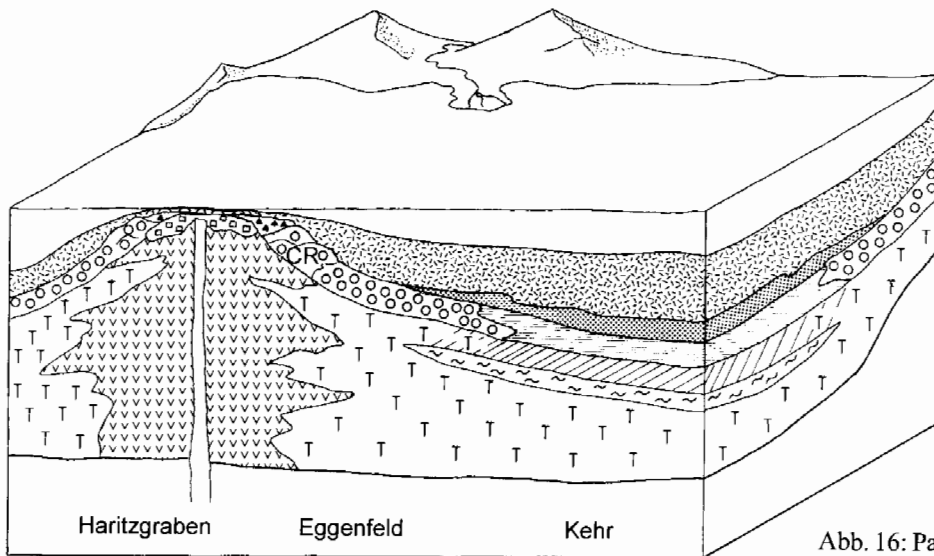
In einigen Aufschlüssen entlang der Straße sind epizonale Meta-Grüngesteine der Taschen-Fm. zu beobachten. Die Fleckengrünschiefer und Diabasschiefer sind Abkömmlinge eines basischen Intraplattenvulkanismus. Die Unterscheidung von Tuffen (Aschen-, Kristall- und Brockentuffe) und Tuffiten ist makroskopisch schwierig. Hauptgemengenteile der Gesteine sind Chlorit, Karbonat, ± Plagioklas, Quarz; akzessorisch sind Epidot, Titanit, Magnetit, Ilmenit, Pyrit und reichlich Leukoxen vorhanden (EBNER & WEBER 1978). Abb. 17 zeigt den geologischen Aufbau der Taschen SW Semriach. Die Schöckel-Fm. des Tannebenstockes endet im Süden im Bereich der Ruine Peggau. Südlich davon schließen invers gelagert die Schönberg-Fm. (von Schwarz-

schiefern dominierte Pb/Zn-Erz führende Einheiten) und Grüngesteine der Taschen-Fm. an. Aufgrund der inversen Position der Schiefer über der Schöckel-Fm. wurden die Schiefereneinheiten auch als „Obere Schiefer“ zusammengefasst. Darüber lagert am Luegg SE Jägerhof eine Deckscholle der Rannach-Decke.

Im Bereich der Taschen wurden in den 70er-Jahren im Zuge einer großangelegten Explorationscampagne auf Pb/Zn-Erze im Grazer Paläozoikum die Tiefbohrungen T 1 – T 3 abgeteuf. Innerhalb der durchbohrten Phyllite wurde in keiner der Bohrungen Schöckelkalk angetroffen. Die im Liegenden einer mehrere Zehnermeter mächtigen Mylonitzone auftretenden Phyllite wurden dabei von WEBER (in EBNER & WEBER 1978) als Äquivalente der „Unteren Schiefer“ interpretiert.

5.9. Stop 9: Schau- und Lehrstollen Arzberg

Lokalität: ÖK 164 Graz, Raabstollen SE Arzberg



- | | | | |
|------|-------------------------|------|--------------------------------|
| vvvv | Laven | ~ ~ | Pelagische Kalke |
| T T | Tuffe | //// | Tonschiefer |
| □ □ | Blocklava | □ | Mergel, karbonatische Phyllite |
| ▲ ▲ | Rauhacke | ■ | Quarzarenite |
| ○ ○ | Bioklastische Karbonate | □ | Dolomite |
- CR "Crinoidal ramp"

Abb. 16: Paläogeographische Rekonstruktion der „Vulkaninsel“ des Haritzgrabens und der Schichtentwicklung der Eggenfeld-SbFm. im Obersilur/Unterdevon (FRITZ & NEUBAUER 1988).

Fig. 16: Paleogeographic reconstruction of the Haritzgraben volcano island and the Late Silurian/Early Devonian sequence of the Eggenfeld-Mb. (FRITZ & NEUBAUER 1988).

Das ehemalige Bergbaurevier von Arzberg, in dem silberführende Blei- Zinkerze mit Baryt als Gangart abgebaut wurden (WEBER 1990), liegt ca. 4 km südlich von Passail (Oststeiermark) innerhalb der Schöckel-Decke in phyllitischen Gesteinen der obersilurisch/unterdevonischen Schönberg-Fm. Die über dem Lagerstättenbereich morphologisch hervortretenden und die Raabklamm bildenden Wände werden aus Kalken der ? höher mitteldevonischen Schöckel-Fm. aufgebaut.

Nach umfangreichen Adaptierungsarbeiten wurde 1995 der SE von Arzberg am Eingang der Raabklamm liegende „Raabstollen“ als Schau- und Lehrstollen eröffnet. Er wird jährlich von mehreren Tausend Besuchern befahren. Darüberhinaus ist er ein Exkursionsziel und Übungsobjekt von österreichischen, aber auch ausländischen Universitäten, zumal es sich um den einzigen Untertageaufschluss der charakteristischen Vererzungen des „Blei-Zink-Barytbezirks Grazer Paläozoikum“ handelt.

Die erste urkundliche Erwähnung von Arzberg (Aerzeperck) erfolgte in einer Schenkungsurkunde vom 12. Juli 1242. Dies ist ein untrüglicher Hinweis dafür, dass in dieser Zeit die Vererzungen im Raum Arzberg („Erzberg“) bereits bekannt waren. Die Bergbauaktivitäten in diesem Raum waren immer wieder von Höhepunkten und Tiefgängen geprägt, wobei nach WEISS (1995) vier Phasen erkennbar sind:

- Die mittelalterlich-frühneuzeitliche Gewinnung von silberhaltigem Bleiglanz als Rohstoff für eine beachtliche Silbererzeugung.
- Die Gewinnung von silberhaltigem Bleiglanz zur Silber- und Bleierzeugung im 18. und 19. Jhd.
- Die Gewinnung von silberhaltigem Bleiglanz und Zinkblende zur Gewinnung von Blei, Zink, Silber im ersten

Viertel des 20. Jahrhunderts. Im Jahre 1927 wurde die Bergbautätigkeit in Arzberg endgültig eingestellt, die Heimsagung der Bergbaue erfolgte 1935.

- Die erneute Untersuchung der Lagerstätten in den Jahren 1973 bis 1975 durch die Bleiberger Berwerks Union in ihrem Freischurfbesitz, die umfangreiche Prospektions- und Explorationsarbeiten durchführte, wobei u. a. das Grubengebäude von Arzberg miteinbezogen wurde.

Im Grubengebäude von Arzberg sind Chloritschiefer sowie unterschiedlich karbonatführende Serizitschiefer der Schönberg-Fm. ausgebildet. Bei den Chloritschiefern handelt es sich um vulkanisch beeinflusste Gesteine mit karbonatischem Hintergrundsediment. Fließende Übergänge von Tuffiten zu Tuffen bzw. Metabasalten (ausserhalb des Grubengebäudes) sind gegeben. Die Serizitschiefer zeichnen sich durch einen wechselnden Karbonatgehalt aus. Die stratigraphisch jüngeren Schwarzschiefer, die üblicherweise im Hangenden entwickelt sind, sind im Grubengebäude nicht aufgeschlossen.

Die im Bereich des Raabstollens aufgeschlossenen Chloritschiefer lagern weitestgehend söhlig. Mehrere N-S streichende, mittelsteil gegen E einfallende Abschiebungen bewirken, dass trotz flacher Lagerung der Stollen bergwärts jeweils hangendere Schichtfolgen durchörtert.

Im Schaustollen (Raabstollen) ist zwischen dem Arzberg-schacht und dem Verbindungsgesenke eine mehrere Meter mächtige Kataklastizone entwickelt. Dieser Störungsbereich ist nicht nur auf der Raabstollensohle, sondern auch im tiefer gelegenen Grubenbereich (Unterer Raabstollen, Mariahilfstollen) aufgeschlossen. Da in den tieferen Grubenbauen die Vererzung flächig abgebaut wurde, kam es im Querungs-

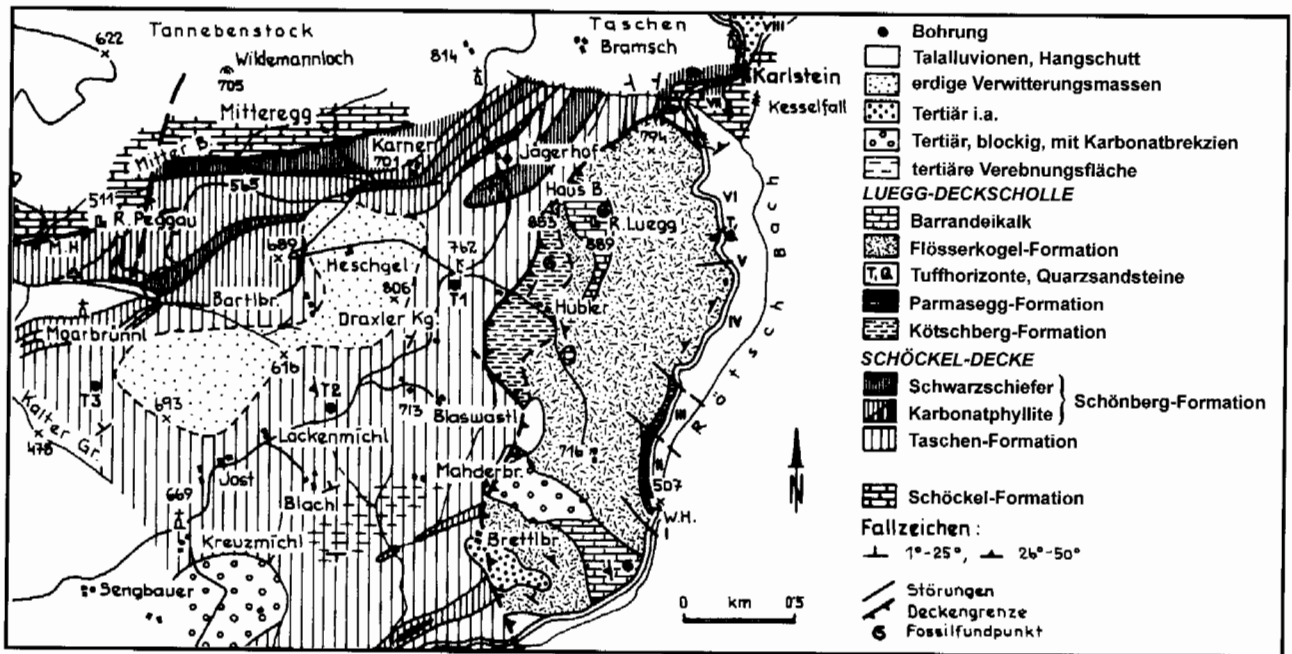


Abb. 17: Geologische Karte (Maßstab 1: 25.000) der Taschen SW von Semriach (nach EBNER & WEBER 1978).

Fig. 17: Geological map (scale 1: 25.000) of the Taschen area SW of Semriach (after EBNER & WEBER 1978).

bereich mit diesem Störungssystem auf Grund der großen Firstweiten zu Verbrüchen.

Im Bereich des Verbindungsgesenkes ist eine merkliche Verfaltung von Nebengestein und Vererzung erkennbar, wobei ostvergente, z. T. durchscherte Falten im Meterbereich beobachtet werden können. Auf dem Erbstollenniveau ist abermals ein dominanter, etwa N-S streichender, gegen E einfallender Bruch aufgeschlossen, durch welchen die Vererzung um mehrere Meter ostwärts abgeschoben wird. Östlich dieses Bruches ist ein steileres Abtauchen der generell NE fallenden Gesteinsabfolgen gegeben.

Im Grubengebäude von Arzberg sind zwei Erzlager aufgeschlossen, die sich paragenetisch deutlich unterscheiden: Im Unterbau des Grubengebäudes liegt in örtlich karbonatführenden, graubraunen Serizitschiefern eine (1) sulfidbetonte Vererzung (Bleiglanz, Zinkblende, Eisenkarbonate, Pyrit, Fahlerz). Demgegenüber ist in den darüberliegenden Chloritschiefern eine (2) sulfatbetonte Vererzung (streifig laminiertes Baryt, Bleiglanz, Pyrit) entwickelt.

Im Bereich des Unterbaues gelangen störungsbedingt die beiden stratigraphisch unterschiedlichen Vererzungen scheinbar direkt nebeneinander. Die ursprüngliche Annahme, dass es sich hierbei um ein einziges Lager handelt, das im Übergangsbereich einer Beckenfazies (Sulfidführung) zu einer sauerstoffreicheren Randfazies (Sulfate) gebildet wurde, ist aber nicht länger aufrecht zu halten. Vielmehr handelt es sich offensichtlich um zwei verschiedene Lagervererzungen, wobei in der stratigraphischen Position der Sulfid- und Sulfatvererzung etwa 20 m Vertikaldifferenz bestehen.

Da insbesondere im Bereich des Grazer Paläozoikums westlich der Mur das Liegendlager barytführend ist, während in den stratigraphisch höheren Vererzungen Baryt merklich zurücktritt bzw. fehlt, kann im Grubengebäude von Arzberg eine inverse Lagerung der erzführenden Abfolgen

nicht gänzlich ausgeschlossen werden.

Im Nordschlag des Raabstollens ist eine mehrere cm-mächtige quer zur Schichtung verlaufende Quarzkluft entwickelt, in deren Zentrum grobkörniger Bleiglanz entwickelt ist. Randlich ist ein mm-dünner Karbonatsaum vorhanden. Bei dieser Mineralisation handelt es sich zweifelsohne um ein jüngeres (alpidisches) Mobilisat.

Seismische Station Arzberg

Seit 1998 ist in einer Seitenstrecke des Erbstollens eine Erdbebenmeßstation der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (internationale Kurzbezeichnung „ARSA“: Arzberg-Styria-Austria) eingerichtet. Der Standort Arzberg zeichnet sich durch seine ruhige Lage fernab von befahrenen Straßen bzw. technogenen Erschütterungsquellen aus.

Die seismische Station gehört nach MELICHAR (1997) zum Messnetz des Erdbebendienstes mit der DAZ (Datenzentrale) an der ZAMG (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik) in Wien. Die 3-Komponenten Breitbandstation wurde im Zuge des Ausbaus des OEW-Stmk (Österreichischer Erdbebenwarndienst Steiermark) errichtet. Das hochempfindliche System kann Nah- und Fernbeben erfassen. Das Frequenzband der seismischen Signale beginnt bei einer Periode von 120 sec und endet bei 33 Hz. Die Aufnahme der Bodenbewegungen im genannten Frequenzbereich erfolgt durch einen speziellen Erdbebensensor, welcher als Feed-Back-System ausgebildet ist. Der Sensor mit einer dazugehörigen Schutzabdeckung aus Aluminium steht auf einem eigenen Mess-Sockel aus Beton, der direkt mit dem Nebengestein verbunden ist. Über ein Kabel werden die noch analogen Signale des Sensorsystems zum Computersystem, das ebenfalls durch eine Alu-Box geschützt ist, geführt. Der Dynamikumfang des gesamten Systems beträgt

140 dB. Sämtliche Messwerte werden im Datenaquisitionsrechner temporär gespeichert und gleichzeitig online über das digitale Datennetz der Telekom-Austria nach Wien zur DAZ übertragen. Die genaue Zeit wird über einen DCF-Empfänger (Langwellen-Zeitzeichensender 77,5 kHz) in das System eingespeist. Der Betrieb der gesamten Anlage erfolgt über eine unterbrechungsfreie Stromversorgungsanlage mit einer Netzausfallsüberbrückungszeit von mindestens 24 Stunden.

Die Stromzuführung und die vorgeschriebenen Schutzeinrichtungen, samt Elektroverteiler wurden von einem konzessionierten Elektrounternehmen errichtet und in Betrieb genommen. Besondere Überspannungsschutzeinrichtungen wurden sowohl bei der Stromzuführung als auch bei den Signalleitungen (Datenleitungen, Telefonleitungen etc.) eingebaut. Die Ableitungen erfolgen über ein eigens errichtetes Erdungssystem. Das gesamte Strom- und Nachrichtensystem ist von den Einrichtungen des Schau- und Lehrstollens völlig getrennt ausgeführt, um Beeinflussungen ausschließen zu können.

Literatur

- ANDRAE, K. (1854): Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der 9. Sektion der Generalquartiermeisterstabkarte von Steiermark und Illyrien. - *Jahrb. Geol. Reichsanst.*, **5**: 437, Wien.
- 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 praeobilineatus* 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/Lahn.
- BOUCOT, A. & SIEHL, A. (1962): *Zdimir* BARRANDE (Brachiopoda) redefined. - *Notizbl. hess. Landesamt. Bodenf.*, **80**: 117-131, Taf. 15-20, Wiesbaden.
- BROMLEY, R.G. (1990): Trace Fossils. Biology and Taphonomy. - 1-280, (Unwin Hyman) London.
- BROSCH, F.J., KLIMA, K. & PÖLSLER, P. (1984): Baugeschichtliche Erfahrungen beim Ausbruch des Plabutschunnel-Sondierstollens der A9 Pyrhautobahn. - *Felsbau* 2/3: 151-165, 16 Abb., Essen.
- 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. & 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.
- BUGGISCH, W. (1972): Zur Geologie und Geochemie der Kellerwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). - *Abh. Hess. L.-Amt. Bodenforsch.*, **62**: 1-67, Wiesbaden.
- CHATTERTON, B.D.E. (1976): Distribution and paleoecology of Eifelian and Early Givetian conodonts from Western and North-western Canada. - (In: BARNES, C.R. (Ed.): *Conodont paleoecology*), *Geol. Ass. Canada. Spec. Pap.*, **15**: 1-323, 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.
- CONKIN, J.E. & CONKIN, B.M. (1968): *Scalarituba missouriensis* and its stratigraphic distribution. - *Paleont. Contr. Univ. Kansas, Pap.*, **31**: 1-7, 1 Tab., 4 Taf., Lawrence.
- 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. (1979): The Devonian Carboniferous Boundary in Austria. - *Abstr. IX. Intern. Carbonif. Congr.*, 1 S., Washington.
- 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. (1983): Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1:50.000 der Naturraumpotentialkarte "Mittleres Murtal" (mit einem Beitrag von BECKER, L.P. & NEUBAUER, F.). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **29**: 99-131, 2 Farbkarten, Wien. (erschienen auch in den *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **44**: Graz).
- EBNER, F. (1985): Bemerkungen zur Rannachgruppe am Westrand des Grazer Paläozoikums. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **115**: 53-61, Graz.
- EBNER, F. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg. - *Jb. Geol. B.-A.*, **133**: 476-477, Wien.
- EBNER, F. (1989): Conodont mixed faunas - a tool for paleogeographic interpretations. - *Geol. Soc. Greece, Spec. Publ.*, **1**: 19-22, Athens.
- 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 slovacica*, **23**: 385-394, Bratislava.
- EBNER, F. (1991c): Flysch sedimentation related to the Variscan orogeny within the circummediterranean mountain belts. - *Mém. Geol.*, **10**: 55-69, Lausanne.
- 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. & HOIZER, 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. & HÖLZER, 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., KOVACS, S. & SCHÖNLAUB, H.P. (1991): Das klassische

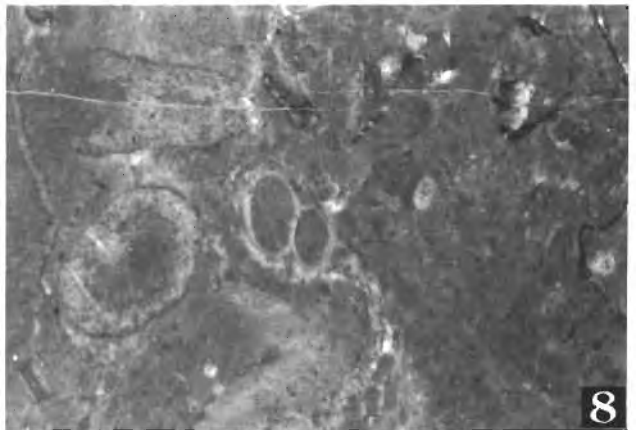
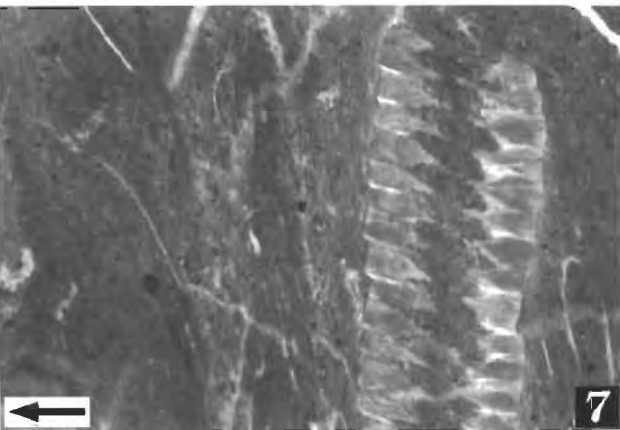
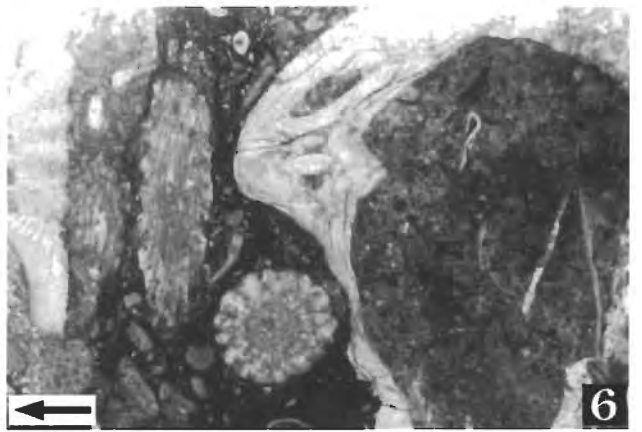
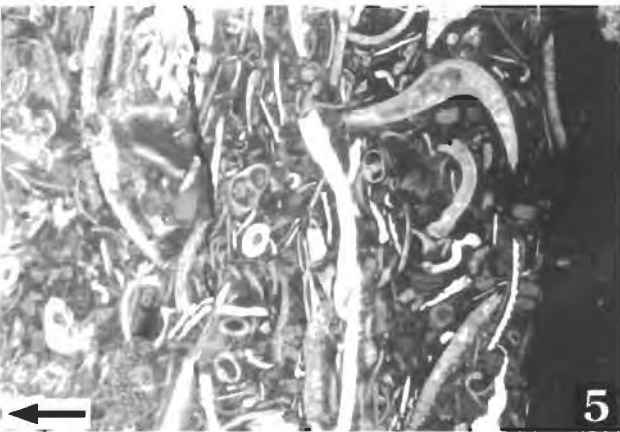
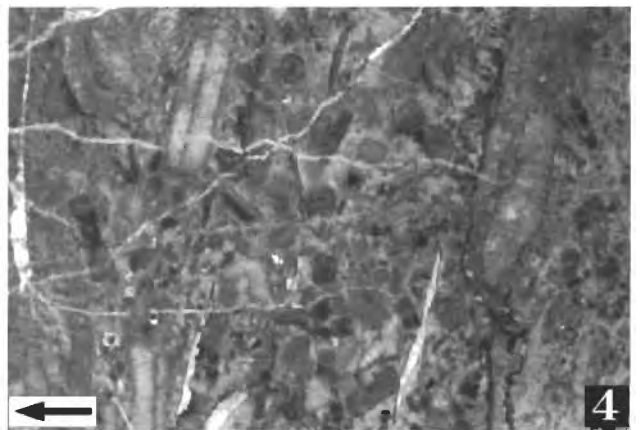
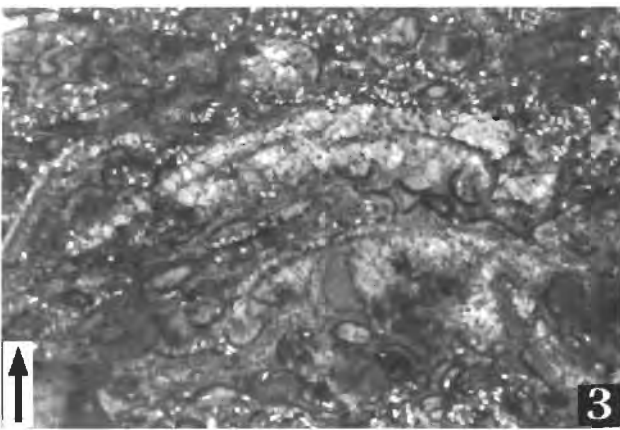
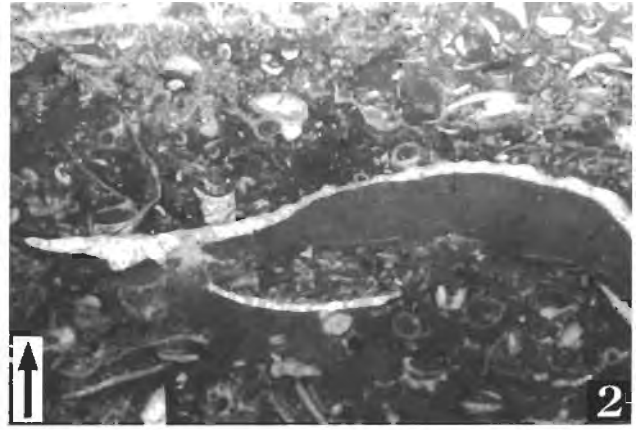
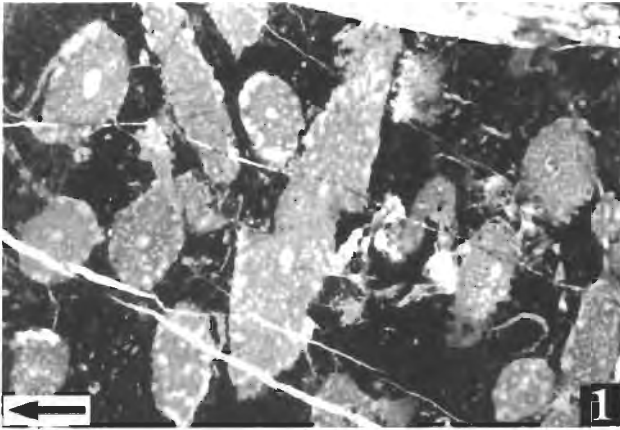
- Karbon in Österreich und Ungarn - ein Vergleich der sedimentären fossilführenden Vorkommen. - Jubiläumsschrift 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1: 263-294, Wien.
- EBNER, F., KOVACS, S. & SCHÖNLAUB, H.P. (1998): Stratigraphic and facial correlation of the Szendrő-Uppony Paleozoic (NE Hungary) with the Carnic Alps-South Karawanken Mts and Graz Paleozoic (Southern Alps and Central Eastern Alps); some paleogeographic implications. - *Acta Geol. Hungarica*, **41**: 355-388, Budapest.
- EBNER, F. & PROCHASKA, W. (1989): Geochemical characterization of Carboniferous sedimentary rocks within the Rannach-Group of the Paleozoic of Graz (Eastern Alps, Austria). - *Geol. Soc. Greece, Spec. Publ.*, **1**: 23-33, Athens.
- EBNER, F. & WEBER, L. (1978): Die geologisch-tektonischen Verhältnisse zwischen Tannebenstock und Rötschgraben (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, 1-205, Wien.
- FABER, P. (1980): Fazies-Gliederung und -Entwicklung im Mittel-Devon der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). - *Mainzer Geowiss. Mitt.*, **8**: 83-149, 31 Abb., 2 Tab., Mainz.
- 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. (1958): 140 Jahre geologische Forschung im Grazer Paläozoikum. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **88**: 51-78, Graz.
- FLÜGEL, H. (1959): *Zeapora* PENECKE 1894: Eine Dasycladaceen-Gattung aus dem Mittel-Devon von Graz. - *N. Jahrb. Geol. Paläont., Monatsh.*, **1959**: 145-152, Stuttgart.
- FLÜGEL, H. (1960): Das Problem der Unter-Devon/Mittel-Devon- und der Silur/Devon-Grenze im Grazer Paläozoikum von Graz. - (In: SVOBODA, J. (Hrsg.): *Prager Arbeitstag. Strat. Silur & Devon (1958)*), 115-121, 1 Abb., Praha.
- 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**: 1-288, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1988): Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. - (In: KRÖLL, A. et al. (1988): *Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle*), 21-49, *Geol. B.-A.*, Wien.
- 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., Schriften. Erdwiss. Komm.*, **13**: 7-59, 3 Tab., Wien.
- FLÜGEL, H.W. & MAURIN, V. (1957): Aufnahmen 1956 auf den Blättern Graz (164), Weiz (165), Passail (134) und Birkfeld (135). - *Verh. Geol. B.-A.*, **1957/1-3**: 27-33, Wien.
- FLÜGEL, H.W., MAURITSCH, H.J., HEINZ, H. & FRANK, W. (1980): Paläomagnetische und radiometrische Daten aus dem Grazer Paläozoikum. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72**: 201-211, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark - Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen (Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark 1:200.000). - 1-127, (Geologische Bundesanstalt) Wien.
- 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.
- FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987): Geochronological Data from the Eastern Alps. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*), 272-281, (Deuticke) Wien.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the Eastern Alps. - *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, **230**: 91-100, Boulder/Col.
- 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.*, 1-24, Graz.
- FRITZ, H., NEUBAUER, F. & RATSCHBACHER, L. (1991): Compression versus extension in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps, Austria). - *Zentralbl. Geol. Paläont., Teil 1*, **1991**: 55-68, Stuttgart.
- 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.
- GRÄF, W. & FRITZ, I. (1999): 170 Jahre geologische Kartierung der Steiermark. Von Ankers "Gebirgskarte von Steiermark" zur Digitalen Geologischen Karte der Steiermark. - *Res montanarum*, **20**: 13-15, Leoben.
- GSELLMANN, H. (1987): Zur Geologie am Nordostrand des Grazer Paläozoikums (im Bereich Hochschlag-Plankogel-Heilbrunn). - Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 1-202, Graz.
- HADITSCH, J.G. (1958): Die Geologie des Raumes zwischen Graz/Gösting, Judendorf und Straßengel. - Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 1-164, 18 Abb., 4 Beil., Graz.
- HAFNER, H. (1983): Die Geologie der Hohen Rannach bei Graz (Grazer Paläozoikum, Steiermark). - Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 1-156, Graz.
- HANSELMAYER, J. (1957): Beiträge zur Sedimentpetrographie der Grazer Umgebung IX. Die Chonetenschiefer des Grazer Paläozoikums. - *Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl. (I)*, **1956**: 19-24, Wien.
- 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 Berglands. Inkohlung, Illitkristallinität, Tonmineralogie und

- Conodont Colour Alteration Index im nördlichen Teil des Grazer Deckenkomplex (Grazer Paläozoikum, Österreich). - Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 1-182, 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.
- HASENHÜTTL, C. & RUSSEGGGER, B. (1992): Niedriggradige Metamorphose im Grazer Paläozoikum. - Jahrb. Geol. Bundesanst., **135/1**: 287-299, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wien.
- HAUSER, A. (1952): Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks. Die Lehme und Tone Steiermarks. - 1-39, 15 Abb., Techn. Hochschule Graz.
- HENBEST, L. (1960): Fossil Spoor and their Environmental Significance in Morrow and Atoka Series, Pennsylvanian, Washington County, Arkansas. - Prof. Pap. US. geol. Surv., **400**: 383, Washington.
- HERITSCH, F. (1927): Stratigraphie des Altpalaeozoikums der Alpen. - Vestnik St. Geol. Ustavu CSR, **3/2-3**: 108-119, 2 Tab., Praze.
- HERITSCH, F. (1930): Karbon in der Dult bei Gratwein (Palaeozoikum von Graz). - Verh. Geol. Bundesanst., **1930/6**: 160-162, Wien.
- HERITSCH, F. (1935): Oberstes Unterdevon und unteres Mitteldevon bei Graz. - Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **144**: 187-197, Wien.
- HERITSCH, F. (1943): Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. Das Paläozoikum. - 1-681, 14 Abb., (Borntraeger) Berlin.
- 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 (Dolomitsandsteinfolge, 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, Zürich.
- HUBMANN, B. (1990): Udoteaceen (Grünalgen) aus dem Grazer Paläozoikum/Österreich (Barrandeikalke, Eifelium). - Facies, **22**: 147-158, 7 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Erlangen.
- 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. (1992a): Remarks on the Biogeographical Relationship of the Graz Palaeozoic. - (In: NEUBAUER, F. (Ed.): The Eastern Central Alps of Austria. ALCAPA Field Guide, IGP/KFU Graz), 93-95, 3 Abb., Graz.
- HUBMANN, B. (1992b): Stop No. 1: Upper part of the Barrandei Limestone Formation, Graz Thrust Complex. - (In: NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D., DUNKL, I., EBNER, F., FRITZ, H., HANDLER, R., HUBMANN, B., KOLLER, F., MÜLLER, W., PEINDL, P., WALLBRECHER, E., KIESL, W., TAKASU, A., & WEINKE, H.H.: Excursion to the eastern central alps: description of stops. - In: NEUBAUER, F. (Hrsg.): The Eastern Central Alps of Austria, ALCAPA-Field Guide, IGP/KFU Graz), 201-204, Graz.
- 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. (1997): Das Grazer Paläozoikum. - (In: HUBMANN, B. & STINGL, K. (Hrsg.): Fossile Florenfundpunkte der Mittelsteiermark. Exkursionsführer), Paläobot. Forsch. 100. Jahre nach Freih. C. v. Ettingshausen, 2-15, 4 Abb., Graz.
- HUBMANN, B. (1999): Der Barrandeikalk, ein "klassischer" lithostratigraphischer Name des Grazer Paläozoikums mit "belasteter" Geschichte. - Austrostrat '99, 10-11, Obertrum.
- HUBMANN, B. (2000a): 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. (2000b): *Zeapora* PENECKE 1894 redefined: a halimedacean alga. - Mitt. Österr. Geol. Ges., **91**: 31-37, 5 Abb., Wien.
- HUBMANN, B. & FENNINGER, A. (1994): Evidence of Siphonous Green Algae in the Junkerberg Formation (Middle Eifelian), Rhenish Slate Mountains, FRG: *Perrierella eifelensis* n.sp. - Senckenberg. lethaea, **74/2**: 1-8, 5 Abb., 1 Taf., Frankfurt am Main.
- 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.
- KAHR, V. (1949): Das Paläozoikum im Raume von Stiwill. Archaeocyathacea im Grazer Paläozoikum. - Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 1-74, 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 splitischen Gesteinen der Steiermark. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**: 31-43, Graz.
- KÖPPEL, V. (1997): Bleiisotope. - (In: WEBER, L. (Ed.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs), Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., **19**: 485-495, Wien.
- 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.
- LOESCHKE, J. (1989): Zur Geochemie basischer Vulkanite aus dem Grazer Paläozoikum. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **118**: 95-105, 7 Abb., 2 Tab., Graz.
- LÜTKE, F. (1976): Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Genese der Flinzfazies im Harz (Givet und Oberdevon). - Z. dt. geol. Ges., **127**: 499-508, Hannover.
- MELICHAR, P. (1997): Technische Funktionsbeschreibung der seismischen Station ARZBERG in der Steiermark. - Unveröff. Bericht, Wien.
- 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. (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.
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D., DUNKL, I. et al. (1992): Excursion to the Eastern Central Alps: description of stops. - ALCAPA – Field Guide, 201-245, (IGP/KFU) Graz.
- NEUBAUER, F., EBNER, F., FRISCH, W. & SASSI, F.P. (1998): Terranes and tectonostratigraphic units in the Alps. - Ann. Pays Geol. Helleniques, **37**: 219-243, Athens.
- 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. & HERZOG, U. (1985): Das Karbon der Stolzalpendecke Mittelkärntens – Implikationen für die variszische Paläogeographie und Orogenese im Ostalpin. - Anz. Österr. Akad.

- Wiss., math.-naturw. Kl., 1974: 39-41, Wien.
- 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, Zürich.
- NEURATH, G. (1992): Arzberg.- Festschrift 750 Jahre seit der 1. Urkundlichen Nennung am 12. Juli 1242. - Eigenverlag Gemeinde Arzberg, Arzberg.
- NEURATH, G. (1995): Arzberg und der Bergbau. - Res Montanarum, 10: 32-38, Leoben.
- NÖSSING, L. (1974a): Nachweis des tieferen Unterkarbons im Paläozoikum von Graz. - Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 111: 39-41, Wien.
- NÖSSING, L. (1974b): Beitrag zur Kenntnis des Oberdevons und Unterkarbons des Grazer Paläozoikums. - Unveröff. Diss. Univ. Graz, 1-103, 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.
- NOWY, W. (1980): Gratkorn tunnel Nord. - Unveröff. Geol. Gutachten, 1-15, Korneuburg.
- PEMBERTON, S. G., FREY, R.W. & SAUNDERS, T.D.A. (1990): Trace fossils. - (In: BRIGGS, D.E.G. & CROWTHER, P.R. (Eds.): Palaeobiology. A Synthesis), Oxford.
- PENECKE, A. (1894): Das Grazer Devon. - Jahrb. Geol. Reichsanst., 43: 567-616, Taf. 7-12, Wien.
- 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, 1-106, Graz.
- RANTITSCH, G., EBNER, F., RUSSEGGGER, 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.
- RODRIGUEZ, J. & GUTSCHICK, R.C. (1970): Late Devonian - Early Mississippian Ichnofossils from Western Montana and Northern Utah. - (In: CRIMES, T.P. & HARPER, J.C. (Eds.): Trace Fossils), 407-438, 6 Abb., 10 Taf., (Seel House Press) Liverpool.
- ROLLE, F. (1856): Geologische Untersuchungen in dem Theile Steiermarks zwischen Grätz, Obdach, Hohenmauthen und Marburg. - Jahrb. Geol. Reichsanst., 7, 219-249, Wien.
- RUSSEGGGER, B. (1992): Diagenese bis niedriggradige Metamorphose im südlichen Grazer Paläozoikum (Steiermark, Österreich). - Unveröff. Dissertation K.-F.-Univ. Graz, 1-180, Graz.
- RUSSEGGGER, 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, Oxford.
- SANDBERG, C.A., ZIEGLER, W. & EBNER, F. (1983): Possible Devonian-Carboniferous Boundary stratotypes in central U.S.A., West Germany and Austria. - 10th Int. Cong. Strat. Geol. Carbonif., Madrid, Resumes, S. 315, Madrid.
- SCHÄFER, A. (1937): Geologische Karte des Buchkogel-Floriansbergzuges im Maßstabe 1:25.000. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 74: 133-142, 1 Abb., Taf. 7, Graz.
- SCHROLL, E. (1997): Galenite. - (In: WEBER, L. (Ed.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs), Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., 19: 397-403, Wien.
- SCHROLL, E. (1997): Sphalerite. - (In: WEBER, L. (Ed.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs), Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., 19: 403-407, Wien.
- SCHROLL, E. (1997): Baryt. - (In: WEBER, L. (Ed.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs), Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., 19: 424-425, Wien.
- SCHROLL, E. (1997): Sulfidschwefelisotope. - (In: WEBER, L. (Ed.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs), Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., 19: 465-472, Wien.
- SCHROLL, E. (1997): Sulfidschwefelisotope. - (In: WEBER, L. (Ed.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs), Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., 19: 472-480, Wien.
- SEILACHER, A. & MEISCHNER, D. (1964): Fazies-Analyse im Paläozoikum des Oslo-Gebietes. - Geol. Rdsch., 54: 596-619, 13 Abb., 1 Taf., Stuttgart.
- SOLLE, G. (1934): *Conchidium hercynicum* HALFAR und die Stellung der Pentameruskalke im Grazer Devon. - Senckenbergiana, 16: 110-126, 5 Abb., Frankfurt/Main.
- SOMERS, R. (1992): Zur Kenntnis der Gosau und des Paläozoikums NE St. Pankrazen (Steiermark) - Mikrofaziale und paläomagnetische Untersuchungen. - Unveröff. Dipl. Arbeit K.-F.-Univ. Graz, 1-77, Graz.
- STACHE, G. (1874): Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. - Jahrb. Geol. Reichsanst., 24/2: 135-274, Taf. 6-8, Wien.
- 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/Main.
- SURENIAN, R. (1978): Die Conodontenfauna des Steinbergkalkes (Oberdevon, Paläozoikum von Graz). - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark., 108: 121-135, Graz.
- TERGLAV, J. (1876): Die petrographische Beschaffenheit der im Grazer Devon vorkommenden Tuffe. - Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., 207-228, Wien.
- TSCHELAUT, W. (1985): Über das Alter der Arzberger Schichten und der Blei-Zinkvererzung im Grazer Paläozoikum. - Jahrb. Geol. Bundesanst., 128/2: 241-243, Wien.
- TUFAR, W. (1965): Geochemische Untersuchungen an österreichischen Baryten. - Tschermaks mineral. petrogr. Mitt., 9: 242-251, Wien.
- TUFAR, W. (1972): Zur Blei-Zinkvererzung des Grazer Paläozoikums. - Joanneum, Mineralog. Mitt.Bl., 1972: 64-75, Graz.
- UNGER, F. (1843): Geognostische Skizze der Umgebung von Grätz. - (In: SCHREINER, G.: Grätz, ein naturhistorisch-statistisch-topographisches Gemälde dieser Stadt und ihrer Umgebungen), 69-82, Grätz.
- WEBER, L. (1990): Die Blei-Zinklagerstätten des Grazer Paläozoikum und ihr geologischer Rahmen. - Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., 12: 1-289, Wien.
- WEBER, L. (1995): Die silberführenden Blei-Zinklagerstätten des Grazer Berglandes. - Res Montanarum, 10: 7-11, Leoben.
- WEBER, L. (1997a; Ed.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. - Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst., 19: 1-607, Wien.
- WEBER, L. (1997b): Metallogenetische Karte von Österreich unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe, 1: 500.000. - Geol. B.-A., Wien.
- WEISS, A. (1995): Zur Geschichte des Silber-, Blei- und Zinkerzbergbaus im Raum Arzberg - Haufenreith. - Res Montanarum, 10: 12-19, Leoben.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, C.A. (1984): Important candidate sections for stratotype of Conodont based Devonian-Carboniferous Boundary. - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 67: 231-239, Frankfurt/Main.
- 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 Hochlantschfazies des Grazer Paläozoikums. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 113: 39-42, Graz.

Tafel 1 / Plate 1

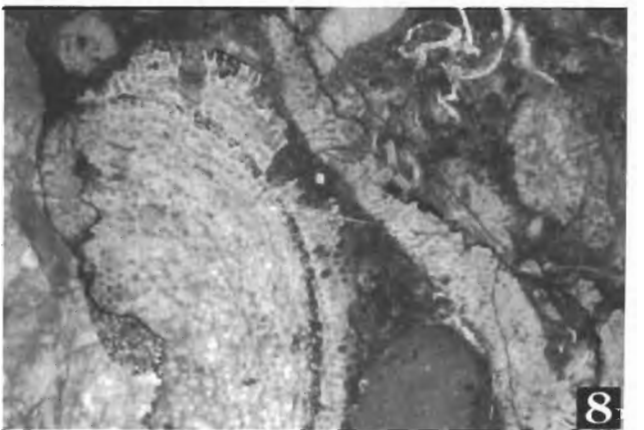
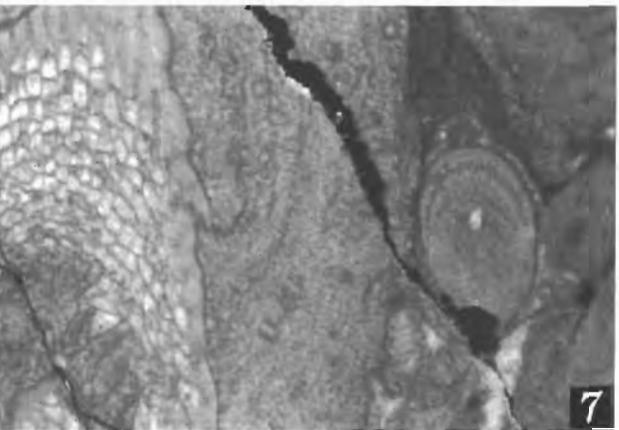
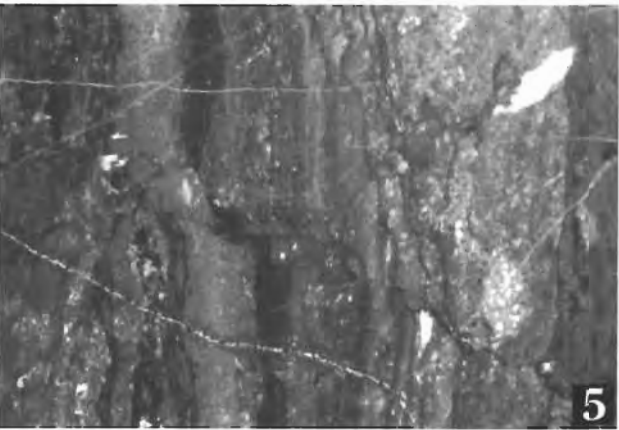
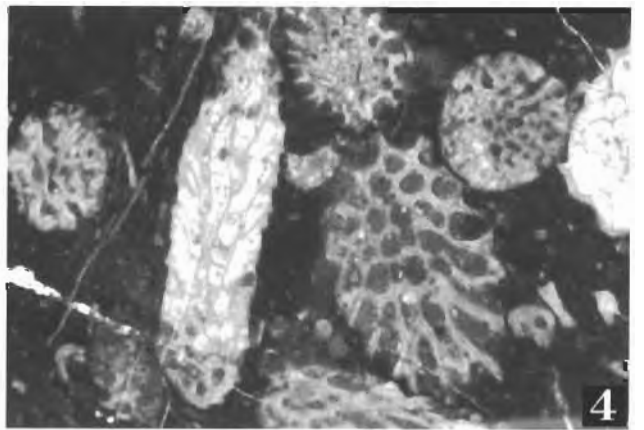
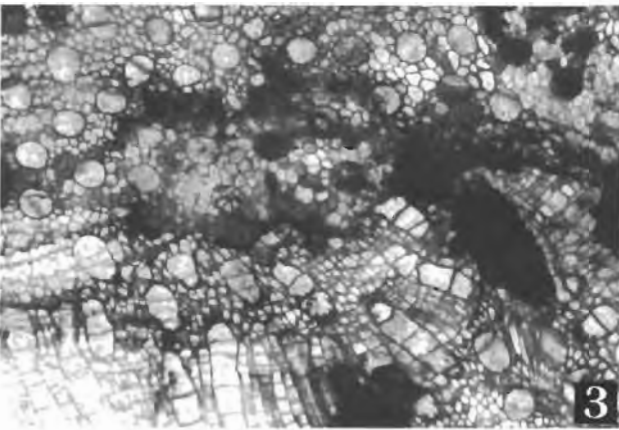
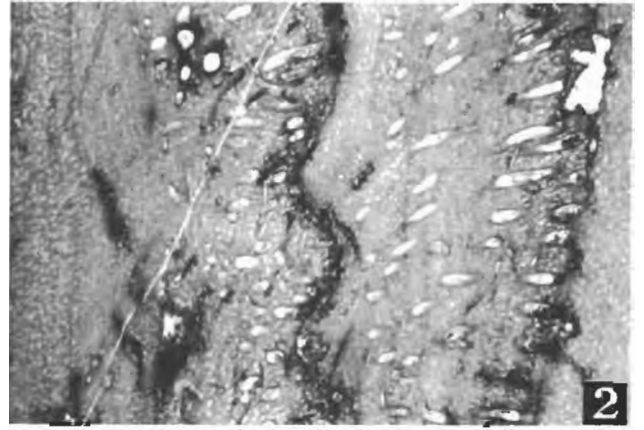
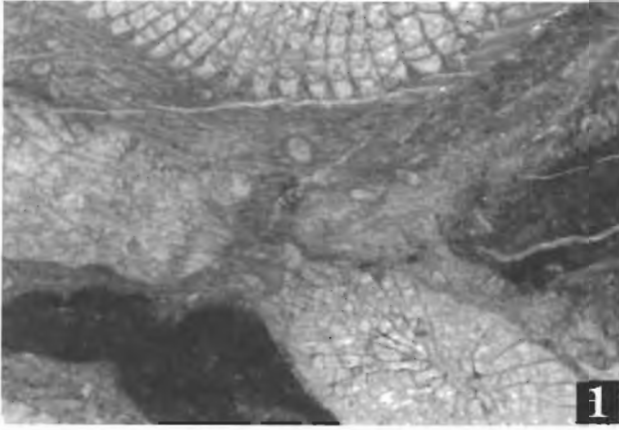
1. Schwarze Dolomite der Flösserkogel-Formation (Eichberg-SbFm.) mit massenhaft auftretenden Amphiporen (*Amphipora ramosa*), die stellenweise Mounds bilden. Bildbreite: 1,7 cm.
1. Black dolostones of the Flösserkogel-Formation (Eichberg-Mb.) with mass occurrences of Amphiporids (*Amphipora ramosa*), which may build up mound structures. Size in width 1,7 cm.
2. *Chonetes*-Schillkalke innerhalb der Chonetenschiefer. Beachte im Zentrum konvexe Chonetenschale (Umbrellastruktur!) mit aufgewachsenen *Aulocystis*-Individuen. Bildbreite: 1,7 cm.
2. *Chonetes coquina* bed within the Chonetids shales. In the center of the thin section a Chonetid valve with encrusted tabulate *Aulocystis*. Size in width 1,7 cm.
3. Anhäufungen von verkieselten Ostracoden und Eridostracen in den reichlich Quarzsilt führenden *Chonetes*-Schillkalken. Bildbreite: 0,5 cm.
3. Accumulations of silicified ostracods and eridostraca within quartzsiltite rich *Chonetes coquina* beds. Size in width 0,5 cm.
4. Crinoiden-Grainstone. Basalentwicklung der Barrandeikalke. Bildbreite: 1,7 cm.
4. Crinoidal grainstone. Basal development of the Barrandei limestone. Size in width 1,7 cm.
5. Tempestitlage mit unterschiedlichen Organismenresten aus den Barrandeikalken. Bildbreite: 1,7 cm.
5. Tempestite layer with remains of various organisms. A typical feature within sections of the Barrandei limestones. Size in width 1,7 cm.
6. Korallen-Brachiopoden-Float/Rudstone der Barrandeikalk-Abfolge. Vgl. Korallen-Brachiopoden-Biofazies des Stops 4 der Exkursion. Bildbreite: 1,7 cm.
6. Coral-Brachiopod-float/rudstone of the Barrandei limestone succession. Cf. Coral-brachiopod-biofacies of stop 4 of the excursion. Size in width 1,7 cm.
7. Niedrig energetische Schlammfazies innerhalb der Barrandeikalkabfolge. Hohe Mikritanteile sowie nicht bis wenig disartikulierte Organismenreste weisen auf geringe Wasserturbulenzen hin. Bildbreite: 1,7 cm.
7. Low-energy mud facies of the Barrandei limestone. High mud content, as well as totally preserved, easily disarticulated skeletons (i.e.: articulated crinoid stems) suggest a low turbulence hydrodynamic regime. Size in width 1,7 cm.
8. Kalkalgenthalli-führende, mergelige Kalke (indet. Halimedaes) aus den Barrandeikalken des Plabutsch-Westhanges. Bildbreite: 1,7 cm.
8. Marly limestones with remains of calcareous algae (indet. Halimedaes) of the Barrandei limestones (western slope of the Plabutsch hill). Size in width 1,7 cm.



Tafel 2 / Plate 2

“Riff-Fazies” des Grazer Paläozoikums
“Reef-Facies” within the Graz Paleozoic

1. Stockkoralle (*Cyathophyllum ?graecense*) umwachsen von einer Stromatopore (Barrandeikalk, Plabutsch-Gipfelbereich nahe der Fürstenstand-Warte). Bildbreite: 1,7 cm.
1. Branching rugose *Cyathophyllum ?graecense* encrusted by a stromatoporoid (Barrandei limestone, vicinity of the “Fürstenstand” at Plabutsch hill). Size in width 1,7 cm.
2. Stromatopore mit eingewachsener syringoporider Tabulata (“Caunopore”) zeigt mehrfache Wachstumsunterbrechungen Stromatopore (Barrandeikalk, Plabutsch-Gipfelbereich nahe der Fürstenstand-Warte). Bildbreite: 1,7 cm.
2. Stromatoporoid with intergrown syringoporid tabulate (“Caunopora”) showing several interruptions of growth (Barrandei limestone, vicinity of the “Fürstenstand” at Plabutsch hill). Size in width 1,7 cm.
3. *Pachycanalicula barrandei*, eine heliolitide Koralle, die namensgebend für die “Barrandeikalke” ist (Forstweg Attems). Bildbreite: 1,7 cm.
3. *Pachycanalicula barrandei*, a heliolitid coral which is the name giving fossil for the formation “Barrandei limestone” (Attems outcrop). Size in width 1,7 cm.
4. Korallen Float/Packstone der Barrandeikalke (Straße nach St. Pankrazen). Bildbreite: 1,7 cm.
4. Coral float/packstone of the Barrandei limestone (road to St. Pankrazen). Size in width 1,7 cm.
5. Mikrobialith der Kollerkogel-Formation (Basis der Platzkogel-SbFm.), Grabenwarterkogel nahe St. Pankrazen. Bildbreite: 1,7 cm.
5. Mikrobialite of the Kollerkogel formation (Base of the Platzkogel member), Grabenwarter hill near St. Pankrazen. Size in width 1,7 cm.
6. *Stachyodes*-Rasen (Bafflestones) der Platzkogel-SbFm., Höllerkogel nahe St. Pankrazen. Bildbreite: 1,7 cm.
6. *Stachyodes*-meadows (bafflestones) of the Platzkogel member, Höllerkogel near St. Pankrazen. Size in width 1,7 cm.
7. *Stachyodes-Sociophyllum*-Boundstones der Platzkogel-SbFm., Höllerkogel nahe St. Pankrazen. Bildbreite: 1,7 cm.
7. *Stachyodes-Sociophyllum*-boundstones of the Platzkogel member, Höllerkogel near St. Pankrazen. Size in width 1,7 cm.
8. *Alveolites-Stachyodes*-Framestone der Platzkogel-SbFm., Höllerkogel nahe St. Pankrazen. Bildbreite: 1,7 cm.
8. *Alveolites-Stachyodes*-framestone of the Platzkogel member, Höllerkogel near St. Pankrazen. Size in width 1,7 cm.



Tafel 3 / Plate 3

Lithotypen von der Basis der Dult-Gruppe aus dem Hangrutsch-Material N des Autobahntunnels Gratkorn-Nord.
Rock types from the base of the Dult-Group deriving from a landslide north of the portal of the highway-tunnel Gratkorn-north.

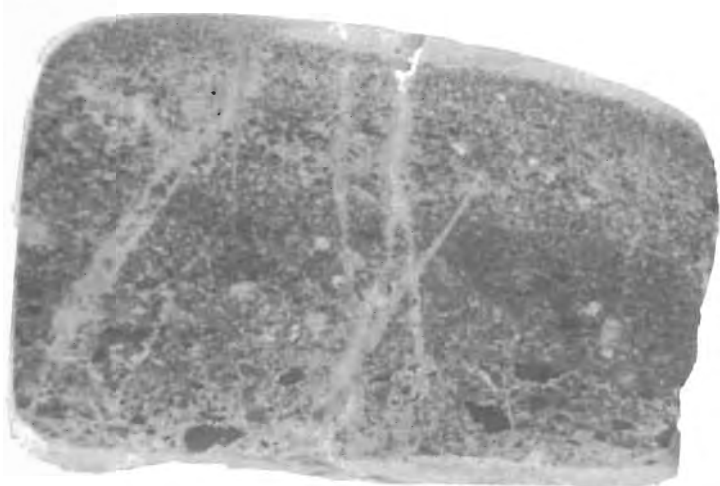
- 1: Brekzienlage mit Kalkkomponenten der Sanzenkogel-Fm. und schwarzen Lyditklasten.
1: Breccia with components of limestones of the Sanzenkogel-Fm. and black lydites.



- 2: Olistostrom-Lage mit Komponenten mikritischer Kalke vom Typus der Sanzenkogel-Fm. in einer graugrünen siltigen Schiefermatix.
2: Olistostromatic layer with components of micritic limestones of the Sanzenkogel-Fm. in a matrix of greyish-green silty shales.



- 3: 5 cm mächtige, gradierte allodapische Kalklage (an der Sohlfläche Andeutung von Sohlmarken über grünlich grauen Schiefen).
3: Graded allodapic limestone in a thickness of 5 cm (at the footwall there are some hints of sole marks above greyish-green shales).



Paläogeographie der Ober-Trias Karbonatplattform in den Nördlichen Kalkalpen

Paleogeography of the Late Triassic carbonate platform of the Northern Calcareous Alps

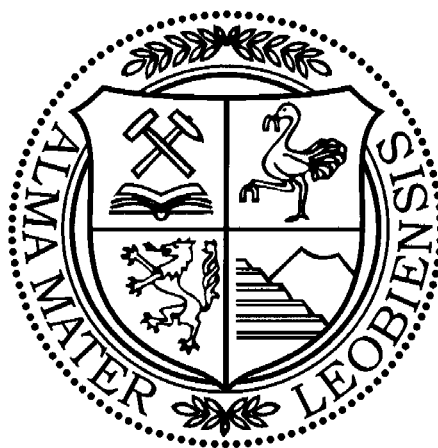
Von

Hans-Jürgen GAWLICK

mit 27 Abbildungen
with 27 figures

Exkursionsführer

SEDIMENT 2000



Anschrift des Verfassers, address of the author:

Dr. Hans-Jürgen GAWLICK

Montanuniversität Leoben

Institut für Geowissenschaften:

Prospektion und Angewandte Sedimentologie

Peter-Tunner-Straße 5

8700 Leoben

Österreich.

gawlick@unileoben.ac.at

Inhalt

1. Einleitung.....	47
2. Stratigraphie und Fazies.....	51
2.1. Die einzelnen Faziesräume.....	51
2.1.1. Der Kalkvoralpine Faziesraum in der Trias.....	51
2.1.2. Der Kalkhochalpine Faziesraum in der Trias.....	53
2.1.2.1. Der Kalkhochalpine Dachsteinkalkfaziesraum.....	53
2.1.2.2. Der Zlambachfaziesraum.....	53
2.1.2.3. Der Hallstätter Salzbergfaziesraum.....	54
2.1.2.4. Das Meliatikum.....	56
3. Die Exkursionsroute.....	56
3.1. Die Pötschenschichten.....	57
3.2. Tektonische Übersicht des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen.....	60
3.3. Der Dachsteinkalk.....	61
3.3.1. Der Dachsteinriffkalk.....	61
3.3.2. Das Riff im Bereich des Gosausees.....	61
3.3.3. Der gebankte Dachsteinkalk.....	64
3.4. Der Hauptdolomit.....	66
3.5. Kössener Schichten.....	66
3.6. Hallstätter Kalke.....	66
3.7. Aussichtspunkt Roßfeld.....	76
4. Zusammenfassung.....	79
4.1. Sequenzstratigraphische Interpretation der Ober-Trias Schichtfolgen.....	79
4.2. Sedimentäre und tektonische Entwicklung des Hallstätter Faziesraumes in der Ober-Trias.....	83
4.3. Diagenese und Metamorphose im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen.....	85
Dank.....	90
Literatur.....	90

Contents

1. Introduction.....	47
2. Stratigraphy and Facies.....	51
2.1. The Facies Belts.....	51
2.1.1. Kalkvoralpine Facies Belt in Triassic.....	51
2.1.2. Kalkhochalpine Facies Belt in Triassic.....	53
2.1.2.1. The Facies Zone of the reef rim.....	53
2.1.2.2. Grey Hallstatt Facies (Zlambachfacies Zone).....	53
2.1.2.3. Hallstatt Facies (Hallstatt Salzbergfacies Zone).....	54
2.1.2.4. Meliaticum.....	56
3. Field trip.....	56
3.1. Pötschen limestone.....	57
3.2. Tectonic overview: nappe tectonics of the Northern Calcareous Alps.....	60
3.3. Dachstein limestone.....	61
3.3.1. Dachstein limestone - reef.....	61
3.3.2. The reef in the Gosausee area.....	61
3.3.3. Bedded Dachstein limestone.....	64
3.4. Hauptdolomite.....	66
3.5. Kössen beds.....	66
3.6. Hallstatt limestone.....	66
3.7. Viewpoint Roßfeld.....	76
4. Summary.....	79
4.1. Sequence stratigraphy in Late Triassic.....	79
4.2. Sedimentology and tectonics of the Hallstatt Zone in the Late Triassic.....	83
4.3. Diagenesis and metamorphism in the middle sector of the Northern Calcareous Alps.....	85
Acknowledgements.....	90
References.....	90

1. Einleitung / Introduction

Der sich vom höheren Perm an am Südrand von Europa entwickelnde Passive Kontinentalrand ist gekennzeichnet durch eine vorwiegend karbonatdominierte Sedimentation (MARCoux & BAUD 1996 - cum lit., FAUPL 1997 - cum lit.). Je nach sedimentationsdynamischen Gegebenheiten und in Abhängigkeit von der Faunenentwicklung, bilden sich Karbonatrampen oder Karbonatplattformen.

Siliziklastische Sedimente treten innerhalb der kalkalpinen Schichtfolge nur untergeordnet auf. Als Leitprinzip gilt innerhalb der kalkalpinen Schichtfolge folgender Sedimentationsrhythmus: Über siliziklastischen Sedimenten beginnt die Karbonatproduktion, dabei kommt es zunächst zur Ausbildung einer Karbonatrampe, aus der sich schließlich eine Karbonatplattform entwickelt. Durch den siliziklastischen Eintrag kommt es jeweils, verursacht durch die eingeschränkte Karbonatproduktion, zu einer Vertiefung des Ablagerungsraumes.

Der erste Zyklus beginnt über den untertriassischen Werfener Schichten im Skyth/Anis-Grenzbereich. Zu dieser Zeit wird die Karbonatproduktion immer wieder durch episodisch auftretende siliziklastische Einträge vom europäischen Festland her eingeschränkt bzw. unterbunden. Danach kommt es zu einem Karbonatrampenstadium vom Unter-Anis bis in das Ober-Ladin (Tab. 1), der mit der Karbonatplattformentwicklung der Wettersteinkarbonatplattform abgeschlossen ist. Die Entwicklung der Wettersteinkarbonatplattform kommt durch das Lunz Event (Nordalpine Raibler Schichten, Reingrabener Wende nach SCHLAGER & SCHÖLLNERBERGER 1974) zum Erliegen. Darüber entwickelt sich zunächst wieder eine Karbonatrampe (Opponitzer und Waxeneck Formation) und schließlich die Dachsteinkalkkarbonatplattform (Tab. 1), die in der höheren Ober-Trias durch ein erneutes siliziklastisches Ereignis (Kössener Ereignis) in ihrer Entwicklung stark eingeschränkt wird. Die Ober-Trias Karbonatplattformentwicklung endet an der Trias/Jura-Grenze infolge eines Massensterbeereignisses (vgl. GAWLICK et al. 1999).

Im Verlauf der Mittel-Trias bilden sich, durch die anhaltende Subsidenz des Passiven Kontinentalrandes, die verursacht wird durch das Rifting im Bereich der Tethys, am Südostrand von Europa faziell klar voneinander abzugrenzende Ablagerungsräume heraus. Zuerst beginnen sich die dem Tethysrand am nächsten gelegenen Ablagerungsbereiche als faziell eigenständige Faziesräume herauszubilden. So zeigen das Meliaticum und der Hallstätter Salzbergfaziesbereich bereits im höheren Anis ihre fazielle Eigenständigkeit. Der vom höheren Anis an existierende Zlambachfaziesbereich ist allerdings bis in das Unter-Karn faziell noch nicht bzw. nur bedingt vom Kalkhochalpinen und Kalkvoralpinen Dachsteinkalkfaziesbereich zu unterscheiden. Erst im Ladin/Karn-Grenzbereich, vor allem aber im Unter-Karn, beginnt sich der Zlambachfaziesbereich, der sich dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich proximal anschließt (Abb. 3), als faziell eigenständiger Ablagerungsbereich zu entwickeln. Der Kalkhochalpine und der Kalkvoralpine Dachsteinkalkfaziesbereich sind erst vom Ober-Karn an als faziell eigenständige Ablagerungsbereiche entwickelt. Diese Faziesbereiche sind eng mit der Entwicklung der Ober-Trias

Karbonatplattform mit dem Hauptdolomit im Norden, dem sich nach Süden anschließenden Ablagerungsbereich des gebankten, lagunären Dachsteinkalkes in Loferer Fazies und dem sich distal Richtung Hallstätter Zone anschließenden Dachsteinriffkalk verbunden.

Viewed from its plate tectonic background the Permo-Triassic Tethys represents the transition phase from the Palaeotethys to the Neotethys Ocean. Its evolution is characterized by new seafloor spreading north of Gondwana with synchronous subduction along Eurasia. According to currently popular reconstructions (DERCOURT et al. 1993, MARCOUX & BAUD 1996) the Neotethys Ocean extended from less 25° south of the equator to about 30° north of it. It had an elongated shape of more than 10000 km length and about 3000 km width. Uniform tropical conditions have therefore prevailed in the Tethys Ocean with 25-30° C sea surface temperatures and formed widespread carbonate platforms.

Austria's Northern Calcareous Alps formed together with the Carpathians, the Southern Alps and the Dinarids an up to 300 km wide and approximately 700 km long shelf strip at the western Tethys end. Along this as well as other parts of the Tethyan passive margin, belts of marine sedimentation were arranged in a characteristic shore parallel fashion. They have often been illustrated below by classical Upper Triassic Alpine sedimentary environments (HAAS et al. 1995). The first and nearshore zone was the Keuper belt as deposition site of hypersaline or extreme shallow marine siliciclastics (Lower/Middle Austroalpine). Seaward followed broad Hauptdolomite and Dachstein carbonate platforms (Bajavaricum, Tirolicum) flanked by reefs towards open shelf-basins. The Dachstein reefs (Juvavicum p.p.) produced large masses of skeletal and non-skeletal detritus which were deposited mostly along the platform margins and on the attached basin floors. Further offshore only a small amount of periplatform mud reached as reduced sediment supply the pelagic Hallstatt facies belt (Juvavicum p.p.). The latter now is generally regarded as evidence for a contiguity of an ocean and is used as tool for delineating the Gondwanian margin towards the deep sea of Tethys.

The Jurassic opening of the Central Atlantic Ocean with its continuation into the Penninic Ocean leads to a new Mediterranean plate configuration. The Apulian plate is formed and its northern Alpine-Carpathian segment is initially dismembered by transform faults into several crustal blocks with strongly differing later tectonic history (e.g. Tisza, Moesia). Successive spreading of the Ligurian-Penninic Ocean is mirrored by the closure of parts of the Neotethys Ocean („Pindos-Vardar-Meliata“) resulting in an early deformation of the Juvavic shelf in late Jurassic time (GAWLICK et al. 1999). The Iberia-Adria-Zone (IAZ – GAWLICK, KRYSZYN, LEIN & MANDL 1999) characterizes the missing fragment between the Southern Alps and the Austroalpine. This Zone was in the Permian to Middle Triassic an extension zone with an high heat flow. In late Upper Triassic and Jurassic times lateral movements starts in the area between the IAZ and the AAT.

Compared with the simple paleogeographical model, the present configuration of the tectonized fragments of this

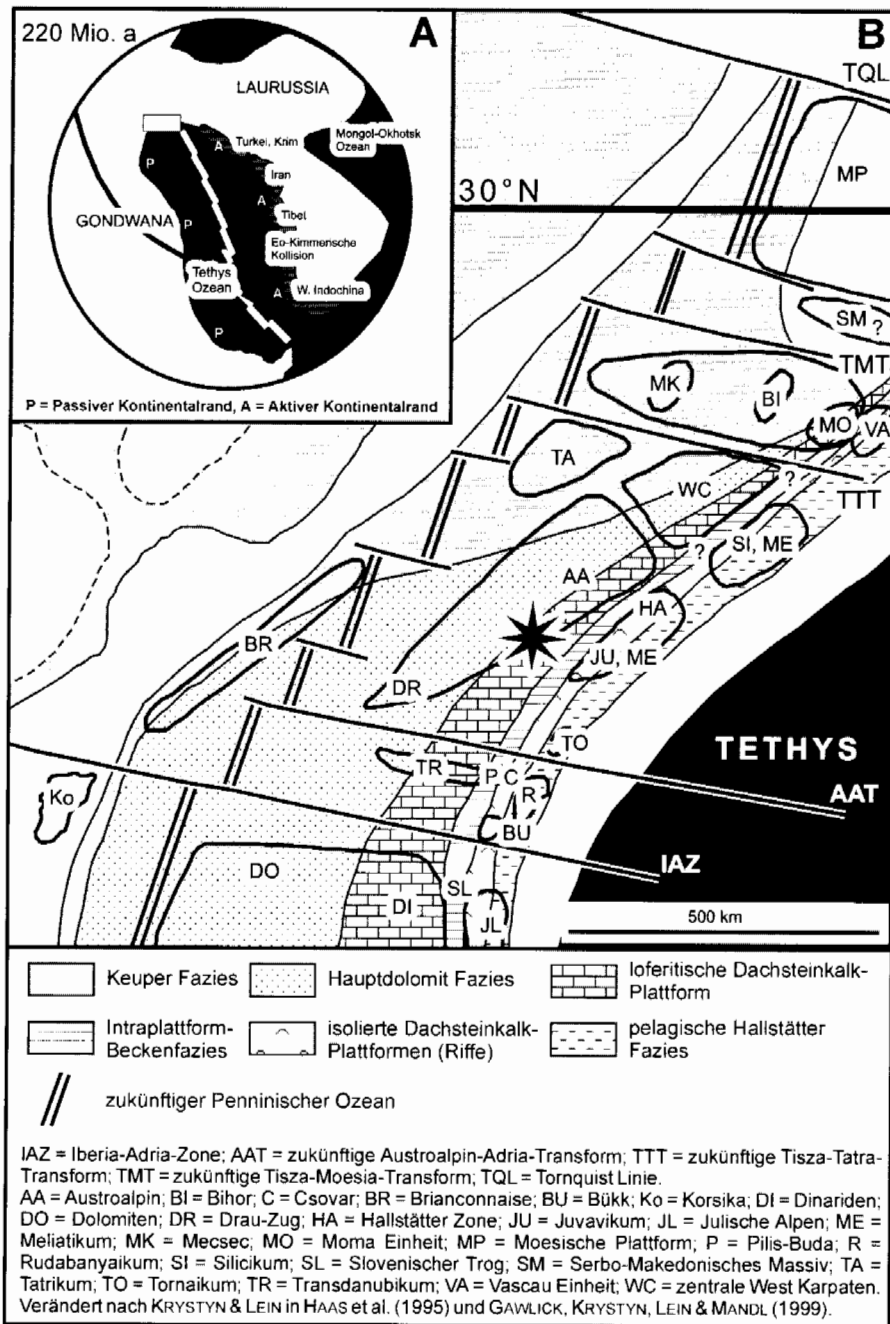


Abb. 1: Paläogeographische Rekonstruktion des Tethysnordwestrandes zur Zeit der Ober-Trias (Nor) (nach GAWLICK, KRYSZYN, LEIN & MANDL 1999).

Fig. 1: Paleogeographic reconstruction of the western part of the Tethys in Late Triassic times (after GAWLICK, KRYSZYN, LEIN & MANDL (1999)).

shelf is rather complicated and reason for many long lasting controversies. One of the crucial points in any palinspastic reconstruction of the Northern Calcareous Alps is the question of the original relationship between the Tirolic and the Juvavic domains. Were both units tied together within one facies belt (Dachstein Facies) as suggested by SPENGLER (1951) and TOLLMANN (1985) or were they separated by a basal zone like in the northern Dinarids well-known there as Slovenian trough in the Julian Alps (KRYSZYN et al. 1994). Recently detected sequences of a peculiar middle to late Triassic basal facies incorporated as small tectonic slices between the Tirolicum and the Juvavikum in the southeastern part of the Northern Calcareous Alps could be interpreted as remnants of such a basin. In any case, the Tirolicum and Juvavikum were part of one and the same shelf (one shelf model) and show a southfacing facies polarity within both

units (MANDL 1999) till recently when NEUBAUER (1994) and SCHWEIGL & NEUBAUER (1997a) proposed the origin of the Juvavic nappes from a different (i. e. opposite) shelf with an ocean in between (dual shelf model).

Stratigraphische und fazielle Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen in der Ober-Trias am Beispiel des zentralen Mittelabschnittes

Im Bereich des Mittelabschnittes soll der Übergang von der inneren Lagune mit dem Hauptdolomit im Norden (z. B. Osterhorngruppe), dem sich im Süden anschließenden gebankten Dachsteinkalk (z. B. Hagengebirge, Tennengebirge) und schließlich dem Dachsteinriffkalk (z. B. Dachstein

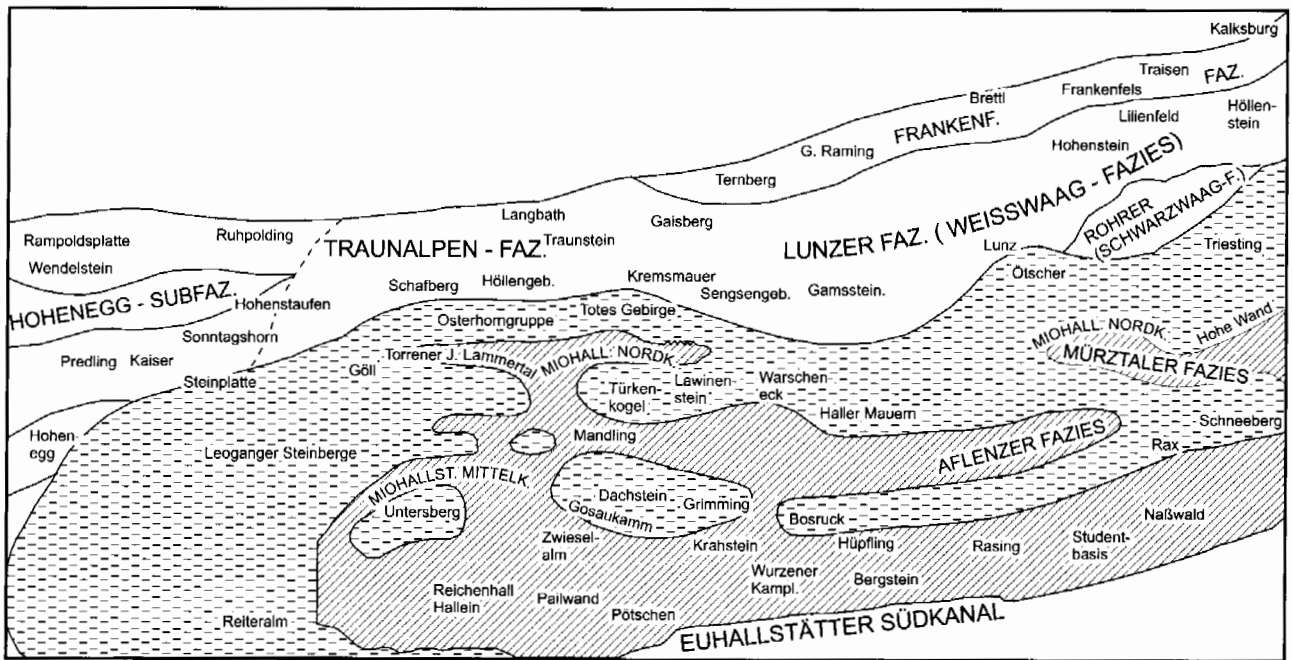


Abb. 2: Frühere schematische Darstellung der Trias-Fazieszonen der Nördlichen Kalkalpen, speziell der Hallstätter Kanäle (aus TOLLMANN 1985, umgezeichnet).

Fig. 2: Former reconstruction of the triassic facies belts of the Northern Calcareous Alps, especially of the Hallstatt channels (redrawn after TOLLMANN 1985).

Deckensüdrand, Tennengebirgssüdrand, Hochkönig), der zur Hallstätter Zone überleitet, entwickelt sein (vgl. ZANKL 1967, 1971, PILLER & LOBITZER 1979, TOLLMANN 1985). Die Hallstätter Zone wird in den Zlambachfaziesraum, den Hallstätter Salzbergfaziesraum und das Meliatikum untergliedert (Abb. 3, Abb. 4).

Frühere Rekonstruktionen zeigen in die Karbonatplattform eingeschaltete Tieferwasserablagerungsräume (= Hallstätter Kanäle, Abb. 2, vgl. ZANKL 1967, SCHLAGER 1967). Im Zuge der Neuinterpretation der oberjurassischen Tektonik wurde belegt, daß die Hallstätter Zonen keine in die Karbonatplattform eingeschaltete Tieferwasserablagerungsräume, sondern oberjurassische karbonatlastische Tiefsee-grabenfüllungen (= Radiolaritbecken der Nördlichen Kalkalpen) sind.

Demnach wurden im zentralen Mittelabschnitt in der nördlichen Zone Dolomite einer eingeschränkten lagunären Fazies, der Hauptdolomit, abgelagert, der nach Süden allmählich in den gebankten Dachsteinkalk in Loferer Fazies übergeht (Abb. 5, Abb. 6A-D, Abb. 6A). Im höheren Nor wird durch siliziklastischen Eintrag vom europäischen Festland her die Karbonatproduktion eingeschränkt. Es entsteht im Bereich des Hauptdolomitfaziesraumes eine übertiefe Lagune, das Kössener Becken. Auf der Basis der Untersuchungen zur Lithostratigraphie und Biofazies der Kössener Formation (GOLEBIOWSKI 1990, 1991) kann auf Grund des isochronen Sedimentationsgeschehens innerhalb des Kössener Beckens eine paläogeographische Gliederung in beckenzentrale und beckenrandliche Bereiche vorgenommen werden. Im Grenzbereich Nor/Rhät kommt es dabei zur maximalen lateralen Ausdehnung des Kössener

Beckens mit sich transgressiv auf die Dachsteinkalk-karbonatplattform ausbreitenden Kalk/Mergel-Serien. Die paläogeographisch am weitesten in die Dachsteinkalk-karbonatplattform reichenden siliziklastischen Einschaltungen der Kössener Formation können als lithostratigraphischer und sequenzstratigraphischer Leithorizont verwendet werden (GOLEBIOWSKI 1990, 1991).

Als wichtigster Markerhorizont kann das Haupttransgressionsereignis der Kössener Mergel im Nor/Rhät-Grenzbereich als Grundlage für die Rekonstruktion der paläofaziellen Lage dienen: Ausgangssituation ist die in der Abbildung Abb. 6A (Lac bis Unter-Sevat) dargestellte Faziesverteilung mit einer deutlichen Gliederung in Lagune (Hauptdolomit im Norden und südlich davon in Loferer Fazies ausgebildeter gebankter Dachsteinkalk - FISCHER 1964, 1975), Riffbereich (Dachsteinnriffkalke in Rückriff-, Riff- und Vorrifffazies) und Becken (Zlambachfazies- und Hallstätter Salzbergfaziesraum). Verstärktes Rifting im Bereich der Tethys (vgl. u. a. BRANDNER 1984) und den damit verbunden Massenumlagerungen und Schollengleitungen in der Hallstätter Zone (vgl. u. a. KRYSZYN 1991, GAWLICK 1998, in Druck) sowie verstärkte Subsidenz im zentralen Riffbereich (u. a. SATTERLEY 1994) könnten zu klimatologischen Veränderungen im Keuperhinterland (Europa) geführt haben (Abb. 6B). Dadurch kam es zu einem verstärkten Terrigeneintrag im Hauptdolomitfaziesbereich der obertriassischen Karbonatplattform. Die überwiegend phytogen gesteuerte Karbonatproduktion wurde dadurch stark eingeschränkt, es bildete sich eine übertiefe Lagune nördlich des zur Hallstätter Zone überleitenden Riffgürtels heraus (sensu SCHLAGER 1992). Der Dachsteinkalkfaziesraum blieb von dieser Entwicklung im Hauptdolomit-

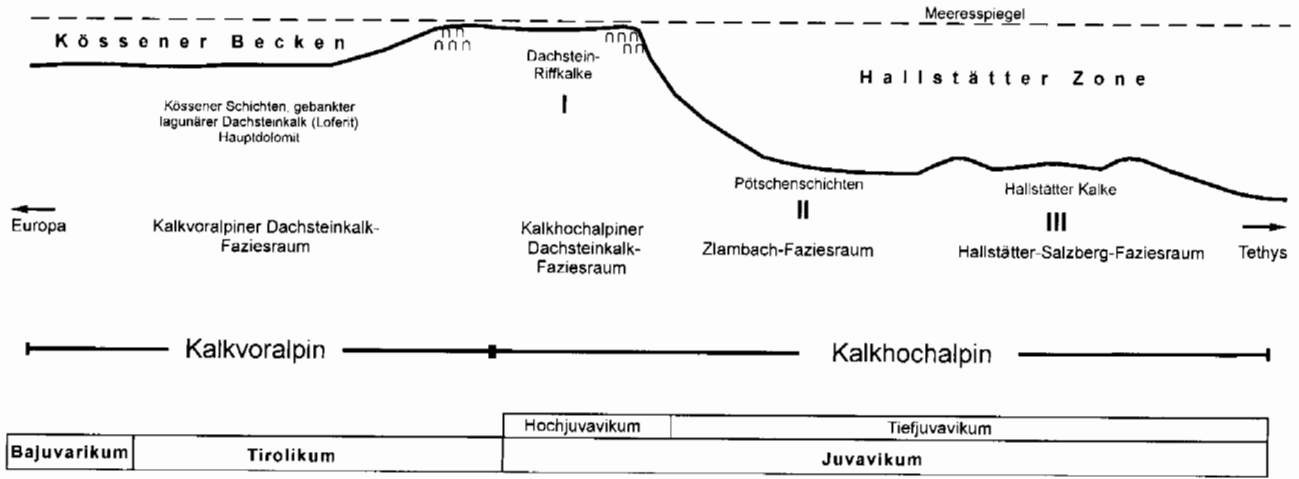


Abb. 3: Vereinfachtes Fazieschema der ursprünglichen räumlichen Verteilung der einzelnen Ablagerungsräume zur Zeit der höchsten Ober-Trias und deren heutige tektonische Benennung im Bereich der Nördlichen Kalkalpen (u. a. nach ZANKL 1971, LEIN 1985, 1987a, KRYSSTYN ab 1971, TOLLMANN 1976a, b, 1985, GAWLICK et al. 1994, HAAS et al. 1995, GAWLICK 1996a, GAWLICK et al. 1999).

Fig. 3: Simplified reconstruction of the facies belts of the Northern Calcareous Alps in Late Triassic (e. g. ZANKL 1971, LEIN 1985, 1987a, KRYSSTYN since 1971, TOLLMANN 1976a, b, 1985, GAWLICK et al. 1994, HAAS et al. 1995, GAWLICK 1996, GAWLICK et al. 1999).

faziesraum weitgehend unbeeinflusst.

Das verstärkte Rifting im Bereich der Tethys führte gleichzeitig zu einem Meeresspiegelanstieg im Sevat, der im Nor/Rhät-Grenzbereich oder frühen Rhät sein Maximum erreichte. Als Folge dieses Meeresspiegelanstieges kam es zuerst (Sevat) zu einer retrogradierenden Verschiebung der einzelnen Faziesbereiche, dokumentiert z. B. durch die Einlagerung pelagischer Sedimente innerhalb der Riffe oder die lithofaziell veränderte Ausbildung des gebankten Dachsteinkalkes im Rückriffbereich. Hier endet die Ablagerung des in Loferer Fazies ausgebildeten gebankten Dachsteinkalkes. Gezeitenflächen (Member A) sind ab Sevat im gebankten Dachsteinkalk nicht mehr entwickelt. Noch im Sevat setzt die Karbonatproduktion im Bereich des Riffgürtels wieder verstärkt ein und es kommt zu einer schnellen Progradation der Riffe in Richtung Hallstätter Zone, gleichzeitig wird im Bereich der Lagune die Karbo-

natproduktion durch erhöhten Terrigeneintrag weiter eingeschränkt, was im Nor/Rhät-Grenzbereich zur maximalen Ausdehnung des Kössener Beckens nach Süden auf die Ober-Trias Karbonatplattform führt (Abb. 6C). Am Rande der sich im höheren Sevat entwickelnden übertiefen Lagune (= Kössener Becken) siedeln sich Rifforganismen an und es kommt im Verlauf des tieferen Rhät zur schnellen Progradation dieser Riffe am Südrand des Kössener Beckens in Richtung Norden. Südlich davon entsteht eine offene Plattform, durch die feinkörniges siliziklastisches Material in die Hallstätter Zone geschüttet wird. Zwischen den "Riffgürteln" entwickeln sich atollartige Lagunen, die fast frei von terrigenem Eintrag sind. Innerhalb des Kössener Beckens ist die phytogene Karbonatproduktion infolge des Terrigeneintrages weiterhin stark eingeschränkt. In der Hallstätter Zone werden die terrigenreichen Zlambachschichten abgelagert (Abb. 6D).

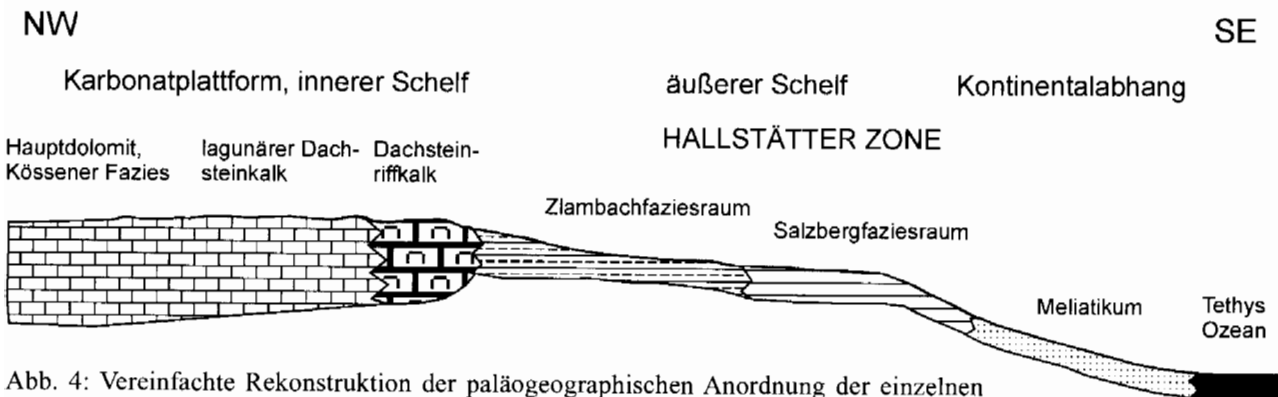


Abb. 4: Vereinfachte Rekonstruktion der paläogeographischen Anordnung der einzelnen Fazieszonen in der Ober-Trias nach GAWLICK et al. (1999).

Fig. 4: Simplified reconstruction of the paleogeography of the facies belts in the Late Triassic after GAWLICK et al. (1999).

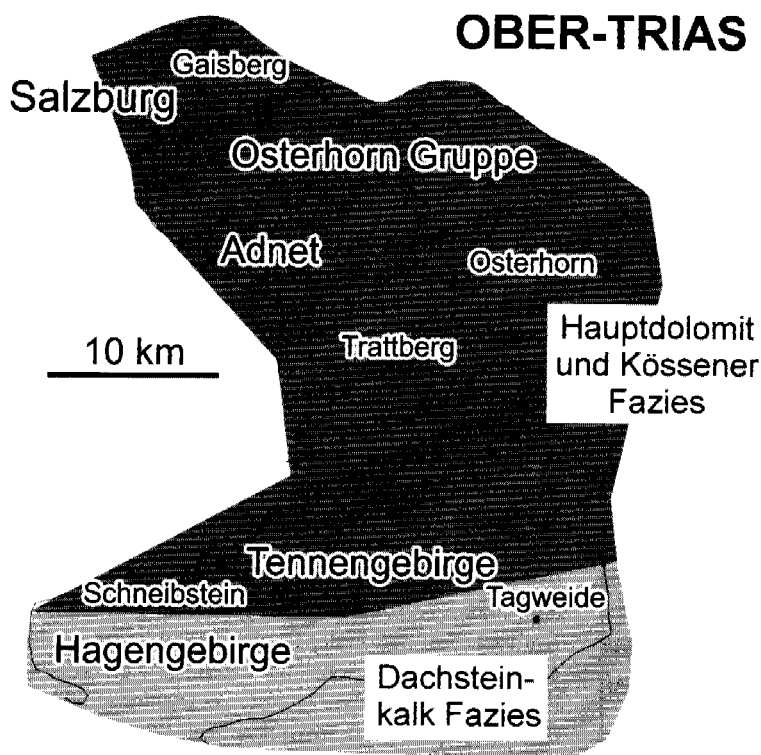


Abb. 5: Fazieskarte des zentralen Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen zur Zeit des Nor/Rhät-Grenzbereiches. Dargestellt ist die größte Ausdehnung des Kössener Beckens Richtung Süden im Nor/Rhät-Grenzbereich (vgl. GOLEBIOWSKI 1990, 1991, GAWLICK 1996). Im Rhät progradiert die Flachwasserkarbonatplattform nach Norden bis Adnet (nach GAWLICK et al. 1999).

Fig. 5: Facies map of the excursion area for Norian/Rhaetian times, showing widest extension of Kössen Basin towards the south around the Norian/Rhaetian boundary (GOLEBIOWSKI 1990, 1991, GAWLICK 1996). In Rhaetian times the carbonate platform prograded north up to the area of Adnet (after GAWLICK et al. 1999).

Neue Untersuchungen über das Diagenese und Metamorphosegeschehen mit Hilfe der Conodont Colour Alteration Index Methode (GAWLICK et al. 1994, 1999, 2000) belegen allerdings, daß die Riffe (= Juvavikum) eine hohe Temperaturüberprägung aufweisen (z. B. Hochkönig, Tennengebirgssüdrand, Abb. 25), während der Bereich der Lagune (= Tirolikum) nur eine sehr geringe Temperaturüberprägung zeigen. Eine tektonische Abtrennung des Riffgürtels von der Lagune ist daher zwingend (vgl. Abb. 3, Abb. 4). Der ehemalige Ablagerungsbereich der Ober-Trias Karbonatplattform ist im Zuge der tektonischen Ereignisse, die den heutigen Bau der Nördlichen Kalkalpen bedingen, wesentlich stärker verkürzt und zerrissen worden, als bisher angenommen wurde (GAWLICK, KRYSZYN & LEIN 1994, 1999, 2000).

2. Stratigraphie und Fazies / Stratigraphy and Facies

2.1. Die einzelnen Faziesräume / Facies Belts

2.1.1. Der Kalkvoralpine Faziesraum

Die Kalkvoralpine Faziesentwicklung (Bajuvarikum und Tirolikum - Abb. 3, Tab. 1) repräsentiert im Gegensatz zu der Kalkhochalpinen Faziesentwicklung (Juvavikum) den im allgemeinen nicht tethyal pelagisch beeinflussten Sedimentationsraum des triassischen Schelfareals. Pelagische oder hemipelagische Sedimentationsbedingungen können aber in „Intraplattformbecken“ oder infolge starker Eintiefung des Schelfes (Partnachsichten, Reiflinger Schichten - z. B. BECHSTÄDT & MOSTLER 1974, 1976,

HOHENEGGER & LEIN 1977, KRYSZYN 1991, KRYSZYN & LEIN 1996) bis weit in den Kalkvoralpinen Faziesraum hineinreichen.

Die Schichtfolgen im Bereich der „Intraplattformbecken“ (vgl. KRYSZYN 1991, KRYSZYN & LEIN 1996 - cum lit.) können, besonders in der Mittel-Trias, litho- und mikro-faziell den tethyal pelagisch beeinflussten Schichtfolgen der Kalkhochalpinen Fazieszone gleichen, sind aber von dieser meist durch einen Flachwasserkarbonatgürtel getrennt.

Die mikro- und lithofazielle Ausbildung der Schichtfolgen wird, wie die Entwicklung im Kalkhochalpinen Faziesraum, von eustatisch und/oder tektonisch kontrollierten Sedimentationsbedingungen gesteuert, d. h. die lithologische Ausbildung der Sedimente verändert sich innerhalb der Faziesräume durch Raum und Zeit. Deshalb sollte die klassische Einteilung (z. B. SPENGLER 1951, KOBER 1938) mit dem Hauptdolomit und den Kössener Schichten im Norden, dem lagunären Dachsteinkalk im mittleren Bereich und dem Dachsteinriffkalk als Südbegrenzung der obertriassischen Karbonatplattform heute nicht mehr in ihrer ursprünglichen Bedeutung verwendet, sondern als stationärer Zustand eines eingeschränkten Zeitabschnittes betrachtet werden (vgl. Tab. 1).

Charakteristische Schichtglieder des Kalkvoralpinen Faziesraumes (vgl. u. a. BÖSE 1898, KOBER 1938, SPENGLER 1951, ZANKL 1971, BOSELLINI et al. 1980, PLÖCHINGER 1980, TOLLMANN 1976a, 1985) sind über dem Alpenen Buntsandstein bzw. den Werfener Schichten (Skyth) meist mitteltriassische Seichtwasserkarbonate, z. B. Reichenhaller Schichten, Gutensteiner Kalk und Dolomit (Karbonatrampe des ruhigen Wassers), Steinalmkalk und -dolomit (Karbonatrampe des bewegten Flachwassers), Wettersteinkalk und -dolomit (Karbonatplattform), aber auch Tieferwasserkarbonate, z. B. Reiflinger Schichten und Partnachsichten. In der Ober-Trias sind die stark terrigen beeinflussten Nord-

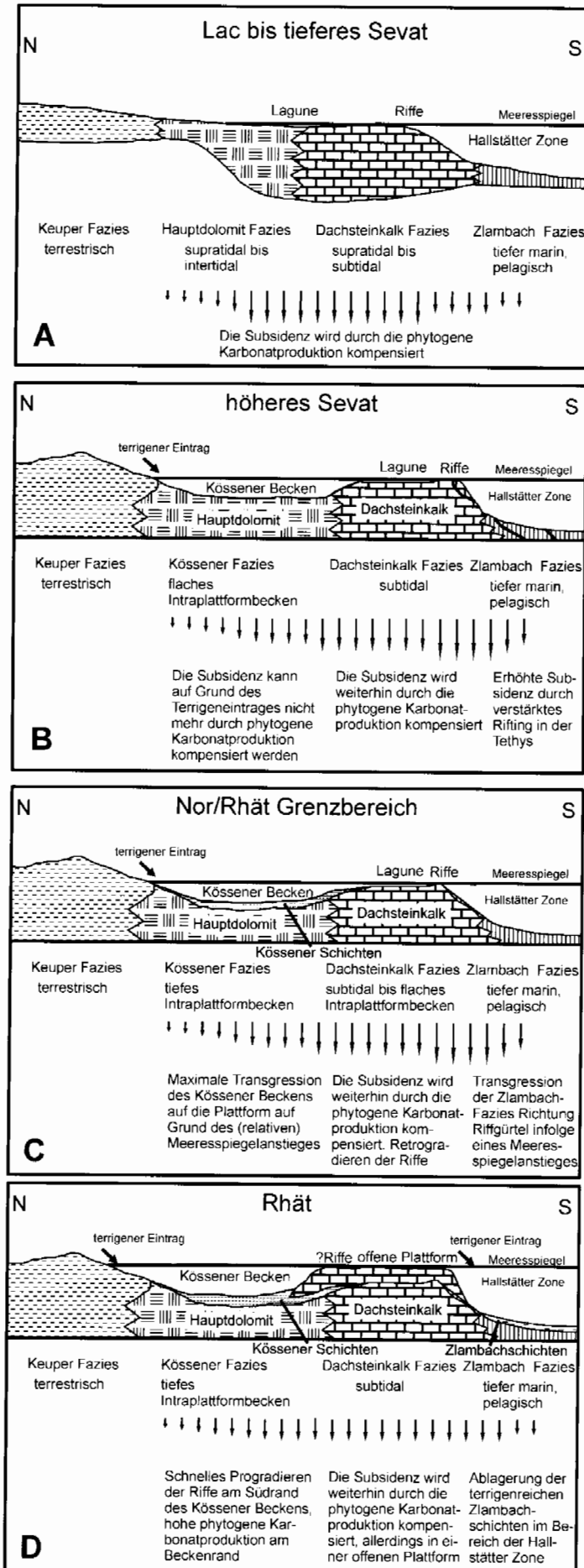


Abb. 6A-D: A - Vereinfachte Rekonstruktion der räumlichen Verteilung der Ablagerungsräume in den Nördlichen Kalkalpen vom Lac bis in das tiefere Sevat. In diesem Zeitabschnitt wird die starke Subsidenz durch hohe phytogene Karbonatproduktion im Bereich der Flachwasserkarbonatplattform kompensiert.

B - Im höheren Sevat führt verstärkter Terrigeneintrag vom Keuper-Hinterland im Bereich der inneren Lagune zu einer stark eingeschränkten Karbonatproduktion. Es bildet sich das Kössener Becken als übertiefte Lagune im Bereich des Hauptdolomitfaziesraumes. Am Südrand der Dachsteinkalkkarbonatplattform und im Bereich der Hallstätter Zone kommt es durch verstärkte tektonische Aktivität im Tethysraum zu Schollengleitungen und verstärkter Subsidenz. Die Riffe erreichen im höheren Sevat ihre maximale Mächtigkeit.

C - Im Nor/Rhät-Grenzbereich kommt es zur maximalen Ausdehnung des Kössener Beckens. Die Karbonatproduktion der Dachsteinkalkkarbonatplattform ist stark eingeschränkt. Zu dieser Zeit weist die Plattform ihre kleinste laterale Ausdehnung auf.

D - Im unteren Rhät entwickelt sich am Südrand des Kössener Beckens ein offener Riffgürtel, der infolge wieder verstärkter Karbonatproduktion schnell nach Norden über das Kössener Becken progradiert.

Zusammengestellt nach verschiedenen Autoren (z. B. ZANKL 1971, LEIN 1987, KRZYSTYN 1991, TOLLMANN 1976a, 1985 – cum lit. GOLEBIEWSKI 1991, GAWLICK 1996, 1998, HAAS et al. 1995, BRAUN 1998, WEGERER & GAWLICK 1999) und eigenen Ergebnissen.

Fig. 6A-D: Simplified reconstruction: evolution of the upper Triassic Dachstein Limestone carbonate platform in the Early Norian (A) to Early Rhaetian (D) times (e. g. ZANKL 1971, LEIN 1987, KRZYSTYN 1991, TOLLMANN 1976a, 1985 – cum lit. GOLEBIEWSKI 1991, GAWLICK 1996, 1998, HAAS et al. 1995, BRAUN 1998, WEGERER & GAWLICK 1999).

A - Lacian to Sevatian: high carbonate production compensates subsidence. The shallow water carbonate platform is established.

B - Late Sevatian: siliciclastic materials derived from the Keuper hinterland. An empty bucket (Kössen Basin) was formed in the area of the former Hauptdolomite area. A tectonic pulse in the Hallstatt zone was indicated by breccia formation and increasing subsidence.

C - Norian/Rhaetian-boundary: widest extension of the Kössen Basin. The shallow water carbonate platform is small.

D - Early Rhaetian: reefs occur on the southern rim of the Kössen Basin with a rapid progradation to the north.

alpinen Raibler Schichten (Lunzer Schichten), die Oppnitzer Formation, der Hauptdolomit und/oder der gebankte Dachsteinkalk in Loferer Fazies sowie die Kössener Schichten charakteristisch.

2.1.2. Der Kalkhochalpine Faziesraum in der Trias

2.1.2.1. Der Kalkhochalpine Dachsteinkalkfaziesraum

Der Kalkhochalpine Dachsteinkalkfaziesraum repräsentiert im Gegensatz zu dem Kalkvoralpinen Dachsteinkalkfaziesraum den zeitweise tethyal pelagisch beeinflussten Südrand der triassischen Karbonatplattformen bzw. Karbonatrampen. Sie markiert den Übergang zwischen den triassischen Plattformkarbonaten und pelagischen Karbonaten (Zlambachfazies i. w. S.).

Die mikro- und lithofazielle Ausbildung der Schichtfolgen ist primär von eustatisch und/oder tektonisch kontrollierten Sedimentationsbedingungen abhängig. Die Veränderung der Ablagerungsbedingungen und Karbonatplattform- und/oder Karbonatrampegeometrien (vgl. READ 1985, SARG 1988, SCHLAGER 1992) verursacht die Progradation des Karbonatplattform- bzw. Karbonatrampenrandes über primäre Beckensedimente oder die Aggradation des Karbonatplattform- oder Karbonatrampenrandes unter Einschaltung pelagischer Karbonate.

Zusätzlich entstehen durch die anhaltende Dehnung des triassischen Kontinentalrandes fortlaufend neue Depoträume, die durch den Schutt von den Karbonatplattformen und/oder Karbonatrampen rasch wieder verfüllt werden (LEIN 1987a, 1987b), d. h. der Übergangsbereich zwischen Plattformkarbonaten und pelagisch abgelagerten Karbonaten ist durch eine komplexe Konfiguration entstehender und vergehender Depoträume sowie eustatisch und/oder tektonisch kontrollierter Sedimentationsbedingungen gekennzeichnet. Synsedimentäre Störungen sind im Übergangsbereich des Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereiches zur Hallstätter Zone hin häufig (vgl. ZANKL 1971). Tektonische Amputation und starke laterale Verkürzung des ursprünglichen Ablagerungsraumes der Nördlichen Kalkalpen (GAWLICK et al. 1994, 1999) erschweren diese Rekonstruktion zusätzlich.

Eine detaillierte Rekonstruktion der Veränderung der Konfiguration der Ablagerungsräume im Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum durch Raum und Zeit fehlt bisher und kann auch erst nach den Untersuchungen der einzelnen isolierten Schollenkomplexe am heutigen Kalkalpensüdrand versucht werden. Trotzdem ist das prinzipielle Grundmuster als strukturell komplex gebauter Übergangsbereich zwischen den triassischen Plattformkarbonaten und den pelagischen Karbonaten der Hallstätter Zone erhalten geblieben: unter lagunären Sedimentationsbedingungen abgelagerte Kalke und Dolomite, im Rückriffbereich abgelagerte Karbonate, Riff- und Vorriffsedimentationsbedingungen anzeigende Kalke und Dolomite prägen die Schichtfolge. Sedimentationsunterbrechungen durch Trockenfallen großer Areale infolge von Regressionen oder die Progradation pelagischer Karbonate auf die Karbonatplattform markieren extreme, durch eustatisch und/oder tektonische

Faktoren kontrollierte Ablagerungsbedingungen.

Bei der Rekonstruktion der stratigraphischen und faziellen Entwicklung der Sedimentserien der Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfazies wurden bisher ausschließlich die verschieden mächtigen Karbonatplattform- oder Karbonatrampenkalke und -dolomite sowie die in die Schichtfolge eingeschalteten pelagisch beeinflussten Sedimente, die die Transgression von pelagisch abgelagerten Sedimentserien (sowohl aus Zlambachfaziesbereich als auch aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich) anzeigen, genauer untersucht.

Die mächtigen, in die Schichtfolge eingelagerten, dolomitisierten primären Beckensedimente (GAWLICK 1995, 1998, GAWLICK, STRAUSS & VORTISCH 1994), die für die genaue Lagenrekonstruktion der einzelnen Schollenkomplexe innerhalb des Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraumes von entscheidender Bedeutung sind, wurden früher meist vernachlässigt (vgl. dazu TOLLMANN 1976a, 1985, LEIN 1987a) oder nicht erkannt. Stratigraphische Einstufungen dieser Dolomite fehlten bisher weitgehend.

Charakteristische Schichtglieder der Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfazies sind über Werfener Schichten und Gutensteiner Kalk/Dolomit zunächst die pelagisch entwickelten Reiflinger Schichten und schließlich die mächtigen Karbonatfolgen der Mittel-Trias Karbonatplattform (Wettersteinkarbonatplattform, vgl. u. a. TOLLMANN 1985 - cum lit., KRYSZYN & LEIN 1996) und der Ober-Trias Karbonatplattform (Dachsteinkalkkarbonatplattform, vgl. u. a. ZANKL 1967, 1971, TOLLMANN 1985 - cum lit., KRYSZYN et al. 1990) sowie eine oft geringmächtige unterkarnische Kalk/Schiefer-Wechselfolge (Leckkogelschichten sensu DULLO & LEIN 1982).

2.1.2.2. Der Zlambachfaziesraum

Der Zlambachfaziesraum (oft auch als Hallstätter Graufazies bezeichnet - vgl. LEIN 1987a) repräsentiert den tethyal pelagisch beeinflussten Übergangsbereich zwischen der Hallstätter Salzbergfazies und der Kalkhochalpinen Karbonatplattformfazies (= Kalkhochalpine Dachsteinkalkfazies). Die pelagisch beeinflusste Graukarbonatentwicklung setzt bereits im höheren Anis ein (GAWLICK 1996, im Ober-Ladin/Unter-Karn nach LEIN 1987a, im Tuval nach TOLLMANN 1985, KRISTAN-TOLLMANN et al. 1987). Wie im Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum entstehen durch die anhaltende Dehnung des triassischen Kontinentalrandes fortlaufend neue Depoträume. Synsedimentäre Rutschungen (TOLLMANN 1976a) sind häufig, z. T. kam es zur Ausbildung von ausgedehnten Riftbecken, die mit oligomikten Brekzien und großen Gleitschollen verfüllt wurden (GAWLICK 1998). Wie bei den Schichtfolgen der Hallstätter Salzbergfazies handelt es sich bei den Serien der Zlambachfazies um Sedimente einer primären Beckenfazies, auch wenn das Sediment sekundär verkieselt oder dolomitisiert worden ist (GAWLICK 1995, 1998). Die mikro- und lithofazielle Ausbildung der einzelnen Schichtglieder innerhalb des Übergangsbereiches des Zlambachfaziesraumes ist noch stärker als bei den Schichtgliedern der Hallstätter Salzbergfazies von der Entfernung des jeweiligen kalkalpinen Karbonat-

plattformrandes abhängig (vgl. dazu REIJMER & EVERAARS 1991). Turbiditische, riffdetritusführende Einschaltungen prägen das Sedimentationsbild. Intraformationale Gleitungen mit kataklastischer Zerlegung des Sedimentes sind häufig.

Bei der Rekonstruktion der stratigraphischen Entwicklung der Sedimentserien der Zlambachfazies wurden bisher fast nur die verschiedenen Kalktypen genauer untersucht, während die mächtigen, oft in die Schichtfolge eingelagerten Dolomitserien, die für die genaue Lagenrekonstruktion einzelner Schollen innerhalb des Zlambachfaziesraumes von entscheidender Bedeutung sind, vernachlässigt wurden (vgl. MANDL 1984a: Beilagen).

Charakteristische Schichtglieder des Zlambachfaziesraumes sind die Pötschen- und Pedataschichten sowie mächtige bituminöse, kieselige Dolomite (vgl. dazu "Nordjuvavische Hallstätter Fazies": TOLLMANN 1985: 102 ff.). Das Auftreten von unterkarnischen Schieferhorizonten (Leckkogelschichten) dagegen ist abhängig von der sedimentgenetischen Position innerhalb des intern stark gegliederten Ablagerungsraumes und ist deshalb nicht als charakteristisches Schichtglied des Zlambachfaziesraumes (MANDL 1984a: 139 ff.) anzusehen. Zeitgleich wurden auf Schwellenregionen oder in Hangposition Kieseldolomite (Zwieselalmfazies i. w. S.) abgelagert (GAWLICK 1995, 1998), während es in Senken oder Rinnen zur Akkumulation mächtiger dunkler Mergel und Tone kam, die als distale Fortsetzung der Leckkogelschichten (vgl. dazu DULLO & LEIN 1982, GAWLICK & GAWLICK 1997, 1999) anzusehen sind und nicht als Nordalpine Raibler Schichten.

Die ursprüngliche sedimentäre Unterlagerung der Schollen in Zlambachfazies, die aus mitteltriassischen Karbonatplattform- und karbonatplattformrandnahen Sedimenten bestehen soll (LEIN 1985, 1987a), ist meist auf Grund von tektonischer Abscherung an den unterkarnischen Serien nicht erhalten geblieben. Nur an der Basis von Schollen aus einer Schwellen- oder Hangposition sind an der Basis noch Reste der ursprünglichen Unterlagerung erhalten geblieben, während Schollen aus einer paläofaziell tieferen Position, d. h. aus dem tieferen Hang- oder dem Beckenbereich, meist an den karnischen Schieferhorizonten von ihrem Sockel abgelöst wurden.

Neue Untersuchungen über die detaillierte stratigraphische und lithofazielle Entwicklung der Schichtfolgen des Zlambachfaziesraumes (Pötschenschichten; vgl. u. a. MANDL 1984a, LEIN 1985, 1987a, TOLLMANN 1985, GAWLICK 1996, 1998) haben ergeben, daß die paläofazielle Entwicklung des Zlambachfaziesraumes wesentlich komplizierter verlaufen ist, als bisher angenommen wurde (vgl. TOLLMANN 1976a, 1985, 1987). Durch den Nachweis der Existenz des Zlambachfaziesraumes bereits vom höheren Anis an (GAWLICK 1996) muß auch die Genese und Existenz von den Karbonatplattformen zwischengeschalteten Intraplattformbecken neu überprüft werden (vgl. dazu KRYSZYN et al. 1994), bzw. die fazielle Sonderstellung von solchen Intraplattformbeckensedimenten gegenüber den Schichtfolgen des Zlambachfaziesraumes i. e. S. besser herausgearbeitet werden.

Besonders die Entstehung von synsedimentären Rutschmassen, Brekzienkörpern und den damit verbundenen Schollengleitungen in der höheren Ober-Trias (vgl. dazu

KRYSZYN 1991, GAWLICK 1995, 1998) und das zahlreiche Auftreten von dolomitisierten Pötschenschichtenfolgen (GAWLICK 1995, 1998) machen eine in weiterer Folge eine detaillierte Neuuntersuchung der Schichtenfolgen des Zlambachfaziesraumes nötig.

2.1.2.3. Der Hallstätter Salzbergfaziesraum

Die Hallstätter Salzbergfazies (oft auch als Hallstätter Buntkalkfazies bezeichnet - vgl. u. a. LEIN 1987a) repräsentiert, ausgehend vom jeweiligen Karbonatplattformrand des triassischen Schelfes, die vom Karbonatplattform- bzw. -rampenrandes am weitesten entfernt liegende offen marine Karbonatentwicklung in Richtung Tethys (vgl. auch ZANKL 1967, MARCOUX & BAUD 1996 - cum lit.). Die epipelagische Buntkalkentwicklung setzt im Bereich des zentralen Tethysnordwestrandes im höheren Anis mit dem Schreyeralmkalk ein und es entwickelt sich eine in weiten Teilen des Tethysrandes übereinstimmende, lithofaziell gleichartige Schichtfolge (u. a. SCHLAGER 1969, KRYSZYN 1974, 1980, KRYSZYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971a, b, LEIN 1981, 1987a, MANDL 1984a, BLENDINGER 1991), die die fazielle Zuordnung auch von einzelnen, isolierten, Vorkommen in fremder Umgebung zu diesem Faziesraum ermöglicht.

Damit eine genaue paläofazielle Lagenrekonstruktion, d. h. eine relative Abschätzung der Entfernung zum jeweiligen Plattform- bzw. -rampenrand, von einzelnen Schollenkomplexen innerhalb des Hallstätter Salzbergfaziesraumes möglich ist, muß die lithofazielle Ausbildung der Schichtfolge und besonders die genaue stratigraphische Entwicklung der gesamten Schichtfolge bekannt sein, denn durch die schrittweise Westverlagerung der Tethys durch die gesamte Zeit der Trias hindurch kommt es zu einer fortschreitenden Ausbreitung der epipelagischen Hallstätter Entwicklung (LEIN 1985, 1987a) über weite Bereiche des ehemaligen kalkalpinen Seichtwasserschelfes.

Der jeweilige Südrand des Seichtwasserschelfes wird dabei durch die bruchtektonische Zerlegung dem Hallstätter Faziesraum angegliedert (LEIN 1985). Durch die anhaltende Dehnung entstehen Zugspalten und es kommt zu Schollenkippungen (z. B. KRYSZYN 1991), z. T. sogar zur Bildung von Brekzien und zur Umlagerung von großen Schollen (GAWLICK in Druck). Deshalb ist eine genaue Zuordnung der paläofaziellen Position von einzelnen, isolierten, obertriassischen Hallstätter Kalkschollen trotz der charakteristischen lithofaziellen Ausbildung innerhalb des Hallstätter Faziesraumes ohne die Kenntnis der gesamten Schichtfolge oder der jeweiligen Unterlage nicht möglich. Charakteristische Schichtglieder des Hallstätter Salzbergfaziesraumes sind im höheren Anis der Schreyeralmkalk, darüber der Grauviolette und Graugelbe Bankkalk des Ladin, helle massige Kalke und z. T. auch geringmächtige Schiefer (distale Leckkogelschichten = Halobienschiefer) im Unter-Karn, der Rote Bankkalk im Ober-Karn (Tuval), der Massige Hellkalk im Unter-Nor (Lac), der Hangendrotkalk im Mittel-Nor (Alaun), der Hangendgraukalk im Ober-Nor (Sevat) und die Zlambachschichten im Rhät.

Die lithofazielle Ausbildung der einzelnen Schichtglieder wird dabei überregional von der Sedimentanlieferung der

TRIAS-ENTWICKLUNG		Kalkvoralpiner Dachsteinkalkfaziesbereich		Kalkhochalpiner Dachsteinkalkfaziesbereich	Zlambachfaziesbereich		Hallstätter Salzbergfaziesbereich	
		Hauptdolomifazies	Lagunäre Dachsteinkalkfazies		proximal	distal	proximal	distal
Rhät	2	Kössener Formation	Kössener Formation, randlich Riffe und gebankter, lagunärer Dachsteinkalke Kössener Formation	Dachsteintriffkalk (Plattformrandentwicklung, lokal ab höherem Tuval)	Zlambachschiechten			
	1							
	2							
Nor	Sevat	Kössener Formation	Kössener Formation	Dachsteintriffkalk (Plattformrandentwicklung, lokal ab höherem Tuval)	Zlambachschiechten		Hangendgraukalk	
	1							
	3							
	2							
	1							
Karn	Alaun	Hauptdolomit	gebankter Dachsteinkalk in Loferer Fazies	Waxeneck Formation	Zlambachschiechten		Hangendrotkalk	
	Lac							
	3							
	2							
	1							
Ladin	Tuval	Opponitzer Formation i. w. S. (Karbonatrampe)	gebankter Dachsteinkalk in Loferer Fazies	Leckkogel Formation (Kalk und Schiefer) bis tiefes Tuval	Zlambachschiechten		Hangendrotkalk	
	Jul							
	2							
	1							
	3							
Anis	Langobard	Lunz Formation (Nordalpine Raibler Schichten)	Wettersteinkarbonatplattformentwicklung: Wettersteinkalk/-dolomit, Raminger Formation	Wettersteinkarbonatplattformentwicklung: Wettersteinkalk/-dolomit, Ramininger und Grafensteig Fm.	Zlambachschiechten		Grauvioletter Bankkalk	
	Fassan							
	Illyr							
	Pelson							
	Unter							
Skyth		Reiflinger Formation, z. T. mit Partnachschichten (ab Pelson) im Tirolikum partiell Wettersteinkarbonatplattformentwicklung		Waxeneck Formation	Zlambachschiechten		Hellkalk (untergeordnet Schiefer) und Pötschenschichten	
		Steinalm Formation (Kalk und Dolomite) - Karbonatrampe						
		Gutensteiner Formation (Kalk und Dolomite) - Karbonatrampe						
		Reichenhaller Formation; Alpiner Buntsandstein (im Westen); Werfener Schichten (im Osten)		Werfener Schichten (nur in der Mitte und im Osten)				Schreyeralmkalk (ab Pelson)

Tab. 1: Stark vereinfachte stratigraphische und fazielle Entwicklung der Trias-Schichtfolgen in Abhängigkeit von der Fazieszone (GAWLICK 1999 - cum lit.).

kalkalpinen Karbonatplattformen gesteuert und ist damit abhängig von der paläofaziellen Position in dem intern stark gegliederten Hallstätter Faziesraum. Auch die Mächtigkeit der Hallstätter Kalk Schichtfolgen nimmt mit der Entfernung zum Karbonatplattformrand allmählich ab, d. h. im distalen Schelfbereich werden deutlich geringer mächtige und kondensiertere Sedimentfolgen, die oft Hartgründe aufweisen, abgelagert. Während in relativer Nähe zum Karbonatplattformrand noch graue Kalke abgelagert werden, sind gleichalte Kalke in distaler Position auf Grund der geringeren Sedimentationsrate meist rosagrau, stärker kondensiert oder sogar rot.

Da die Sedimentproduktion im Bereich der Flachwasserkarbonatplattformareale abhängig ist von der jeweiligen relativen Höhe bzw. dem Stand des Meeresspiegels, kann die lithofazielle Ausbildung der Hallstätter Kalke sequenzstratigraphisch erklärt werden: bei Regressionen und Trockenfallen der Karbonatplattform, d. h. sehr stark eingeschränkter Karbonatproduktion, wird praktisch kein Sediment in die Beckenbereiche umgelagert, es kommt zur Ausbildung von Schichtlücken, z. T. mit Hartgrundbildung. Bei Transgressionen auf die Karbonatplattform und der damit verbundenen reduzierten Sedimentanlieferung in den Beckenbereich werden dort oft kondensierte Rotkalke (z. B. der Rote Bankkalk im Tuval, der Hangendrotkalk im Alaun) abgelagert. Bei Meeresspiegelhochständen werden infolge starker Karbonatproduktion in den Flachwasserbereichen und verstärkter Umlagerung von Karbonatschlamm in die Beckenbereiche mächtige graue Kalke (z. B. der Massiger Hellkalk im Lac, der Hangendgraukalk im Sevat) abgelagert (GAWLICK & BÖHM 2000).

Die Farbe, die litho- und mikrofazielle Ausbildung und die Mächtigkeit der Hallstätter Kalke ist einerseits abhängig von der Sedimentanlieferung von der Plattform in Abhängigkeit vom jeweiligen Meeresspiegel, d. h. von der Karbonatproduktion und andererseits von der jeweiligen relativen Entfernung zum Karbonatplattformrand. Im Übergangsbereich zum Kontinentalabhang, d. h. im Verzahnungsbereich zum Meliatikum, werden die Hallstätter Kalke zunehmend kieselig. Es schalten sich hier vermehrt Kieselknollen und Kiesellagen in die, oft roten oder rötlichgrauen, Hallstätter Kalk Schichtfolgen ein.

Die bisher gültige Vorstellung, daß in Schwellen- und Hangposition Rotkalke abgelagert werden und gleichzeitig in Senken mächtigere graue Kalke akkumuliert werden können (vgl. BACHMANN & JACOBSHAGEN 1974, PLÖCHINGER 1980 - cum lit., TOLLMANN 1985 - cum lit.), muß im Hinblick auf eine sequenzstratigraphische Interpretation mit unterschiedlicher Karbonatproduktion in Abhängigkeit vom Meeresspiegel (GAWLICK & BÖHM 2000) und der damit verbundenen Sedimentumlagerung bzw. dem Sedimentexport von den Flachwasserkarbonatplattformen in die Beckenbereiche (= Periplattformbereiche), meist verworfen und für jedes Profil im Detail geprüft werden.

2.1.2.4. Das Meliatikum

Der am weitesten entfernt vom jeweiligen triassischen Karbonatplattformrand liegende Faziesbereich am Tethys-

nordwestrand wird meist als Meliata-Faziesbereich bezeichnet (vgl. Abb. 3). Charakteristische Gesteine sind distale, geringmächtige und stark kondensierte Kieselkalke und Radiolarite. Gesteine der Meliata-Fazieszone konnten bisher in den Nördlichen Kalkalpen nur sehr vereinzelt (MANDL & ONDREJICKOVÁ 1991, 1993, MANDL 1992, 1996, KOZUR & MOSTLER 1991/1992, GAWLICK 1993), jedoch bis zum Westrand der Verbreitung der Hallstätter Fazieszone, nachgewiesen werden.

3. Die Exkursionsroute / Field Trip

Die Paläogeographie der Ober-Trias Karbonatplattform der Nördlichen Kalkalpen wurde in den letzten Jahren durch zahlreiche Neuergebnisse auf eine neue Grundlage gestellt. Im Rahmen dieser Exkursion werden die Veränderungen der einzelnen Fazieszonen in Raum und Zeit vorgestellt. Die Exkursion (Abb. 7) zeigt an klassischen und neuen Lokalitäten im Bereich des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen die Gesteine der inneren Lagune (Hauptdolomit, gebankter Dachsteinkalk, Entwicklung des Kössener Beckens), des Riffgürtels (Dachsteinriffkalk) und des äußeren Schelfes (Hallstätter Gesteine). Daneben werden Fragen der lateralen und zeitlichen Entwicklung der einzelnen Schichtglieder sowie zur ursprünglichen Ausdehnung bzw. Größe der Ober-Trias Karbonatplattform diskutiert. Dabei spielen Ergebnisse, die im Zusammenhang mit Diagenese- und Metamorphoseuntersuchungen stehen sowie die Neuerkenntnisse über den Verlauf der oberjurassischen Tektonik eine wesentliche Rolle für die Rekonstruktion der Ober-Trias Karbonatplattform, die durch tektonische Prozesse wesentlich stärker verkürzt wurde, als bisher angenommen werden konnte.

Die Exkursionspunkte liegen dabei zum größten Teil in der Hallstätter Zone (Ischl-Ausseer Hallstätter Zone und Göll-Lammerzone - Tiefjuvavikum), im Kalkvorarlpin (Tirolikum) der Staufeu-Höllengebirgs-Decke (Osterhorngruppe und Tennengebirge) und im Kalkhochalpin (Hochjuvavikum) der Dachstein Decke und ihren Äquivalenten.

Der erste Exkursionstag beginnt an der Typlokalität der Pötschenschichten (Pötschenhöhe/Salzammergut). Am Hallstätter See wird der geologische und tektonische Aufbau der Nördlichen Kalkalpen diskutiert. Thema am Gosausee ist der Dachsteinriffkalk des Gosaukamms und der Dachstein Decke. Am Paß Lueg südlich von Golling steht gebankter Dachsteinkalk in Loferer Fazies an, der von geringmächtigen Kössener Schichten in einer Beckenrandfazies überlagert wird (Straßenprofil an der B 159). Darüber entwickelt sich die rhätische Dachsteinkalkkarbonatplattform. Der zweite Exkursionstag beginnt mit dem Hauptdolomit und den Kössener Schichten in Beckenfazies im Bereich des Mörtlbachgrabens (innere Osterhorngruppe). Danach folgt die obertriassische Entwicklung der Hallstätter Kalke (Freygutweg/Bad Dürrenberg und Kälbersteinbruch/Berchtesgaden). Zum Schluß wird von dem Aussichtspunkt am Roßfeld die fazielle Verbreitung der einzelnen Sedimente, die laterale Ausdehnung der Karbonatplattform und der tektonische Werdegang der Nördlichen Kalkalpen

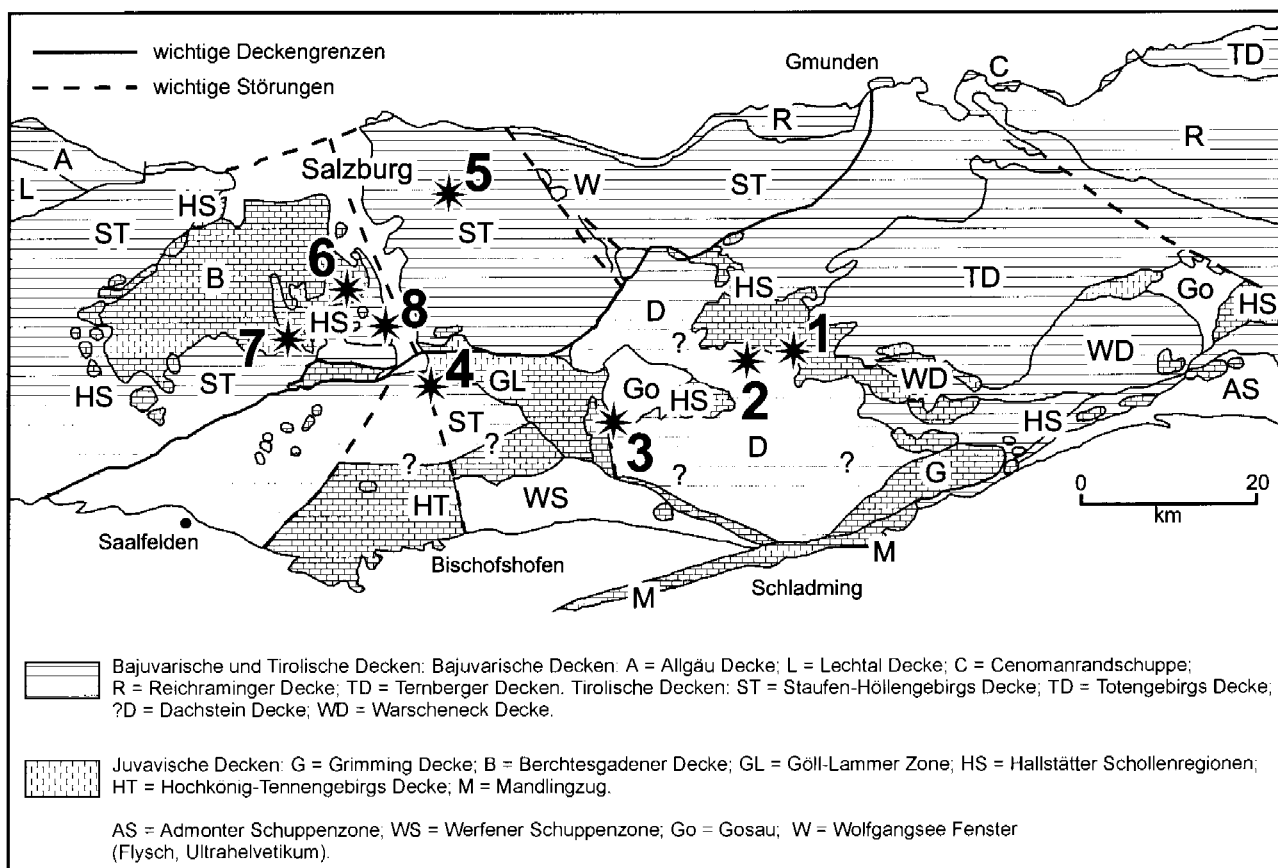


Abb. 7: Lage der Exkursionspunkte bzw. der Exkursionsroute. 1 = Pötschenhöhe (Pötschenkalk); 2 = Hallstätter See (tektonischer Überblick); 3 = Gosaukamm (Dachsteinriffkalk); 4 = Paß Lueg (gebankter Dachsteinkalk und Kössener Einlagerungen); 5 = Mörtlbachgraben (Hauptdolomit und Kössener Schichten); 6 = Freygutweg (karnischer Hallstätter Kalk); 7 = Berchtesgaden, Kälbersteinbruch (norischer Hallstätter Kalk); 8 = Roßfeld (fazieller und geologischer Überblick). Tektonische Übersicht nach: TOLLMANN (1985), GANSS et al. (1988) und GAWLICK et al. (1994).

Fig. 7: Visited outcrops and excursion route. 1 = Pötschen (Pötschen limestone); 2 = Lake Hallstatt (tectonic overview); 3 = Gosaukamm (Dachstein reef); 4 = Paß Lueg (bedded Dachstein limestone, Kössen beds); 5 = Mörtlbach valley (Hauptdolomite and Kössen beds); 6 = Freygut street (Hallstatt limestone – Carnian); 7 = Berchtesgaden, Kälberstein quarry (Hallstatt limestone – Norian); 8 = Roßfeld (facies and geological overview). Tectonic map after: TOLLMANN (1985), GANSS et al. (1988) and GAWLICK et al. (1994).

diskutiert.

Den Schwerpunkt dieser Exkursion bilden die Gesteine der Hallstätter Zone, die für das Verständnis der Sedimentationsdynamik der Ober-Trias Karbonatplattform und für die Interpretation der Paläogeographie neue Ansatzpunkte geliefert haben. Daneben werden die tektonischen Ereignisse in den Kalkalpen diskutiert.

The paleogeography of the Late Triassic carbonate platform will be discussed in time and space. Shallow water sediments (Hauptdolomite, Dachstein limestone) overlain by sediments of a deepened lagoon (Kössen beds), the reef rim and the pelagic sediments of the slope and the outer shelf are shown in classical localities (Salzkammergut area, Berchtesgaden area). The Late Triassic carbonate platform was destroyed by Late Jurassic tectonic movements (closure of the Tethys Ocean) and partly metamorphosed, so that the Northern Calcareous Alps can be interpreted as a tectonic melange.

3.1. Die Pötschenschichten

Die Typlokalität der Pötschenschichten

Die Typlokalität der Pötschenschichten liegt im zentralen Salzkammergut im Bereich der Bad Ischl – Bad Ausseer Hallstätter Zone (Abb. 7) zwischen der Dachstein Decke im Süden, der Totengebirgs Decke im Osten und der Staufen-Höllengebirgs Decke im Norden (vgl. SCHÄFFER 1982). Die Verbreitung der Pötschenschichten erstreckt sich in diesem Raum zwischen dem Altausseer See im Osten bis Bad Goisern im Westen. Sie werden hier überlagert von Hallstätter Kalken aus dem Salzbergfaziesbereich (im Norden) und Oberalmer Schichten (im Westen).

An der Typlokalität der Pötschenschichten, der Pötschenhöhe, sind im Sevat einerseits oligomikte Brekzienlagen in die Schichtfolge eingeschaltet (Abb. 8) und andererseits sind große synsedimentäre Rutschpakete und Gleitfalten (an der

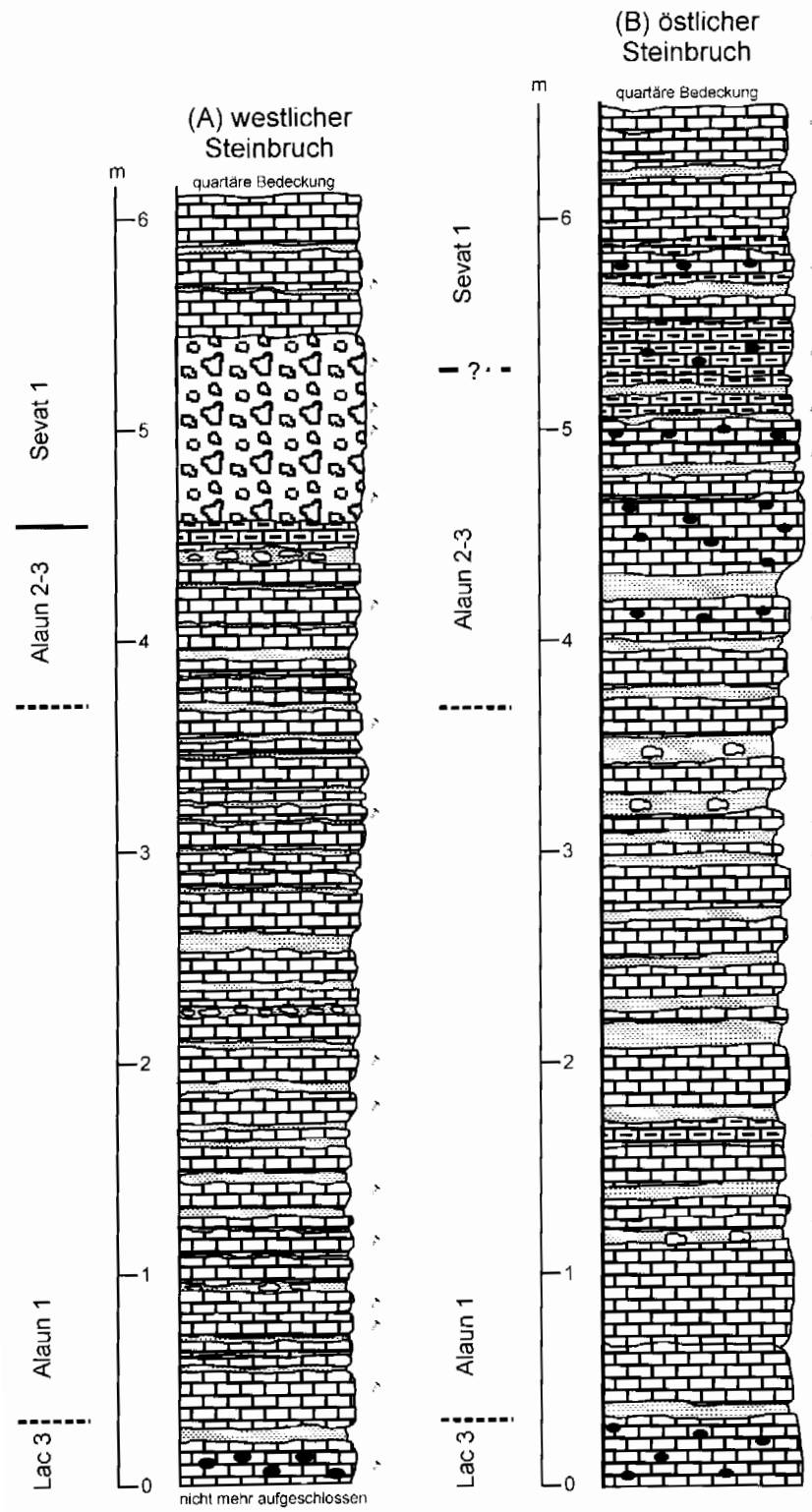


Abb. 8: Detailprofilaufnahmen der Pötschenschichten im westlichen (A) und im östlichen (B) Steinbruch an der Geigenwaldforststraße auf der Pötschenhöhe. Stratigraphische und lithofazielle Entwicklung der Pötschenschichten vom Lac 3 bis in das höhere Sevat (Ober-Trias).

Fig. 8: Detailed sections of the Upper Triassic Pötschen sequence, stratigraphy and facies (Lacian 3 – Late Sevatian). Western quarry (A) and eastern quarry (B) outcrops Pötschenhöhe (Geigenwald road).

Legende

- | | | | |
|--|---|--|--------------------------------|
| | Mergellagen | | Knollenkalke |
| | polymikte Brekzienkörper, Komponentenmaterial: Pötschenschichten, komponentengestützt | | Hornsteinknollen |
| | gebante, meist hellgraue, biogenführende, mikritische Kalke | | Kalkknollen in den Mergellagen |
| | | | Probenpunkt |

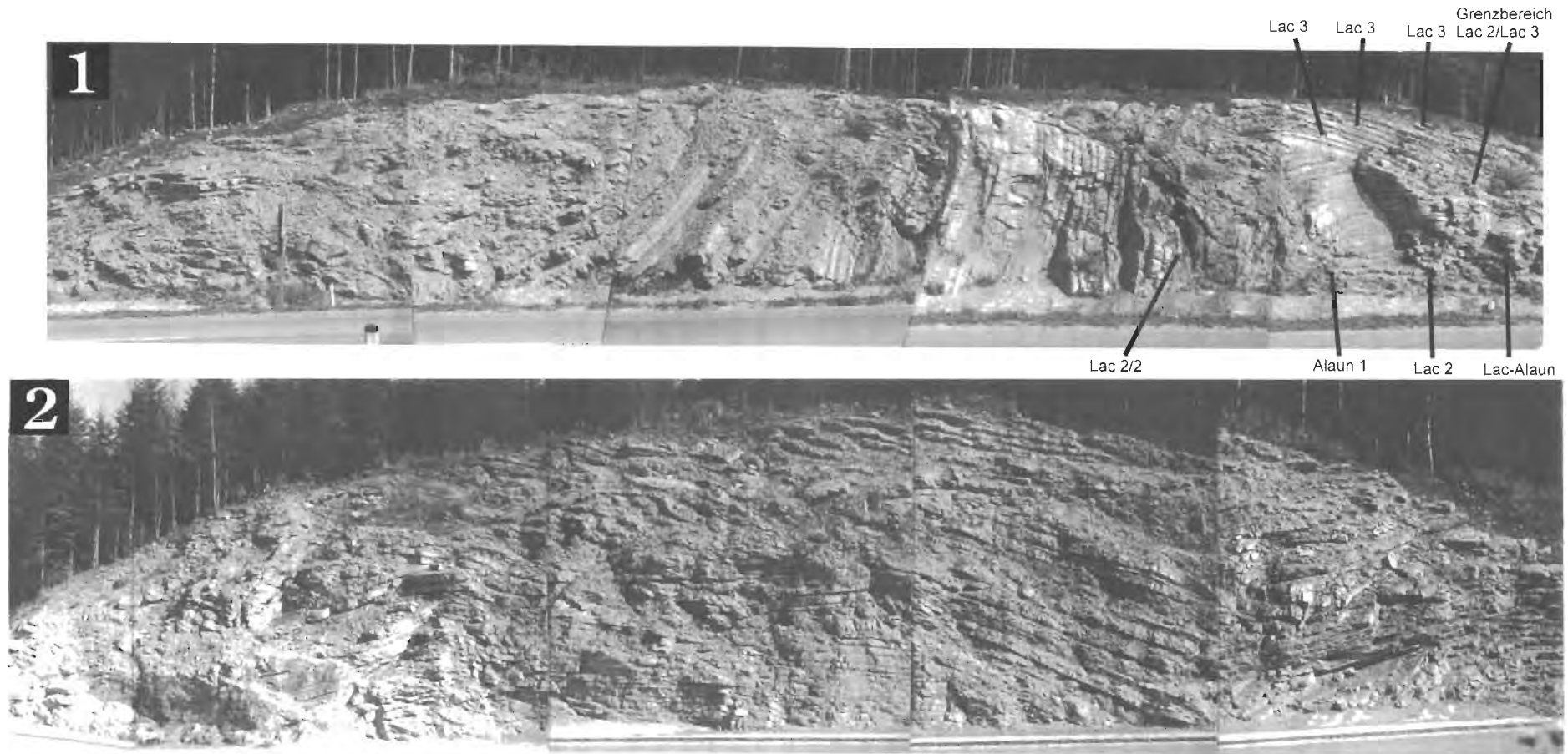


Abb. 9: Straßenaufschluß der synsedimentären Rutschmassen in den obertriassischen Pötschenschichten Richtung Altaussee - Bad Goisern. Pötschenhöhe, Eingang zur Geigenwaldforststraße.

Fig. 9: Synsedimentary slumping of the Late Triassic Pötschen limestone. Road Altaussee – Bad Goisern.

Straße - vgl. Abb. 9) ausgebildet. Die Datierung dieser Umlagerungsprozesse konnte mit Hilfe von Conodonten in das tiefere Sevat eingestuft werden. Hier an der Typlokalität kam es im Sevat zur Mobilisierung einer mächtigen Schichtfolge der Pötschenschichten, die die ursprüngliche Schichtfolge bis in das Lac 2 erfaßt hat (GAWLICK & KRYSZYN in Vorb.).

Stratigraphische und fazielle Entwicklung der Pötschenschichten der Typlokalität

Profil 1: westlicher Steinbruch

Im westlichen Steinbruch (vgl. MOSTLER 1978) beginnt die aufgeschlossene Schichtfolge mit einem biogenführenden Mikrit des Lac 3, der reich an Hornsteinknollen ist und der Ostracoden und rekrystallisierte Radiolarien führt. Über einer mehrere Zentimeter mächtigen Mergellage folgt eine fast vier Meter mächtige Folge des Alaun 1. Das Alaun 1 besteht aus einer Wechsellagerung von im Dezimeterbereich mächtigen Kalkbänken und wenige Zentimeter mächtigen Mergellagen (Abb. 8). Mikrofaziell handelt es sich bei den Kalken meist um biogenführende Mikrite mit Filamenten, rekrystallisierten Radiolarien und Ostracodenschalen. Schwammnadeln, Foraminiferen und Holothurien sind selten, ebenso Pellets. Das Alaun 2-3 besteht wie das Alaun 1 aus einer Wechsellagerung von Kalkbänken aus biogenführenden Mikriten und Mergellagen. Die Mächtigkeit des Alaun 2-3 ist allerdings sehr gering (ca. 70 cm). In die Schichtfolge eingeschaltet sind hier als Besonderheit Filamentkalklagen. Mikrofaziell dominieren, wie im Alaun 1, biogenführende Mikrite mit Filamenten, rekrystallisierten Radiolarien und Ostracodenschalen. Schwammnadeln, Foraminiferen und Holothurien sind ebenso wie Pellets selten. Im Hangenden folgt eine ca. 20 cm mächtige Lage aus Knollenkalke, die durch *Distichites* sp. in das Sevat eingestuft werden konnte. Diese sevatischen Knollenkalke werden von einer ungefähr 80 cm mächtigen, polymikten Brekzie überlagert, die Komponenten aus dem Alaun 3 und dem Sevat führt. Daneben treten auch Komponenten auf, die mikrofaziell den Pötschenkalk des Lac gleichen. Ein direkter stratigraphischer Nachweis des Lac ist allerdings bisher nicht gelungen. Über

der polymikten Brekzie folgt wiederum eine Folge aus Kalkbänken mit Mergelzwischenlagen, die stratigraphisch wahrscheinlich in das höhere Sevat zu stellen sind.

Profil 2: östlicher Steinbruch

Wie im Profil 1 ein beginnt das Profil 2 im östlichen Steinbruch (MOSTLER 1978) mit einem biogenführenden Mikrit des Lac 3, der reich an Hornsteinknollen ist. Die einzelnen Bänke der darüberlagernden, biogenführenden Mikrite, lassen sich im Detail gut mit dem Profil im westlichen Steinbruch korrelieren. Im Hangenden dagegen ist die Schichtfolge des östlichen Steinbruches von der des westlichen Steinbruches verschieden. Hier fehlen die Brekzienlagen, wobei die Sedimentation der gebankten Folge der biogenführenden Mikrite andauert.

Synsedimentäre Rutschmassen an der Pötschenstraße

Die synsedimentären Rutschmassen an der Straße (MOSTLER 1978) bestehen aus Pötschenkalken, die stratigraphisch vom Lac 2 bis in das Alaun 1 reichen. Synsedimentäre Gleitfalten und das Auftreten von mächtigen Rutschpaketen sind typisch.

3.2. Tektonische Übersicht des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen

Am Aussichtspunkt vom Gasthaus nördlich des Hallstätter Sees hat man einen guten Überblick über die einzelnen tektonischen Zonen der Nördlichen Kalkalpen.

Ein gedachter Nord-Süd verlaufender Schnitt durch den Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen im Meridian zwischen Gmunden im Norden und Schladming im Süden zeigt, welche Haupteinheiten (Decken) im zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen z. Zt. unterschieden werden (Tab. 2):

	Name der Decke	Tektonische Bezeichnung (z. Zt.)
Norden	Reichraminger Decke	Voralpine Decken
	Staufen-Höllengebirgs-Decke	Bajuvarikum
	(z. B. Osterhorngruppe, Tennengebirge)	Tirolikum
	Totengebirgs-Decke	Tirolikum
	Ischl-Ausseer Hallstätter Zone	Tiefjuvavikum
	Göll-Lammerzone	Hochalpine Decken
Süden	Dachstein Decke	z. T. Tirolikum z. T. Hochjuvavikum
	Berchtesgadener Decke (im Westen)	
	Hochkönig	
	Mandling-Zug	Hochjuvavikum

Tab. 2: Tektonische Gliederung und Bezeichnung der einzelnen Decken im zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (nach TOLLMANN 1976a, 1985, ergänzt nach GAWLICK, KRYSZYN & LEIN 1994, 1999).

Tab. 2: Nappe division and nomenclature in the central middle part of the Northern Calcareous Alps (after TOLLMANN 1976a, 1985 and GAWLICK, KRYSZYN & LEIN 1994, 1999).

3.3. Der Dachsteinkalk

3.3.1. Der Dachsteinriffkalk

Der Dachsteinriffkalk tritt in tektonisch isolierten Decken und Großschollen im Bereich des Südrandes der Nördlichen Kalkalpen weit verbreitet auf und nimmt meist eine tektonisch hohe Position innerhalb des kalkalpinen Deckenstapels ein (Hochjuvavikum). Er erreicht dabei insgesamt Mächtigkeiten von weit über 1000 m (1500 m). Die Dachsteinriffkalke (vgl. FLÜGEL 1981) können faziell in den zentralen Riffbereich, den Vorriffbereich und den Rückriffbereich untergliedert werden. Der zentrale Riffbereich wird von Riffbildnern und Riffbewohnern besiedelt. Dabei ist zu bemerken, daß im zentralen Riffbereich der größte Teil des Sedimentes aus Riffschutt und feinem Detritus bestehen, d. h. mehr als 90 % stellt der Schutt dar (ZANKL 1969). Das Riffgerüst selbst ist auf Riffknospen beschränkt, die allerdings meist nur eine geringe räumliche Ausdehnung aufweisen und sich meist regellos über den zentralen Riffbereich verteilen. Unter den Riffbildnern des Dachsteinriffkalkes nehmen die Kalkschwämme und

Korallen den größten Volumensanteil ein (ca. 75 %), daneben treten Kalkalgen, Hydrozoen, Foraminiferen und Problematika auf (ZANKL 1969).

3.3.2. Das Riff im Bereich des Gosausees

Im Bereich des Gosausees (Abb. 10) ist der fossilreiche Dachsteinriffkalk weit verbreitet. Der Gosaukamm selbst besteht aus mächtigen, groben Brekzien und stellt einen z. T. kollabierten Plattformrand dar (KRYSYŃ 1991).

Am Forstweg zur Ebenalm sind zwischen 1020 und 1060 m AN obernorische Riffbauten aufgeschlossen. Es wachsen hier flächenhaft angereicherte „build ups“, die wahrscheinlich als boundstones anzusprechen sind (KRYSYŃ 1991), welche im Detail bis heute unbearbeitet sind. Die wichtigsten Riffbildner des Dachsteinriffkalkes sind in ZANKL (1969) abgebildet (vgl. Abb. 11).

Dieser Dachsteinriffkalk soll sich hier im Bereich der Ebenalm (Ebenkogel) mit dem gebankten Dachsteinkalk der

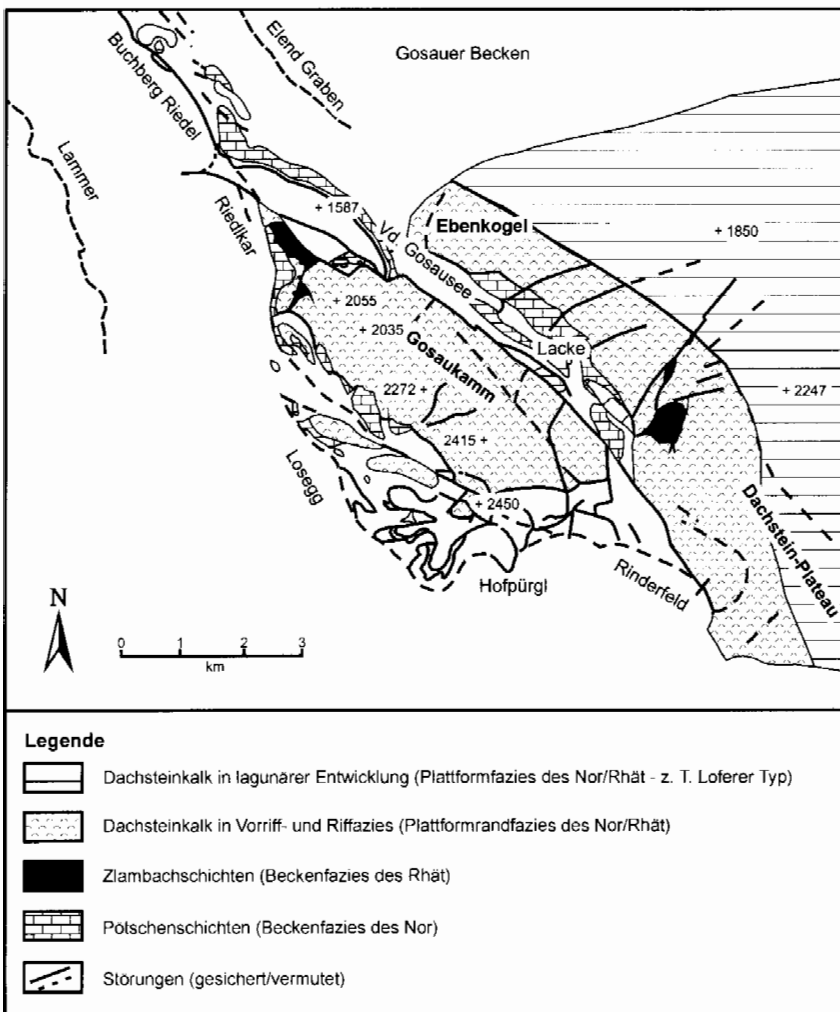


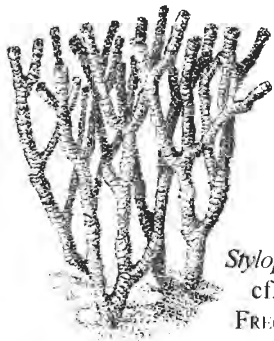
Abb. 10: Geologische Übersicht des Gosaukamm Gebietes (nach MANDL 1984b und KRYSYŃ 1991).

Fig. 10: Geological map of the Gosaukamm area (after MANDL 1984b and KRYSYŃ 1991).

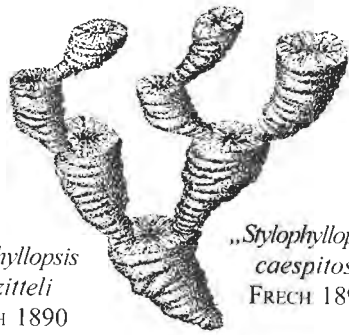
Abb. 11: Wichtige Riffbildner der Ober-Trias nach ZANKL (1969).

Fig. 11: Most important reef organism in the Late Triassic. After ZANKL (1969).

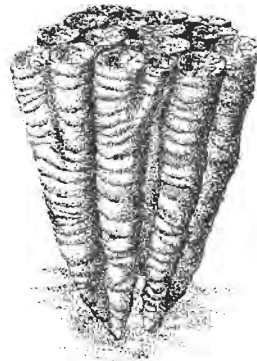
Korallen



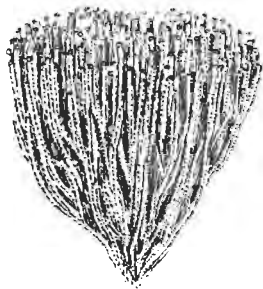
Stylophylloids
cf. *zitteli*
FRECH 1890



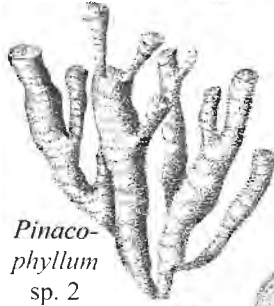
„*Stylophylloids*“
caespitosa
FRECH 1890



Actinastraea juvavica
(FRECH 1890)



Pinacophyllum sp. 1



Pinacophyllum
sp. 2

Stylophyllum polyacanthum
REUSS 1854



Elysastraea sp. 1

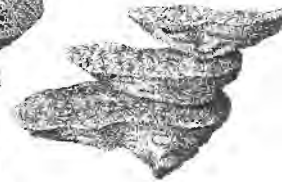


Margarastraea
sp. 1

„*Thamnasteria*“
norica
FRECH 1890



Palaeastraea
grandissima
(FRECH 1890)



„*Thamnasteria*“
rectilamellosa
WINKLER 1861

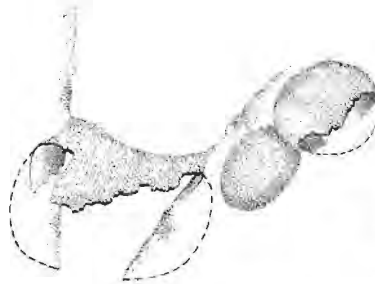
Kalkalgen



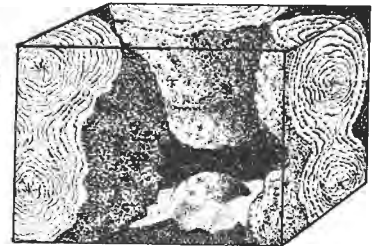
Solenopora sp. 1



Solenopora aff.
alicornis OTT 1966



Thaumtoporella (?)
parvovesiculifera (RAINERI 1922)

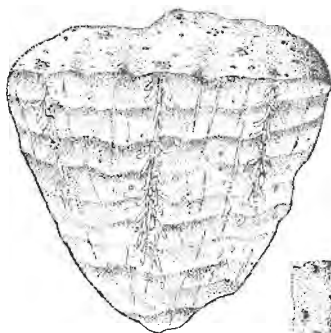


Spongiostromata-Krusten

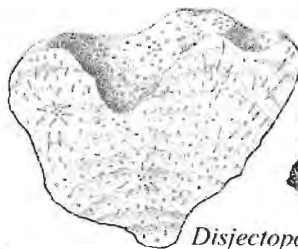


Pygnoporidum (?) *eomesozoicus* FLÜGEL 1962

Hydrozoen



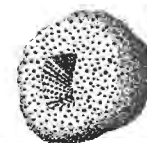
Disjectopora sp. 1



Disjectopora
sp. 2



Lamellata wöhneri
FLÜGEL & SY 1959



Spongiomorpha
stylifera
FRECH 1890



Spongiomorpha
dendroidea
KÜHN 1936



Spongiomorpha
minor
FRECH 1890



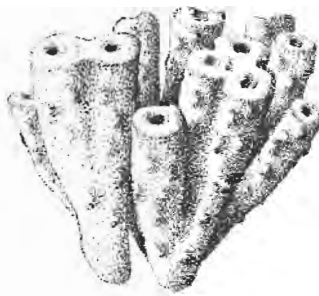
Stromatomorpha
rhaetica
KÜHN 1942



Kalkschwämme



Perinodella communis FLÜGEL 1962



Perinodella fischeri FLÜGEL 1962 nom. nud.



Polytholosia cf. *cylindrica* SEILACHER 1961



Polytholosia sp. 1



Cystauletes sp. 1



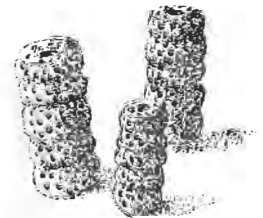
Perinodella (?) sp. 1



Molengraafia (?) *seilacheri* FLÜGEL 1962

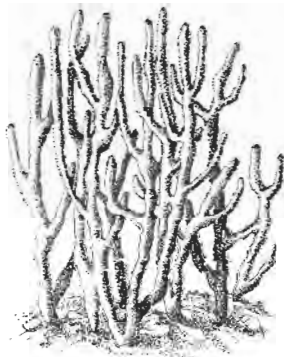


Deningeria aff. *tenuissima* (WILCKENS 1937)

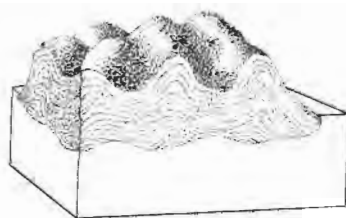


Polytholosia sp. 2

Korallen



hochwüchsig



niedrigwüchsig, massiv

Astraeomorpha confusa (WINKLER 1861)

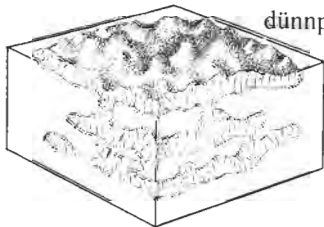


„*Montlivaltia*“ *reussi* MILNE-EDWARDS & HAIME 1857

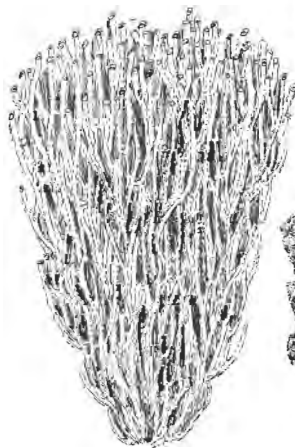


„*Montlivaltia*“ *marmorea* FRECH 1890

niedrigwüchsig, dünnplattig



„*Thecosmilia*“ sp. 1



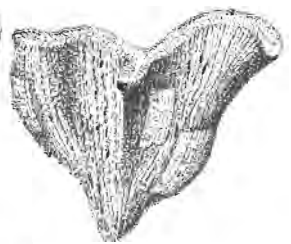
„*Thecosmilia*“ *clathrata* (EMMRICH 1853)



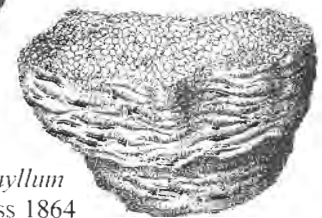
Procycolithes triadius FRECH 1890



Procycolithes sp. 1



Margarophyllia sp. 1



Coccophyllum sturi REUSS 1864

Dachstein Decke in Loferer Fazies verzahnen. Im Bereich des Gosaubach-Stausees ist allerdings eine Nord-Süd streichende Störung aufgeschlossen, die den Ebenkogel (Rifffazies) und den Hundskogel bzw. Klammkogel (Dachsteinkalk in Riff- bzw. riffnaher Fazies) von dem gebankten Dachsteinkalk des Rabenkogels tektonisch trennt. Diese Störung ist im Plateaubereich der nördlichen Dachstein Decke auf Grund der Bewaldung nicht aufgeschlossen.

3.3.3. Der gebankte Dachsteinkalk

Der gebankte Dachsteinkalk gilt als typisch für die rifferne Riffrückseite (ZANKL 1971, FISCHER 1964, 1975) und erreicht im Bereich der Nördlichen Kalkalpen Mächtigkeiten bis 1500 m (vgl. TOLLMANN 1985).

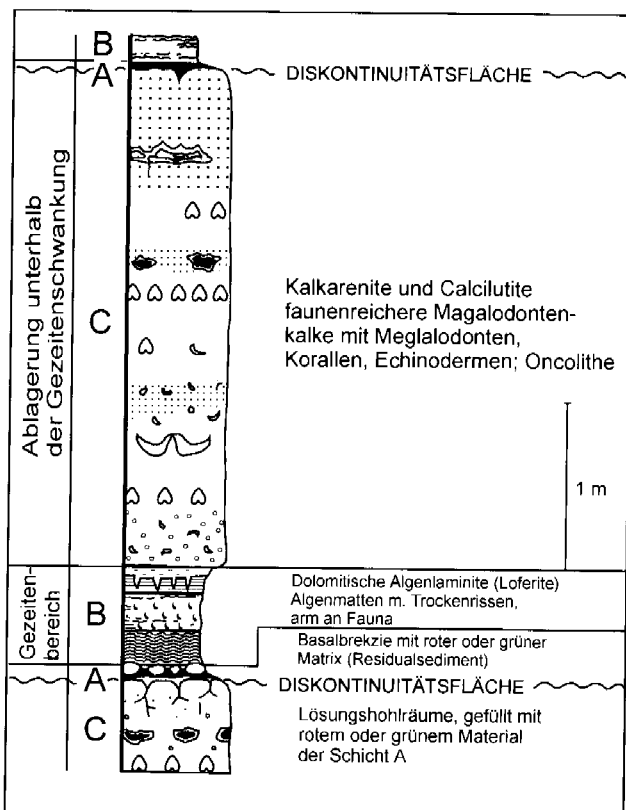


Abb. 12: Schematische Darstellung des Lofer-Zyklus in gebanktem Dachsteinkalk (nach FISCHER 1964, 1975).

Fig. 12: Schematic representation of the Lofer cycle of the bedded Dachstein limestone (after FISCHER 1964, 1975).

Paß Lueg (Tennengebirgsnordrand)

Am westlichen Tennengebirgsnordrand (Abb. 7) ist die Schichtfolge des gebankten, lagunären Dachsteinkalkes aufgrund des staffelförmigen bruchtektonischen Absinkens einzelner Schollen nur bruchstückhaft rekonstruierbar (GAWLICK 1996). Über dem gebankten, in Loferer Fazies ausgebildeten, megalodontenführenden unter- bis mittelnorischen Dachsteinkalk folgt ein gebankter Dachsteinkalk ohne Algenlaminite und Auftauchhorizonte, daran

anschließend Kössener Einlagerungen, Lithodendronkalk und darüber gebankter rhätischer Dachsteinkalk in Lagunenfazies.

Am Paß Lueg südlich von Golling ist der Dachsteinkalk in typischer Loferer Fazies ausgebildet (Abb. 12, FISCHER 1964, 1975), mit Zyklen aus fossiler Terra rossa verkitteten Brekzien, dolomitischen Algenlaminiten und megalodontenführenden Kalken (vgl. HAAS 1988, 1991). Ein Loferer Zyklus besteht im Idealfall aus drei lithofaziellen Abschnitten. Der basale Abschnitt wird von dem buntgefärbten (meist rot), fossilereen Glied A gebildet, das als supratidal gebildetes Residualsediment interpretiert wird. Darüber folgt das Glied B (von FISCHER 1964 als Loferit bezeichnet) aus laminierten, dolomitischen Algenmatten des Intertidalbereiches. Im Hangenden folgt das Glied C, das meist aus subtidal gebildetem biogenreichem Kalk besteht. Das Glied ist oft megalodontenreich, daneben treten vereinzelt Stockkorallen in situ, Kalkalgen und viele Foraminiferen auf.

An Megalodonten treten hier nach VEGH-NEUBRANDT (1982) *Rhaetomegalodon incisus incisus* (FRECH 1907), *Rhaetomegalodon incisus cornutus* (FRECH 1907), *Conchodon infraliasicus infraliasicus* STOPPANI 1865 und *Lycodus infraliasicus praeliasicus* (FRECH 1904) in Lebensstellung auf.

Stratigraphische und fazielle Entwicklung: An der Basis der Dachsteinkalk-Schichtfolge (Ober-Nor – Abb. 13) bestehen die Kalkbänke der Kalk/Mergel-Wechselfolge untergeordnet aus fossilarmen, bioturbaten, mikritischen Kalken mit vereinzelt Ostracodenschalen und Foraminiferenresten. Detritische, grobe, gut erhaltene Riffdetrituskalke überwiegen. Eine vorwiegend mikritische Matrix enthält u. a. Pellets, Korallen, sessile Foraminiferen, Kalkalgen, Gastropoden, Kalkschwämme, Brachiopodenschalen und Echinodermenreste. Muschelschalen an Load Casts zeigenden Bankunterseiten sind überkippt und uneingeregelt. Als Hinweis auf Bewegtwasser tritt häufig Schrägschichtung auf. Die einzelnen Bänke sind z. T. durch bis zu 20 cm mächtige graue, oft auch rötliche Mergelzwischenlagerungen voneinander getrennt.

Sedimentologie und fazielle Ausbildung der Schichtfolge zeigen eine Umlagerung des Materials der einzelnen Bänke an einem flach nach Norden einfallenden Hang, d. h. die grobklastischen Riffdetrituskalkbänke sind als Vorriffschuttfächer Richtung Kössener Becken interpretierbar. Innerhalb der Schichtfolge führen einige Kalkbänke große Korallenstöcke in Lebensstellung. Das obernorische Alter ist belegt durch das Auftreten der Foraminiferen *Planiinvoluta carinata* LEISCHNER 1961, *Nodosaria* sp., *Planiinvoluta deflexa* LEISCHNER 1961, *Planiinvoluta irregularis* SALAJ, BORZA & SAMUEL 1983, *Endothyra* sp., *T. inflata*, *Sigmoidina* sp., *A. sinuosus*, *Fronicularia* sp., *Ophthalmidium* sp., *A. cf. communis*, *Haplophragmoides* sp. und *Ammobaculites* sp.

Unterhalb des gebankten, rhätischen Dachsteinkalkes, der stellenweise massenhaft *T. hantkeni* führt, treten wenige, bis zu zehn Zentimeter mächtige Korallenschuttbänke auf (Hauptlithodendronkalkhorizont am Top der Karpatischen Fazies (GOLEBIOWSKI 1986, TOLLMANN 1985). Als Leitformen

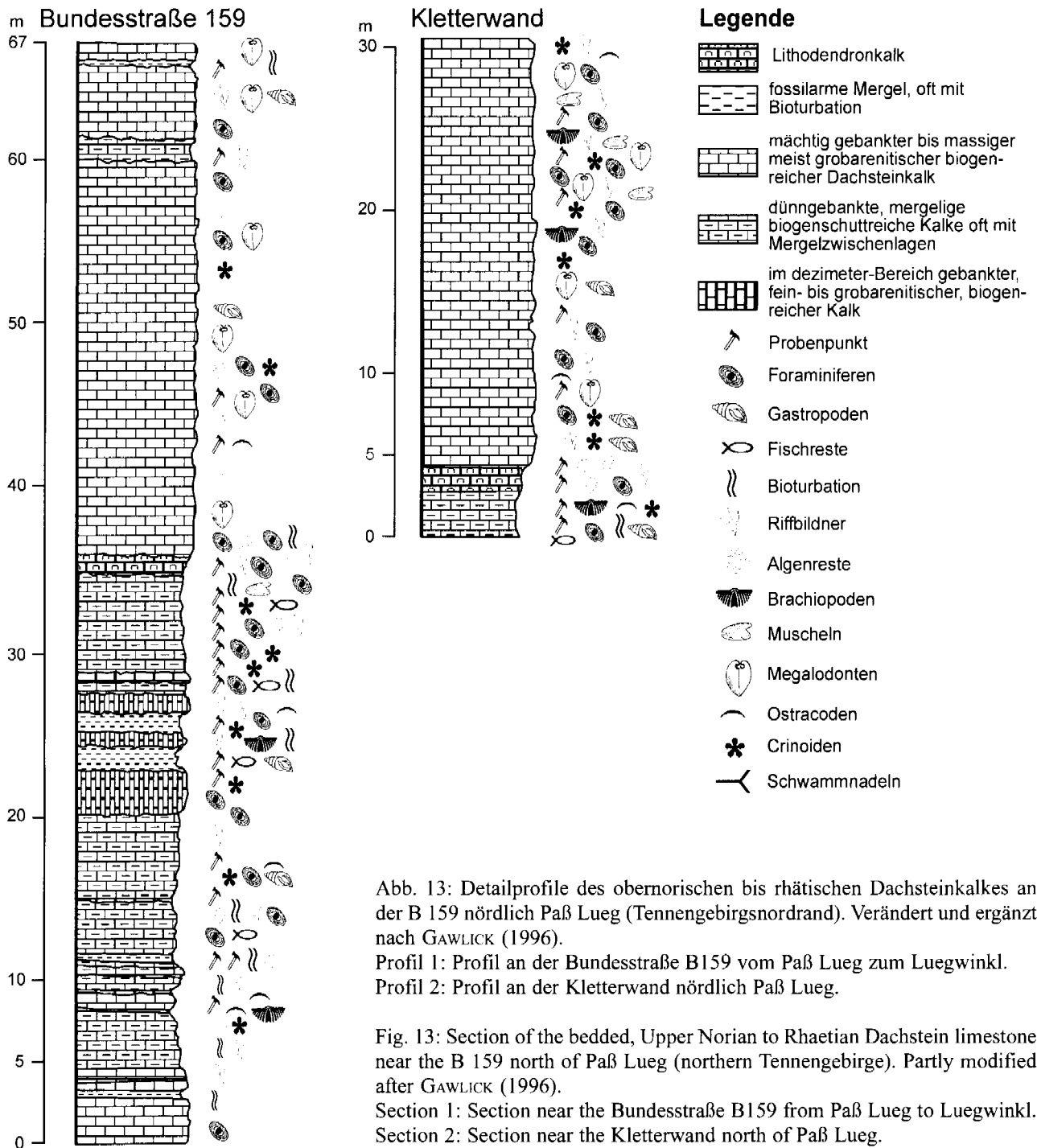


Abb. 13: Detailprofile des obernorischen bis rhätischen Dachsteinkalkes an der B 159 nördlich Paß Lueg (Tennengebirgsnordrand). Verändert und ergänzt nach GAWLICK (1996).

Profil 1: Profil an der Bundesstraße B159 vom Paß Lueg zum Luegwinkl.
 Profil 2: Profil an der Kletterwand nördlich Paß Lueg.

Fig. 13: Section of the bedded, Upper Norian to Rhaetian Dachstein limestone near the B 159 north of Paß Lueg (northern Tennengebirge). Partly modified after GAWLICK (1996).

Section 1: Section near the Bundesstraße B159 from Paß Lueg to Luegwinkl.
 Section 2: Section near the Kletterwand north of Paß Lueg.

für das Rhät bzw. die höchste Obertrias treten hier u. a. *P. carinata*, *Fronicularia* sp., *Nodosaria* sp., massenhaft *T. hantkeni*, *A. sinuosus*, *A. tumidus*, *A. friedli*, *Tetrataxis* cf. *nana* (KRISTAN-TOLLMANN 1964), *Coronipora austriaca* (KRISTAN 1957), *Duotaxis metula* KRISTAN 1957, *A. communis*, *Glomospirella shengi* Hö 1959, *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1964, *Trocholina crassa* KRISTAN 1957, *Aulotortus tenuis* (KRISTAN 1957) auf.

An der Kletterwand Paß Lueg (Abb. 13) liegen über dem Lithodendronkalkhorizont feinarenitische Riffdetrituskalke mit Kalkalgenfragmenten und massenhaft Kotpillen, die bereits Rückriff-Sedimentationsbedingungen anzeigen kön-

nen. Darüber folgen feinkörnige, sehr foraminiferenreiche Kalke mit Megalodonten, die im Hangenden von gebankten mikritischen Kalken mit *T. hantkeni* und vereinzelt Korallenstöcken überlagert werden. Daran schließt im Bereich des Luegwinkl (Westseite des Lammeregg) der Hierlatzbasiskalk (BÖHM 1992) an.

Die Kössener Einlagerungen an der Kletterwand (Abb. 13) markieren durch ihre Verzahnung mit dem lagunären Dachsteinkalk des Tennengebirgsnordrandes die größte Ausdehnung des Kössener Beckens im Nor/Rhät Grenzbereich (GOLEBIEWSKI 1986, 1991) und gehören zu den südlichsten bekannten Vorkommen von Kössener Schichten im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (vgl. BARTH 1968).

3.4. Der Hauptdolomit

Der Hauptdolomit (Unter- bis Mittel-Nor) wurde in einer seichten, hypersalinaren Lagune abgelagert (vgl. CZURDA & NICKLAS 1970, FRUTH & SCHERREIKS 1984, 1985). Sedimentstrukturen wie Algenlaminite, Trockenrisse, Rippelmarken, Ooide und Schlickgerölle sind ausgebildet. In den Nördlichen Kalkalpen erreicht er Mächtigkeiten zwischen 500 und 2500 m. Im Bereich des Exkursionsgebietes der nördlichen Osterhorngruppe (Wiestalstausee und Mörtlbachgraben) ist der Hauptdolomit großflächig aufgeschlossen mit Mächtigkeiten bis zu 1500 m. Es handelt sich hier um hell- bis mittelgraue Dolomite, die z. T. aus dolomikritischen Sedimenten, z. T. aus dolosparitischen Gesteinen mit vereinzelt Foraminiferen, Algen und Gastropoden sowie in diese Schichtfolge eingelagerten Algenlaminiten (Stromatolithgefüge) bestehen. Von FRUTH & SCHERREIKS (1984) wurde für den Hauptdolomit ein Sedimentationsmodell entwickelt, in dem acht Hauptfazies-einheiten unterschieden werden (Abb. 14):

1983). Verschiedenartige Gefüge in den Algenmatten, wie Schruppfrisse, Aufwölbung, Protointraclasten, deuten auf periodische Trockenlegung hin.

Niederwattflächen (Fazies-einheit 3) sind durch sogenannte Dolomikrite repräsentiert. Diese überwiegende Hauptdolomitfazies wird durch Wühltätigkeit von Schlammwattbewohnern zum Teil vollständig homogenisiert; Schichtgefüge wie man sie sonst in den anderen Wattfazies beobachtet werden hier dadurch verwischt.

Der subtidale Bereich (Fazies-einheiten 6, 7, 8) wird durch verschiedenkalkige Faziestypen repräsentiert, Ostracoden, Lamellibranchiaten und Gastropoden kommen als schichtige bis linsenförmige Anreicherungen vor, die durch Strömungen zusammengetragen wurden. Feinkörnige Kalke, die z. T. Zeichen von Bioturbation enthalten, werden als tieferliegende lagunäre Ablagerungen gedeutet (Fazies 7). Oolithische und bioklastische Kalke ohne Schlammmatrix mit kalzitischem Zement werden als Gezeitenschwellen und Inseln gedeutet, die zur Dachsteinkalkfazies überleiten.

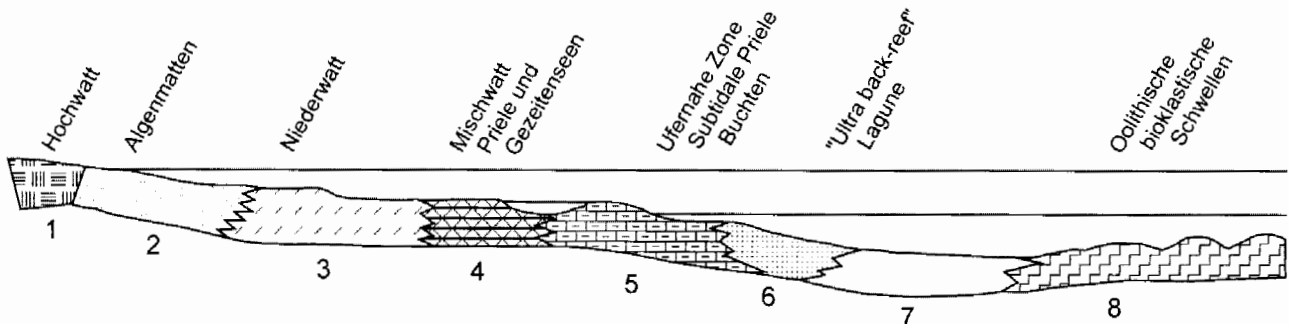


Abb. 14: Die acht Fazieszonen des Hauptdolomites (nach FRUTH & SCHERREIKS 1984).

Fig. 14: Eight facies units have been distinguished in the Hauptdolomit Fm. (after FRUTH & SCHERREIKS 1984).

Das Mischwatt und Übergangsmilieu wird durch feinschichtige, sandige Dolomitfazies (Fazies 4) und tonig-bituminöse Fazies (Fazies 5) repräsentiert. Schichten, die stark an Kotpillen (Pellets) angereichert sind sowie Ostracodenanhäufungen sind hier typisch. Rippelmarken, Schrägschichtung und Erosionserscheinungen wie auch feinschichtige, tonige, bituminöse Sedimente kommen vor, was auf wechselnde Strömungsenergie hindeutet. Die Flora und Fauna deutet sowohl auf marinen als auch auf Süßwasser-einfluß. Man kann sich ein Wattmilieu vorstellen, das durchzogen war von Prilen und zahlreichen größeren und kleineren Seen.

Die supratidale (Hochwatt) und intertidale Zone (Fazies-einheit 1 + 2) wird durch verschiedene Dolomitfazies repräsentiert: sogenannte Dolointrasparite und Dolointra-mikrite entstehen durch subaerische Erosion von Algenmatten und ausgetrockneten Schlammwattoberflächen. Das Stromatolithgefüge ist vergleichbar mit Blau-Grünalgenmatten der höheren Gezeitenzone. Lösungsvorgänge haben unregelmäßige Hohlräume hervorgebracht, was möglicherweise auf Regenperioden hindeutet. Die Hohlräume enthalten z. T. Kristallsilt, was typisch für die vadose Zone ist. Charophytenreste verstärken den Verdacht auf zumindest zeitweilige Brackwasserbedingungen (ZANKL & MIRSAL

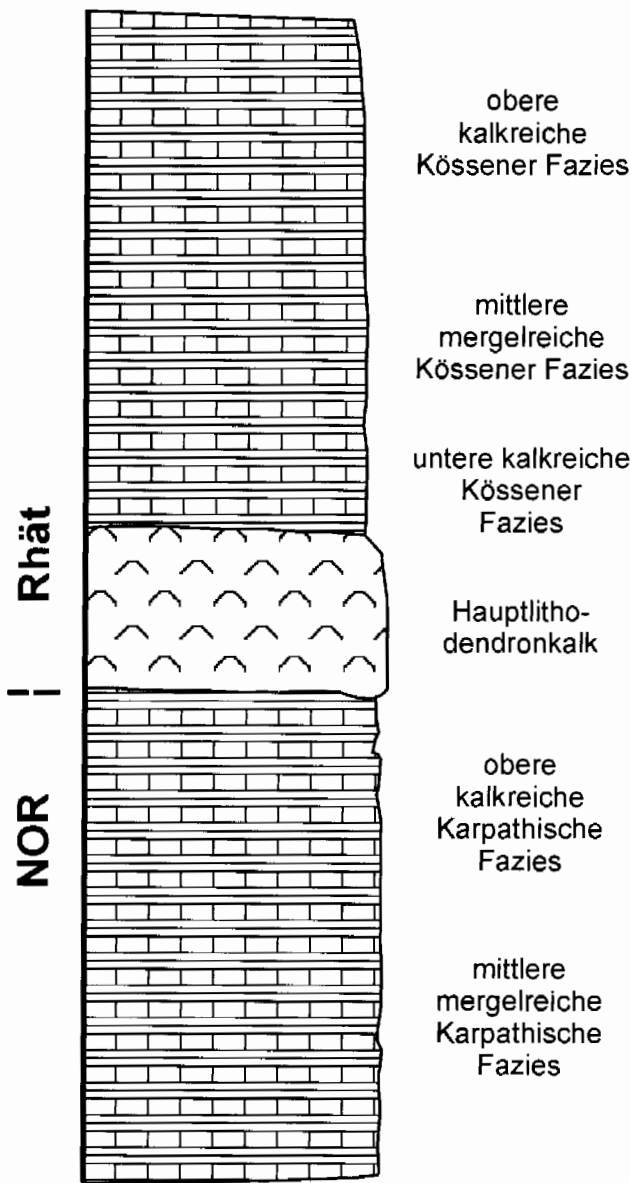
3.5. Kössener Schichten

Mörtlbachgraben

Im Bereich der nördlichen Osterhorngruppe sind die Kössener Schichten in Beckenfazies aufgeschlossen. Im höheren Nor entwickeln sich aus dem Hauptdolomit über den Plattenkalk allmählich die Kössener Schichten, die im Sevat aus einer Wechsellagerung von Dezimetermächtigen Mergellagen und mikritischen Kalkbänken besteht. Diese Folge ist hier im Bereich der inneren Osterhorngruppe mehrere 10er m mächtig. Im Nor/Rhät-Grenzbereich ist hier die Lithodendronkalkbank in einer Mächtigkeit von mehreren Metern ausgebildet. Darüber folgen im Rhät wieder mehrere 10er m mächtige mergelreiche Serien mit mikritischen Kalkbänken (Genauerer in GOLEBIOWSKI 1986, 1990).

3.6. Hallstätter Kalke

Die Hallstätter Kalke des Profils Freygutweg (GAWLICK et al. in Druck) in Bad Dürrenberg und des Kälbersteinbruches



Legende

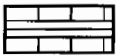
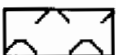
-  Kalk/Mergel-Wechselfolge
-  Korallenreicher massiger Kalk

Abb. 15: Profil der Kössener Schichten in Beckenfazies im Mörtlbachgraben (schematisch).

Fig. 15: Sedimentary sequence of the Kössen beds in the Mörtlbachgraben (schematic).

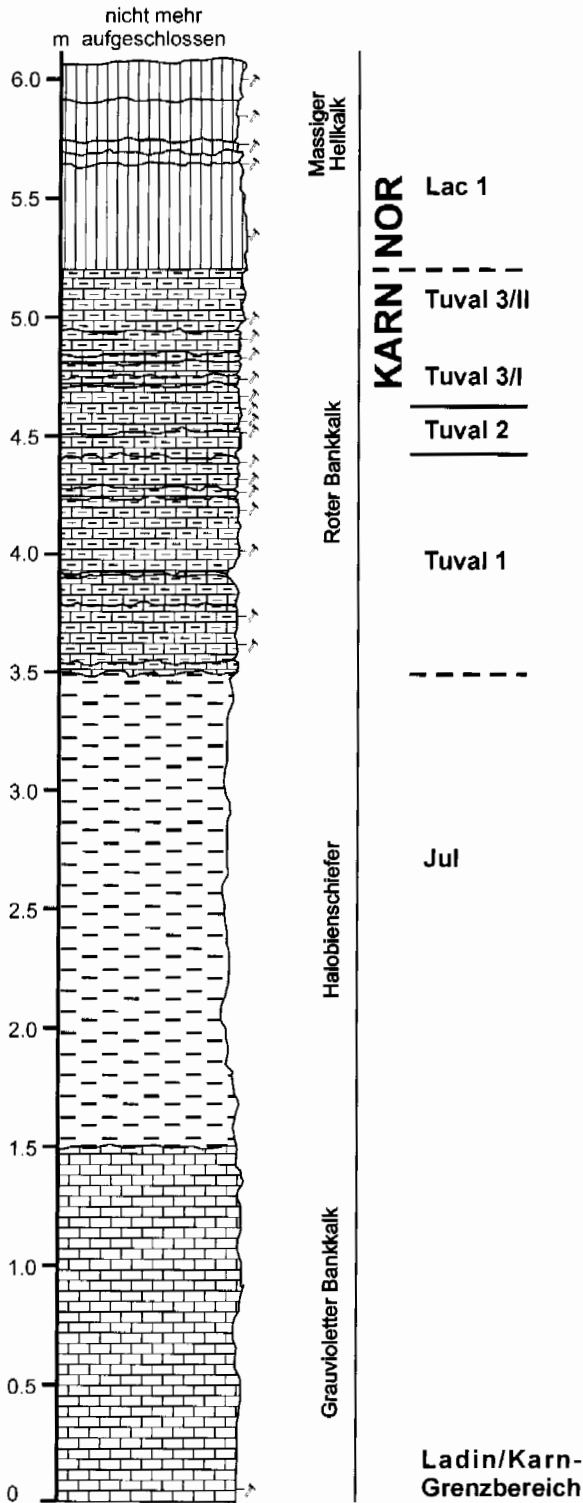
nordwestlich von Berchtesgaden (vgl. RIECHE 1971, RISCH 1993) sind Teil der Hallein - Berchtesgadener Hallstätter Schollenregion (Abb. 7). Die Hallstätter Kalke dieser Schollenregion sollen als „Tiefjuvavikum“ das „Hochjuvavikum“ der Berchtesgadener Decke unterlagern (u. a. PICHLER 1963, ZANKL 1971, TOLLMANN 1985, LANGENSCHIEDT 1994 - cum lit.). Der Zeitpunkt der Platznahme des „Tiefjuvavikum“

ist allerdings umstritten, angenommen wurde bisher der Zeitraum zwischen dem höheren Ober-Jura und der höheren Unter-Kreide (vgl. u. a. PLÖCHINGER 1955, 1976, 1984b, 1995, TOLLMANN 1985, ZANKL 1971). In jüngerer Zeit wird auf der Basis neuerer Untersuchungen eine Platznahme im tieferen Ober-Jura wahrscheinlich (GAWLICK & LEIN 1997, GAWLICK et al. in Druck).

Profil am Freygutweg

Die neuen Straßenaufschlüsse am Freygutweg (Abb. 16) zeigen ein vollständiges Hallstätter Kalk Profil vom Ladin/Karn-Grenzbereich bis in das basale Lac 1. An der Basis tritt der Grauviolette bis Graugelbe Bankkalk als undeutlich gebankter bis massig ausgebildeter, rotgrauer, z. T. etwas knollig ausgebildeter Kalk auf. Es handelt sich hier durchwegs um biogenführende Mikrite. Dieser Bereich des Profiles ist lokal etwas gestört, so daß die genaue Mächtigkeit hier nicht erfaßt werden kann. Darüber folgen, z. T. stark verwachsen, geringmächtige (~2-3 m), schwarzbraune laminierte Schiefer und Mergel des unterkarnischen Terrigenintervalles (Halobienchiefer). Während der Kontakt zum Liegenden nicht aufgeschlossen ist, ist der Kontakt zu dem im Hangenden auftretenden, im Dezimeterbereich gebankten Hallstätter Kalk gut erhalten und zeigt keine tektonische Überprägung. Die direkt im Hangenden des unterkarnischen Terrigenintervalles auftretende braungraue Bank aus einem feinkörnigem, etwas mergeligem, biogenführendem Mikrit zeigt noch terrigenen Eintrag, der zum Hangenden allerdings rasch abnimmt. Die darüberfolgenden Bänke aus einer Wechsellagerung von roten und grauroten bis grauen, im Dezimeterbereich gebankten biogenführenden Hallstätter Kalke sind praktisch frei von terrigenem Eintrag. Die oberkarnische bis tiefnorische Folge zeigt nur eine sehr geringe Mächtigkeit (2,5 m) und ist extrem kondensiert. Schichtlücken und Resedimentationserscheinungen sind weit verbreitet. Im Tuval 1, das hier eine Mächtigkeit von ungefähr 90 cm aufweist, dominieren gut gebankte, graurote biogenführende Mikrite. Das Tuval 2 weist eine Mächtigkeit von nur ca. 25 cm auf. Die Probe im Liegenden ergab Tuval 3/1 als Alter. Es handelt sich wahrscheinlich um eine Spaltenfüllung. Die gebankten Rotkalke führen als Hinweis auf Resedimentation stellenweise Graukalkkomponenten. Im Tuval 3, das hier eine Mächtigkeit von ungefähr 50 cm aufweist, treten an der Basis zunächst dünnbankige rote Knollenkalke auf, die im Hangenden von grauroten, mächtig gebankten biogenführenden Mikriten überlagert werden. Als Hinweis auf starke Kondensation treten z. T. Mischfaunen auf. Das basale Lac 1/1 ist in diesem Profil, wahrscheinlich infolge einer Sedimentationsunterbrechung, nicht erhalten. Innerhalb der 60 cm mächtigen Bank mit undeutlichen Fugen ist kein sedimentologischer Hinweis auf eine Schichtlücke bzw. starke Kondensation zu erkennen. Das höhere Lac 1/1 ist in diesem Profil in einer Mächtigkeit von ungefähr 60 cm erhalten. Es dominieren graurote, biogenführende Mikrite.

Eine weitere Besonderheit dieses Hallstätter Kalk Profiles ist neben der Erhaltung des unterkarnischen Terrigenintervalles (Halobienchiefer) die lückenlos erhaltene Sedimentation über die Karn/Nor-Grenze. Dieses Profil stellt



Legende

- Graue, massig ausgebildete, biogenführende Kalke
- dunkelgraue Schiefer
- Meist rote, knollige, gebankte, biogenführende Kalke
- Meist rotgraue, massige, biogenführende Kalke
- Probenpunkt

Abb. 16: Detailprofilaufnahme der oberladinischen bis unternorischen Hallstätter Schichtfolge am Freygutweg.

Fig. 16: Detailed section of the late Ladinian to early Norian Hallstatt limestones at the Freygutweg.

1851, GÜMBEL 1861, KRUMBECK 1938, RIECHE 1971, STAUDT 1989, RISCH 1993) auch in jüngerer Zeit in zahlreichen Exkursionsführern und geologischen Übersichten über die Berchtesgadener Alpen immer wieder abgebildet und beschrieben wird (z. B. ZANKL 1971: 174 ff., GANSS 1950, 1979: 95, HAGN 1981: 258 ff., HERM et al. 1991: 38f.), fehlt bis heute eine genaue feinstratigraphische Einstufung der einzelnen Schichtglieder (vgl. u. a. RISCH 1993 - cum lit.). Eine genaue Zuordnung zu dem ursprünglichen faziellen Herkunftsgebiet konnte auf Grund der nicht im Detail bekannten stratigraphischen und lithofaziellen Entwicklung bisher nur ungenau bleiben. Aufgrund ihrer faziellen Entwicklung werden die Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches aus einem Hallstätter Faziesbereich vom triassischen Südrand der Nördlichen Kalkalpen hergeleitet (TOLLMANN 1981, 1985: Hallstätter Südkanal; PLÖCHINGER 1990, 1995: weit im Süden gelegener, tiefjuvavischer Raum).

Stratigraphische und fazielle Entwicklung des Kälbersteinbruches

Die in Hallstätter Salzbergfazies ausgebildete Schichtfolge (Abb. 17-19) des Kälbersteinbruches reicht stratigraphisch vom **höheren Tuval** bis in das **höhere Sevat** (Abb. 18). Das Profil beginnt im Ostteil des Steinbruches (Abb. 17) mit dem **Roten Bankkalk** des **Tuval 3/1**, der überlagert wird von gebankten, roten und vereinzelt auch grauen, z. T. knollig ausgebildeten Kalken des **Tuval 3/2**. Zum Hangenden wird der meist nur geringfügig bioturbat durchwühlte, gebankte, rote, biogenführende Mikrit des höheren Tuval, der meist viele Ostracodenschalen, Conodonten, z. T. eingeregeltere Filamente, Foraminiferen, vereinzelt Radiolarien und Crinoiden und daneben (selten) kleine, parautochthone Lithoklasten führt, zunehmend grauer. In der Bank H2 (Abb. 19) treten Resedimentationserscheinungen auf. Über der im **höheren Lac 1** eingeschalteten, hier bis zu 120 cm mächtigen Lumachellenlage mit *Halobia styriaca* folgen noch im **Lac 1** zunächst rötlichgraue, biogenführende Mikrite mit Ostracodenschalen, vereinzelt auftretenden Crinoiden, juvenilen Ammonoideen, Conodonten, Radiolarien, Holothurien, Filamenten und wenigen, parautochthonen Lithoklasten. An der Basis der *Halobia styriaca*-Lumachelle sind bis in das Tuval 3/2 hinabreichende Spal-

damit eine wichtige Fortsetzung zum stratigraphisch Liegenden des Profiles im Kälbersteinbruch in Berchtesgaden dar (GAWLICK & BÖHM 2000) mit einem Überschneidungsbereich, der das höchste Tuval bis Lac 1 umfaßt.

Der Kälbersteinbruch in Berchtesgaden

Obwohl das Profil der Hallstätter Kalke (Abb. 18) aus dem Kälbersteinbruch (Abb. 17, vgl. u. a. SCHAFFHÄUTL 1848,

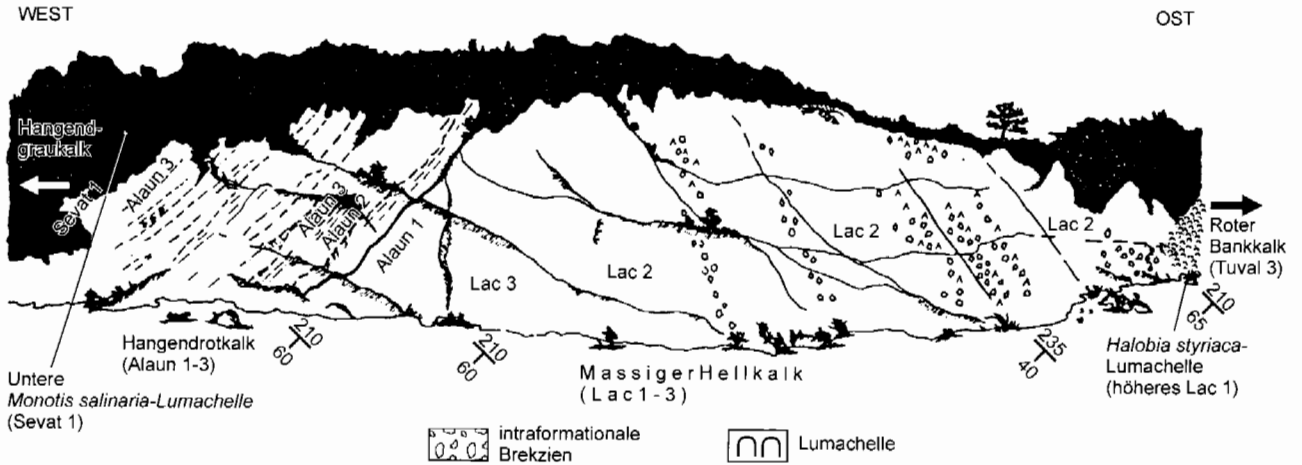


Abb. 17: Aufschlußskizze des Kälbersteinbruches nach GÜMBEL (1861) und RIECHE (1971) im Nordwesten von Berchtesgaden sowie stratigraphische Einstufung der einzelnen Schichtglieder. Aus RIECHE (1971), ergänzt und verändert.

Fig. 17: Outcrop view of the Kälberstein quarry after GÜMBEL (1861) and RIECHE (1971) (modified from RIECHE 1971). Biostratigraphic ages based on conodonts and lithostratigraphic members are indicated. Note the slightly different attitude of the "Massiger Hellkalk" compared to the underlying and overlying strata.

tensysteme entwickelt, die mit *Halobia styriaca* verfüllt sind. Im Zuge der Spaltenbildung kommt es zusätzlich zu einer Kippung des Sedimentationsraumes. Die *Halobia styriaca*-Lumachelle und der darüberlagernde Massige Hellkalk sind durch eine gegenüber dem höheren Tuval veränderte Streich- und Fallrichtung der einzelnen Schichtpakete gekennzeichnet. Im **Lac 2** wird der **Massige Hellkalk** zunehmend grauer, es schalten sich als Ausdruck der Verstellung des Sedimentationsraumes vermehrt monomikte bis oligomikte Brekzienlagen mit bis zu 5 cm großen, meist eckigen Komponenten in die Folge ein. Die Komponenten sind meist parautochthone Resedimente des Massigen Hellkalkes. Sie führen wie die Matrix Ostracoden, Conodonten, rekristallisierte Radiolarien, Filamente, stellenweise Crinoiden und juvenile Ammonoideen. Nur im Grenzbereich Lac 1/Lac 2 konnten mit Hilfe von Conodonten Lithoklasten aus dem Grenzbereich Tuval/Lac als ältere Resedimente nachgewiesen werden. Im **höheren Lac 2/Lac 3** ist der zunächst rosagraue, biogenführende Mikrit mit Conodonten, vereinzelt auftretenden juvenilen Ammonoideen, Ostracodenschalen, Radiolarien, vereinzelt Foraminiferen und Crinoiden, wieder zunehmend rot gefärbt.

Das **Lac 3** ist gekennzeichnet durch einen rotgrauen, biogenreichen, stark bioturbaten Mikrit u. a. mit Conodonten, juvenilen Ammonoideen, Schwebcrinoiden, rekristallisierten Radiolarien und wenigen Ostracoden. Im Gegensatz zum dem Massigen Hellkalk des Lac 2, in dem Hartgründe fehlen, ist der Massige Hellkalk des Lac 3 durch Hartgründe als Ausdruck der beginnenden Kondensation gekennzeichnet und zeigt Bankung. Daneben nimmt im Lac 3 auch der Biogenanteil relativ zu. Die Streich- und Fallrichtung des Massigen Hellkalkes des Lac 3 nähert sich jener im höheren Tuval und ist im oberen Teil schließlich parallel der Schichtung im höheren Tuval. Die Verstellung des Sedimentationsraumes an der Basis der *Halobia styriaca*-Lumachelle wird somit durch die erhöhte Sedimentationsrate im Lac 2 sukzessive ausgeglichen. Ab dem Lac 3 herrschen wieder

ruhige Sedimentationsbedingungen. Der Übergang vom höheren Tuval in das Lac ist damit nicht durch eine jüngere Störung begrenzt, sondern durch eine Diskordanz, die bereits im Lac 1 den Sedimentationsraum der Hallstätter Kalke intern verstellt hat.

Der **Hangendrotkalk (Basis Alaun 1)** wird im Liegenden von Spalten des höheren Alaun 1 durchsetzt. Im Liegenden treten rotbraune, knollige, gebankte biogenführende Mikrite auf, die stellenweise viele Ostracodenschalen und Conodonten führen. Daneben treten u. a. rekristallisierte Radiolarien, vereinzelt Pellets und kleine, bis 1 mm große, parautochthone Lithoklasten des Hangendrotkalkes auf. Im Hangenden (**höheres Alaun 1 bis Alaun 3/1**) dominieren dünn gebankte, rote, vereinzelt auch graurote Knollenkalke, die stellenweise häufig lithoklastenreich sind und meist Conodonten, Ostracodenschalen, juvenile Ammonoideen, rekristallisierte Radiolarien, vereinzelt Crinoiden und Foraminiferen führen, z. T. treten Hartgründe auf.

Das **Alaun 3/2** ist gekennzeichnet durch rote und graurote bis graue, gebankte, z. T. lithoklastenreiche mikritische Knollenkalke. Dabei sind die roten Knollenkalke durch eine z. T. intensive Stylolithisierung und eine reiche Lithoklastenführung gekennzeichnet. Die parautochthonen Lithoklasten liegen dabei meist auf Hartgründen. Die einzelnen Lithoklasten (graue und rote) befinden sich in ihrer mikrofazialen Ausbildung innerhalb der Variationsbreite der im höheren Alaun auftretenden Wechselfolge. Neben Conodonten treten vereinzelt rekristallisierte Radiolarien, Ostracodenschalen und Crinoiden auf. Die innerhalb der Folge auftretenden knolligen Graukalke sind in der Regel etwas biogenreicher und führen deutlich weniger Lithoklasten. Neben rekristallisierten Radiolarien, Conodonten, Ostracodenschalen treten auch juvenile Ammonoideen auf. Bis 4,5 m unterhalb der *Halobia salinaria*-Lumachelle aus dem Sevat 1 konnte noch **Alaun 3** nachgewiesen werden. Die **Alaun/Sevat-Grenze** ist durch einen Fazieswechsel gekennzeichnet. Einerseits wird die Folge deutlich dickbankiger und andererseits

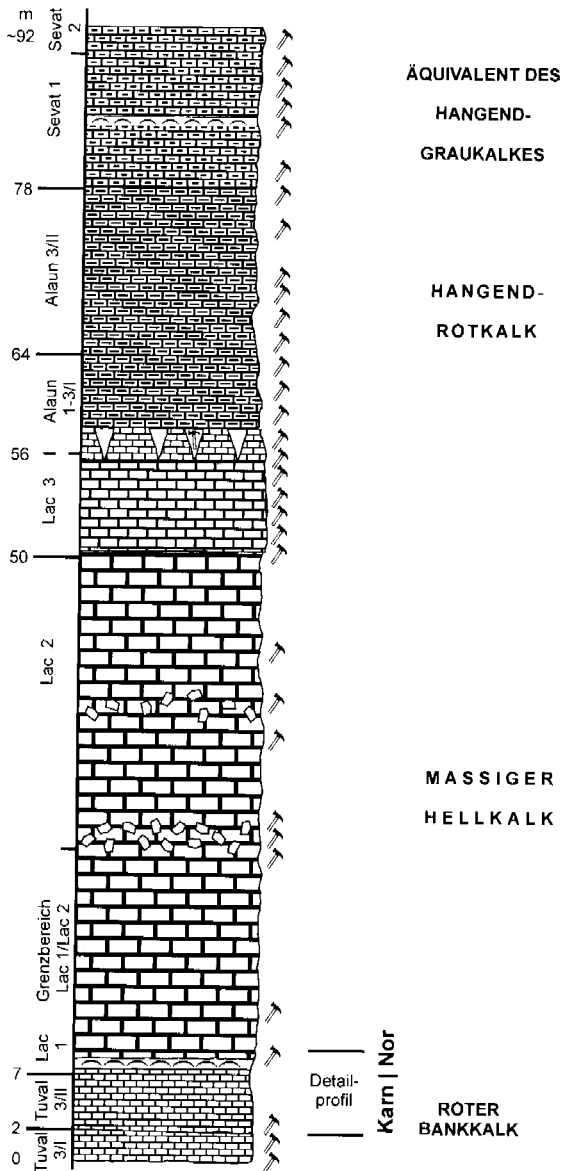
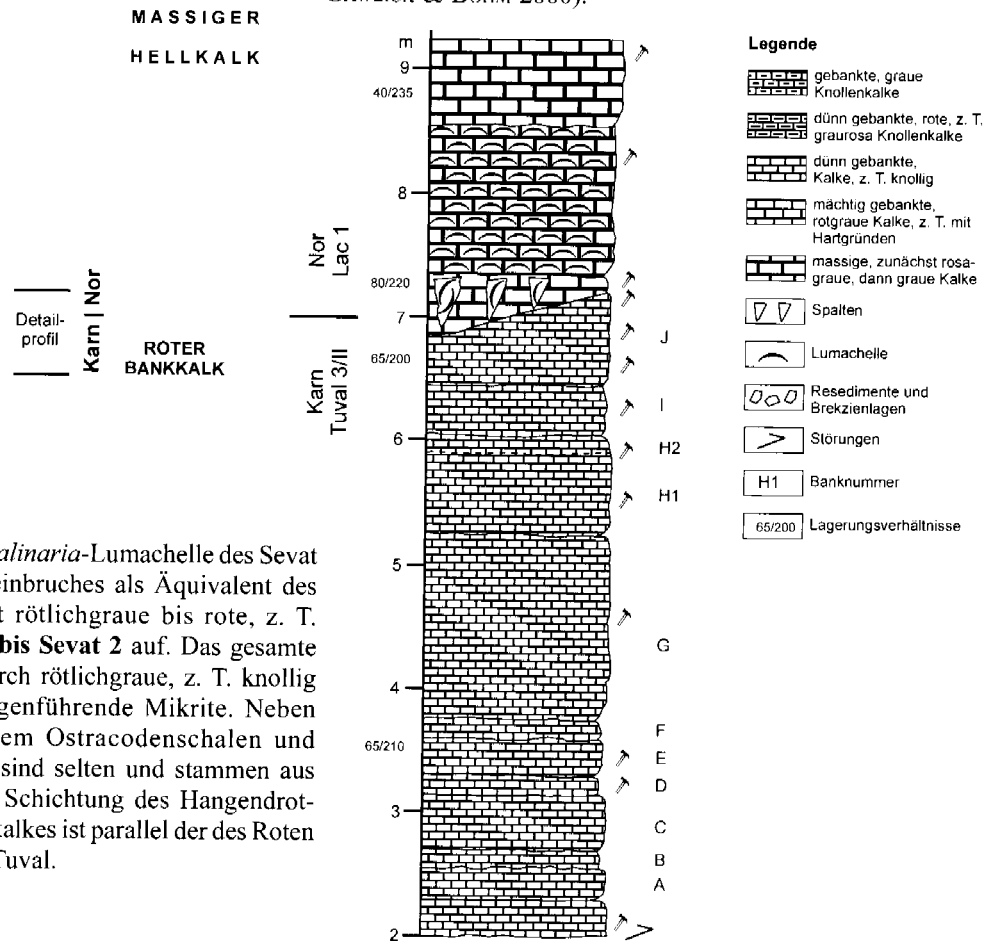


Abb. 18: Stratigraphische und lithofazielle Entwicklung der Hallstätter Kalk Schichtenfolge im Kälbersteinbruch nordwestlich von Berchtesgaden (verändert nach GAWLICK & BÖHM 2000).

Fig. 18: Stratigraphic section of the Kälberstein quarry with sample positions, conodont biostratigraphy and sedimentary thicknesses (modified after GAWLICK & BÖHM 2000).

Abb. 19: Stratigraphische und lithofazielle Entwicklung der Hallstätter Kalk Schichtenfolge im Karn/Nor-Grenzbereich (verändert nach GAWLICK & BÖHM 2000).

Fig. 19: Stratigraphic section of the Kälberstein quarry with sample positions, conodont biostratigraphy and sedimentary thicknesses of the Carnian-Norian boundary (modified after GAWLICK & BÖHM 2000).



werden die Kalke grau.

Im Hangenden der *Halobia salinaria*-Lumachelle des Sevat 1 treten im Westteil des Steinbruches als Äquivalent des Hangendgraukalkes meist rötlichgraue bis rote, z. T. knollige Kalke des Sevat 1 bis Sevat 2 auf. Das gesamte Sevat ist gekennzeichnet durch rötlichgraue, z. T. knollig ausgebildete, gebankte biogenführende Mikrite. Neben Conodonten treten vor allem Ostracodenschalen und Crinoiden auf. Lithoklasten sind selten und stammen aus dem Hangendgraukalk. Die Schichtung des Hangendrotkalkes und des Hangendgraukalkes ist parallel der des Roten Bankkalk aus dem höheren Tuval.

Stabile Isotope

Die Sauerstoffisotopenwerte der Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches schwanken zwischen -1.2 ‰ auf +0.1 ‰ (VPDB), was auf eine Stabilisierung der Werte und eine Zementation unter geringer Sedimentbedeckung sowie im

Kontakt mit Meerwasser eines Tiefwasserenvironments hinweist. Die Kohlenstoffisotopenwerte zeigen einen klaren stratigraphischen Trend mit einem schnellen Anstieg von 3.6 ‰ im höchsten Tuval auf 4.1 ‰ (VPDB) während des

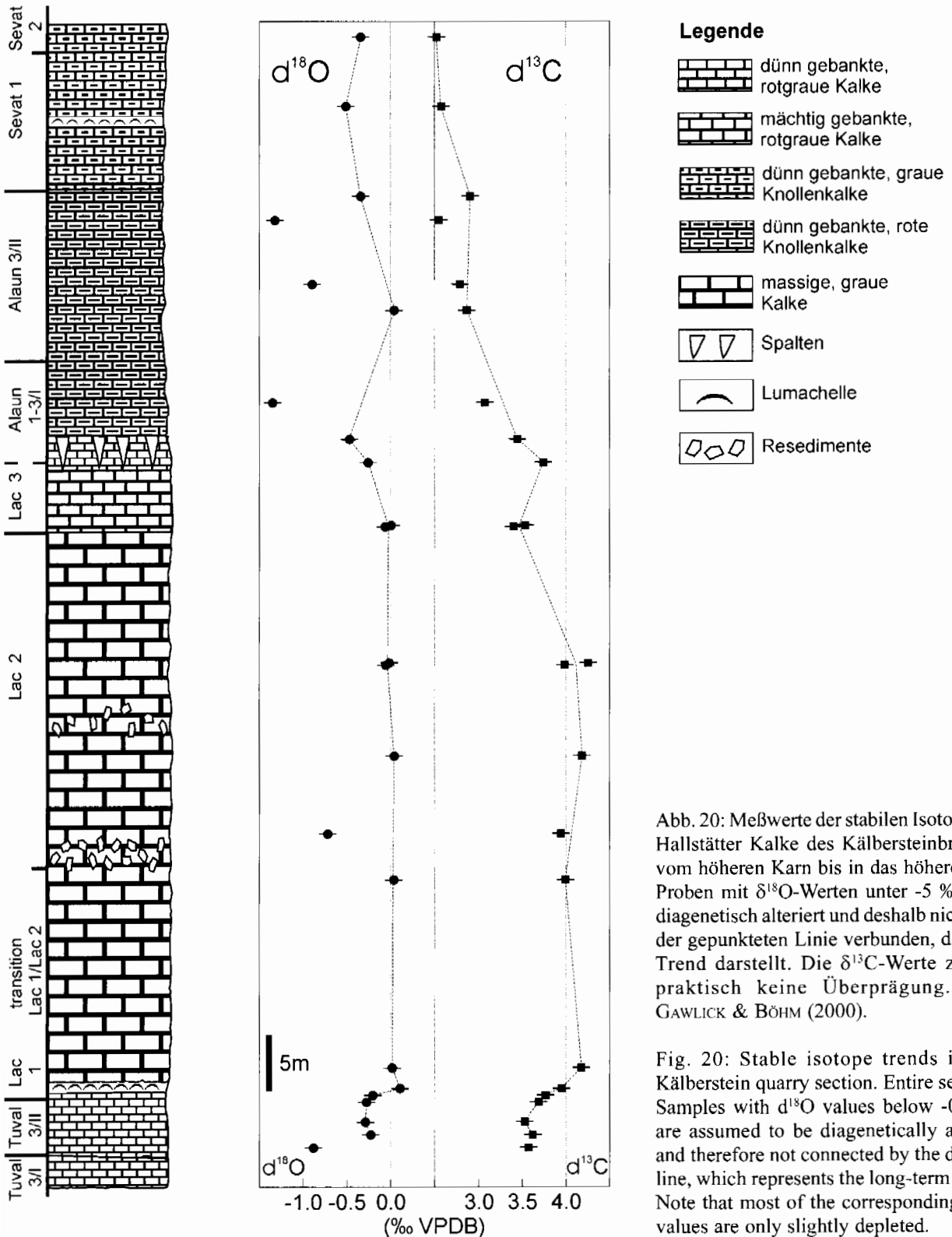


Abb. 20: Meßwerte der stabilen Isotope der Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches vom höheren Karn bis in das höhere Nor. Proben mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten unter -5‰ sind diagenetisch alteriert und deshalb nicht mit der gepunkteten Linie verbunden, die den Trend darstellt. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zeigen praktisch keine Überprägung. Aus GAWLICK & BÖHM (2000).

Fig. 20: Stable isotope trends in the Kälberstein quarry section. Entire section. Samples with $\delta^{18}\text{O}$ values below -0.5‰ are assumed to be diagenetically altered and therefore not connected by the dashed line, which represents the long-term trend. Note that most of the corresponding $\delta^{13}\text{C}$ values are only slightly depleted.

basalen Nor (Lac 1). Die hohen Werte (bis 4.2‰) treten während des gesamten Lac 2 auf. Vom Lac 3 an nehmen die Werte langsam ab und erreichen im hohen Nor (Sevat 1 und 2) 2.6‰ . Diese Trends können am besten durch Veränderungen im globalen Kohlenstoffkreislauf erklärt werden.

Die Isotopenmeßwerte für die Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope sind in Abb. 20 dargestellt. Die Isotopenmeßwerte für den Sauerstoff variieren zwischen -1.2‰ und $+0.1\text{‰}$. Die höchsten Meßwerte ergaben sich dabei im Massigen Hellkalk des Lac. Die gebankten, roten Knollenkalke des Tuval (Roter Bankkalk), des Alaun und Sevat (Hangendrotkalk und Hangendgraukalk) zeigen $\delta^{18}\text{O}$ Werte um -0.3‰ .

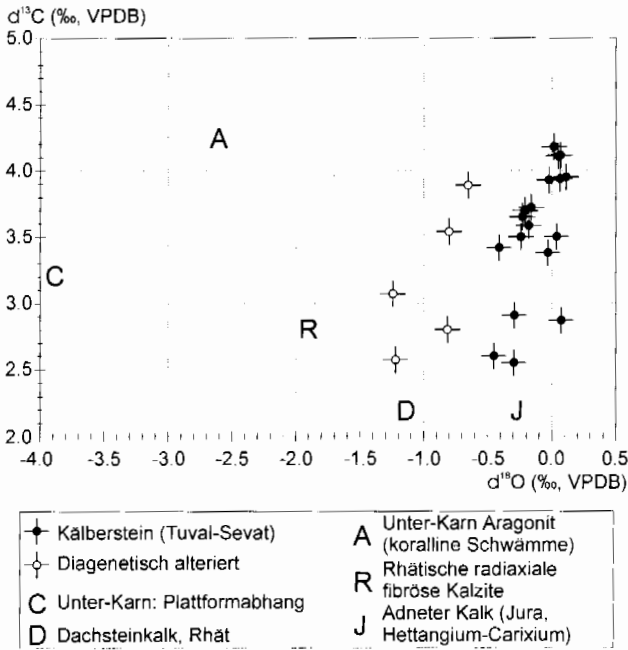


Abb. 21: Crossplot der Kohlenstoffisotopenverhältnisse gegen die Sauerstoffisotopenverhältnisse der Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches im Vergleich mit anderen triassischen und jurassischen Isotopendaten (Adneter Kalke des Sinemur und Pliensbach: BÖHM et al. in Druck; Dachsteinkalk, vorwiegend Rhät: BÖHM & JOACHIMSKI 1993; rhätische Zemente: MAZZULLO et al. 1990, SATTERLEY et al. 1994; karnische Sedimente: LINTNEROVA & HLADIKOVA 1992; karnische Schwämme: SCHERER 1977, REITNER 1992). AUS GAWLICK & BÖHM (2000).

Fig. 21: Crossplot of carbon versus oxygen isotope ratios of the Kälberstein section, and comparison with other Triassic/Jurassic isotope data (Adnet Limestones, Sinemurian-Pliensbachian: BÖHM et al. in press; Dachstein limestones, probably Rhaetian: BÖHM & JOACHIMSKI 1993; Rhaetian cements: MAZZULLO et al. 1990, SATTERLEY et al. 1994; Carnian sediments: LINTNEROVA & HLADIKOVA 1992; Carnian sclerosponges: SCHERER 1977, REITNER 1992).

Proben mit $\delta^{18}\text{O}$ Werten geringer als -0.5‰ fallen auf Grund einer späten diagenetischen Überprägung aus dem allgemeinen Trend heraus. Auf Grund des schmalen Intervalles der gemessenen Werte können keine Temperatur- und Salinitätstrends innerhalb des untersuchten Zeitraumes abgeschätzt werden.

Die Isotopenmeßwerte für den Kohlenstoff variieren zwischen $+2.6\text{‰}$ und $+4.2\text{‰}$. Dabei ist eine deutliche stratigraphische Abhängigkeit innerhalb der gemessenen Werte zu erkennen: die Proben aus dem Tuval zeigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von $3.6 \pm 0.1\text{‰}$. Die Werte steigen sehr schnell ($+0.5\text{‰}$) an im Tuval/Lac-Grenzbereich bzw. dem basalen Lac 1 und bleiben konstant hoch mit Werten von $4.0 \pm 0.1\text{‰}$ während des gesamten Lac 2. Vom Lac 3 an und durch das Alaun hindurch fallen die Werte kontinuierlich ab. Im hohen Alaun und Sevat liegen die Werte bei $+2.7 \pm 0.2\text{‰}$.

Ein Crossplot der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte gegen die $\delta^{18}\text{O}$ (Abb. 21) zeigt

eine nur geringe Korrelation dieser zwei Isotopenkurven. Der Korrelationskoeffizient beträgt $R = 0.6$, dabei ist die Korrelation signifikant für einen 99 %-Level. Es wird für die diagenetische Alteration der Werte ein oberes Limit von -0.5‰ für $\delta^{18}\text{O}$ angesetzt, welches fünf Proben als diagenetisch alteriert kennzeichnet. Zwei dieser Proben (GAWLICK & BÖHM 2000) weisen einen meßbaren Dolomitgehalt auf, zwei andere Proben (GAWLICK & BÖHM 2000) zeigen eine starke tektonische Beanspruchung und Rekristallisation. In den anderen Proben konnten weder ein nennenswerter Dolomitgehalt gemessen noch tektonische Beanspruchung und Rekristallisation beobachtet werden.

Sauerstoffisotope

Fluid:Gesteins Verhältnisse und Austauschvorgänge

Die Sauerstoffisotopenzusammensetzung der Kalke spiegelt die Temperaturverhältnisse und die Fluidzusammensetzung wider, die die Kalke während der Sedimentation und der Diagenese beeinflusst haben. Im Normalfall werden die Sauerstoffisotopenverhältnisse während der späten diagenetischen Überprägung verändert (MARSHALL 1992). Deshalb werden in der Regel die höchsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte dem primären synsedimentären-früdiagenetisch Isotopensignal am nächsten kommen.

In den Hallstätter Kalken des Kälbersteinbruches stammt die Masse des Mikrites von der Dachsteinkalkkarbonatplattform, d. h. der Mikrit wurde im warmen Flachwasser gebildet. Dieser Mikrit zeigt deshalb ein niedriges $\delta^{18}\text{O}$ Signal. Nach der Zementation und der Rekristallisation am Meeresboden in Tieferwasserablagerungsräumen unter geringer Sedimentbedeckung zeigen die Sauerstoffisotope des Karbonatschlammes das Signal des Meerwassers (SCHLAGER & JAMES 1978, DIX & MULLINS 1988a, SCHRAG et al. 1995). Die Auswirkungen der Rekristallisation des Karbonatschlammes in Tieferwasserablagerungsräumen unter mächtiger Sedimentbedeckung (Versenkungsdiagenese) auf die Sauerstoffisotopenverhältnisse wird von SCHRAG et al. (1995) und RICHTER & LIANG (1993) diskutiert. Dabei soll die Rekristallisationsrate des Sedimentes eine Funktion des Sedimentalters und der Sedimentationsrate sein (1-10 % Rekristallisation/Million Jahre ist ein charakteristischer und durchschnittlicher Wert). Setzt man diese Rekristallisationsraten des Karbonatschlammes voraus, kann davon ausgegangen werden, daß innerhalb der ersten 10 Millionen Jahre nach der Sedimentation die größte Menge des Karbonatschlammes rekristallisiert ist.

Für die Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches kann man auf Grund der ermittelten Sedimentationsraten davon ausgehen, daß der größte Teil der Rekristallisation in Vergrabungstiefen $<100\text{ m}$ stattfand. Bei aragonitischen Periplattformschlämmen findet man weit höheren Rekristallisationsraten. Im Norden der Kleinen Bahama Bank (ODP Bohrung 630A) beschreiben DIX & MULLINS (1988a) die vollständige Rekristallisation und einen vollständigen Isotopenaustausch innerhalb von 4 Millionen Jahren bei Sedimenten, die Sedimentationsraten aufweisen, die nur geringfügig höher liegen als die Sedimentationsraten der Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches. Eine weitere

Rekristallisation des Sediments verläuft dann unter mächtiger Sedimentbedeckung sehr langsam mit Rekristallisationsraten zwischen 0.1-0.5 % in einer Million Jahren, wobei der (nur langsame) Isotopenaustausch von dem Temperaturgradienten und der Zusammensetzung der Fluide abhängt (SCHRAG et al. 1995).

Die rasche, frühe Rekristallisation erfolgt in der hochdurchlässigen obersten Sedimentschicht, d. h. im Kontakt mit dem Meerwasser. Sauerstoffisotopenprofile aus dem Porenwasser von tiefmarinen Sedimenten, die einen Meerwasser $\delta^{18}\text{O}$ -peak des letzten glazialen Hochstandes aufweisen (SCHRAG & DEPAOLO 1993), können benutzt werden, um die Diffusions-Austauschrate der Sauerstoffisotope in feinkörnigen (mergeligen und tonigen) Sedimenten abzuschätzen. In Versenkungstiefen von wenigen Zehner-Metern beträgt die Diffusions-Austauschrate der Sauerstoffisotope wenige zehntausend Jahre (Ka).

Auf der Basis der geschätzten Mächtigkeit der Zone der Rekristallisation innerhalb der Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches (50-100 m) ist anzunehmen, daß der diffusive Porenwasseraustausch mehrere 100 Ka benötigte. Während der Zeit, in der das Sediment im diffusiven Kontakt mit dem Meerwasser steht (5-10 Mio. a), kann demnach das Porenwasser 50-100 mal ausgetauscht werden. Nimmt man 50 % primäre Porosität des Sedimentes an, kann das Fluid:Gesteins Verhältnis (Gewicht) mit 10-50 angegeben werden. Diese Werte kennzeichnen allerdings nur die untere Grenze, denn die höchste Rekristallisationsrate erfolgt in Tiefen mit geringer Überlagerungsmächtigkeit bei wesentlich kürzeren Austauschzeiten des Porenwassers. Höhere Austauschraten des Porenwassers sind bei erhöhter Konvektion zu erwarten. PAULL et al. (1995) geben ein Fluid:Gesteins Verhältnis von mehr als 4000 für poröse Kalke einer ertrunkenen Karbonatplattform auf einem Guyot im mittleren Pazifik für einen Zeitraum von 92 Mio. a an. Konvektive Zirkulation des Porenwasserstromes tritt überall in großen Plattformen auf (z. B. Bahamas, DIX & MULLINS 1988b, Queensland Plateau, SWART et al. 1993).

Die Hallstätter Gesteine des Kälbersteinbruches waren Teil eines distalen Plattformbereiches bis in den mittleren Jura (GAWLICK et al. 1999), d. h. für einen Zeitraum von ungefähr 60 Mio. a nach ihrer Ablagerung, bevor dieser Ablagerungsraum durch die Subduktionsvorgänge im Tethysraum zerlegt und mobilisiert wurde. Auf der Basis der Konvektionsraten, wie sie von PAULL et al. (1995) beschrieben wurden, kann man als oberes Limit für das Fluid:Gesteins Verhältnis von ungefähr 3000 abschätzen. Dieser Wert erscheint allerdings unrealistisch hoch, da diese Abschätzung auf hochporösen Riffkarbonaten basiert.

Ein zusätzlicher Porenwasseraustausch kann in der obersten, bioturbaten Schicht, die ungefähr 10 cm Mächtigkeit aufweist (EMERSON & HEDGES 1988), erfolgen. Der Porenwasseraustausch mit dem Meerwasser wird kontrolliert durch die submarinen Strömungen. LIBELO et al. (1994) beschreibt, daß Meerwasser, das passiv in Wurmröhren eindringt, den Porenwasseraustausch beschleunigt. Eine Permeabilität des Karbonatschlammes von 10^{-5} cm/s (LAVOIE & BRYANT 1993) vorausgesetzt, bei typischen Durchflußgeschwindigkeiten von 10 cm/sec, wird von LIBELO et al. (1994) die durchschnittliche Infiltrationsgeschwindigkeit

mit 1 cm/a abgeschätzt. Dabei werden dann die Porenwässer ungefähr alle 10 Jahre komplett ausgetauscht. Die Verweildauer eines Sedimentpartikels in der obersten Sedimentschicht liegt zwischen 3 und 25Ka (für die niedrigste bzw. höchste Sedimentationsrate im Kälbersteinbruch), bei einer Kompaktion von ungefähr 50 % (GOLDHAMMER 1997). Während dieses Zeitraumes werden die Porenwässer zwischen 300 und 2500 mal ausgetauscht, was ein Fluid:Gesteins Verhältnis (in Gewicht; 70 % Porosität, GOLDHAMMER 1997) von 250 (bei hohen Sedimentationsraten) bis 2100 (bei niedrigen Sedimentationsraten) bedingt. Bei einer Verweildauer eines Partikels von 25Ka in der obersten Schicht unterliegt bei Rekristallisationsraten von ungefähr 0.1/Mio. a nur ein geringer Teil des Sedimentes (<1 %) der Rekristallisation.

Massenbilanzierungsmodelle (BANNER & HANSON 1990) zeigen, daß ein hoher Anteil des austauschbaren Sauerstoffes im Fluid (H_2O) vorhanden ist, d. h. ein hoher Prozentsatz der Equilibrierung wird bei niedrigen Fluid:Gesteins Verhältnissen erreicht werden (Abb. 180), vor allem in halb-offenen Systemen. Deshalb reflektieren die gemessenen Isotopenwerte der Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches die Temperaturen und die Isotopenzusammensetzung des obertriassischen Meerwassers im Bereich des Ablagerungsraumes, zumal die Hallstätter Kalke keiner Alteration während der Versenkungsdiagenese unterlagen. Sowohl die niedrigen CAI Werte (CAI 1.0) als auch das Fehlen der Dolomitisierung bei allen gemessenen Proben zeigt, daß die Hallstätter Kalke keiner Versenkungsdiagenese unterlagen. Darüber hinaus würde Versenkungsdiagenese auch niedrigere Isotopenwerte bedingen, d. h. daß die höchsten gemessenen Isotopenwerte (+0.1 ‰) der triassischen Isotopenzusammensetzung am nächsten kommen. Alle niedrigeren Werte sind durch geringfügige Rekristallisation während der leichten Versenkungsdiagenese, die niedrigsten gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als Anzeiger für spätdiagenetische Alteration interpretierbar. Die Versenkungstemperaturen sind durch die gemessenen CAI Werte von CAI 1.0 auf Maximaltemperaturen von 60-70 °C limitiert. Bei dieser Temperatur ausgefallter Kalzit würde $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von -10 ‰ aufweisen. Somit können die niedrigsten gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte durch einen Anteil von 10-15 % des in der Versenkung gebildeten Kalzites erklärt werden.

Ablagerungsverhältnisse der Hallstätter und Adnetter Kalke

Die gemessenen Sauerstoffisotopenwerte der Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches sind sehr hoch im Vergleich mit den bisher publizierten Werten aus der Ober-Trias (Abb. 21). Darüber hinaus fallen die Werte der Hallstätter Kalke in das Feld der hemipelagisch abgelagerten Kalke der Adnet Formation (BÖHM et al. in Druck), die wie die Hallstätter Kalke aus einem Tiefwasserablagerungsraum stammen. MARSHALL (1981) beschreibt, daß $\delta^{18}\text{O}$ Werte von 0 ‰ sehr häufig in roten Knollenkalken des Jura im Tethysraum auftreten. MARSHALL (1981) geht davon aus, daß die ^{18}O -Anreicherung z. T. ihre Ursache in der Zementation des Gesteines mit Hoch-Mg-Kalzit (HMC) hat. Später behält

das Gestein seine Isotopensignatur, obwohl das Mg aus dem Kristallgitter herausgeht, so die Rekristallisation in einem geschlossenen System abläuft. Im Vergleich mit Niedrig-Mg-Kalzit ist der Hoch-Mg-Kalzit an ^{18}O angereichert (TARUTANI et al. 1969). Massenbilanzen zeigen aber, daß sogar in einem geschlossenen System die Möglichkeit, daß das ursprüngliche Sauerstoffisotopensignal eines Hoch-Mg-Kalzites erhalten bleibt, sehr gering ist. Eine andere Erklärungsmöglichkeit für die hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte geben HUDSON & COLEMAN (1978): sie nehmen an, daß an ^{18}O angereichertes Meerwasser in der Tethys vorhanden war, das in einem ariden Klima, ähnlich den Verhältnissen im heutigen Mittelmeer, entstand. Sie kalkulieren mittlere Wassertemperaturen von 17 °C im Ablagerungsraum, ein nicht glaziales Weltklima vorausgesetzt. Daneben zeigen sie, daß hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Werte nicht allein auf Mikrite beschränkt sind, sondern auch in frühen marinen Zementen auftreten, was von WAGREICH et al. (1996) bestätigt wurde.

Plattentektonische Rekonstruktionen für die Ober-Trias gehen davon aus, daß die Nördlichen Kalkalpen am Tethysnordwestrand lagen. Die Tethys selbst soll ein Ost-Weststreichender Ozean innerhalb von Pangäa gewesen sein, der seine Erstreckung zwischen 60° N bis 40° S hatte. Die Nördlichen Kalkalpen liegen dabei ungefähr auf 30° N (HAAS et al. 1995; Abb. 2, WILSON et al. 1994). Paläoklimatologische Modelle gehen davon aus, daß die Temperatur in den nördlichsten Teilen der Tethys Werte um 10 °C erreichte mit ariden Bedingungen in den Wintermonaten (WILSON et al. 1994). Deshalb ist zu erwarten, daß kaltes, leicht hypersalines Oberflächenwasser im Bereich des nördlichen Tethysschelfes auftrat, d. h. daß die pelagischen Hallstätter Kalke und ihre liassischen Äquivalente (Adneter Kalke) unter einer Pycnocline unter kühlen, leicht hypersalinen Bedingungen abgelagert wurden. Die mikrofazielle Charakteristik der Hallstätter und Adneter Kalke weist auch auf solche Ablagerungsbedingungen hin, denn sie ist charakteristisch für Sedimentationsbedingungen, wie sie unterhalb der Wellenbasis und unterhalb der photischen Zone in mehreren hundert Meter Wassertiefe auftreten.

Die Bedingungen, wie sie zur Zeit in der Karibik herrschen, kann man als mögliches Analogon zu den Bedingungen, wie sie in der Tethys geherrscht haben, betrachten. In der Karibik herrschen im Jahresmittel in 300 m Wassertiefe um 10 °C kältere Temperaturen als an der Oberfläche (LEVITUS et al. 1994). Die Salinität ist in dieser Tiefe um 0.4 ‰ erhöht (LEVITUS & BOYER 1994). Das bedeutet, daß die Sauerstoffisotopenwerte zwischen dem Kalzit, der im karibischen Flachwasser gebildet wurde und jenem, der im Tieferwasserbereich abgelagert wurde um 2.4 ‰ ansteigen (KIM & O'NEIL 1997). Eine Wassertiefe von ungefähr 300 m kann man auch für die Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches und die damit vergleichbaren Adneter Kalke annehmen (z. B. BÖHM 1992). Die Differenz zwischen den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der pelagischen Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von obertriassischen Flachwasserkarbonaten beträgt 2 ‰ (SATTERLEY et al. 1994, MAZZULLO et al. 1990). Diese Werte, die an rhätischen Zementen von Riffgesteinen gemessen wurden, sind in Abb. 21 dargestellt. Dabei ist zu bemerken, daß der Dachsteinkalk leicht erhöhte Werte aufweist, was durch seine Ablagerung und seine

Zementation in einem leicht hypersalinen Milieu erklärt wird (GÖKDAG 1974). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der unterkarnischen Kalke und Schwämme (Abb. 21) sind deutlich niedriger und deuten auf eine starke Rekristallisation unter Versenkungsdiagenesebedingungen.

Auf der Basis der Untersuchungen werden die gemessenen Werte der Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches als ursprünglich interpretiert. Sie entsprechen den Werten, wie sie bei einer Ablagerung im tieferen Wasser zu erwarten sind. Daneben sprechen auch die über lange Zeiträume konstanten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von der Ober-Trias bis in den Lias (Abb. 21) für über lange Zeiträume stabile Sedimentationsbedingungen im Bereich des Tethysnordwestrandes.

Kohlenstoffisotope

Diagenetische Einflüsse

Wie oben bereits ausgeführt, sind die Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches im Kontaktbereich mit dem Meerwasser unter geringer Sedimentbedeckung zementiert und die Isotopenwerte dabei stabilisiert worden. Nur wenige Proben sind in ihren Isotopenwerten durch die Diagenese verändert und können, da sie an lokale Störungszonen gebunden sind, bei der Gesamtinterpretation vernachlässigt werden. In Abb. 20 ist klar ersichtlich, daß auch die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in den Proben, in denen die niedrigsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auftreten, während der späten Diagenese am meisten verändert wurden und deshalb vom Gesamttrend abweichen.

In Tiefen unterhalb der photischen Zone ist das Meerwasser im Verhältnis zum Oberflächenwasser um ungefähr 1 bis 2 ‰ an ^{12}C angereichert in Abhängigkeit von der Remineralisation der organischen Substanz (KROOPNICK 1985). Bei hohen Fluid/Gesteins-Verhältnissen treten bei der Rekristallisation des Karbonatschlammes im Kontakt mit dem Tiefenwasser deshalb niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf (z. B. in Bohrkernen von Periplattformschlämmen der Bahamas, DIX & MULLINS 1988a).

Wie oben ausgeführt, kann für man die Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches Fluid:Gesteins-Verhältnisse in der Größenordnung von 100 annehmen. Somit sind die Kohlenstoffisotopenwerte durch die Kalk-Meerwasser-Austauschvorgänge (Abb. 180) nicht signifikant verändert worden, sondern es sind die in verschiedenen Karbonatpartikeln eventuell unterschiedlichen Kohlenstoffisotopenwerte homogenisiert worden, wie ähnliche Meßwerte aus den Brachiopodenschillagen im Vergleich zu den Mikriten der Matrix zeigen (GAWLICK & BÖHM in Druck, Abb. 20). Sollte das Fluid:Gesteins Verhältnis dennoch höher sein als angenommen und z. B. 1000 betragen, würde die damit in Verbindung stehende Rekristallisation das primäre Kohlenstoffisotopensignal eher dämpfen und die Werte erniedrigen (GAWLICK & BÖHM 2000).

Beim Vorhandensein von organischer Substanz im Sediment kann bei geringer Sedimentüberdeckung ^{12}C im Porenwasser angereichert werden. Der Einbau des ^{12}C aus diesem Porenwasser in das Karbonat während der Rekristallisation oder Zementation kann den Wert des $\delta^{13}\text{C}$ in den Kalken herabsetzen. Bei Sulfatreduktion kann der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert um 25 ‰ herabgesetzt werden, bei Oxidation von Methan sogar

um 40 ‰ (WHITICAR et al. 1995). Die Aufnahme von Sauerstoff und die Denitrifikation, die solange erfolgen kann, wie am Meeresboden Sauerstoff und Nitrat vorhanden sind, setzen den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert um 1 bis 2 ‰ herab (McCORKLE et al. 1985). Darüber hinaus entsteht bei diesem Prozeß CO_2 , wobei Karbonat gelöst wird: ein Mol an vorhandenem organischem Kohlenstoff führt zur Lösung von einem Mol Karbonat (McCORKLE et al. 1985).

Die Anwesenheit von oxidiertem Eisen in den roten Knollenkalken des Kälbersteinbruches zeigt, daß das gesamte organische Material oxidiert wurde, bevor es zu einer Eisenreduktion kommen konnte. D. h., daß auch Sulfatreduktion während der Diagenese der roten Knollenkalke keine Rolle gespielt haben kann (BURDIGE 1993). Für Ablagerungsräume, in denen die ermittelten, sehr geringen, Sedimentationsraten auftreten, ist eine Oxidation bis zu 99,9 % des gesamten organischen Materials zu erwarten (CANFIELD 1989, EMERSON & HEDGES 1988). Die Oxidation erfolgt dabei in der durch Bioturbation beeinflussten Sedimentschicht, im Regelfall also in den obersten zehn Zentimetern des Sedimentes. Die Lösung von Aragonit und dessen Ersatz durch Kalzit wird dabei durch diesen Prozess induziert (JENKYN 1974).

In den oben beschriebenen bioturbaten Schichtfolgen mit hohem Fluid:Gesteins-Verhältnis (ca. 2000 in Zeiten mit geringen Sedimentationsraten) können Zemente gebildet werden, die ein Kohlenstoffisotopenverhältnis aufweisen, das im Gleichgewicht mit dem Meerwasser steht. Dieser Prozess spielt eine wichtige Rolle bei der Bildung von Hartgründen und der Entstehung von Knollenkalken. Der Prozentanteil der Zemente ist allerdings zu gering um die Gesamtisotopenwerte zu beeinflussen. Darüber hinaus zeigen auch die Knollen und Intraklasten der Adnetzer Kalke, die ähnlichen Ablagerungs- und Diagenesebedingungen wie die Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches unterlagen keine Unterschiede in ihren Isotopenverhältnissen im Vergleich mit der mikritischen Matrix (GAWLICK & BÖHM 2000).

Das Fluid:Gesteins-Verhältnis (Gewicht) für die Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches liegt in der Größenordnung von 100, wie oben diskutiert wurde. Deshalb kann davon ausgegangen werden, daß es während der Diagenese zu keiner signifikanten Änderung in der Kohlenstoffisotopenzusammensetzung gekommen ist. Wenn in den Hallstätter Graukalken Karbonatlösung unter anoxischen Bedingungen erfolgt wäre, müßten die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte deutlich niedriger sein als in den Rotkalken, was nicht zu beobachten ist. Im Gegenteil, die höchsten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte treten in den Hallstätter Graukalken auf. Daraus kann sicher geschlossen werden, daß der Gehalt an organischem Kohlenstoff im Sediment die Kohlenstoffisotopenzusammensetzung der Hallstätter Graukalke nicht wesentlich beeinflusst hat.

Da größere diagenetische Einflüsse auf die Kohlenstoffisotopenzusammensetzung ausgeschlossen werden können, wird der gemessene $\delta^{13}\text{C}$ Trend als primäres Signal von lokaler oder globaler Signifikanz interpretiert. Der Wechsel der Isotopenzusammensetzung der globalen Kohlenstoffreservoirs ist aus vielen Zeiten der Erdgeschichte bekannt (z. B. BAUD et al. 1989, BECK et al. 1995, CORFIELD et al. 1992, DRUFFEL & BENAVIDES 1986, JENKYN & CLAYTON 1986,

JENKYN et al. 1994, JOACHIMSKI & BUGGISH 1993, KARHU & HOLLAND 1996, WENZEL & JOACHIMSKI 1996, WEISSERT & MOHR 1996). Aus dem Nor sind allerdings bisher keine diagenetisch unbeeinflussten Kohlenstoffisotopendaten bekannt. Die einzig verfügbaren Daten stammen von STEUBER (1989), der in der Trias des Helikon Gebirges (Griechenland) die $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisse von organischem Kohlenstoff über einen längeren Zeitraum an Flachwasser- und Tiefseewasserkarbonaten gemessen hat. Dort steigen die Isotopenwerte um 2 ‰ vom Karn zum Nor und fallen zum Rhät bei 3 bis 4 ‰. Allerdings ist festzustellen, daß die obertriassische Stratigraphie im Helikon Gebirge nur auf wenigen Daten beruht. Auch interpretiert STEUBER (1989) den Trend als einen Wechsel im terrigenen Eintrag und das Auftreten von an ^{13}C angereicherten Cyanobakterien, die innerhalb der norischen Plattform vorkommen. Dennoch ist der dort gemessene Trend im weitesten Sinn mit den im Kälbersteinbruch gemessenen Daten vergleichbar.

Da es weltweit keine vergleichbaren norischen Isotopenwerte gibt, kann nicht ausgeschlossen werden, daß lokale Ursachen wie Änderungen der Mikritzusammensetzung im Herkunftsgebiet (BÖHM & GAWLICK 1997, LINTNEROVA & HLADIKOVA 1992) oder Veränderungen der primären Isotopenzusammensetzung (z. B. Süßwassereinfluß oder Upwelling) auftreten. Allerdings sind diese Ursachen praktisch auszuschließen, da die Sedimentation im offenen marinen, pelagischen Bereich erfolgte und es keine Anzeichen für großräumige klimatologische Änderungen bzw. Änderungen im Wasser-Zirkulationssystem der Tethys zur Zeit der Ober-Trias gibt.

Da der CO_2 -Austausch zwischen dem Oberflächenwasser und der Atmosphäre ein sehr schneller Prozeß ist, ist ein sehr hoher mariner Kohlenstofffluß notwendig, um die Isotopenwerte deutlich zu verändern, was zudem meist nur in eingeschränkten Becken möglich ist. Verschiedene Herkunftsgebiete des Karbonatschlammes, z. B. isotopisch schwerer Aragonit von der Plattform (SHINN et al. 1989) oder isotopisch leichter pelagischer Kalzit (z. B. AGHIB et al. 1991), können nur schwer die Meßergebnisse der Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches erklären, denn die gleichen Isotopenverhältnisse treten in Mikriten und Brachiopodenschillagen auf (GAWLICK & BÖHM 2000). Darüber hinaus würde man, wenn das Isotopensignal das Herkunftsgebiet (z. B. Mikrit von der Plattform oder Mikrite aus Tiefseewasserbildungsräumen) widerspiegeln würde, erwarten, daß die Isotopenwerte eine klare Korrelation mit den jeweiligen Sedimentationsraten aufweisen. Dagegen treten die höchsten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Massigen Hellkalk auf, der die höchsten Sedimentationsraten zeigt. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte steigen im Lac 1 stark an, einer Zeit, in der nur eine sehr geringe Sedimentationsrate festzustellen ist, die mit einem Meeresspiegeltiefstand oder einer Transgressionsphase in Verbindung steht. Auch die hohe Sedimentationsrate im Alaun 3/2 äußert sich nicht in veränderten $\delta^{13}\text{C}$ -Werten. Auch die Zeit der Plattform-Progradation im Sevat zeigt keinen Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Somit kann man den gemessenen Kohlenstoffisotopentrend am besten durch eine globale Änderung im Kohlenstoffkreislauf erklären (z. B. KUMP 1991, HOLSER et al. 1996).

Auf der Basis der absoluten Zeitskala nach GRADSTEIN et al. (1995) erfolgte der initiale $\delta^{13}\text{C}$ Anstieg von 0,5 ‰ (Abb.

20) innerhalb von weniger als 1.5 Millionen Jahren. Die hohen Werte bleiben dann in den überlagernden Sedimenten über einen Zeitraum von mehr als zwei Millionen Jahren relativ konstant. Die langsame Abnahme von 1.3 ‰ erfolgt dann über einen Zeitraum von ungefähr fünf Millionen Jahren. Um einen stationären Zustand im Kohlenstoffzyklus Ozean-Atmosphäre zu erreichen sind Perioden von mehr als einer halben Million Jahren ausreichend (KUMP 1991). Deshalb kann man die gemessenen Daten als einen globalen (relativen) Anstieg der Vergrabungsrate organischen Kohlenstoffes interpretieren. Die hohen Werte bleiben konstant hoch über einen Zeitraum von ungefähr zwei Millionen Jahren durch das gesamte Lac hindurch und nehmen dann langsam ab bis in das höhere Nor. Auf der Basis des Modells von KUMP (1991) ist anzunehmen, daß ein Anstieg im organischen Kohlenstoffburial um den Faktor 1.05 dazu führt, daß ein Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um 0.5 ‰ zu verzeichnen ist. Ein langsames Abnehmen um den Faktor 0.9 führt dazu, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um 1.3 ‰ abnehmen. Allerdings ist aus dem Lac weltweit kein Anzeichen für einen Anstieg der organischen Kohlenstoffgehalte bekannt. Die Ober-Trias ist durch ein Ansteigen der Bildung von Kohle nach dem oberpermischen und untertriassischen Fehlen von Kohleablagerungen gekennzeichnet (FAURE et al. 1995). Diese terrestrischen Kohleablagerungen können eine große Rolle bei dem Austausch von ^{12}C im Ozean-Atmosphäre Kreislauf gespielt haben. Diese Schlußfolgerungen sind allerdings spekulativ, da es z. Zt. keine weltweiten Daten aus dem Nor gibt.

Ergebnisse

Die Proben der Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches zeigen hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bis zu +0.1 ‰ (VPDB). Diese Werte können durch eine frühe diagenetische Stabilisierung und frühe Zementation in einem Tieferwasserenvironment unterhalb einer Pycnocline, d. h. unter Kaltwasser und/oder leicht hypersalinaren Bedingungen, erklärt werden. Bei den Sauerstoffisotopenwerten ist im Gegensatz zu den Kohlenstoffisotopenwerten kein Trend über einen längeren Zeitraum zu beobachten. Die Temperatur- und Salinitätsbedingungen bleiben im Tieferwasserbereich im Bereich des Tethysnordwestrandes während der Ober-Trias und des Lias weitgehend unverändert.

Auf Grund von Massenbilanzen kann ausgeschlossen werden, daß das primäre $\delta^{18}\text{O}$ Signal, das der metastabile Karbonatschlamm von der Plattform mitbringt, während der Diagenese im halbgeschlossenen System verloren ging. Allerdings ist das Potential, das das primäre $\delta^{13}\text{C}$ Signal, das der metastabile Karbonatschlamm von der Plattform mitbringt, erhalten bleibt, hoch. Es würde nur verändert, wenn der Konvektionsstrom durch die Sedimentsäule sehr hoch ist. Die gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte spiegeln somit die frühen Diagenesebedingungen am Meeresboden des Hallstätter Faziesraumes wider. Die gemessenen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, vor allem die hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des höheren Lac 1 und Lac 2 spiegeln die Anreicherung des ^{13}C im Herkunftsgebiet der Karbonate wieder, d. h. die Zusammensetzung des Oberflächenwassers. Der über einen langen Zeitraum gemessene Kohlenstoffisotopentrend zeigt einen schnellen globalen Anstieg des

organischen Kohlenstoffburials, der im Lac 1 beginnt und bis in das späte Lac 2 anhält. Vom Lac 3 an nehmen die Werte bis in das Sevat 2 langsam ab. Da bisher vergleichbare Daten von anderen Lokalitäten aus diesem Zeitraum nicht vorliegen, ist es zur Zeit nicht möglich, diesen Anstieg der Kohlenstoffisotopenwerte sicher als globales Signal zu interpretieren. Allerdings legen sowohl die geringe diagenetische Alteration der Werte, die an den Mikriten gemessen wurden als auch ähnliche, an Brachiopodenschalen gemessene $\delta^{13}\text{C}$ -Werte die Interpretation als globales Signal nahe und stellen die einfachste Erklärungsmöglichkeit der gemessenen Werte dar.

The Kälberstein quarry at Berchtesgaden exposes Carnian-Norian deeper-water Hallstatt limestones. The results of a detailed conodont biostratigraphic study demonstrate a complete succession from the latest Carnian (Tuvalian 3/1) to the late Norian (Sevatian 2). As expected from the periplatform setting of the Hallstatt Zone, mass accumulation rates are partly conform with prograding sequences observed on the contemporary Dachstein platform. However, discrepancies exist, mainly for the middle Norian, pointing to an incomplete knowledge of the platform sequences. In future work the sequence stratigraphic framework based on platform data should be complemented with data from the periplatform Hallstatt Zone.

Diagenetic alteration of the limestones from Kälberstein quarry is low with a conodont alteration index CAI = 1.0 throughout the section. Oxygen isotope values ranging from -1.2 ‰ to +0.1 ‰ (VPDB) point to stabilization and cementation at very shallow burial depths in contact with sea-water in a deeper-water environment. Carbon isotope values display a clear stratigraphic trend with a rapid increase from 3.6 ‰ to 4.1 ‰ (VPDB) during the basal Norian (Lacian 1), high values up to 4.2 ‰ during the Lacian 2, and a slow decline starting in Lacian 3 to 2.6 ‰ at the end of the Norian (Sevatian 1-2). These trends are best explained by variations in the global organic carbon/carbonate burial ratio with maximum organic carbon burial during the middle Lacian.

3.7. Aussichtspunkt Roßfeld

Der letzte Stop auf dem Roßfeld zeigt bei einem Blick nach Osten fast die gesamte Ober-Trias Karbonatplattform. Im Nordosten erstreckt sich die Osterhorngruppe mit dem Hauptdolomit im nördlichen und mittleren Bereich und dem Kössener Becken. Südlich davon schließt sich der Ablagerungsraum des gebankten Dachsteinkalkes an (z. B. Trattberg Schwelle, Tennengebirgsnordrand). Die Riffe liegen heute in Form von großen Schollen und Decken (z. B. Gollinger Schwarzenberg, Gosaukamm) im Bereich der obertriassischen Lagune, ebenso die Hallstätter Gesteine.

Die Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales ist eine früh-oberjurassische, karbonatklastische Radiolaritbeckenfällung im Zusammenhang mit der oberjurassischen Kollisionstektonik.

Die Prinzipien der Sedimentation und Tektonik in den Nördlichen Kalkalpen werden neu interpretiert (Abb. 23). Als

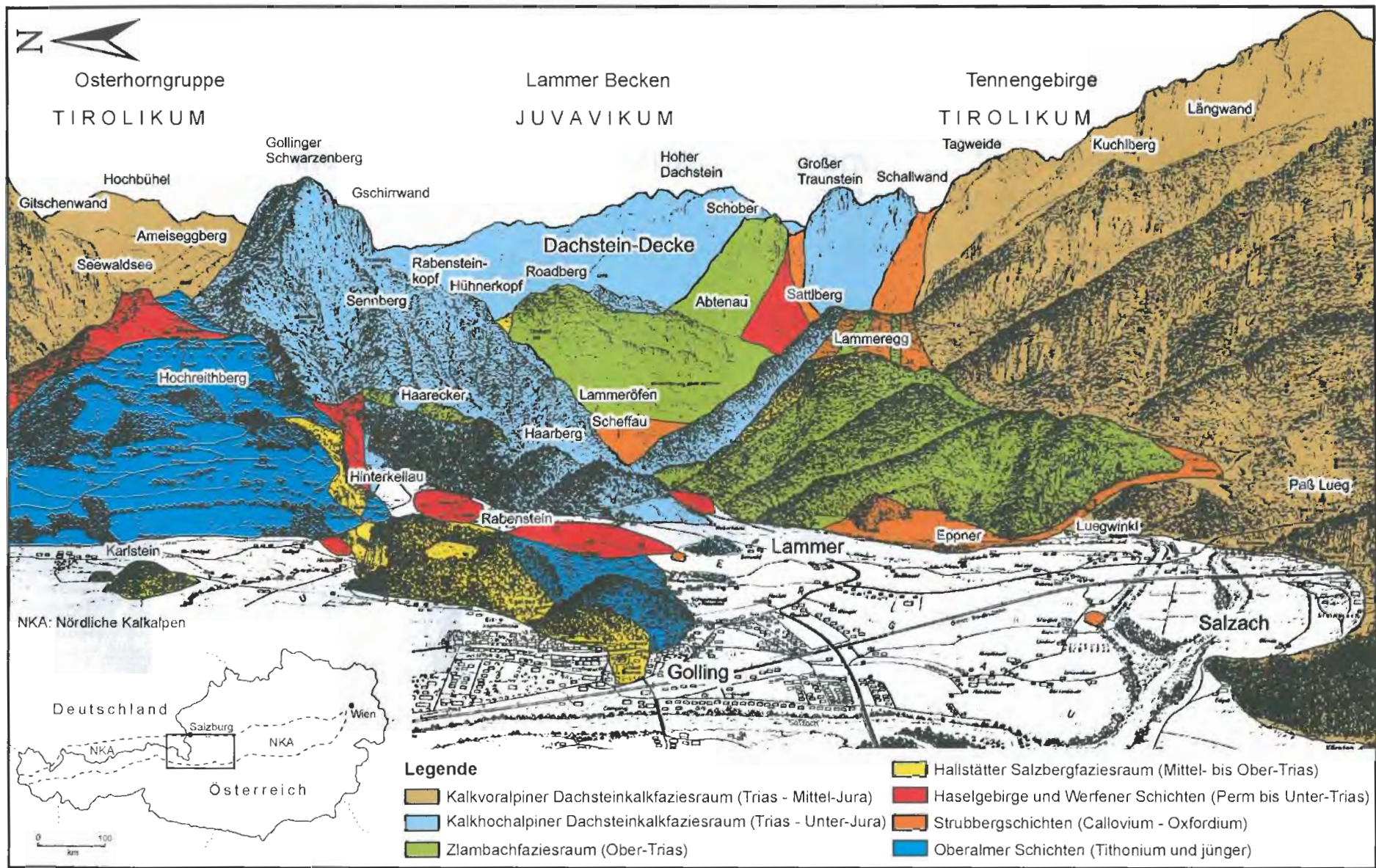


Abb. 22: Übersicht über den zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. Blick vom Roßfeld nach Osten.

Fig. 22: Overview of the central middle part of the Northern Calcareous Alps. Viewing point Roßfeld to east.

Prinzipien der Sedimentation und Tektonik in den Nördlichen Kalkalpen

GAWLICK, KRYSZTYN, LEIN & MANDL (1999)

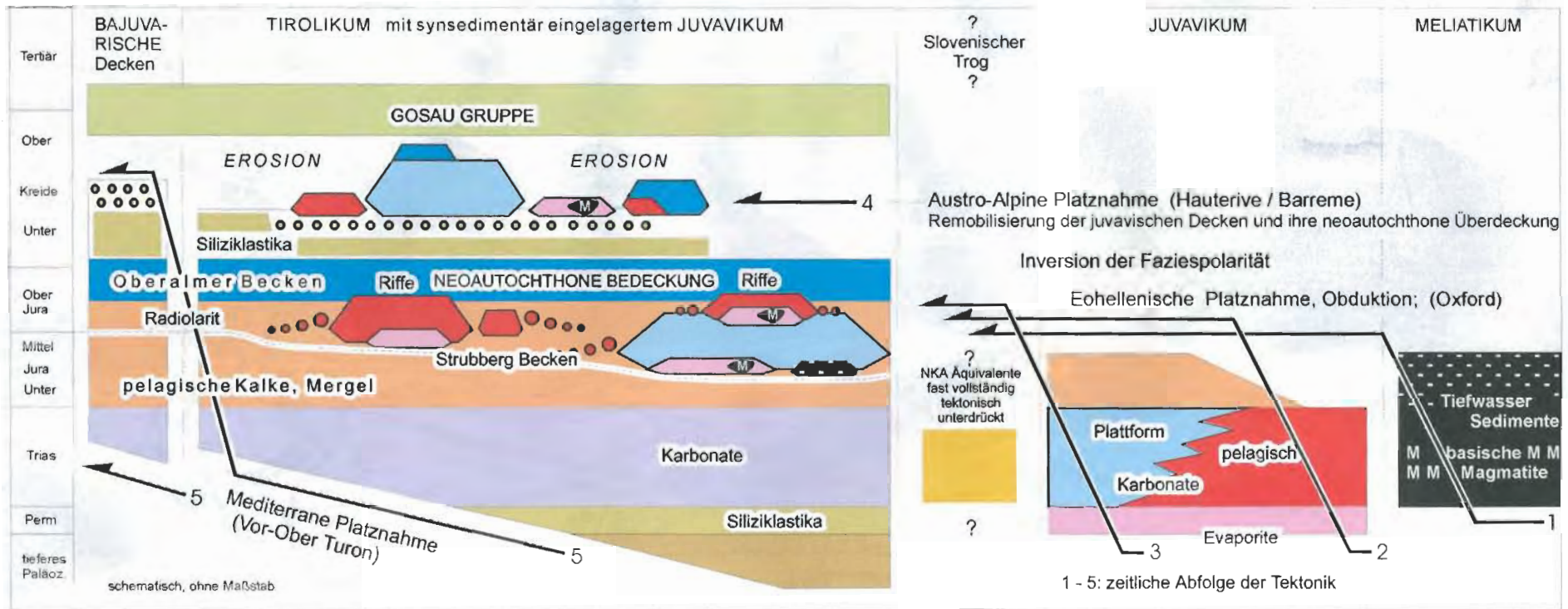


Abb. 23: Prinzipien der sedimentären und tektonischen Entwicklungsgeschichte der Nördlichen Kalkalpen (nach GAWLICK et al. 1999).

Fig. 23: Principles of sedimentation and tectonics of the Northern Calcareous Alps (after GAWLICK et al. 1999).

Tiefjuvavikum werden jene Decken interpretiert, die im Ober-Jura mobilisiert und in die Radiolaritbecken umgelagert wurden. In dieser Zeit werden alle Faziesbereiche des distalen kalkalpinen Schelfes (Kalkhochalpiner Dachsteinkalkfaziesraum, Zlambachfaziesraum, Hallstätter Salzbergfaziesraum, Meliatikum) in den Bereich der ehemaligen Lagune der Ober-Trias Karbonatplattform umgelagert. Diese Schollen und Decken werden im höchsten Ober-Jura diskordant von den Sedimenten der Ober-Jura Karbonatplattform überlagert. Während der jüngeren tektonischen Ereignisse werden diese Schollen und Decken remobilisiert und weitertransportiert, so daß sie heute auf kretazischen Sedimenten auf sekundärer Lagerstätte liegen. Diese Schollen und Decken, die von Gosasedimenten diskordant überlagert werden, werden als Hochjuvavikum bezeichnet (GAWLICK, KRYSZYN, LEIN & MANDL 1999).

4. Zusammenfassung / Summary

4.1. Sequenzstratigraphische Interpretation der Ober-Trias Schichtfolgen

Auf der Basis der paläogeographischen und paläofaziellen Rekonstruktionen des triassischen Schelfes wird hier versucht, die Zusammenhänge der Sedimentationsraten im Bereich der Hallstätter Salzbergfazies, am besten dokumentiert in der Hallstätter Kalk Schichtfolge des Kälbersteinbruches mit den sequenzstratigraphischen Daten der Dachsteinkalkkarbonatplattform (Riff und Lagune) in der Ober-Trias zu korrelieren und zu diskutieren.

Grundlage für diese Interpretation sind die vier Kontrollfaktoren für die Sedimentakkumulation in hemipelagischen, offen marin entwickelten, Periplattformbereichen:

1. In situ Karbonatproduktion: in pelagischen und hemipelagischen Ablagerungsräumen sind kalkiges Plankton und, in geringerem Ausmaß, nektonisch und benthonisch lebende Organismen die hauptsächlichen Karbonatproduzenten.
2. Eintrag von Karbonatschlamm (Mikrit) von der angrenzenden Karbonatplattform. Auf Grund des weitgehenden Fehlens von kalkigem Plankton in der Ober-Trias stellt dieser Eintrag von Mikrit von der Karbonatplattform den Hauptteil des Sedimentes.
3. Transport und Umlagerung von feinkörnigem Karbonatschlamm (Mikrit) durch bodennahe, geringenergetische, submarine Strömungen.
4. Lokale, tektonisch gesteuerte Änderungen im Ablagerungsraum, z. B. lokale Subsidenz oder Hebung können Akkomodationsraum und damit Raum für Sedimentakkumulation schaffen oder zerstören.

Die ersten drei dieser Kontrollfaktoren sind an Meeresspiegelschwankungen gebunden und können damit für sequenzstratigraphische Interpretationen herangezogen werden. Auf dieser Basis können Plattformsequenzen und Tiefersedimentsequenzen miteinander korreliert werden. Der vierte Kontrollfaktor, die Tektonik, spielt im Regelfall eine mehr lokale Rolle. Tektonik beeinflußt die

Ablagerungsräume meist kleinräumig in unterschiedlicher Art und Weise, z. B. durch lokale Schollenkipfung, Subsidenz oder Hebung. Das ist bei den tethysweit übereinstimmenden Lithofaziesabfolgen des Hallstätter Salzbergfaziesraumes allerdings auszuschließen.

In den obertriassischen pelagischen und hemipelagischen Karbonaten spielt zudem die Karbonatproduktion durch Plankton eine nur sehr geringe Rolle. Änderungen der planktonischen Karbonatproduktion konnten zudem in den untersuchten obertriassischen Schichtfolgen anhand der Mikrofazies und des Fauneninhaltes nicht beobachtet werden. Bodennahe, submarine Strömungen werden verstärkt beobachtet während relativen Meeresspiegeltiefstständen. Der Einfluß von bodennahen, submarinen Strömungen auf hemipelagische und pelagische Sedimente wird am Beispiel der Adneter Kalke von BÖHM (1992) und MARTIRE (1992) diskutiert. Dabei wurden zur Zeit von relativen Meeresspiegeltiefstständen in den Adneter Kalken Hartgründe und Mangelsedimentation beobachtet.

In Tieferwasserablagerungsräumen wie dem Hallstätter Salzbergfaziesraum, die an große, weit ausgedehnte Flachwasserkarbonatplattformen angrenzen, ist der Eintrag von Karbonatsand und Karbonatschlamm, d. h. Karbonatmikrit („Highstand shedding“) während relativen Meeresspiegeltiefstständen dagegen der Hauptkontrollfaktor der Sedimentationsrate (z. B. SCHLAGER 1992, SCHLAGER et al. 1994, SARG 1988, HANFORD & LOUCKS 1993).

Das Konzept des „Highstand shedding“ besagt:

- Zu Zeiten eines relativen Meeresspiegeltiefststandes sind in, an Plattformen angrenzende, pelagischen Ablagerungsräumen kondensierte Sedimente (Hartgründe und Mangelsedimentation) typisch, da die Plattform trocken gefallen ist.
- Zu Zeiten von Transgressionen kommt es in den angrenzenden pelagischen Ablagerungsräumen meist nur zu geringer Akkumulation von Karbonat, da die Hauptmasse des im Plattformbereich produzierten Karbonates auch im Bereich der Plattform verbleibt und dort abgelagert wird. Die Plattform aggradiert.
- Während des relativen Meeresspiegelhochstandes werden in den angrenzenden pelagischen Ablagerungsräumen große Sedimentmengen akkumuliert, da die Plattform zu progradieren beginnt und gleichzeitig große Mengen an Sediment in die angrenzenden Ablagerungsräume exportiert (CONIGLIO & DIX 1992).

Diese Prozesse beeinflussen sich gegenseitig in Wechselwirkung, z. B. kommt es zu veränderten submarinen Bodenströmungen im pelagischen und hemipelagischen Ablagerungsbereich während relativer Meeresspiegeltiefststände und gleichzeitig zur Erosion und Omission im Plattformbereich (MARTIRE 1992).

Der Einfluß des „Highstand shedding“ in Abhängigkeit von kurzzeitigen relativen Meeresspiegelschwankungen wurde am Beispiel der plattformrandnahen, sevatischen Pötschen- und Pedatakalke, die der Dachsteinkalkkarbonatplattform proximal vorgelagert sind, von REIJMER et al. (1991)

untersucht. REIJMER et al. (1991) stellten fest, daß während kurzzeitiger relativer Meeresspiegelhochstände größere Bankmächtigkeiten entstehen und daß mehr Material, das von der inneren Plattform kommt, abgelagert wird (SCHLAGER et al. 1994).

Sequenzstratigraphische Untersuchungen der Schichtfolgen der Ober-Trias Karbonatplattform der Nördlichen Kalkalpen fehlen bisher weitgehend. Daten gibt es nur wenige. Hauptgrund dafür sind mangelnde Aufschlüsse des Plattform-Becken Überganges und des Überganges zum Plattform Hinterland. Ursache dafür ist vor allem die tektonische Abtrennung der einzelnen Plattformareale und deren Amputation vom Hinterland bzw. dem Becken (GAWLICK et al. 1994). Darüber hinaus spielt lokale Tektonik eine große Rolle in der Entwicklung der Plattformsequenzen (SATTERLEY & BRANDNER 1995, LEIN 1987a) und den angrenzenden pelagischen bis hemipelagischen Ablagerungsbereichen (MANDL 1984a, KRYSZYN 1991: Abb. 18, GAWLICK 1998) im Bereich der Nördlichen Kalkalpen, was eine Korrelation mit regionalen oder globalen Meeresspiegelkurven stark erschwert. Zudem sind die Flachwasserkarbonate der Ober-Trias Karbonatplattform nur sehr schwer genau zu datieren. Die Korrelation der Flachwasserkarbonate mit den pelagischen Karbonaten basiert deshalb meist auf der Datierung von pelagischen Einschaltungen innerhalb der Flachwasserkarbonate. Diese pelagischen Einschaltungen führen meist Conodonten und markieren dabei die Sequenzgrenzen in den Flachwasserkarbonaten. Über diesen pelagischen Einschaltungen, die das maximale Überflutungsereignis repräsentieren, folgt meist die Progradation der Riffe während eines relativen Meeresspiegelhochstandes, z. B. die Progradation des Riffes im Sevat im Bereich des Gosaukammes (KRYSZYN 1991, mündliche Mitt. L. KRYSZYN) oder im Bereich der Hohen Wand (KRYSZYN & LEIN 1996).

Auf der Basis der verfügbaren Daten der Ober-Trias (z. B. KRYSZYN & LEIN 1996, DE ZANCHE et al. 1992, 1993) sind drei Haupttransgressionsereignisse zwischen dem hohen Karn und dem frühen Rhät bekannt:

Das erste Haupttransgressionsereignis ist mit Tuval 3 datiert (im Hangenden der Opponitzer Formation - KRYSZYN & LEIN 1996). Dieses Transgressionsereignis wurde in verschiedenen tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen datiert, z. B. im Gebiet der Dachstein Decke und des Hochschwab (mündliche Mitt. R. LEIN, G. MANDL), am Gollinger Schwarzenberg (GAWLICK & GAWLICK 1999), am Tennengebirge (KRYSZYN 1985) und in den Julischen Alpen (SCHLAF et al. 1997). Diese pelagischen Ablagerungen des hohen Tuval 3 bzw. des Karn/Nor-Grenzbereiches sind zugleich die sedimentäre Basis des Hauptdolomites und des gebankten Dachsteinkalkes in den Nördlichen Kalkalpen, die Bildungen des Meeresspiegelhochstandes des Lac darstellen.

Das zweite Haupttransgressionsereignis erfolgte im hohen Alaun 3. Es ist bekannt von der Hohen Wand (KRYSZYN & LEIN 1996) und kann korreliert werden mit dem maximalen Überflutungsereignis im hohen Alaun, das von DE ZANCHE et al. (1992, 1993) beschrieben wurde. SATTERLEY & BRANDNER (1995) datieren die Seefeld Formation im Bereich des Hauptdolomites ebenfalls als Alaun 3, bringen die Einschaltung dieser pelagischen Sedimente im inneren der

Dachsteinkalkkarbonatplattform allerdings mit einem tektonischen Ereignis in Verbindung.

Pelagische Einschaltungen des Alaun 3 sind darüber hinaus in verschiedenen Dachsteinriffkalken bekannt (z. B. Grimming – BÖHM 1988). Diesem Transgressionsereignis folgt eine schnelle Progradation der Riffe und der Plattform durch das gesamte Sevat hindurch, z. B. im Bereich des Gosaukammes und der Hohen Wand (KRYSZYN & LEIN 1996, KRYSZYN 1991, L. KRYSZYN mündliche Mitt.). Diese sevatische Plattform Progradation ist auch aus den Karpaten, den nördlichen Dinariden und dem Taurus bekannt und steht im Zusammenhang mit dem relativen Meeresspiegelhochstand, der von MARCOUX & BAUD (1996) beschrieben wird.

Das dritte Haupttransgressionsereignis erfolgte im Sevat/Rhät-Grenzbereich bzw. im Rhät 1. Pelagische Kalke überlagern weite Bereiche der im Sevat progadierten Plattform, z. B. am Gosaukamm (L. KRYSZYN, mündliche Mitt.). Auch die maximale Transgression der Kössener Schichten im Bereich der inneren Plattform erfolgte im Sevat/Rhät-Grenzbereich bzw. im Rhät 1 (GOLEBIEWSKI 1990, 1991).

Ein zusammenhängendes Profil, das die Transgressionsereignisse im hohen Tuval und im hohen Alaun zeigt, wurde von KRYSZYN (1985) im Bereich des westlichen Tennengebirges beschrieben: Vorriffsedimente mit pelagischen Einschaltungen des Tuval 3 werden von ungefähr 100 m mächtigen Riffkalken (Aggradation) überlagert, die stratigraphisch bis in das Lac 1 reichen. Darüber folgt die Progradation von Rückriffgesteinen und deren Aggradation in einer Mächtigkeit von nahezu 900 m Mächtigkeit. Diese Schichtfolge umfaßt stratigraphisch den größten Teil des Lac 1 bis 3. Im Hangenden dieser lagunären Gesteine treten pelagische Einschaltungen des Alaun 1-2 auf, darüber folgen über Rückriffkalken wieder lagunäre Dachsteinkalke, die stratigraphisch das gesamte Sevat umfassen.

Die Hallstätter Kalk Schichtfolge des Kälbersteinbruches ist gut zu korrelieren mit den Plattform Schichtfolgen aus dem Tuval und Lac (Abb. 24): die erhöhten Sedimentationsraten im höchsten Tuval korrespondieren gut mit dem gleichzeitigen Progradationsintervall der Plattformen. Die Transgression des höheren Lac 1 kann in der Schichtfolge der Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches nicht klar definiert werden. Die starke Kondensation der Schichtfolge im Lac 1/1 kann allerdings als Meeresspiegeltiefstand interpretiert werden, der der Transgression vorausgeht. Die Progradation der Plattformen im höheren Lac 1 und Lac 2 dagegen ist durch die hohen Sedimentationsraten des Massigen Hellkalkes gut dokumentiert. Im Lac 3 nimmt die Sedimentationsrate des Massigen Hellkalkes rasch ab. Geringe Sedimentationsraten können auch im Alaun 1 bis Alaun 3/1 festgestellt werden. Diese geringen Sedimentationsraten zeigen entweder Meeresspiegeltiefstände mit Trockenfallen der Plattform oder transgressive Bedingungen im Bereich der Plattform an. Nach KRYSZYN & LEIN (1996) dagegen soll ein hoher Meeresspiegel bis in das mittlere Alaun die Sedimentation im Bereich der Plattformen steuern. Das oben beschriebene Profil im Bereich des westlichen Tennengebirges (KRYSZYN 1985) dagegen zeigt auch ein Transgressionsereignis, das zu einer starken Plattform-

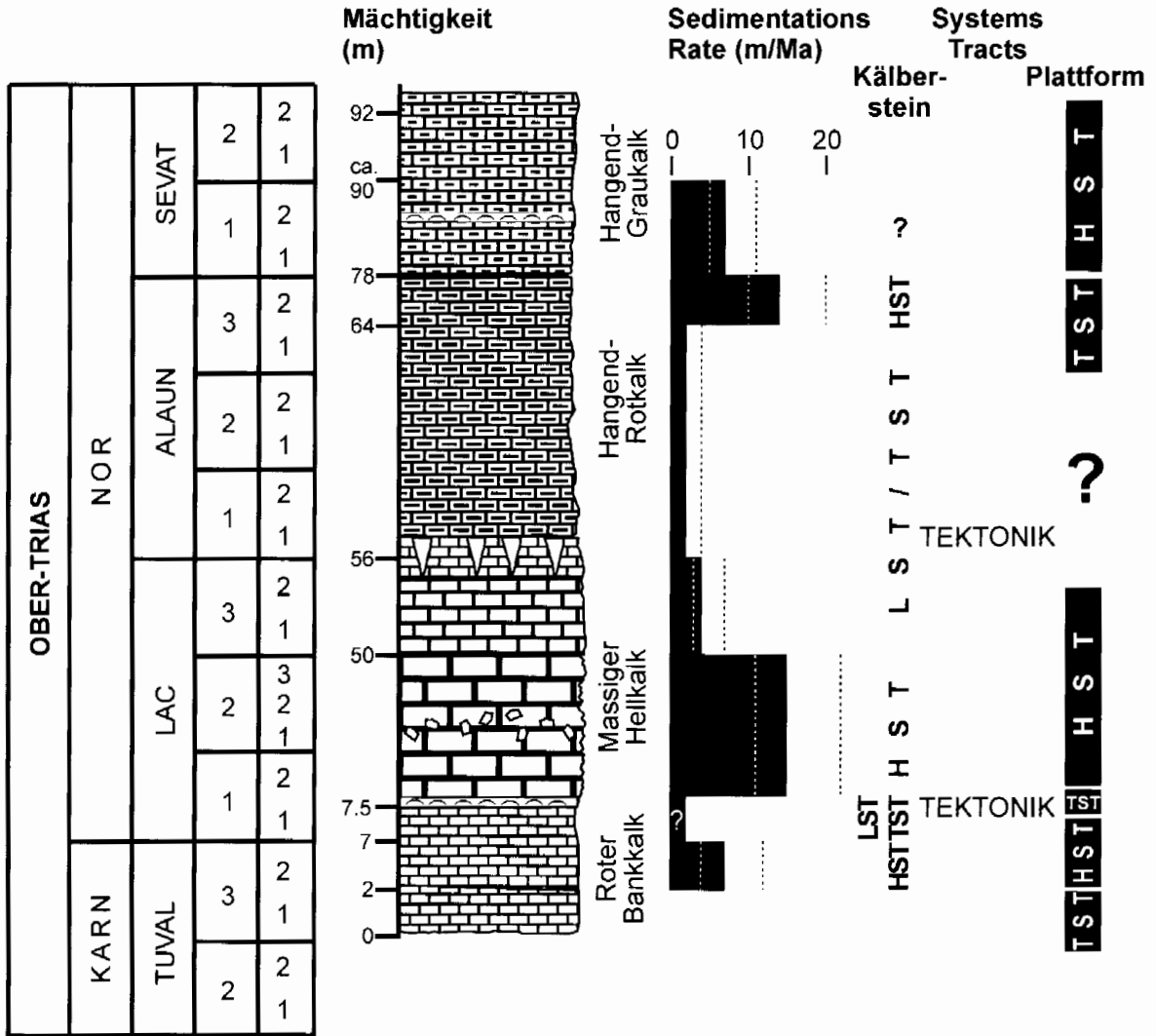


Abb. 24: Chronostratigraphie, Fazies und Sedimentationsrate der Hallstätter Kalke im Kälbersteinbruch im Vergleich mit der sequenzstratigraphischen Interpretation der angrenzenden Plattformbereiche. Im Profil sind zwei tektonische Phasen durch Spaltenfüllungen repräsentiert, die eine im höheren Lac 1 und die zweite im höheren Alaun 1. HST = Highstand Systems Tract, TST = Transgressive Systems Tract, LST = Lowstand Systems Tract. Plattformsequenzen in Anlehnung an KRYSZYN & LEIN (1996), KRYSZYN (1985) und SCHLAF et al. (1997). Die gepunktete Linie in der Spalte Sedimentationsrate markiert die möglichen Fehlergrenzen ± 0.2 Mio. a für die Datierung der Subzonen und ± 1 m für die Sedimentmächtigkeiten. Nach GAWLICK & BÖHM (2000).

Fig. 24: Chronostratigraphy, facies and sedimentation rate estimates for the Kälberstein quarry section, compared to the sequence stratigraphic framework for the adjacent platforms. Sequences of the Kälberstein section are interpretations based on sedimentation rates. Two tectonic events are expressed in the Kälberstein section, indicated by neptunian dykes filled by sediments of the higher Lacian 1 and the higher Alaunian 1. HST: highstand systems tract, TST: transgressive systems tract, LST: lowstand systems tract, TECTONIC: tectonic event. Platform sequences mainly based on KRYSZYN & LEIN (1996), KRYSZYN (1985) and SCHLAF et al. (1997). Dashed lines in sedimentation rate plot are error range estimates, allowing for ± 0.2 Ma uncertainty for the subzone durations and ± 1 m uncertainty for the interval thickness. After GAWLICK & BÖHM (2000).

aggradation mit der Ablagerung von mächtigen Sedimentfolgen ohne Verschiebung der Faziesgürtel geführt hat, während des späten Lac und des frühen Alaun.

Im Alaun 3/2 kommt es in der Hallstätter Kalk Schichtfolge des Kälbersteinbruches kurzzeitig zu erhöhten Sedimentationsraten, die „Highstand shedding“ anzeigen. Das steht in krassem Gegensatz zu den Schichtfolgen der Plattform, aus denen ein Transgressionsereignis in dieser Zeit beschrie-

ben ist. Da allerdings aus dem Alaun/Sevat-Grenzbereich eine starke tektonische Aktivität bekannt ist (u. a. SATTERLEY & BRANDNER 1995, MARCOUX & BAUD 1996), kann nicht ausgeschlossen werden, daß lokale tektonische Unruhen die erhöhten Sedimentationsraten im Hallstätter Salzbergfaziesbereich bedingen und deshalb eine Korrelation mit den Plattformsedimenten zu dieser Zeit schlecht möglich ist. Diese erhöhten Sedimentationsraten sind im Hallstätter

Salzbergfaziesraum weit verbreitet (mündliche Mitt. L. KRYSYŃ). Darüber hinaus sind größere tektonische Unruhen in der Hallstätter Zone bisher nur aus dem frühen Sevat bekannt (GAWLICK 1998, in Druck). Es kann deshalb angenommen werden, daß eine kurze Progradationsphase der Dachsteinkalkkarbonatplattform im Alaun 3/2 liegt, die bisher allerdings übersehen wurde.

Die Plattformprogradation im Sevat dagegen ist in der Hallstätter Schichtfolge des Kälbersteinbruches schlecht dokumentiert. Die Sedimentationsraten im Sevat sind eher mit denen im hohen Tuval, d. h. mit einem Transgressionsereignis vergleichbar. Da allerdings durch die starke tektonische Aktivität im Bereich der Hallstätter Zone im tieferen Sevat neue Depoträume im Zlambachfaziesraum und im Hallstätter Salzbergfaziesraum entstehen, kann davon ausgegangen werden, daß die Masse des von der Plattform geschütteten Materials in diesen neu entstanden Becken akkumuliert wird.

Insgesamt kann auf der Basis der Untersuchungen davon ausgegangen werden, daß die Sedimentationsraten im Bereich des Hallstätter Salzbergfaziesraumes, wie hier am Beispiel der Hallstätter Schichtfolge des Kälbersteinbruches ausgeführt wurde, von dem Sedimentexport der Plattformen gesteuert wird. Gute Übereinstimmung herrscht dabei besonders im Zeitintervall Tuval bis Lac, bedingt im Alaun. Die eher schlechte Korrelation der Meeresspiegelschwankungen zwischen den Plattformsedimenten und den Beckensedimenten im hohen Lac und Alaun liegt wahrscheinlich in der noch wenig bekannten und untersuchten sequenzstratigraphischen Analyse der norischen Schichtfolgen. Es wird deutlich, daß sowohl in den Plattformarealen als auch in den Periplattformarealen der Hallstätter Zone weitere Untersuchungen dringend erforderlich sind.

With the given paleogeographic frame GAWLICK & BÖHM (2000) will now explore the possible links between the varying sedimentation rates of the Kälberstein section and the sequence stratigraphy of the Dachstein platform.

There are four major processes controlling the sediment accumulation rate in hemipelagic distal periplatform settings. First, there is the *in situ* carbonate production, which in pelagic settings is mainly maintained by plankton and to a lesser degree by nektonic and benthonic fauna. Second, there is import of carbonate mud from adjacent platforms. With the scarcity of calcareous plankton, this was probably the major source of mud in the Late Triassic. Third, there is the transport and redistribution of sediment by bottom currents. Fourth, there is the local, tectonically controlled subsidence and uplift that create or destroy accommodation space for sediment accumulations.

The first three of these factors have been shown to be closely linked to sea-level fluctuations and may be used for sequence stratigraphic interpretations, linking platform and deep-water sequences. The fourth, tectonics, may have a more local control, which not necessarily affects adjacent areas in the same way.

We do not take into account changes in pelagic productivity, as they most likely played only a minor role in controlling Triassic carbonate accumulation. The influence of increased

bottom current activity during sea-level lowstands in the comparable settings of Jurassic Ammonitico Rosso facies has been discussed by BÖHM (1992) and MARTIRE (1992). They found widespread hardground formation and lag deposits coincident with periods of sea-level lowstands.

In deep-water settings adjacent to large, flat-topped carbonate platforms, the shedding of carbonate sand and mud during sea-level highstands has a major control on sediment accumulation rates (SCHLAGER et al. 1994). Highstand shedding during short-order sea-level oscillations in a proximal periplatform setting of the Sevatian Dachstein platform was investigated by REUMER et al. (1991), who found increased bed thicknesses during intervals of input from the platform-interior, assumed to represent sea-level highstands (SCHLAGER et al. 1994). The highstand shedding concept predicts (1) condensed sedimentation during relative sea-level lowstands, when the platform is emerged, (2) moderate accumulation during transgression, when most platform-produced carbonate is stored on the platform and (3) highest sedimentation rates during the highstand phase, when the platform starts to prograde and exports excess sediment (CONIGLIO & DIX 1992). These processes will work in concert with possibly varying current activities leading to erosion and omission during lowstands (MARTIRE 1992). There are few data about the sequence stratigraphy of the Late Triassic carbonate platforms of the Northern Calcareous Alps. This is mainly due to the lack of outcrops of platform-basin transitions and the platform hinterland, caused by the tectonic amputation of the platform blocks (GAWLICK et al. 1994). Moreover, local tectonic may have played a major role in the evolution of the platform sequences (SATTERLEY & BRANDNER 1995, LEIN 1987) or in the periplatform area (MANDL 1984, KRYSYŃ 1991: Fig. 18, GAWLICK 1998), hampering the comparison with regional or global sea-level charts. The shallow water dolomites and limestones that formed the Late Triassic platforms are very difficult to date. Therefore, the definition of sequences is mainly based on pelagic intercalations, rich in conodonts. These mark maximum flooding events, followed by reef progradation during highstands, e. g. the Sevatian progradation at Lake Gosau (KRYSYŃ 1991, pers. comm. L. KRYSYŃ) and the Hohe Wand (KRYSYŃ & LEIN 1996).

Available published data for the Late Triassic (KRYSYŃ & LEIN 1996, DE ZANCHE et al. 1992, 1993) converge on the presence of three major transgressional events during the Late Carnian to Early Rhaetian interval:

A major transgression took place in the Tuvalian 3 (top of Opponitz Fm. in KRYSYŃ & LEIN 1996). It is found in several units of the Northern Calcareous Alps, e.g. Dachstein and Hochschwab area (pers. comm. R. LEIN, G. MANDL), Gollinger Schwarzenberg (H.-J. G. unpublished data), Tennengebirge (KRYSYŃ 1985) and in the Julian Alps (SCHLAF et al. 1997). This event is probably correlatable to the maximum flooding surface of HAQ et al. (1988) and of DE ZANCHE et al. (1992, 1993) at the top of the Tuvalian 3. The following highstand phase probably started in the latest Tuvalian (SCHLAF et al. 1997, KRYSYŃ & LEIN 1996) and was possibly interrupted by a short transgression during the higher Lacian 1 (Julian Alps: SCHLAF et al. 1997; Tennengebirge: pers. comm. L. KRYSYŃ). The late Tuvalian/early Lacian transgressive beds form the base of the progra-

dational Hauptdolomit, Dolomia Principale and Dachsteinkalk deposited during the subsequent highstand of the Laciaan.

The next major transgression happened during the later Alaunian. It is known from the Hohe Wand (KRYSZYN & LEIN 1996) and may be correlatable with a Alaunian 3 maximum flooding surface of De ZANCHE et al. (1992, 1993). There is no correlatable event in the chart of HAQ et al. (1988). SATTERLEY & BRANDNER (1995) describe a contemporaneous event (Alaunian 3) from the platform interior (Seefeld Fm.), however, connect it with extensional tectonic. Intercalations of pelagic Alaunian 3 are in some places found in the Dachstein reefs (e.g. Grimming reef, BÖHM 1988). The transgression was followed by a strong progradation of the reef and platform during the Sevatian 1 and 2, e. g. Lake Gosau, Hohe Wand (KRYSZYN & LEIN 1996, KRYSZYN 1991, L. KRYSZYN pers. comm.). This Sevatian platform progradation is also reported from the easterly continuation of the Alps (Carpathians, northern Dinarids and Taurids) and connected to a highstand phase by MARCOUX & BAUD (1996).

The third major transgression took place during the early Rhaetian 1 with pelagic limestones encroaching the formerly prograding Dachstein platform at Lake Gosau (L. KRYSZYN, pers. comm.) and the widespread platform excursion of the intraplatform-basinal Kössen Fm. (GOLEBIEWSKI 1990).

A section illustrating cycles 1 and 2 was reported from the western Tennenengebirge by KRYSZYN (1985): Fore reef sediments of the Tuvalian 3 overlain by about one hundred metres of aggrading reef limestones ranging up to the Laciaan 1 followed by a progradation of back reef limestones over the reef and subsequent aggradation of a roughly nine hundred metres thick series. The latter is probably mainly of Laciaan age as a pelagic intercalation of the Alaunian 1-2 occurs in its upper part. Finally peritidal lagoonal limestones prograde over the back reef facies during the Sevatian.

The Kälberstein succession agrees well with the Tuvalian-Laciaan platform sequences: We find intermediate sedimentation rates during the latest Tuvalian corresponding to a progradational platform interval. The transgression of the higher Laciaan 1 is not clearly visible with the biostratigraphic resolution of our section. However, there is a period of likely strong condensation during the Laciaan 1/1 which could be interpreted as a lowstand interval preceding the transgression. The platform progradation of the Laciaan 1-2 is well reflected in high sedimentation rates. The rate quickly drops in the late Laciaan and remains at a very low level until the Alaunian 3. This points to either lowstand/emergence or transgressive conditions on the platform, while according to KRYSZYN & LEIN (1996) highstand conditions were maintained until the middle Alaunian. However, the Tennenengebirge section (KRYSZYN 1985) described above rather points to a transgressive phase leading to aggradation of a very thick platform sequence without obvious shifts in the facies belts during the late Laciaan and early Alaunian.

The short sedimentation pulse in the Kälberstein section during the Alaunian 3/2, indicating highstand shedding, is in contradiction to the platform record, where a transgressive phase is assumed at this time. In the context of the reported

widespread increase of tectonic activities around the Alaunian/Sevatian boundary (SATTELEY & BRANDNER 1995, MARCOUX & BAUD 1996), we cannot exclude local tectonics as a cause of this discrepancy. However, increased sedimentation rates of the late Alaunian are a widespread phenomenon in the Hallstatt Zone (pers. comm. L. Krystyn). Moreover, reliable indications of tectonic activities in the Hallstatt Zone are only known from the early Sevatian (GAWLICK 1998, in press). We assume that a short progradational phase exists in the Alaunian 3/2 of the Dachstein platform, which has so far been overlooked.

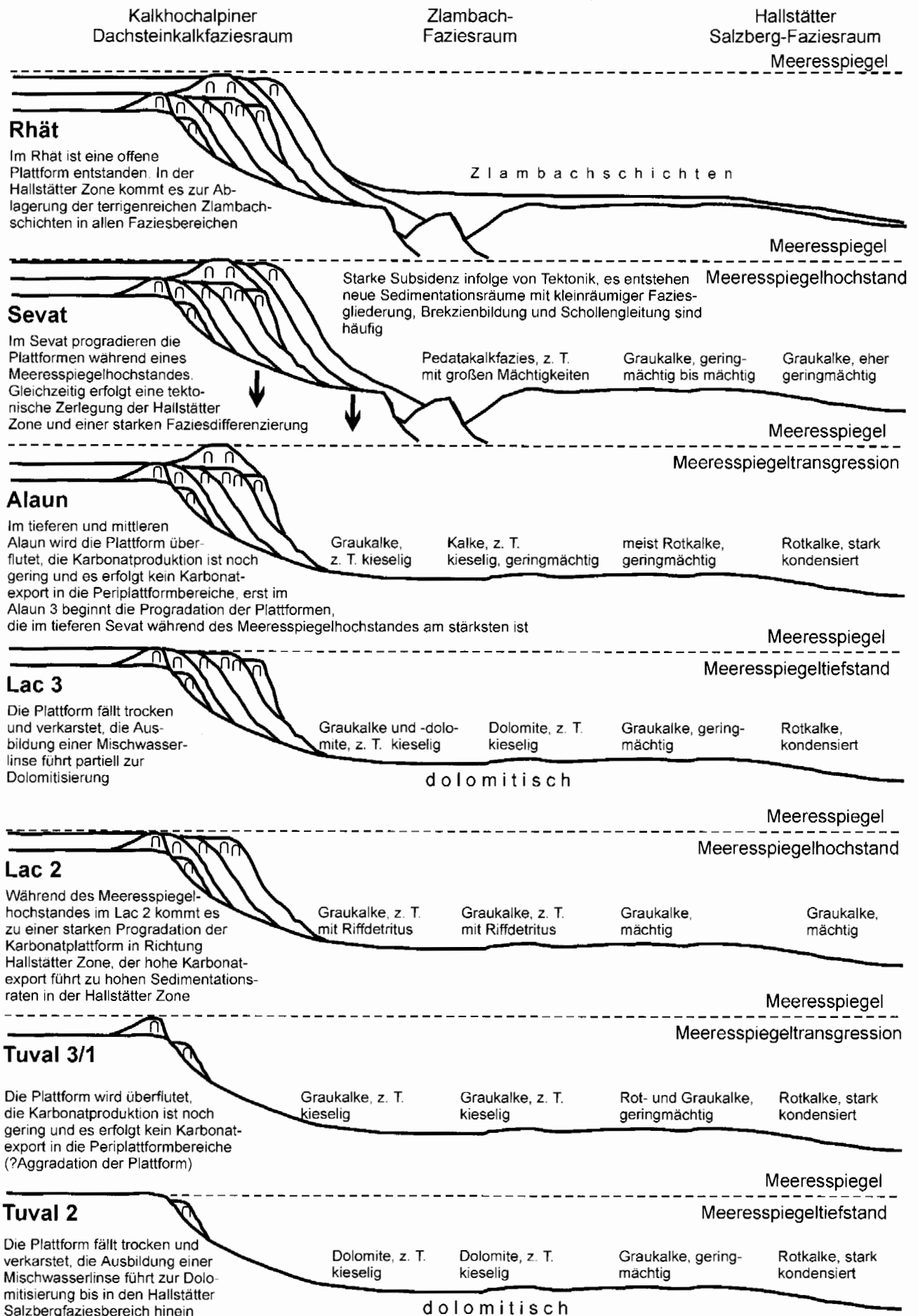
Finally, the Sevatian progradation is only weakly reflected in our data with rates comparable to the late Tuvalian transgressive phase. The most likely explanation is that the bulk of the exported sediments was stored in basins close to the platform margins (Zlambach facies), which formed in connection with the early Sevatian tectonic activities.

GAWLICK & BÖHM (2000) conclude that the sedimentation rates of the Kälberstein section are strongly influenced by platform export during the Tuvalian-Laciaan and possibly the Alaunian. Discrepancies with the platform record in the late Laciaan and Alaunian emphasize the fragmentary nature of the alpine sequence stratigraphic framework for the Norian and underscore the need of further investigations both in platform areas and in the periplatform record of the Hallstatt Zone.

4.2. Sedimentäre und tektonische Entwicklung des Hallstätter Faziesraumes in der Ober-Trias

Im **höheren Unter-Karn** ist der Ablagerungsraum der Hallstätter Zone durch den Eintrag von feinkörnigem siliziklastischem Material gekennzeichnet (= distale Leckkogelschichten, Halobien-schiefer), daß aber nicht gleichmäßig verteilt über die gesamte Hallstätter Zone abgelagert wird. An vielen Stellen wird auf Grund der vorgegebenen Topographie des Meeresbodens kein Terrigenmaterial abgelagert und es liegt eine durchgehende Karbonatsedimentation vor. Hierbei handelt es sich vor allem um Bereiche, die morphologisch in einer leicht erhöhten Position liegen. Die Ablagerung der Schiefer und Mergel erfolgte nur in leichten Depressionszonen bzw. Senken. Die Mächtigkeit der Schiefer und Mergel ist dabei im distalen Bereich meist gering und beträgt nur wenige Meter. Vom **Tuval 1** dominiert in der Hallstätter Zone wieder die Ablagerung von pelagischen, oft stark kondensierten Karbonaten. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichtfolgen oder/und die fazielle Ausbildung der einzelnen Schichtglieder korreliert dabei gut mit dem Karbonatexport von den Plattformen.

In Abb. 25 ist die Entwicklung der Hallstätter Zone und des angrenzenden Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraumes vom höheren Tuval bis in den Dogger in seinen Grundzügen stark vereinfacht dargestellt: Im **höheren Tuval** und **tieferen Lac** wird die Sedimentation hauptsächlich durch Meeresspiegelschwankungen gesteuert. Während kurzer Regressionsphasen kommt es zu verminderter Sedimentanlieferung von den Plattformen, die trockenfallen, und stellenweise zur (?Mischwasser) Dolomitisierung, vorwiegend im Bereich des Zlambachfaziesraumes, untergeordnet auch im Bereich



des eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesraumes. Das Haupttransgressionsereignis im höheren Tuval führt zu stark verminderter Sedimentation im pelagischen Ablagerungsraum und stellenweise zu starker Kondensation bzw. zum Schichtausfall. Nach einer kurzen Phase der Plattformprogradation und einer kurzen Regression erfolgt im tieferen Lac 1 eine weitere Transgression.

Im **Lac 2**, während eines lang andauernden Meeresspiegelhochstandes und der starken Progradation der Plattformen werden durch den Karbonatexport von der Plattform im Bereich der Hallstätter Zone mächtige Sedimente abgelagert. Im **Lac 3** kommt es zunächst zu einer Regression mit stark vermindertem Sedimentexport in die Hallstätter Zone. Dabei scheinen Teile der Plattform trocken zu fallen, vor allem im Bereich des Zlambachfaziesraumes ist stellenweise eine (?Mischwasser) Dolomitisierung zu beobachten, die im Lac 3 erfolgt ist. Diese Dolomitisierung ist darüber hinaus in weiten Bereichen der Hallstätter Zone zu beobachten. Pötschdolomit des höheren Lac 1 bis Lac 2 und dolomitierter Massiger Hellkalk bzw. dolomitische Kalke des Lac 1-2 im Bereich der eingeschränkten Hallstätter Salzbergfazies sind häufig.

Vom **höheren Lac 3** an erfolgt das nächste Transgressionsereignis auf die Plattform, das bisher aber weder im Bereich der Plattformen noch im Bereich der Beckensedimente gut zu dokumentieren ist. Zudem erschweren leichte tektonische Unruhen im Verlauf des **Alaun 1**, besonders im höheren Alaun 1, die mit der Entstehung von Spalten in Verbindung stehen, z. T. eine eindeutige Interpretation. Der im **Alaun 2** zu erwartende kurzzeitige Meeresspiegelhochstand mit eventuell verstärktem Karbonatexport von den Plattformen ist in den Beckensedimente (Zlambachfaziesraum und Hallstätter Salzbergfaziesraum) nicht klar zu erkennen. Im **höheren Alaun 3** ist ein Meeresspiegelhochstand durch die erhöhte Sedimentakkumulation, verursacht durch verstärkten Karbonatexport von den Plattformen, dokumentiert. Gleichzeitig beginnt sich der Bereich der Hallstätter Zone, durch Tektonik verursacht, generell umzustellen. Im Alaun 3 sind in die Schichtfolgen viele Lithoklasten eingelagert, z. T. auch Fremdmaterial (z. B. Werfener Schichten).

Im **Sevat** zeigen die Plattformen einen Meeresspiegelhochstand mit z. T. starker Progradation der Plattformen an. Das führte zu verstärktem Sedimentexport in die angrenzenden Beckenbereiche. Gleichzeitig entstehen im Bereich der Hallstätter Zone, verursacht durch Tektonik, viele kleinräumige Becken. An steilen Escarpments kommt es zur Mobilisierung von Brekzien und großen Schollen. Die von der Plattform exportierten Karbonate werden in den neu entstehenden Beckenarealen, vor allem im Bereich des Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraumes und des Zlambachfaziesraumes abgelagert (z. B. Aflenzer Becken). Die Schichtfolgen in diesen neu entstandenen Beckenbereichen können z. T. erhebliche Mächtigkeiten aufweisen.

Daneben kommt es zu einer kleinräumigen Differenzierung der Schichtfolgen. Aflenzer Kalke, riffdetritusreiche Pedatakalke und, die unter reduzierenden Bedingungen abgelagerten, Pedata-Plattenkalke zeigen die kleinräumige Gliederung des proximalen Ablagerungsraumes der Hallstätter Zone im **höheren Sevat** an. Gleichzeitig kommt es infolge des relativen Meeresspiegelhochstandes zu einer starken Progradation der Plattformen, während im höheren Sevat durch Terrigeneintrag die Karbonatproduktion in der Lagune der Dachsteinkalkkarbonatplattform bereits eingeschränkt ist. Dort entsteht das Kössener Becken.

Dieser Terrigeneintrag führte zur Entstehung einer offenen Plattform vom **Nor/Rhät-Grenzbereich** an (Zlambach Event), durch die feinkörniges siliziklastisches Material in die Hallstätter Zone geschüttet wurde (Zlambachschichten). Dadurch wurden die faziellen Gegensätze zwischen Zlambachfaziesraum und Hallstätter Salzbergfaziesraum ausgeglichen, denn die Zlambachschichten werden im Bereich der gesamten Hallstätter Zone abgelagert und gleichen das bestehende Relief in der Hallstätter Zone weitgehend aus.

4.3. Diagenese und Metamorphose im Mittel- (und Ost)abschnitt der Nördlichen Kalkalpen

Im Bereich des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen wurde die Diagenese- und Metamorphoseüberprägung mit Hilfe der Conodont Colour Alteration Index (CAI)-Methode flächendeckend erfaßt. Die CAI-Karte des Mittelabschnittes basiert auf mehr als 3000, die des Ostabschnittes auf mehr als 2500 flächendeckend verteilten Conodontenproben.

CAI Bereich CAI 1.0-2.0

Der bei weitem größte Bereich des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen weist CAI Werte von CAI 1.0-2.0 auf. Im Kalkvorarlpin sind sowohl das Hoch-Bajuvarikum (Reichraminger Decke) als auch das Tirolikum (mit Staufen-Höllengebirgs Decke, Totengebirgs Decke und ?Warscheneck Decke - hier keine CAI Werte) durch eine niedrige Diagenese gekennzeichnet.

Im Juvavikum zeigen die Berchtesgadener Decke mit dem Hallstätter Schollenkranz, der Nordteil der Göll-Lammerzone, der West- und Nordteil der Dachstein Decke mit dem Hallstätter Schollenkranz und die Hallstätter Schollen südlich der Warscheneck Decke CAI Werte von CAI 1.0-2.0.

CAI Bereich CAI 2.5-3.0

CAI Werte von CAI 2.5-3.0, die den Bereich der erhöhten Diagenese kennzeichnen, treten am Südrand der Leoganger Steinberge und des Steinernen Meeres (Staufen-Höllengebirgs Decke) und im Bereich der zentralen Lammerzone

Abb. 25: Sedimentäre und tektonische Entwicklung der Hallstätter Zone und des Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraumes während der Ober-Trias. Dargestellt sind nur die wichtigsten sedimentären und tektonischen Ereignisse. Erläuterungen im Text.

Fig. 25: Simplified sedimentary and tectonic evolution of the Hallstatt Zone and adjacent areas during the Late Triassic. See text for explanation.

auf.

CAI Bereich CAI 4.0-5.0

CAI Werte von CAI 4.0-5.0 treten nur sehr vereinzelt im Bereich der südöstlichen Lammerzone (vgl. GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993) auf und wurden in Abb. 26 nicht berücksichtigt.

CAI Bereich CAI 5.5-7.0

CAI Werte von CAI 5.5-6.0, vereinzelt auch bis CAI 7.0, die epizonal überprägte Bereiche kennzeichnen, treten zwischen Hochkönig und Grimming fast am gesamten Kalkalpensüdrand des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen auf: Hochkönig und Tennengebirgssüdrand (bisher Tirolikum - Staufen-Höllengebirgs Decke), Südrand der Dachstein Decke (Juvavikum), Mandlingschuppe. Auch einige Hallstätter Schollen, z. B. die Bosruck-Scholle am Südostende des Mittelabschnittes und verschiedene Schollen im Bereich des östlichen Tennengebirgsnordrandes zeigen CAI Werte von CAI 5.5-7.0.

Die wichtigsten Ergebnisse der Paläotemperaturabschätzungen an triassischen Karbonaten auf der Grundlage von Conodont Colour Alteration Index (CAI) Daten sind (Abb. 26, Abb. 27, Genauerer in GAWLICK & KÖNIGSHOF 1992, 1993, GAWLICK, KRYSZYN & LEIN 1994, 1999, 2000, LEIN & GAWLICK 1997, 1999, 2000, LEIN, GAWLICK, SCHAUER & THUM 1998, GAWLICK 1997, HÖPFER & GAWLICK 1995, GAWLICK & HÖPFER 1999):

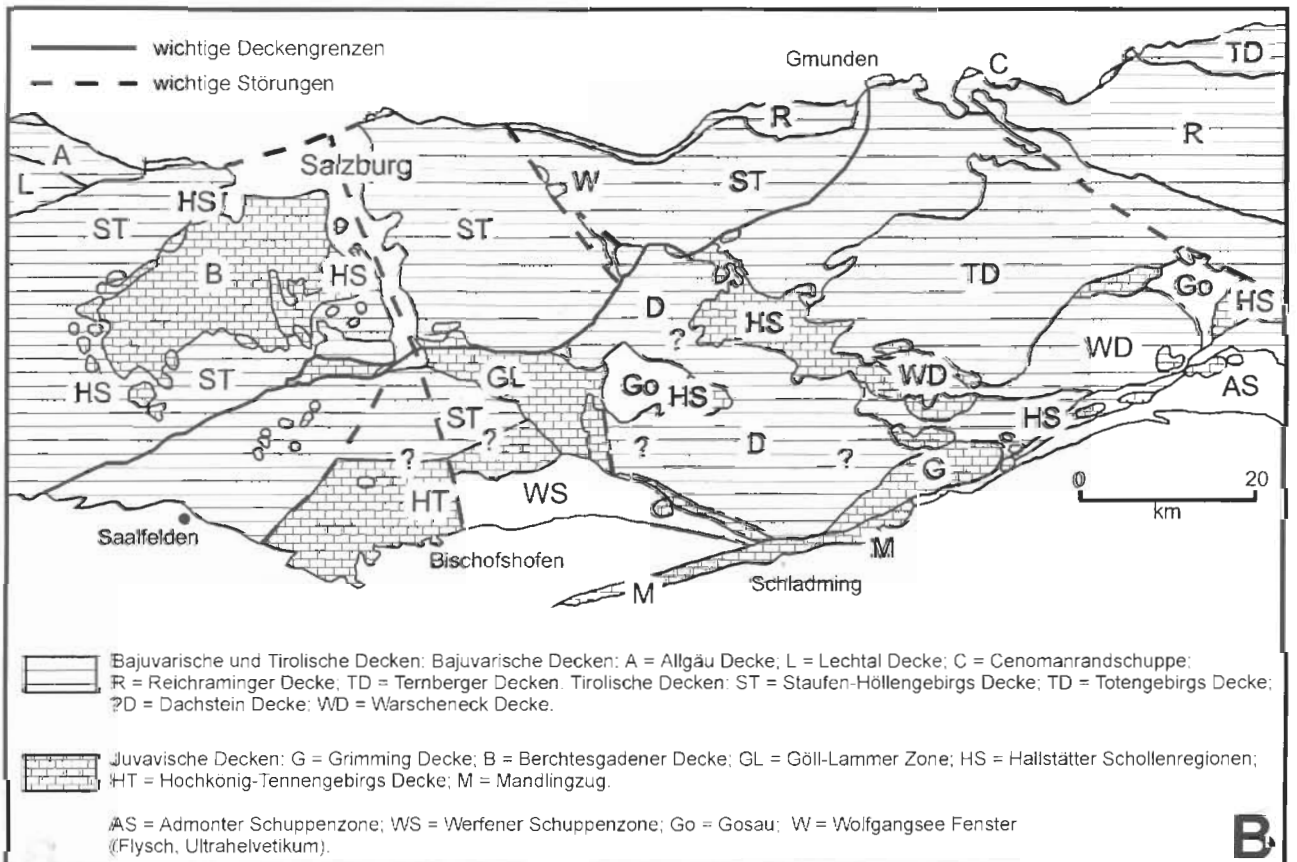
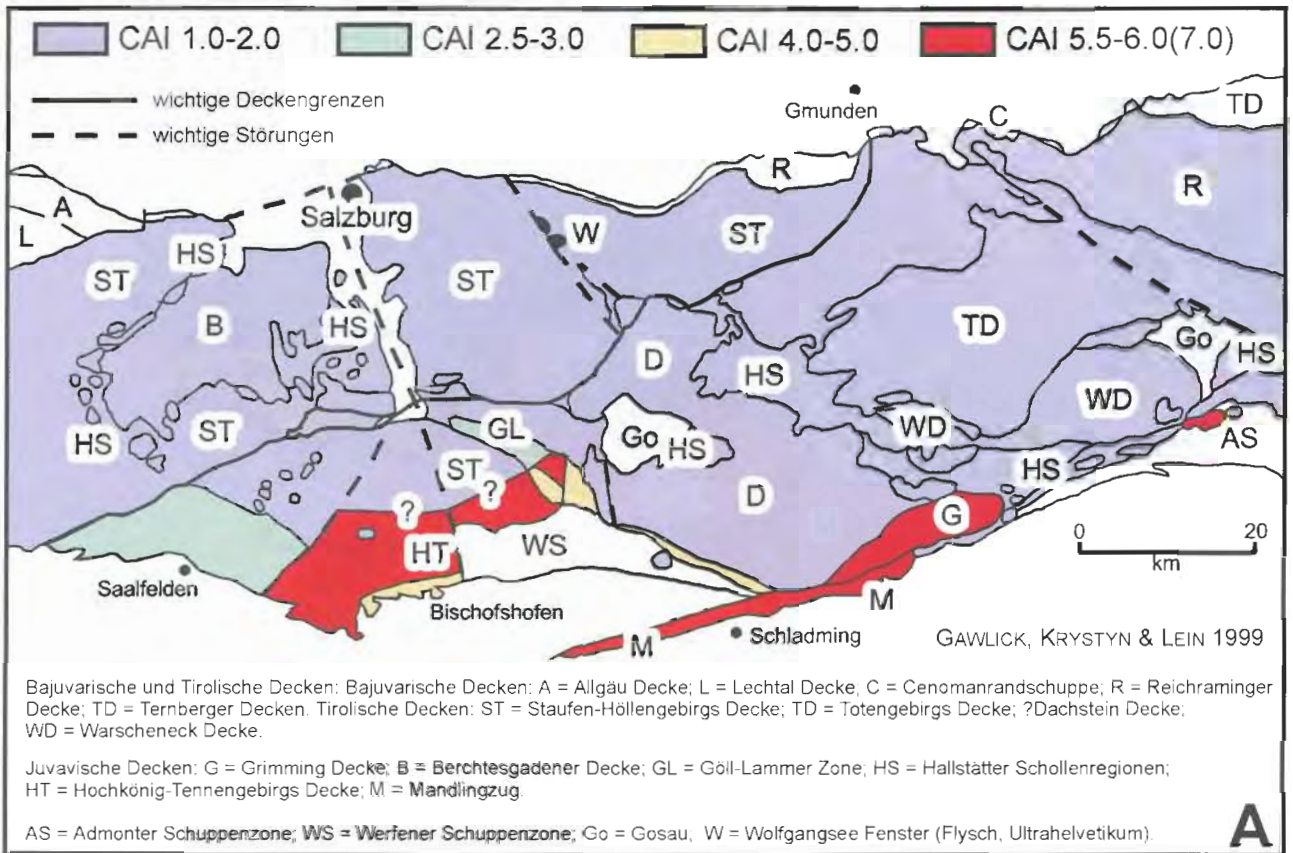
1. Die anchizonal metamorphe Überprägung reicht nicht so weit nach Norden in den kalkalpinen Deckenstapel hinein, wie bisher angenommen wurde.
Große Bereiche der Kalkalpen, die auf Grund von Illit-Kristallinitätsdaten als anchimetamorph überprägt interpretiert wurden (vgl. KRÁLIK, KRUMM & SCHRAMM 1987), sind nach den vorliegenden CAI Werten nur diagenetisch beeinflusst worden (Abb. 26). Die vorliegenden CAI Werte im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen stimmen im Bereich des Kalkvorlappens gut mit den Daten der Vitrit-Reflexion (SACHSENHOFER 1987) überein.
2. Eine kontinuierliche Abnahme der metamorphen Überprägung nach Norden oder gegen das Hangende (= stratigraphisch jüngere Schichten) kann auf Grund der vorliegenden CAI Werte nicht bestätigt werden. Einzelne Decken oder einzelne Schollen zeigen meist ein in sich homogenes Bild der Temperaturüberprägung; z. B. zeigen innerhalb der Mürzalpen Decke sowohl die Conodonten vom Südrand der Decke als auch die Conodonten vom Nordrand der Decke gleiche CAI Werte, d. h. die Mürzalpen Decke zeigt insgesamt eine gleichmäßige metamorphe Überprägung (GAWLICK et al. 1994, 1999). Die CAI Werte von einzelnen epimetamorph überprägter Hallstätter Schollen (z. B. Bosruck-Scholle, Pailwand-

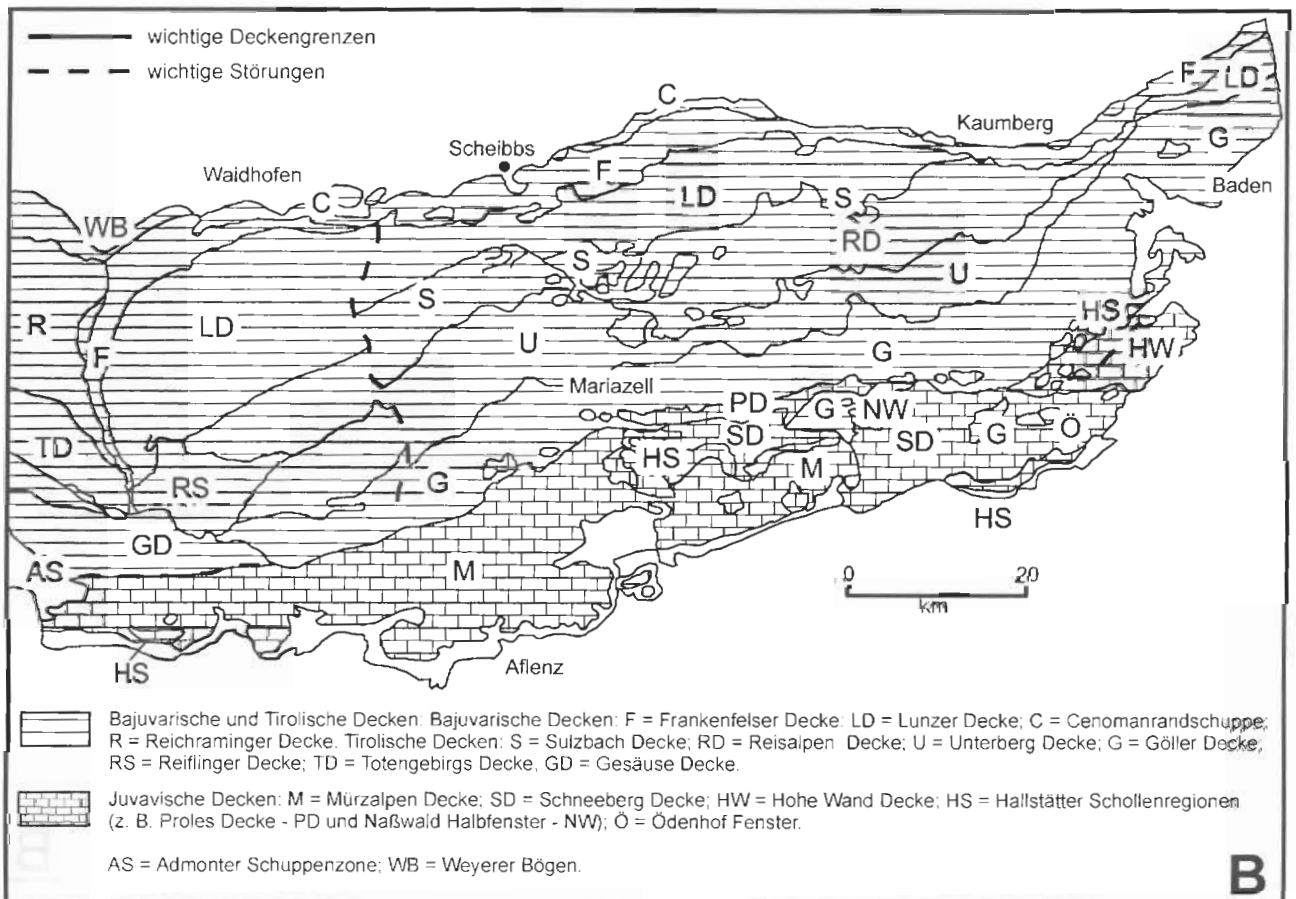
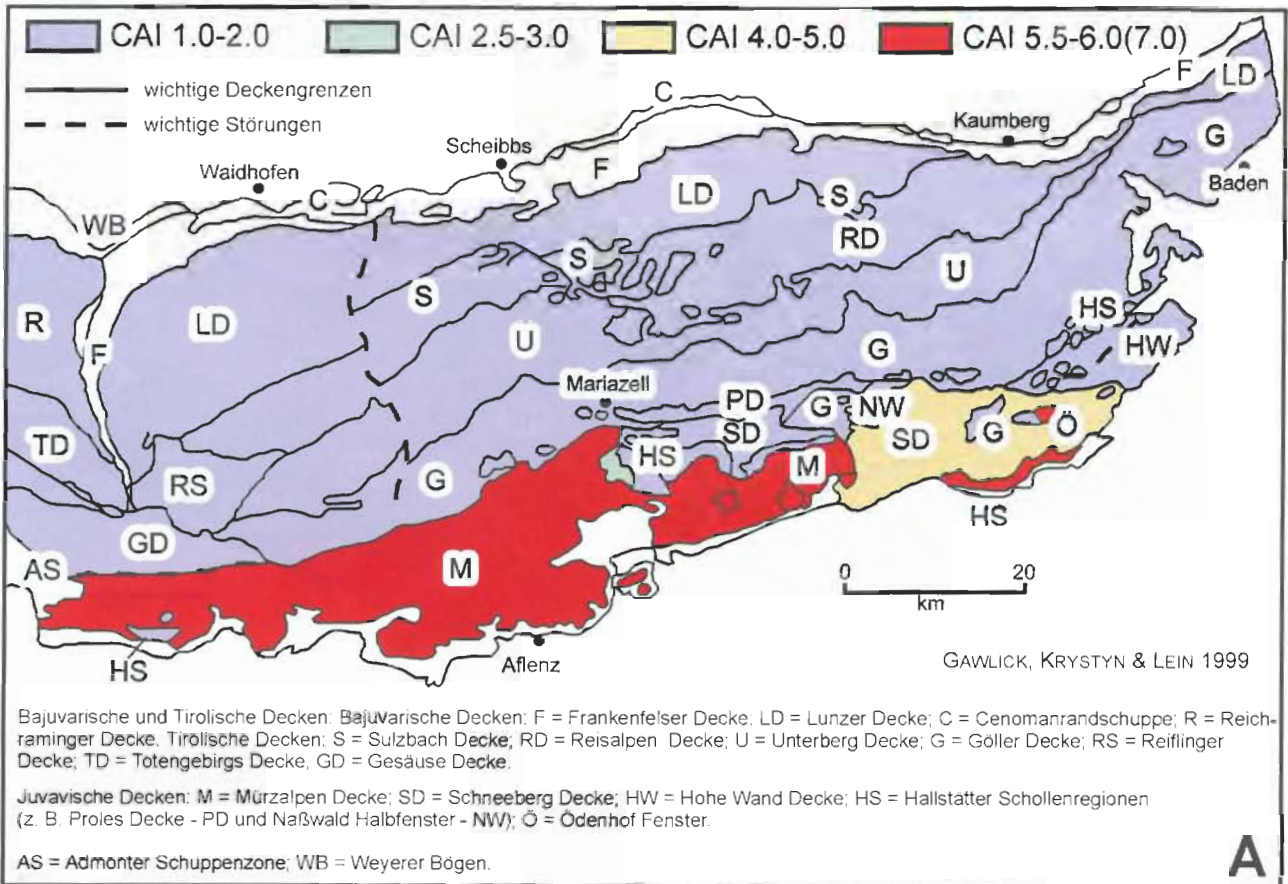
Scholle - vgl. Abb. 23) zeigen unabhängig vom stratigraphischen Niveau gleiche CAI Werte.

3. Der Metamorphosegrad der triassischen Karbonate ist z. T. deutlich höher, als bisher bekannt war. An verschiedenen Stellen im Bereich der Kalkhochalpinen Decken treten vereinzelt CAI Werte bis CAI 7.0 auf, was einer Minimaltemperatur von ungefähr 490 °C entsprechen soll (u. a. EPSTEIN et al. 1977, REJEBIAN et al. 1987).
4. In tektonisch sehr heterogen aufgebauten Bereichen schwanken die CAI Werte selbst in kleinen Bereichen sehr stark. Die einzelnen CAI Bereiche sind dabei aber fast immer an die tektonischen Linien (z. B. Schollengrenzen, Störungen) gebunden. Einzelne Schollen zeigen in sich immer einheitliche CAI Werte (vgl. GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993).
5. Im Bereich des Juvavikums können einzelne Schollen auf Grund ihrer CAI Werte von ihrer Umgebung tektonisch abgegrenzt werden.
So können in nicht metamorph überprägten Gebieten Schollen auftreten, die hohe CAI Werte (bis CAI 6.5) zeigen - z. B. die Bosruck-Scholle im östlichen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. Andererseits treten in metamorph überprägten Gebieten Schollen auf, die niedrige CAI Werte (meist CAI 1.0) zeigen - z. B. die Hallstätter Deckschollen (= Hüpfinger Deckschollen) im Bereich der südwestlichen Mürzalpen Decke im westlichen Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen und die Hallstätter Deckschollen am Nordrand des Hochkönigmassivs im Bereich des Blühnbachtales (vgl. Abb. 26) im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen.
6. Bisher nicht erkannte tektonische Lineamente können kartiert werden. Dabei kommt einigen der bisher als relativ unbedeutend interpretierten tektonischen Lineamenten auf Grund der vorliegenden CAI Daten eine größere Bedeutung zu als bisher angenommen wurde. An einzelnen Störungen innerhalb von bisher als zusammengehörig interpretierten Decken und an verschiedenen Deckengrenzen treten häufig scharfe Metamorphosesprünge auf, z. B.: zeigt südlich der Gesäuse-Störung die westliche Mürzalpen Decke CAI Werte von CAI 5.5-6.0 und nördlich der Gesäuse-Störung wurden CAI Werte von CAI 1.5-2.0 nachgewiesen.
7. Verschiedene Teilbereiche der bisher als zusammengehörigen Deckenkomplexe interpretierten faziellen Einheiten zeigen eine unterschiedliche Temperaturüberprägung und können deshalb nicht mehr als einheitlicher, zusammengehörender Deckenkomplex aufgefaßt werden.
So zeigt z. B. der bisher zur Mürzalpen Decke gestellte Bereich der Hohen Wand eine andere Temperaturüberprägung als der Hauptteil der Mürzalpen Decke. Die zur Schneeberg Decke gestellten Deckenreste im Bereich der südöstlichen Mürzalpen Decke zeigen eine von der

Abb. 26: A: CAI-Karte des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen. Aus GAWLICK, KRYSZYN & LEIN (1994, 1999, 2000, z. T. verändert). B: Tektonische Gliederung des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen.

Fig. 26: A: Conodont Colour Alteration Index (CAI) map of the middle sector of the Northern Calcareous Alps. After GAWLICK, KRYSZYN & LEIN (1994, 1999, 2000, partly modified). B: Nappe division of the middle sector of the Northern Calcareous Alps.





- eigentlichen Schneeberg Decke abweichende und mit der Mürzalpen Decke übereinstimmende metamorphe Überprägung.
8. Das Juvavikum in Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfazies zeigt am Kalkalpensüdrand eine einheitlich hohe Temperaturüberprägung (CAI 5.5-6.0). Der Hochkönig und der Südrand des Tennengebirges werden deshalb (neben faziellen und stratigraphischen Übereinstimmungen) vom Tirolikum abgetrennt und als Hochkönig Decke bzw. Tennengebirgs Decke zum Juvavikum gerechnet. Die Dachstein Decke wird untergliedert: Die Bereiche mit den höheren CAI Werten (Abb. 26) werden als Grimming Decke von der Dachstein Decke abgetrennt. Für den Hauptkörper der Dachstein Decke wird eine Zugehörigkeit zum Tirolikum diskutiert.
 9. Das am Kalkalpensüdrand auftretende Tirolikum zeigt eine wesentlich geringere Temperaturüberprägung (CAI 2.5-3.0) als das unmittelbar angrenzende Juvavikum. Hohe CAI Werte (CAI 5.5-7.0) sind somit nur für das Juvavikum kennzeichnend und treten im Tirolikum nicht auf.
 10. Das Juvavikum der Nördlichen Kalkalpen ist eine Melange und besteht aus zahllosen Einzelschollen, die z. T. die Ausdehnung einer klassischen Decke aufweisen können (z. B. Mürzalpen Decke, Berchtesgadener Decke).
 11. Nach faziellen und stratigraphischen Untersuchungen ist die Temperaturüberprägung im Bereich des Juvavikums älter als die jüngste Gleittektonik-Phase des Barrême und jünger als der Beginn der Gleittektonik im Dogger/Malm-Grenzbereich. Die bisher vorliegenden Isotopen-Bildungsalter von 135-150 Millionen Jahre (Malm bis Unter-Kreide - KRALIK ab 1982, KRALIK, KLIMA & RIEDMÜLLER 1987, KRALIK, KRUMM & SCHRAMM 1987, KRALIK & SCHRAMM 1994, SPÖTL et al. 1996, 1998) werden damit bestätigt.

Die Verteilung der bisher vorliegenden CAI Werte aus dem Ost- und Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen und die daraus abgeleitete Paläotemperaturzonierung innerhalb der Decken der Kalkalpen bestätigt zwar den generellen Trend, daß der Kalkalpensüdrand, speziell das Juvavikum, höher metamorph überprägt wurde als die zentralen und nördlichen Nördlichen Kalkalpen. Die bekannte einfache Metamorphosezonierung in den Nördlichen Kalkalpen kann aber durch die Verteilung der CAI Werte nicht bestätigt werden: Das Bild der diagenetischen und metamorphen Überprägung des kalkalpinen Deckensystems im Ost- und Mittelabschnitt der Kalkalpen ist sehr heterogen und vor allem am Kalkalpensüdrand viel differenzierter, als bisher angenommen wurde (vgl. dazu Westabschnitt der Kalkalpen - u. a. KRUMM 1984, KRUMM, PETSCHIK & WOLF 1988). Aufgrund der vorliegenden Paläotemperaturzonierung in

den Nördlichen Kalkalpen muß die bisherige Deckengliederung der Kalkalpen, besonders im Bereich des Juvavikums, neu diskutiert und auf eine neue Grundlage gestellt werden. Die tektonische Vielfalt von einzelnen, bisher als zusammengehörig interpretierten Deckenkomplexen ist durch die CAI Daten belegt und dokumentiert den Melange Charakter des Juvavikums.

Als Ergebnis dieser veränderten Deckengliederung muß auch die paläogeographische Verteilung der Fazieszonen neu interpretiert werden. Die bestehenden paläogeographischen Rekonstruktionen für den Hallstätter Faziesraum in der Trias und die laterale Ausdehnung des Hallstätter Faziesraumes (vgl. u. a. TOLLMANN 1985, MANDL 1984a) sind neu zu diskutieren (vgl. dazu Abb. 26, Abb. 27).

Die scharfen Metamorphosegegensätze an einzelnen tektonischen Lineamenten (z. B. Deckengrenzen, Schollengrenzen) weisen darauf hin, daß die kalkalpinen Decken nicht in situ metamorph überprägt wurden, sondern daß es sich bei den Bereichen mit hoher metamorpher Überprägung um eine transportierte Metamorphose handelt (GAWLICK et al. 1994, 1999). Die bisher vorliegenden radiometrischen Altersdatierungen (ungefähr 135-150 Millionen Jahre - u. a. KRALIK 1983a, b, KRALIK, KRUMM & SCHRAMM 1987, KRALIK, KLIMA & RIEDMÜLLER 1987, KRALIK & SCHRAMM 1994) weisen auf eine Temperaturüberprägung vor der Jura/Kreide-Grenze hin.

Die hohe Metamorphose im Bereich des Juvavikums steht damit zeitlich unmittelbar in Zusammenhang mit der oberjurassischen Gleittektonik im Bereich des Juvavikums. Auch die jüngeren Sedimente (Gosau-Tertiär) im Bereich der höher metamorph überprägten Decken der Kalkalpen zeigen nur eine niedrige diagenetische Überprägung (vgl. SACHSENHOFER 1987, 1992 - cum lit.).

By means of the conodont colour alteration studies the middle and eastern part of the Northern Calcareous Alps (Fig. 26, Fig. 27, GAWLICK, KRYSYŃ & LEIN 2000) can be subdivided mainly into two distinct units with a lateral boundary marked by abrupt changes in the CAI values (GAWLICK, KRYSYŃ & LEIN 1994, 1999): a northern unit (= Tirolicum) with a relatively homogeneous distribution of no or low grade conodont alteration (CAI 1.0-2.0 - the main body of the Northern Calcareous Alps; Fig. 26, Fig. 27). The thermal overprint is thought to be relatively young (90-100 Mio. a) and related to a heat flow which influenced partly the southern parts (CAI 2.5-3.0; e. g. the area north of Saalfelden - Fig. 26A). The second part consists of the Juvavic nappe system (Juvavikum) which is distributed along the southern rim of the Northern Calcareous Alps but covers also some northern parts of the Tirolicum. With respect to its CAI distribution the Juvavikum is much more inhomogeneous on a regional as well as local scale with

Abb. 27: A: CAI-Karte des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen. Aus GAWLICK, KRYSYŃ & LEIN (1994, 1999, 2000, z. T. verändert). B: Tektonische Gliederung des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen.

Fig. 27: A: Conodont Colour Alteration Index (CAI) map of the eastern sector of the Northern Calcareous Alps. After GAWLICK, KRYSYŃ & LEIN (1994, 1999, 2000, partly modified). B: Nappe division of the eastern sector of the Northern Calcareous Alps.

even local CAI inversions (e. g. Hochkönig nappe, Dachstein nappe). The Juvavicum additionally shows distinctly different sets of CAI values: one with weak (CAI 1.0-1.5 – parts of the Dachstein nappe, Berchtesgaden nappe, Proles nappe, Hohe Wand nappe, Hallstatt slides – GAWLICK, KRYSSTYN & LEIN 2000), one with medium (CAI 4.0-5.0, partly CAI 3.0; e. g. parts of the Dachstein nappe, Schneeberg nappe – GAWLICK, KRYSSTYN & LEIN 2000) and another with strong alteration (CAI 5.5-6.0, partly CAI 7.0; e. g. Hochkönig nappe, parts of the Dachstein nappe, Mandling unit, Mürzalpen nappe, some Hallstatt slides – GAWLICK, KRYSSTYN & LEIN 2000) - the highest known thermal overprint measured in the Northern Calcareous Alps. The highest metamorphism (CAI >5.5) is relatively old and transported, since it predates the Upper Jurassic gravity tectonic emplacement of the Juvavicum onto the Tirolicum. The high CAI values of parts of the Juvavic nappe system are expected to be related to tectonic burial in an accretionary wedge formed parallel to the closure of the Tethys Ocean. The low CAI values of the Tirolicum apparently exclude a direct juxtaposition of the two units at time of this early metamorphism. The medium CAI values (CAI 3.0-5.0), especially in the Middle Triassic sediments, may be related to the Permian to Middle Triassic heat flow (SCHUSTER, SCHARBERT & FRANK 1998) or to a heat flow influenced the southern parts with original low CAI values because of the continuous south to north and bottom to top decrease of the metamorphism in these nappes.

The otherwise described continuous south to north and bottom to top decrease of the metamorphism within the whole central and eastern part of the Northern Calcareous Alps (KRALIK, KRUMM & SCHRAMM 1987, FREY, DESMONS & NEUBAUER 1999) as a result of a metamorphic event penetrating the Northern Calcareous Alps from the south cannot be confirmed by the CAI data. A result of the CAI investigations is the discovery of a regionally widely distributed metamorphism within parts of the Juvavicum. Besides areas without any thermal overprint corresponding mainly to the Hallstatt Salzberg-Facies we can distinguish regions with strongly different values - from low ones (CAI 1.0-1.5) to very high ones (CAI 5.5-6.0, partly 7.0). Especially the high thermal values with temperatures of more than 350 °C respectively >490 °C (rare) cannot be explained solely by the overburden resulting from the known nappe stacking. It seems reasonable to explain this metamorphism as caused through crustal subduction induced by convergence of the Tethys Ocean. Following the present-day configuration, the latter seems to have been situated south of the Juvavicum. Parallel shortening and stacking of the sedimentary cover within an accretionary wedge could have resulted in strongly differing burial depth and heating conditions of the Juvavic domain leading to the extreme CAI values of 5.5-6.0, partly 7.0. Final closure of the Tethys Ocean and initial emplacement of the Juvavicum by gravity tectonics (LEIN 1985) have both occurred in Upper Jurassic time. The metamorphism therefore should predate the Hallstatt gravity tectonics. This interpretation is compatible with the radiometric ages of the eo-alpine metamorphic event dated by KRALIK, KRUMM & SCHRAMM (1987) around ±135-150 My. The picture of a close paleogeographic interfingering between the Tirolicum and the Juvavicum as

developed in the last decades by several authors cannot be confirmed in the light of the CAI data and its implications. The CAI data points to a much stronger lateral shortening than previously assumed and to an original paleogeographic width of the Juvavic domain of more than 100 km (GAWLICK, KRYSSTYN & LEIN 2000).

Dank

F. Böhm (GEOMAR, Kiel) las kritisch das Kapitel über die stabilen Isotope. L. Krystyn (Wien) stellte die Schwarz/weiß-Fotos der Rutschmassen auf der Pötschenhöhe zur Verfügung.

Literaturverzeichnis

- BACHMANN, G.H. & JACOBSHAGEN, V. (1974): Zur Fazies und Entstehung der Hallstätter Kalke von Epidauros (Anis bis Karn; Argolis, Griechenland). - Ztschr. dt. Geol. Ges., **125**: 195-223, Hannover.
- BANNER, J.L. & HANSON, G.N. (1990): Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with application to carbonate diagenesis. - Geochim. Cosmochim. Acta., **54**: 3123-3137, Amsterdam.
- BARTH, W. (1968): Die Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **131**: 119-177 Stuttgart.
- BAUD, A., MAGARITZ, M. & HOLSER, W.T. (1989): Permian-Triassic of the Tethys: Carbon isotope studies. - Geol. Rundsch., **78**: 649-677, Stuttgart.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **4** (5/6): 1-74, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Ztschr. dt. Geol. Ges., **127**: 271-289, Hannover.
- BECK, R.A., BURBANK, D.W., SERCOMBE, W.J., OLSON, T.L. & KHAN, A.M. (1995): Organic carbon exhumation and global warming during the early Himalayan collision. - Geology, **23**: 387-390, Boulder.
- BLENDINGER, W. (1991): Upper Triassic (Norian) cephalopod limestones of Hallstatt-type, Oman. - Sedimentology, **38**: 223-242, Amsterdam.
- BÖHM, F. (1988): Geologie des Grimming-Westabschnittes. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**: 151-184, Wien.
- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. - Erlanger geol. Abh., **121**: 55-217, Erlangen.
- BÖHM, F., EBEL, O., KRYSSTYN, L., LOBITZER, H., RAKUS, M. & SIBLIK, M. (in Druck): Fauna, Sedimentology and Stratigraphy of the Hettangian-Sinemurian (Lower Jurassic) of Adnet (Salzburg, Österreich). - Jb. geol. B.-A., Wien.
- BÖHM, F. & GAWLICK, H.-J. (1997): Late Triassic Carbon Isotope Excursion in Pelagic Limestones of the Northern Calcareous Alps. - Gaea Heidelbergensis, **3**: 79, Heidelberg.
- BÖHM, F. & JOACHIMSKI, M. (1993): Stabile Isotope und Mikrofazies der Lofler-Zyklen: Chaotische Zyklotheme in der Obertrias (Nördliche Kalkalpen) (Abstract). - Geologica et Palaeontologica, **27**: 228-229, Marburg/Lahn.
- BÖSE, E. (1898): 3. Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. Die Berchtesgadener Trias und ihr Verhältnis zu den übrigen Triasbezirken in den nördlichen Kalkalpen. - Ztschr. dt. Geol. Ges., **50**: 468-586, Berlin.

- BOSELLINI, A., LOBITZER, H., BRANDNER, R., RESCH, W. & CASTELLARIN, A. (1980): The Complex Basins of the Calcareous Alps and Palaeomargins. - *Abh. Geol. B.-A.*, **34**: 287-325, Wien.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. - *Jb. Geol. B.-A.*, **126**: 435-475, Wien.
- BRAUN, R. (1998): Die Geologie des Hohen Gölls. Torrener-Joch-Zone/Jenner/Hoher Göll eine durch Kontinent/Kontinent-Kollision ausgelöste Gleitdecke in den Tauglbodenschichten (mittlerer Oberjura) der Berchtesgadener Alpen. - *Forschungsbericht*, **40**: 1-192, Nationalpark Berchtesgaden.
- BURDIGE, D.J. (1993): The biogeochemistry of manganese and iron reduction in marine sediments. - *Earth. Sci. Rev.*, **35**: 249-284, Berlin.
- CANFIELD, D.E. (1989): Sulfate reduction and oxic respiration in marine sediments: implications for organic carbon preservation in euxinic environments. - *Deep-Sea Res.*, **36**: 121-138.
- CONIGLIO, M. & DIX, G.R. (1992): Carbonate Slopes. - (In: WALKER, R.G., JAMES, N.P. (Eds.): *Facies Models. Response to Sea Level Change*), Geol. Assoc. Canada, 349-373, St. John's.
- CORFIELD, R.M., SIVETER, D.J., CARTLIDGE, J.E. & MCKERROW, W.S. (1992): Carbon isotope excursion near the Wenlock-Ludlow (Silurian) boundary in the Anglo-Welsh area. - *Geology*, **20**: 371-374, Boulder.
- CZURDA, K. & NICKLAS, L. (1970): Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). - *Festband d. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 165-253, Innsbruck.
- DE ZANCHE, V., GIANOLLA, P., MIETTO, P. & SIORPAES, C. (1992): Triassic Sequence Stratigraphy in the Southern Alps. - *Int. Conf. Sequence Stratigraphy of European Basin, Abstracts*, 40-41.
- DE ZANCHE, V., GIANOLLA, P., MIETTO, P., SIORPAES, C. & VAIL, P. (1992): Triassic Sequence Stratigraphy in the Dolomites (Italy). - *Mem. Sci. geol.*, **45**: 1-27, Padua.
- DERCOURT, J., RICOU, L. E. & VRIELYNCK, B. (Eds.) (1993): Atlas Tethys palaeoenvironmental maps and explanatory notes. - 1-307, Karten 1-14, (Gauthier-Villars) Paris.
- DIX, G.R. & MULLINS, H.T. (1988a): A regional perspective of shallow-burial diagenesis of deep-water periplatform carbonates from the northern Bahamas. - *Proc. ODP Sci. Res.*, **101**: 279-302, Washington.
- DIX, G.R. & MULLINS, H.T. (1988b): Rapid burial diagenesis of deep-water carbonates: Exuma Sound, Bahamas. - *Geology*, **16**: 680-683, Boulder.
- DRUFFEL, E.M. & BENAVIDES, L.M. (1986): Input of excess CO₂ to the surface ocean based on ¹³C/¹²C ratios in a banded Jamaican sclerosponge. - *Nature*, **321**: 58-61, London.
- DULLO, W.-C. & LEIN, R. (1982): Facies and environment of the Leckkogel Beds (Carnian; Alps). - *Facies*, **6**: 25-36, Erlangen.
- EMERSON, S. & HEDGES, J.I. (1988): Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. - *Paleoceanogr.*, **3**: 621-634, Amsterdam.
- EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B. & HARRIS, L.D. (1977): Conodont Colour Alteration - An Index to Organic Metamorphism. - *Geol. Surv. Prof. Pap.*, **995**: 1-27, Washington.
- FAUPL, P. (1997): Austria. - (In (Eds.): MOORES, E.M. & FAIRBRIDGE, R.W.: *Encyclopedia of European and Asian Regional Geology*), 51-63, (Chapman & Hall) London.
- FAURE, K., DE WIT, M.J. & WILLIS, J.P. (1995): Late Permian global coal hiatus linked to ¹³C-depleted CO₂ flux into the atmosphere during the final consolidation of Pangea. - *Geology*, **23**: 507-510, Boulder.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. - *Bull. geol. Surv. Kansas*, **169**: 107-149, Lawrence.
- FISCHER, A.G. (1975): Tidal Deposits, Dachstein Limestone of the North-Alpine Triassic. - (In: GINSBURG (Ed.): *Tidal deposits*), 235-242, (Springer) New York.
- FLÜGEL, E. (1981): Paleocology and Facies of Upper Triassic Reefs in the Northern Calcareous Alps. - *SEPM Spec. Publ.*, **30**: 291-359, Tulsa.
- FRECH, F. (1904): Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias, Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. - *Pal. Anh.*, **II/II**: 1-140, Budapest.
- FRECH, F. (1907): Die Leitfossilien der Werfener Schichten und Nachträge zur Fauna des Muschelkalkes der Cassianer und Raibler Schichten sowie des Rhaet und des Dachsteindolomites (Hauptdolomites). Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. - *Pal. Anh.*, **II/VI**: 1-95, Budapest.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999): Metamorphic maps of the Alps: Map of Alpine metamorphism. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **79/1**, Zürich.
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1984): Hauptdolomit - Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps). - *Geol. Rundsch.*, **73**: 305-319, Stuttgart.
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1985): Zur Fazies, Diagenese und Paläogeographie der nordalpinen Hauptdolomit-Formation. - *Jahresbericht 1984 der Generaldirektion Staatl. Naturw. Sammlungen Bayerns*, 7-16, München.
- GANSS, O. (1950): Exkursion in die Berchtesgadener Alpen unter Führung von W. EDER, O. GANSS & G. HABER. - *Ztschr. dt. Geol. Ges.*, **102**: 367-385, Hannover.
- GANSS, O. (1979): Geologie der Berchtesgadener und Reichenhaller Alpen - eine Einführung in die Gesteinsbildung, Gebirgsbildung und Landschaftsgeschichte. - 1-154, (Plenk) Berchtesgaden.
- GANSS, O., HEIJL, E., MANDL, G.W. & PAVLIK, W. (1988): CC 8742 BAD REICHENHALL: Geologische Übersichtskarte 1:200000 der Bundesrepublik Deutschland. - Hrsg.: Geol. Bundesanstalt f. Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- GAWLICK, H.-J. (1993): Triassische Tiefwasserfazieskomponenten (Kieselkalk, Radiolarite) in der jurassischen Strubbergbrekzie am Tennengebirgsnordrand (Nördliche Kalkalpen, Austria). - *Jb. Geol. B.-A.*, **136/2**: 347-350, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1995): Dolomitisierung pelagischer Sedimente aus dem Hallstätter Becken - Pötschendolomit (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen, Österreich). - *Nachr. dt. Geol. Ges.*, **54**: 69-71, Hannover.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Stubbergschichten im Lammertal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **39/40**: 119-186, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1997): Conodont Colour Alteration Indices (CAI) - eine Möglichkeit für die Kartierung des Öl- und Gasfensters in mehrphasig deformierten karbonatdominierten Sedimentbecken. - *Erdöl Erdgas Kohle*, **113/4**: 164-167, Hamburg.
- GAWLICK, H.-J. (1998): Obertriassische Brekzienbildung und Schollengleitung im Zlambachfaziesraum (Pötschenschichten) - Stratigraphie, Paläogeographie und diagenetische Überprägung des Lammeregg-Schollenkomplexes (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). - *Jb. Geol. B.-A.*, **141** (2): 147-165, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1999): Zur Kinematik des zentralen Tethys-nordwestrandes in Trias und Jura - Untersuchungen zur Stratigraphie, Fazies, Beckenentwicklung, Diagenese, Metamorphose und von Stabilen Isotopen (Nördliche Kalkalpen, Drauzug, Nördliche Dinariden). - *Unveröff. Habil.Schr. Montanuniv. Leoben*, 1-448, Leoben.
- GAWLICK, H.-J. (in Druck): Sedimentologie, Fazies und Stratigraphie der obertriassischen Hallstätter Kalke des Holzwehralm-Schollenkomplexes (Nördliche Kalkalpen, Salzburger Land). - *Jb. Geol. B.-A.*, **142**: 000-000, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & BÖHM, F. (2000): Sequence and Isotope Stratigraphy of Late Triassic Distal Periplatform Limestones - an example from the Northern Calcareous Alps (Kälberstein Quarry, Berchtesgaden Hallstatt Zone). - *Geol. Rundsch.*, Berlin.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. - *Geol. Rundsch.*, **87**: 644-657, (Springer) Berlin.
- GAWLICK, H.-J. & GAWLICK, K. (1997): Die Leckkogelschichten des Gollinger Schwarzenberg-Komplexes - Stratigraphie, Fazies

- und tektonische Bedeutung (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen). - *Terra Nostra*, **97/2**: 58-59, Köln.
- GAWLICK, H.-J. & GAWLICK, K. (1999): Fazies, Stratigraphie und tektonische Bedeutung der unterkarnischen Leckkogelschichten des Gollinger Schwarzenberg-Komplexes (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen, Salzburg). - *Zbl. Geol. Paläont.*, **1997** (1/2): 1137-1152, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J. & HÖPFER, N. (1999): Nachweis einer Hochdruck-Mitteltemperatur-Metamorphose in Hallstätter Kalken (Trias) am Südrand der Nördlichen Kalkalpen - Analyse und tektonische Bedeutung. - *Ztschr. dt. Geol. Ges.*, **150**: 641-671, Hannover.
- GAWLICK, H.-J. & KÖNIGSHOF, P. (1992): Diagenesis, Very Low Grade and Low Grade Metamorphism in the southern Salzburg Area - Paleotemperatures based on Conodont Colour Alteration Index (CAI) data (Northern Calcareous Alps, Austria). - *Terra abstracts*, Abstract supplement No. 2 to *Terra nova* **4**: 25 (Blackwell).
- GAWLICK, H.-J. & KÖNIGSHOF, P. (1993): Diagenese, niedrig- und mittelgradige Metamorphose in den südlichen Salzburger Kalkalpen - Paläotemperaturabschätzung auf der Grundlage von Conodont Colour Alteration Index (CAI) Daten. - *Jb. Geol. B.-A.*, **136**(1): 39-48, Wien.
- GAWLICK, H.-J., KRZYSTYN, L. & LEIN, R. (1994): CAI-Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - *Geol. Rundsch.*, **83**: 660-664, Berlin.
- GAWLICK, H.-J., KRZYSTYN, L. & LEIN, R. (1999): Diagenetic and Metamorphic overprint of the Northern Calcareous Alps on the Base of Conodont Colour Alteration Index (CAI) Data. - *Tübinger Geowiss. Arbeiten*, Reihe A, **52**: 100-102, Tübingen.
- GAWLICK, H.-J., KRZYSTYN, L. & LEIN, R. (2000): Conodont Colour Alteration Index (CAI) Data of the middle and eastern Northern Calcareous Alps - a key for the nappe division of the Juvavic domain and the history of the thermal overprint of the NCA. - *Terra Nostra*, *Schriften der Alfred Wegener Stiftung*, **2000/1**: 45-46, Wien.
- GAWLICK, H.-J., KRZYSTYN, L., LEIN, R. & MANDL, G.W. (1999): Tectonostratigraphic Concept for the Juvavic Domain. - *Tübinger Geowiss. Arbeiten*, Reihe A, **52**: 95-99, Tübingen.
- GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (1997): Neue stratigraphische und fazielle Daten aus dem Jakobberg- und Wolfdietrichstollen des Hallein - Bad Dürrnberger Salzberges und ihre Bedeutung für die Interpretation der geologischen Verhältnisse im Bereich der Hallein - Berchtesgadener Schollenregion. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **22**: 199-225, Innsbruck.
- GAWLICK, H.-J., LEIN, R., PIROS, O. & PYTEL, C. (in Druck): Zur Stratigraphie und Tektonik des Hallein - Bad Dürrnberger Salzberges - Neuergebnisse auf der Basis von stratigraphischen und faziellen Daten (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). - *Abh. Geol. B.-A.*, **00**: 000-000, Wien.
- GAWLICK, H.-J., STRAUSS, R. & VORTISCH, W. (1994): Metabentonite in dolomitisierten oberladinischen Beckensedimenten westlich von Abtenau (Nördliche Kalkalpen, Salzburger Land, Österreich). - *Jb. Geol. B.-A.*, **137/1**: 35-41, Wien.
- GÖKDAG, H. (1974): Sedimentpetrographische und isotopechemische (O^{18} , C^{13}) Untersuchungen im Dachsteinkalk (Oberror - Rhät) der Nördlichen Kalkalpen. - *Diss Univ. Marburg/Lahn*, 1-156, Marburg/Lahn.
- GOLDHAMMER, R.K. (1997): Compaction and decompaction algorithms for sedimentary carbonates. - *Journ. Sed. Res.*, **67**: 26-35, Tulsa.
- GOLEBIEWSKI, R. (1986): Neue Misikellen-Funde (Conodonta) und ihre Bedeutung für die Abgrenzung des Rhät s. str. in den Kössener Schichten. - *Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. A*, **195**: 53-65, Wien.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990): The Alpine Kössen Formation, a Key for European Topmost Triassic Correlations. A Sequence- and Ecostratigraphic Contribution to the Norian-Rhaetian Discussion. - *Albertiana*, **8**: 25-35, Stockholm.
- GOLEBIEWSKI, R. (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias. Lithostratigraphie und Biofazies der Kössener Formation. - (In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): *Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs*), 79-119, Wien.
- GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VEEN, P.V., THIERRY, J. & HUANG, Z. (1995): A Triassic, Jurassic and Cretaceous Time Scale. - *SEPM spec. publ.*, **54**: 95-126, Tulsa.
- GÜMBEL, C.W.V. (1861): *Geognostische Beschreibung des Bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes*. - I-XX, 1-950, (Perthes) Gotha.
- HAAS, J. (1988): Upper Triassic Carbonate Platform Evolution in the Transdanubian Mid-Mountains. - *Acta Geologica Hungarica*, **31**(3-4): 299-312, Budapest.
- HAAS, J. (1991): A Basic Model for Lofer Cycles. - (In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*), 722-732, (Springer) Berlin Heidelberg New York.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRZYSTYN, L. & LEIN, R. (1995): Significance of Late Permian - Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine - North Pannonian domain. - *Tectonophysics*, **242**: 19-40, Amsterdam.
- HAGN, H. (1981): Exkursion F11: Kälberstein. - (In: HAGN, H., HERM, D., MALZ, H., RISCH, H. & SCHROEDER, R. (Eds.): *Helvetikum und Ultrahelvetikum zwischen Siegsdorf und Eisenärzt; Jura und Kreide des Oberostalpins im Raum Ruhpolding; Trias und Alttertiär des Oberostalpins im Raum Berchtesgaden*), *Geologica Bavarica*, **82**: 258-260, München.
- HANFORD, C.R. & LOUCKS, R.G. (1993): Carbonate Depositional Sequences and Systems Tracts - Responses of Carbonate Platforms to Relative Sea-Level Changes. - (In: LOUCKS, R.G. & SARG, J.F. (Eds.): *Carbonate Sequence Stratigraphy*), *AAPG Memoir*, **57**: 3-41, Tulsa.
- HAQ, B.U. & HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level change. - *SEPM spec. Publ.*, **42**: 71-108, Tulsa.
- HERM, D., ZIERL, H., LANGENSCHIEDT, E. & GROTTENTHALER, W. (1991): Exkursion B: Geologie und geowissenschaftliche Umweltforschung in den Berchtesgadener Alpen (Nationalpark). - *Exkursionsführer: Zentrale und Nördliche Ostalpen - Geologie und Umwelt*; 143. Hauptversamml. der Dt. Geol. Ges., 27-48, München.
- HO, Y. (1959): Triassic Foraminifera from the Chialingchiang Limestone of South Szechuan. - *Acta palaeont. Sinica*, **7**: 387-418, Beijing.
- HÖPFER, N. & GAWLICK, H.-J. (1995): First record of high pressure - low temperature metamorphism in Hallstatt limestones (Pailwand, Northern Calcareous Alps, Austria). - *Terra abstracts*, Abstract supplement No. 1 to *Terra nova*, **7**: 179 (Blackwell).
- HOHENEGGER, J. & LEIN, R. (1977): Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. Teil 1: Geologie, Stratigraphie und Systematik (exklusive Lagenina). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **24**: 203-261, Wien.
- HOLSER, W.T., MAGARITZ, M. & RIPPERDAN, R.L. (1996): Global Isotopic Events. - (In: WALLISER O.H. (Ed): *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*), 63-88, (Springer) Berlin.
- HUDSON, J.D. & COLEMAN, M.L. (1978): Submarine cementation of the Scheck Limestone conglomerate (Jurassic, Austria): isotopic evidence. - *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, **1978**: 534-544, Stuttgart.
- JENKYN, H.C. & CLAYTON, C.J. (1986): Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. - *Sedimentology*, **33**: 87-106, Amsterdam.
- JENKYN, H.C., GALE, A.S. & CORFIELD, R.M. (1994): Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. - *Geol. Mag.*, **131**: 1-34, Amsterdam.
- JOACHIMSKI, M.M. & BUGGISH, W. (1993): Anoxic events in the late Frasnian - Causes of the Frasnian-Famennian faunal crisis? - *Geology*, **21**: 675-678, Boulder.
- KARHU, J.A. & HOLLAND H.D. (1996): Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen. - *Geology*, **24**: 867-870, Boulder.
- KIM, S.T. & O'NEIL, J.R. (1997): Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**: 3461-3475, Amsterdam.

- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. - 1-204, (Springer) Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1991/92): Erster paläontologischer Nachweis von *Meliaticum* und *Süd-Rudabányaicum* in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **18**: 87-129, Innsbruck.
- KRALIK, M. (1982): Geochronologie der kretazischen Metamorphose in den Kalkalpen und der Grauwackenzone im Bereich von Bischofshofen. - Frühalpiner Geschichte Ostalpen, Hochschulschwerpunkt S15, 3: 9-22, Graz, Leoben.
- KRALIK, M. (1983a): Geochronologie schwach metamorpher Tonstiefer und Karbonatgesteine am S-Rand der Nördlichen Kalkalpen. - Frühalpiner Geschichte Ostalpen, Hochschulschwerpunkt S15, 4: 7-16, Leoben.
- KRALIK, M. (1983b): Interpretation of K-Ar and Rb-Sr Data from Fine Fraction of weakly metamorphosed Shales and Carbonate Rocks at the base of the Northern Calcareous Alps (Salzburg, Austria). - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **32**: 49-67, Wien.
- KRALIK, M., KLIMA, K. & RIEDMÜLLER, G. (1987): Dating fault gouges. - *Nature*, Vol. **327**, No. 6126: 315-317, London.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J.M. (1987): Low grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illit-Crystallinity Data and Isotopic Ages. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*), 164-178, (Deuticke) Wien.
- KRALIK, M. & SCHRAMM, J.M. (1994): Illit-Wachstum: Übergang Diagenese - Metamorphose in Karbonat- und Tonsteinen der Nördlichen Kalkalpen: Mineralogie und Isotopengeologie (Rb-Sr, K-Ar und C-O). - *Jb. Geol. B.-A.*, **137**: 105-137, Wien.
- KRISTAN, E. (1957): Ophthalmitidae und Tetrataxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Nieder-Österreich. - *Jb. Geol. B.-A.*, **100**: 269-298, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1964): Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkammergut. - *Jb. Geol. B.-A.*, **Sb. 10**: 1-189, 39 Taf., Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., BARKHAN, S. & GRUBER, B. (1987): Pötschenschichten, Zlambachmergel (Hallstätter Obertrias) und Liasfleckenmergel in Zentraltimor, nebst ihren Faunenelementen. - *Mitt. österr. geol. Ges.*, **80**: 229-285, Wien.
- KROOPNICK, P.M. (1985): The distribution of ^{13}C of SCO_2 in the world oceans. - *Deep-Sea Res.*, **32**: 57-84.
- KRUMBECK, L. (1938): Das Alter der Hallstätter Kalke im Kälbersteinbruch nördlich Berchtesgaden. - *Zbl. Min., Geol. u. Paläont. Abt. B*, **1938**: 1-5, Stuttgart.
- KRUMM, H. (1984): Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge - ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. - *Geol. Rundsch.*, **73**(1): 223-257, Stuttgart.
- KRUMM, H., PETSCHIK, R. & WOLF, M. (1988): From diagenesis to anchimetamorphism, upper Austroalpine sedimentary cover in Bavaria and Tyrol. - *Geodynamica Acta* 1988, **2**: 1, 33-47, Paris.
- KRYSTYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den östlichen Nordalpen. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1971/3**: 486-509, Wien.
- KRYSTYN, L. (1974): Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. - *Schriftenreihe Erdw. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **2**: 137-144, Wien.
- KRYSTYN, L. (1980): Triassic Conodont localities in the Salzkammergut Region (Northern Calcareous Alps), mit Beiträgen von B. PLÖCHINGER und H. LOBITZER. - (In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): *Second European Conodont Symposium - ECOS II, Field-Trip B*), *Abh. Geol. B.-A.*, **35**: 61-98, Wien.
- KRYSTYN, L. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 94 Hallein. - *Jb. Geol. B.-A.*, **128**(2): 263-264, Wien.
- KRYSTYN, L. (1991): Die Fossilagerstätten der alpinen Trias. - (In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): *Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs*), 24-78, Wien.
- KRYSTYN, L. & LEIN, R. (1996): Triassische Becken- und Plattform-sedimente der östlichen Kalkalpen. - *Exkursionsführer Sediment '96, Berichte der Geol. B.-A.*, **1996/33**: 1-23, Wien.
- KRYSTYN, L., LEIN, R., MELLO, J., RIEDEL, P. & PILLER, W. (1990): "Tisovec Limestone" - an example of the problems of lithostratigraphic correlation between the Northern Calcareous Alps and the central West Carpathians. - (In: MINARIKOVÁ, D. & LOBITZER, H. (Eds.): *Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia*), 125-136, Prag Wien.
- KRYSTYN, L., LEIN, R., SCHLAF, J. & BAUER, F.K. (1994): Über ein neues obertriadisch-jurassisches Intraplattformbecken in den Südkarawanken. - *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Ungarn, Teil 2*: 409-416, Wien.
- KRYSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W. (1971a): Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **137**(2): 284-304, Stuttgart.
- KRYSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W. (1971b): Der Stratotypus des Nor. - *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* **LVI**, fasc. 2: 607-629, Budapest.
- KUMP, L.R. (1991): Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove oceans. - *Geology*, **19**: 299-302, Boulder.
- LANGENSCHNEIDER, E. (1994): Geologie der Berchtesgadener Berge. - 1-155, Nationalparkverwaltung Berchtesgaden, (Berchtesgadener Anzeiger) Berchtesgaden.
- LAVOIE, D.L. & BRYANT, W.R. (1993): Permeability Characteristics of Continental Slope and Deep-Water Carbonates from a Microfabric Perspective. - (In: REZAK, R. & LAVOIE, D.L. (Eds.): *Carbonate Microfabrics*), 117-128, (Springer) New York.
- LEIN, R. (1981): Deckschollen aus Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Müritzalpen südlich von Mariazell (Steiermark). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **27**: 207-235, Wien.
- LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. - *Arch. f. Lagerstättenforschung. Geol. B.-A.*, **6**: 117-128, Wien.
- LEIN, R. (1987a): Evolution of the Northern Calcareous Alps During Triassic Times. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*), 85-102, (Deuticke) Wien.
- LEIN, R. (1987b): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Pyhrn-Passes. - *Oö. Geonachrichten* **2**, Folge 2: 21-37, Linz.
- LEIN, R. & GAWLICK, H.-J. (1997): Die tektonische Stellung der Hallstätter Schichtfolge des Naßwald-Halbfensters - Neuergebnisse auf der Grundlage von stratigraphischen, faziellen und Conodont Colour Alteration Index (CAI) Untersuchungen (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen). - (In: GAWLICK, H.-J. & SACHSENHOFER, R. [Eds.]: *2. Österreichisches Sedimentologen-Treffen - Programm und Kurzfassungen*), 11-12, Seewalchen.
- LEIN, R. & GAWLICK, H.-J. (1999): Die tektonische Stellung der Hallstätter Schichtfolge des Naßwald-Halbfensters - Neuergebnisse auf der Grundlage von stratigraphischen, faziellen und Conodont Colour Alteration Index (CAI) Untersuchungen (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **42**: 181-186, Wien.
- LEIN, R. & GAWLICK, H.-J. (2000): Neugliederung der Müritzalpen-Vielfaziesdecke auf der Basis von stratigraphischen, faziellen und Conodont Colour Alteration (CAI) Daten. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **43**: 82-83, Wien.
- LEIN, R., GAWLICK, H.-J., SCHAUER, M. & THUM, S. (1998): Zur tektonischen Stellung des Hochkönig - Neuergebnisse auf der Grundlage von stratigraphischen, faziellen und Conodont Colour Alteration Index (CAI) Daten. - (In: WAGREICH, M. & RASSER, M. (Eds.): *3. Österreichisches Sedimentologen-Treffen - Programm und Kurzfassungen*), 11, Seewalchen.
- LEFISCHNER, W. (1961): Zur Kenntnis der Mikrofauna und -flora der Salzburger Kalkalpen. - *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, **112/1**: 1-47, Stuttgart.
- LEVITUS, S. & BOYER, T. (1994): World Ocean Atlas 1994 Volume 4: Temperature. - *NOAA Atlas NESDIS 4*, US Dept. Commerce.
- LEVITUS, S., BURGETT, R. & BOYER, T. (1994): World Ocean Atlas 1994 Volume 3: Salinity. - *NOAA Atlas NESDIS 3*, US Dept

- Commerce
- LIBELO, E.L., MACINTYRE, W.G., SEITZ, R.D. & LIBELO, L.F. (1994): Cycling of water through the sediment-water interface by passive ventilation of relict biological structures. - *Marine Geol.*, **120**: 1-12, Amsterdam.
- LINTNEROVA, O. & HLADIKOVA, J. (1992): Distribution of stable O and C isotopes and microelements in Triassic limestones of the Vesterlin unit, the Malé Karpaty Mts.: their diagenetic interpretation. - *Geol. Carpathica*, **43**: 203-212, Bratislava.
- MANDL, G.W. (1984a): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes - ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **30/31**: 133-176, Wien.
- MANDL, G.W. (1984b): Zur Tektonik der westlichen Dachsteindecke und ihres Hallstätter Rahmens (Nördliche Kalkalpen). - *Mitt. österr. geol. Ges.*, **77**: 1-31, Wien.
- MANDL, G.W. (1992): In: MANDL, G.W. & LOBITZER, H. - Exkursion 5. - (In: SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G. (1992): Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the Adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria), *Mitt. österr. geol. Ges.*, **85**: 218-239, Wien.
- MANDL, G.W. (1996): Zur Geologie des Ödenhof-Fensters (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - *Jb. Geol. B.-A.*, **139**: 473-495, Wien.
- MANDL, G.W. (1999): Triassic depositional systems of the Juvavic domain (Northern Calcareous Alps, Austria). - *Tübinger Geowiss. Arb.*, **52**: 88-89, Tübingen.
- MANDL, G.W. & ONDREJICKOVA, A. (1991): Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen - ein Vorbericht. - *Jb. Geol. B.-A.*, **134**: 309-318, Wien.
- MANDL, G.W. & ONDREJICKOVA, A. (1993): Radiolarien und Conodonten aus dem Meliaticum im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). - *Jb. Geol. B.-A.*, **136**: 841-871, Wien.
- MARCOUX, J. & BAUD, A. (1996): Late Permian to Late Triassic, Tethyan Palaeoenvironments - Three Snapshots: Late Murgabian, Late Anisian, Late Norian. - (In: NAIRN, A.E.M., RICOU, L.-E., VRIELYNCK, B. & DERCOURT, J. (Eds.): The ocean basins and margins. Vol. 8: The Tethys Ocean), 153-190, (Plenum Press) New York.
- MARCOUX, J., BAUD, A., RICOU, L.-E., GAETANI, M., KRZYSTYN, L., BELLION, Y., GUIRAUD, R., BESSÉ, J., GALLET, Y., JAILLARD, E., MOREAU, C. & THEVENIAUT, H. (1993): Late Norian (215 to 212 Ma). - (In: DERCOURT, J., RICOU, L.E. & VRIELYNCK, B. (Eds.): Atlas of Tethys Palaeoenvironmental Maps, 35-53, (Gauthier-Villars) Paris.
- MARSHALL, J.D. (1981): Stable isotope evidence for the environment of lithification of some Tethyan limestones. - *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, **1981**: 211-224, Stuttgart.
- MARSHALL, J.D. (1992): Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate record and their preservation. - *Geol. Mag.*, **129**: 143-160, Amsterdam.
- MARTIRE, L. (1992): Sequence stratigraphy and condensed pelagic sediments. An example from the Rosso Ammonitico Veronese, northeastern Italy. - *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **94**: 169-191, Amsterdam.
- MAZZULLO, S.J., BISCHOFF, W.D. & LOBITZER, H. (1990): Diagenesis of radiaxial fibrous calcites in a subunconformity, shallow-burial setting: Upper Triassic and Liassic, Northern Calcareous Alps, Austria. - *Sedimentology*, **37**: 407-425, Amsterdam.
- MCCORKLE, D.C., EMERSON, S.R. & QUAY, P.D. (1985): Stable carbon isotopes in marine porewaters. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **74**: 13-26, Amsterdam.
- MOSTLER, H. (1978): Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typlokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **7/3**: 1-128, Innsbruck.
- NEUBAUER, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. - *Geowissenschaften*, **12**: 136-140, Bonn.
- PAULL, C.K., FULLAGAR, P.D., BRALOWER, T.J. & RÖHL, U. (1995): Seawater ventilation of Mid-Pacific guyots drilled during leg 143. - *Proc. ODP Sci. Res.*, **143**: 231-241, Washington.
- PICHLER, H. (1963): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. - *Beih. Geol. Jb.*, **48**: 129-204, Hannover.
- PILLER, W. & LOBITZER, H. (1979): Die obertriassische Karbonatplattform zwischen Steinplatte (Tirol) und Hochkönig (Salzburg). - *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**: 171-180, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1955): Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. - *Jb. Geol. B.-A.*, **98**: 93-144, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden, mit Beiträgen von K. BADER und H. HOLZER. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **151**: 304-324, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. - (In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs), 217-264, (Springer) Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingeleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). - *Geol. Rundsch.*, **73**: 293-306, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1990): Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein im Salzkammergut der österreichischen Karte der Republik Österreich 1:50000. - 1-76, *Geol. B.-A.* **1990**, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1995): Tectonics of the Northern Calcareous Alps: a review. - *Mem. Sci. Geol.*, **47**: 73-86, Padova.
- READ, J.F. (1985): Carbonate platform facies models. - *AAPG Bull.*, **69/1**: 1-21, Tulsa.
- REITNER, J. (1992): "Coralline Spongien". Der Versuch einer phylogenetisch-taxonomischen Analyse. - *Berliner Geowiss. Abh. Reihe, E 1*: 1-352, Berlin.
- REIJMER, J.J.G. & EVERAAS, S.L. (1991): Carbonate Platform Facies reflected in Carbonate Basin Facies (Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria). - *Facies*, **25**: 253-278, Erlangen.
- REIJMER, J.J.G., TEN KATE, W.G., SPRENGER, A. & SCHLAGER, W. (1991): Calciturbidite composition related to exposure and flooding of a carbonate platform (Triassic, Eastern Alps). - *Sedimentology*, **38**: 1059-1074, Amsterdam.
- REJEBIAN, V.A., HARRIS, A.G. & HUEBNER, J.S. (1987): Conodont Colour and textural alteration: An index to regional metamorphism and hydrothermal alteration. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **99/4**: 471-479, Boulder.
- RICHTER, F.M. & LIANG, Y. (1993): The rate and consequences of Sr diagenesis in deep-sea carbonates. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **117**: 553-565, Amsterdam.
- RIEHE, J. (1971): Die Hallstätter Kalke der Berchtesgadener Alpen. - *Diss. TU Berlin*, 1-173, Berlin.
- RISCH, H. (1993): Geologische Karte von Bayern 1:25000 - Erläuterungen zum Blatt Nr. 8343 Berchtesgaden West. - *Geol. Kt. Bayern 1:25000, Erl. Bl. 8343 Berchtesgaden West*, 1-132, München.
- SALAI, J., BORZA, K. & SAMUEL, O. (1983): Triassic Foraminifers of the West Carpathians. - 1-213, plate 1-157, Bratislava.
- SACHSENHOFER, R.F. (1987): Fazies und Inkohlung mesozoischer Kohlen der Alpen Ostösterreichs. - *Mitt. österr. geol. Ges.*, **80**: 1-45, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F. (1992): Coalification and thermal histories of Tertiary basins in relation to late Alpidic evolution of the Eastern Alps. - *Geol. Rundsch.*, **81**: 291-308, Stuttgart.
- SARG, J.F. (1988): Carbonate sequence stratigraphy. - *SEPM spec. Publ.*, **42**: 155-181, Tulsa.
- SATTERLEY, A.K. (1994): Sedimentology of the Upper Triassic Reef Complex at the Hochkönig Massif (Northern Calcareous Alps, Austria). - *Facies*, **30**: 119-150, Erlangen.
- SATTERLEY, A.K. & BRANDNER, R. (1995): The genesis of Lofler cycles of the Dachstein Limestone, Northern Calcareous Alps, Austria. - *Geol. Rundsch.*, **84**: 287-292, Berlin.
- SATTERLEY, A.K., MARSHALL, J.D. & FAIRCHILD, I.J. (1994): Diagenesis of an Upper Triassic reef complex, Wilde Kirche, Northern

- Calcareous Alps, Austria. - *Sedimentology*, **41**: 935-950, Amsterdam.
- SCHÄFFER, G. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, 96 Bad Ischl. - Geol. B.-A. 1982, Wien.
- SCHAFHÄUTL, K. (1848): Über die rothen Ammoniten-Marmore von Oberalm und Adnet in Hinsicht auf die rothen Marmore der bayrischen Voralpen. - N. Jb. Mineral. Geogn. Geol. Petref.-Kunde, **1848**: 136-148, Stuttgart.
- SCHAFHÄUTL, K. (1851): Geognostische Untersuchungen des südbayrischen Alpengebirges. - Liter.-artist. Anstalt, 1-208, München.
- SCHERER, M. (1977): Preservation, Alteration and Multiple Cementation of Aragonitic Skeletons from the Cassian Beds (Upper Triassic, Southern Alps): Petrographic and Geochemical Evidence. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **154**: 213-262, Stuttgart.
- SCHLAF, J., KRYSZYN, L. & LEIN, R. (1997): Sequenzstratigraphie obertriadischer Karbonatplattformen aus den Julischen Alpen. - Schriften d. Alfred Wegener Stiftung, Terra Nostra, **97/2**: 210-211, Köln.
- SCHLAGER, W. (1967): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. - Verh. Geol. B.-A., **1967**: 50-70, Wien.
- SCHLAGER, W. (1969): Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. - Geol. Rundsch., **59**: 289-308, Stuttgart.
- SCHLAGER, W. (1992): Sedimentology and Sequence Stratigraphy of Reefs and Carbonate Platforms. - AAPG Cont. Educ. Course Note Series, **34**: 1-71, Tulsa.
- SCHLAGER, W. & JAMES, N.P. (1978): Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas. - *Sedimentology*, **25**: 675-702, Amsterdam.
- SCHLAGER, W., REIJMER, J.J.G. & DROXLER, A. (1994): Highstand shedding of carbonate platforms. - *J. Sed. Res.*, B **64**: 270-281, Tulsa.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. geol. Ges. Wien, **66/67**: 165-193, Wien.
- SCHRAG, D.P. & DEPAOLO, D.J. (1993): Determination of $\delta^{18}\text{O}$ of seawater in the deep ocean during the last glacial maximum. - *Paleoceanogr.* **8**: 1-6.
- SCHRAG, D.P., DEPAOLO, D.J. & RICHTER, F.M. (1995): Reconstructing past sea surface temperatures: Correcting for diagenesis of bulk marine carbonate. - *Geochim Cosmochim Acta*, **59**: 2265-2278, Amsterdam.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S. & FRANK, W. (1998): Permo-Triassic crustal extension during opening of the Neotethyan ocean in the Austroalpine-South Alpine realm. - *J. Conf. Abs.*, **4**: 297.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. - *Eclogae geol. Helv.*, **90**: 303-323, Basel.
- SHINN, E.A., STEINEN, R.P., LIDZ, B.H. & SWART, P.K. (1989): Whittings, a sedimentologic dilemma. - *J. Sed. Petr.*, **59**: 147-161, Amsterdam.
- SPENGLER, E. (1951): Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. - (In: SCHÄFFER, F.X. (Hrsg.): *Geologie von Österreich*), 302-413, Wien.
- SPÖTL, CH., LONGSTAFFE, F.J., RAMSEYER, K., KUNKS, M.J. & WIESHEU, R. (1998): Fluid:rock reactions in an evaporitic mélange, Permian Haselgebirge, Austrian Alps. - *Sedimentology*, **45**: 1019-1044, Amsterdam.
- SPÖTL, CH., KRÁLIK, M. & KUNK, M.J. (1996): Authigenic feldspar as an indicator of paleo-rock/water interactions in Permian carbonates of the Northern Calcareous Alps, Austria. - *Journ. of Sedim. Research.*, **A66**: 139-146, Lawrence.
- STAUDI, W. (1989): Geologische Untersuchungen in den Berchtesgadener Alpen. - Unveröffentl. Dipl.-Arb. Philipps-Univ. Marburg/Lahn, 1-73, Marburg/Lahn.
- STEUER, T. (1989): Conodonten, Mikrofazies und Isotopen-geochemie der Trias im Helikon-Gebirge, Griechenland. - Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **73**: 1-94, Köln.
- STOPPANI, A. (1865): Géologie de Paléontologie des Couches à Avicula contorta en Lombardie. - *Paléont. Lombarde*, **III**: 1-267, Mailand.
- SWART, P.K., ISERN, A., ELDERFIELD, H. & MCKENZIE, J.A. (1993): A summary of interstitial-water geochemistry of leg 133. - *Proc. ODP Sci. Res.*, **133**: 705-721, Washington.
- TARUTANI, T., CLAYTON, R.N. & MAYEDA, T.K. (1969): The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**: 987-996, Amsterdam.
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. - 1-580, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. - 1-449, Text- und Tafelband, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. - *Mitt. österr. geol. Ges.*, **74/75**: 167-195, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1987): Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. - *Mitt. österr. geol. Ges.*, **80**: 47-113, Wien.
- VEGH-NEUBRANDT, E. (1982): Triassische Megalodontaceae. - 1-526, Budapest.
- WAGREICH, M., BÖHM, F. & LOBITZER, H., EBEL, O., HLADIKOVA, J., JARNIK, M., KRENMAYR, H.G. & KRYSZYN, L. (1996): Sedimentologie des kalkalpinen Mesozoikums in Salzburg und Oberösterreich (Jura, Kreide). - *Exkursionsführer B1 11*. Sedimentologentreffen, Berichte der Geol. B.-A., **1996/33**: 1-58, Wien.
- WEGENER, E. & GAWLICK, H.-J. (1999): Zur Paläogeographie des gebankten obertriadischen Dachsteinkalkes im Bereich der Staufen-Höllengebirgs-Decke (Nördliche Kalkalpen). - *Zbl. Geol. Paläont.*, **1998** (1/2): 415-434, Stuttgart.
- WEISSERT, H. & MOHR, H. (1996): Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. - *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **122**: 27-43, Amsterdam.
- WENZEL, B. & JOACHIMSKI, M.M. (1996): Carbon and oxygen isotopic composition of Silurian brachiopods (Gotland/Sweden): palaeoceanographic implications. - *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **122**: 143-166, Amsterdam.
- WHITICAR, M.J., HOVLAND, M., KASTNER, M. & SAMPLE, J.C. (1995): Organic geochemistry of gases, fluids, and hydrates at the Cascadia accretionary margin. - *Proc. ODP Sci. Res.*, **146**: 385-397, Washington.
- WILSON, K.M., POLLARD, D., HAY, W.W., THOMPSON, S.L. & WOLD, C.N. (1994): General circulation model simulations of Triassic climates: Preliminary results. - *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **288**: 91-116, Washington.
- ZANKL, H. (1967): Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. - *Geol. Rundsch.*, **56**: 128-139, Stuttgart.
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. - *Abh. Senckb. Naturf. Ges.*, **519**: 1-123, (Kramer) Frankfurt.
- ZANKL, H. (1971): Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. - (In: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. (Eds.): *Sedimentology of parts of Central Europe*), 147-185, (Kramer) Frankfurt.
- ZANKL, H. & MIRSAI, J. (1983): Vom Dachsteinkalk zum Hauptdolomit – ein Faziesmodell aus der Obertrias der Nördlichen Kalkalpen. - (In: *Geologie der Alpen, Kurzfassungen 73. Jahrestagung der Geol. Vereinigung*), 62, Schönstadt.

Die Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen (hoher Mittel-Jura, Ober-Jura)

The late Middle to Upper Jurassic Radiolarite Basins in the Northern Calcareous Alps

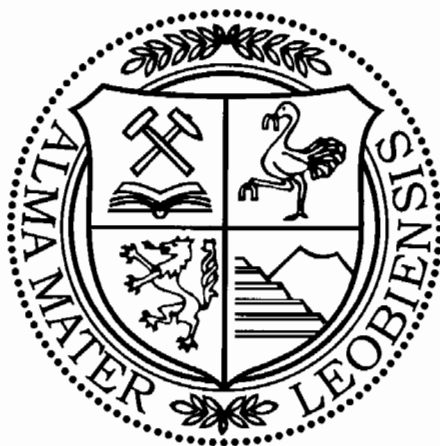
Von

Hans-Jürgen GAWLICK
unter Mitwirkung von Volker DIERSCHKE

mit 33 Abbildungen und 5 Tafeln
with 33 figures and 5 plates

Exkursionsführer

SEDIMENT 2000



Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

Dr. Hans-Jürgen GAWLICK
Montanuniversität Leoben
Institut für Geowissenschaften:
Prospektion und Angewandte Sedimentologie
Peter-Tunner-Straße 5
8700 Leoben
Österreich.
gawlick@unileoben.ac.at

Dr. Volker DIERSCHKE
Peuntgraben 14
97320 Sulzfeld/Main
Deutschland

Inhalt

1. Einleitung.....	99
2. Der kalkalpine Sedimentationsverlauf und die plattentektonische Geschichte der Nördlichen Kalkalpen vom Perm bis in die Unter-Kreide.....	100
2.1. Perm und Trias.....	101
2.2. Jura und Kreide.....	103
3. Die Exkursionspunkte.....	104
3.1. Das Lammer Becken.....	106
3.1.1. Strubbergsschichten.....	107
3.1.1.1. Lithologie der Strubbergsschichten.....	108
3.1.2. Die Exkursionsroute.....	109
3.1.2.1. Aufschlüsse an der Schönalm Forststraße.....	110
3.1.2.2. Rauhes Sommereck.....	111
3.1.2.3. Profil an der Westseite des Sattlberges.....	112
3.1.2.4. Aufschlüsse im Bereich der Infangalm.....	115
3.1.2.5. Aufschlüsse im Bereich des Lammeregg Schollenkomplexes.....	115
3.1.3. Sedimentationsverlauf im Lammer Becken.....	116
3.2. Das Tauglboden Becken.....	119
3.2.1. Unterer (schwarzer) und Oberer (roter) Radiolarit.....	120
3.2.1.1. Aufschlüsse im Mörtlbachgraben.....	120
3.2.2. Tauglbodenschichten.....	121
3.2.2.1. Lithologie der Tauglbodenschichten.....	122
3.2.2.2. Urbangraben und Kesselstraße.....	122
3.3. Stratigraphie, Fazies und Hochdruck-Mitteltemperatur-Metamorphose der Hallstätter Kalke der Pailwand.....	126
3.3.1. Geologische und tektonische Übersicht.....	129
3.3.2. Stratigraphische und fazielle Entwicklung.....	130
3.3.3. Metamorphose.....	130
3.4. Die Trattberg Schwelle.....	133
4. Zusammenfassung.....	135
Dank.....	140
Literatur.....	141

Contents

1. Introduction.....	99
2. The sedimentary record and the plate tectonic history of the Northern Calcareous Alps (Permian to Early Cretaceous).....	100
2.1. Permian and Triassic.....	101
2.2. Jurassic and Cretaceous.....	103
3. Outcrops.....	104
3.1. Lammer Basin.....	106
3.1.1. Strubberg Formation.....	107
3.1.1.1. Lithology of the Strubberg Formation.....	108
3.1.2. Excursion route.....	109
3.1.2.1. Outcrops: Schönalm road.....	110
3.1.2.2. Rauhes Sommereck.....	111
3.1.2.3. Section on the west side of the Sattlberg.....	112
3.1.2.4. Outcrops in the Infangalm area.....	115
3.1.2.5. Outcrops in the area of the Lammeregg slide complex.....	115
3.1.3. Sedimentary sequence in the Lammer Basin.....	116
3.2. Tauglboden Basin.....	119
3.2.1. Lower (black) and Upper (red) Radiolarite.....	120
3.2.1.1. Outcrops: Mörtlbach valley.....	120
3.2.2. Tauglboden Formation.....	121
3.2.2.1. Lithology of the Tauglboden Formation.....	122
3.2.2.2. Urban valley and Kesselstreet.....	122
3.3. Stratigraphy, facies and high pressure – medium grade metamorphism of the Hallstatt limestones of the Pailwand.....	126
3.3.1. Geologic and tectonic overview.....	129

3.3.2. Stratigraphy and facies.....	130
3.3.3. Metamorphism.....	130
3.4. The Trattberg Rise.....	133
4. Summary.....	135
Acknowledgements.....	140
References.....	141

1. Einleitung / Introduction

Bis heute gehen die meisten Modelle der Rekonstruktion der Entwicklung des zentralen Tethysnordwestrandes und damit der Nördlichen Kalkalpen von einer Dehnung im Bereich dieses Krustenstückes in der Zeit vom Perm bis in die Unter-Kreide aus (z. B. DERCOURT et al. 1986, 1993, MARCOUX & BAUD 1996, RICOU 1996, FOURCADE et al. 1996, DE WEVER et al. 1996, STAMPFLI et al. 1998). Lediglich in wenigen Arbeiten wird bereits im Jura eine innerozeanische Subduktionszone weit entfernt vom zentralen Tethysnordwestrand angenommen (z. B. innerozeanische Subduktionszone ab Toarcium - RICOU 1996). Eine gebirgsbildende Phase im Ober-Jura ist für diesen Raum bisher nicht verzeichnet oder akzeptiert (Zusammenstellung in GUIRAUD & BELLION 1996, FAUPL 1997, STAMPFLI et al. 1998).

Im Ober-Jura wird für den zentralen Tethysnordwestrand jedoch schon seit längerer Zeit eine tektonisch induzierte generelle Umstellung der geodynamischen Situation vermutet und aus verschiedenen Indizien abgeleitet (z. B. LEIN 1984, 1985, 1987b). Allgemein akzeptierte Belege für diese Umstellung der geodynamischen Situation am Tethysnordwestrand lagen aber zu dieser Zeit nicht vor.

Im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen dominieren vom höheren Dogger an kieselige Sedimente (Kiesel-schiefer, Radiolarite - vgl. DIERSCHKE 1980). Dabei ist die sedimentäre Entwicklung im Süden von der im Norden grundverschieden. Während sich im Süden, am Hagen- und Tengegebirgsnordrand ein tiefmarines, langezogenes Becken (Lammer Becken, s. u.) mit einer bis zu 2000 m mächtigen Beckenfüllung (Brekzien, Gleitschollen) entwickelt, werden gleichzeitig weiter im Norden, im Bereich der Osterhorngruppe, nur geringmächtige, graue bis schwarze Radiolarite (= Unterer Radiolarit sensu DIERSCHKE 1980) abgelagert.

Insgesamt kann die Radiolaritsedimentation in drei Zeitabschnitte unterteilt werden: Der erste Abschnitt (Callovium bis Unter-/Mittel-Oxfordium; = Unterer Radiolarit sensu DIERSCHKE 1980) ist gekennzeichnet durch graue bis schwarze Sedimentfolgen. Während im Norden echte, z. T. geringmächtige Radiolarite abgelagert werden, kommt es im Süden zur Sedimentation von mächtigen Sedimentfolgen mit Brekzienkörpern und Gleitschollen (Strubbergschichten). Im zweiten Abschnitt folgt darüber der rote Radiolarit (?Mittel- bis Ober-Oxfordium; = Oberer Radiolarit sensu DIERSCHKE 1980), der im Süden, im Ablagerungsbereich der Strubbergschichten, nicht mehr abgelagert wurde. Als letztes Radiolarit-Schichtglied entwickeln sich über dem roten Radiolarit die Tauglbodenschichten mit Brekzienkörpern und Gleitschollen vom höheren Oxfordium bzw. Oxfordium/Kim-

meridium-Grenzbereich an. Sie treten nur im nördlichen Bereich der Kalkalpen (z. B. Osterhorngruppe; SCHLAGER & SCHLAGER 1973, vgl. GAWLICK et al. 1999) auf und reichen bis in das tiefere Tithonium (GAWLICK et al. 1999a, b).

The Jurassic-Early Cretaceous tectonic history in the Northern Calcareous Alps has long been disputed. Its reconstruction is hampered by later orogenic movements.

The large scale Early and Middle Jurassic evolution in the Northern Calcareous Alps has been interpreted as that of a rifted continental margin by many authors, although the exact timing and the relative proportions of extensional and lateral movements stayed controversial (WÄCHTER 1987, CHANNELL et al. 1992, Kraimer et al. 1994, BÖHM et al. 1995). An analysis of the Early Jurassic sequence in the study area (BÖHM 1992, BÖHM et al. 1995) showed that a pronounced rifting pulse during the Hettangian, previously proposed to be responsible for drowning of the Late Triassic carbonate platform, is not recorded in the central Northern Calcareous Alps. In fact, a subsidence pulse could easily be compensated by accelerated production in a carbonate platform environment. The main pulse of rifting rather occurred in middle Early Jurassic times. A similar conclusion was reached by EBLI (1997).

Several hypotheses have been proposed to explain the late Middle to early Late Jurassic tectonic phase, which was associated with the formation of asymmetric basins, large-scale sliding, halokinesis, and basin inversion. DIERSCHKE (1980) showed that the basins were asymmetric troughs and sketched a scenario in which the rise separating the basins is explained as a large-scale anticline. Consideration of the northern part of the studied transect resulted in the reconstruction of rifted or transtensive basins by previous authors. For example, WÄCHTER (1987) and VECSEI et al. (1989) proposed that north-dipping listric faults formed tiltblocks as an expression of transtension-induced rifting (see also DERCOURT et al. 1986, 1993, MARCOUX & BAUD 1996, RICOU 1996, FOURCADE et al. 1996, DE WEVER et al. 1996, STAMPFLI et al. 1998). They related this process to the opening of the South Penninic ocean. CHANNELL et al. (1992), based on paleomagnetic and stratigraphic data, inferred that listric faults along the basin margins commonly dipped towards the south. They proposed that Late Jurassic basin formation was still a result of transtension centered in the Hallstatt Zone.

Basin and facies analysis, fossil dating, and the study of the metamorphism in the Middle to Late Jurassic sedimentary successions in the central part of the Northern Calcareous Alps allow to reconstruct the tectonic evolution in the area

between the South Penninic Ocean in the northwest and the Tethys Ocean in the southeast. Several hypotheses have been proposed to explain the late Middle to early Late Jurassic tectonic phase, which was associated with the formation of asymmetric basins, large-scale sliding, halokinesis, and basin inversion by transtension-induced rifting due to the opening of the Penninic Ocean. In contrast to current models, which propose an extensional regime for the central and eastern Northern Calcareous Alps in the Late Jurassic, GAWLICK et al. (1999) propose a geodynamic model with a compressional regime related to the Kimmerian orogeny. The Early and Middle Jurassic sediments were deposited in a rifted, transtensive continental margin setting. The sedimentation pattern dramatically changed around the Middle/Late Jurassic boundary. Significant sedimentation resumed with the deposition of radiolarian chert (Ruhpolding Fm.).

Around the Middle/Late Jurassic boundary two trenches in front of advancing nappes formed in sequence in the central part of the Northern Calcareous Alps. First several trenches formed in the south and then further trenches formed in the north. The southern trenches (Lammer Basin and equivalents - Callovian to Middle Oxfordian) accumulated a thick succession of gravitatively redeposited sediments (coarse breccias and slides) derived from the sedimentary sequences of the accreted Triassic-Liassic Hallstatt Zone (deposited on the outer shelf) and the margin of the Late Triassic carbonate platform. In an early stage, these sediments derived from sequences deposited on the more distal shelf (Salzberg facies zone of Hallstatt unit, Meliaticum), in a later stage from more proximal parts (Zlambach facies zone of Hallstatt unit, Late Triassic reef belt). Some Hallstatt limestone units, which experienced low temperature - high pressure metamorphism before redeposition, indicate deep burial by subduction in Late Jurassic times.

In the northern trenches (Tauglboden Basin and equivalents - Late Oxfordian to Early Tithonian) several hundred meter thick sediments accumulated, including redeposited material from a near-by topographic rise. This rise (Trattberg Rise) is interpreted as an advancing nappe front as a result of the subduction process. The basins and the rise, which are related to the closure of parts of the Tethys Ocean, are sealed by latest Jurassic pelagic and shallow-water carbonates representing a period of tectonic quiescence. The sealing by Tithonian sediments (Oberalm Fm.), gives an upper time constraint for the tectonic events.

The conclusions of GAWLICK et al. (1999) appear to be of general validity for a large part of the Northern Calcareous Alps, although detailed investigation is still lacking in most of these basins. The results show that an important orogenic event occurred in Late Jurassic time. In a greater geodynamic context, an important contractional event due to the closure of parts of the Tethys Ocean occurred at about Late Jurassic times in a vast region stretching from the European Alpides to southeast Asia. This event is known since long as the „Kimmerian orogeny“ and infers a similar pattern of plate movements along the entire orogenic belt.

2. Der kalkalpine Sedimentationsverlauf und die plattentektonische Geschichte der Nördlichen Kalkalpen vom Perm bis in die Unter-Kreide / The sedimentary record and the plate tectonic history of the Northern Calcareous Alps (Permian to Early Cretaceous)

Viewed from its plate tectonic background the Permo-Triassic Tethys represents the transition phase from the Palaeotethys to the Neotethys Ocean. Its evolution is characterized by new seafloor spreading north of Gondwana with synchronous subduction along Eurasia. According to currently popular reconstructions (DERCOURT et al. 1993, MARCOUX & BAUD 1996) the Neotethys Ocean extended from less 25° south of the equator to about 30° north of it. It had an elongated shape of more than 10000 km length and about 3000 km width. Uniform tropical conditions have therefore prevailed in the Tethys Ocean with 25-30° C sea surface temperatures and formed widespread carbonate platforms.

Austria's Northern Calcareous Alps formed together with the Carpathians, the Southern Alps and the Dinarids an up to 300 km wide and approximately 700 km long shelf strip at the western Tethys end. Along this as well as other parts of the Tethyan passive margin, belts of marine sedimentation were arranged in a characteristic shore parallel fashion. They have often been illustrated below by classical Upper Triassic Alpine sedimentary environments (HAAS et al. 1995). The first and nearshore zone was the Keuper belt as deposition site of hypersaline or extreme shallow marine siliciclastics (Lower/Middle Austroalpine). Seaward followed broad Hauptdolomit and Dachstein carbonate platforms (Bajuvaricum, Tirolicum) flanked by reefs towards open shelfbasins. The Dachstein reefs (Juvavicum p.p.) produced large masses of skeletal and non-skeletal detritus which were deposited mostly along the platform margins and on the attached basin floors. Further offshore only a small amount of periplatform mud reached as reduced sediment supply the pelagic Hallstatt facies belt (Juvavicum p.p.). The latter now is generally regarded as evidence for a contiguity of an ocean and is used as tool for delineating the Gondwanian margin towards the deep sea of Tethys.

The Jurassic opening of the Central Atlantic Ocean with its continuation into the Penninic Ocean leads to a new Mediterranean plate configuration. The Apulian plate is formed and its northern Alpine-Carpathian segment is initially dismembered by transform faults into several crustal blocks with a strongly differing later tectonic history (e.g. Tisza, Moesia). Successive spreading of the Ligurian-Penninic Ocean is on the other hand compensated by the closure of parts of the Neotethys Ocean („Pindos-Vardar-Meliata“) resulting in an early deformation of the Juvavic shelf in late Jurassic times (Fig. 33). The Iberia-Adria-Zone (IAZ – GAWLICK, KRYSZYN, LEIN & MANDL 1999) characterizes the missing fragment between the Southern Alps and the Austroalpine. This Zone was in the Permian to Middle Triassic an extension zone with a high heat flow. In late Upper Triassic and Jurassic times lateral movements starts in the area between the IAZ and the AAT (GAWLICK et al. 1999).

Compared with the simple palaeogeographical model, the present configuration of the tectonized fragments of this shelf is rather complicated and reason for many long lasting controversies. One of the crucial points in any palinspastic reconstruction of the Northern Calcareous Alps is the question of the original relationship between the Tirolic and the Juvavic domains. Were both units tied together within one facies belt (Dachstein Facies) as suggested by SPENGLER (1951) and TOLLMANN (1985), or were they separated by a basal zone like in the northern Dinarids well-known there as Slovenian trough in the Julian Alps (KRYSZYN et al. 1994). Recently detected sequences of a peculiar middle to late Triassic basal facies incorporated as small tectonic slices between the Tirolicum and the Juvavicum in the southeastern part of the Northern Calcareous Alps could be interpreted as remnants of such a basin. In any case, the Tirolicum and Juvavicum were part of one and the same shelf (single shelf model) and show a southfacing facies polarity within both units (MANDL 1999), until recently when NEUBAUER (1994) and SCHWEIGL & NEUBAUER (1997a) proposed the origin of the Juvavic nappes from a different (i. e. opposite) shelf with an ocean in between (dual shelf model).

In Early to Middle Jurassic times the area was part of a pelagic platform on top of the drowned Upper Triassic shallow water carbonate platform. The area continued its subsidence but without significant sediment supply (BÖHM 1992). The facies distribution follows in early Early Jurassic times the Upper Triassic pattern with grey cherty basinal limestones and red nodular hemipelagic to deep neritic crinoidal limestones. In the late Early Jurassic large parts of the Alpine-Carpathian region were destroyed by a trans-tensional tectonic regime related to the rifting in the Penninic realm. Breccias, neptunian dykes and new basins were formed. The Middle Jurassic is a period of widespread omission, as shown by strongly condensed red limestone sequences and widespread ferromanganese crusts. Most of the area became a deeply drowned, slightly tilted pelagic plateau without significant relief, unaffected by rifting or other tectonic activity.

The sedimentation pattern in the Alpine-Carpathian region changed around the Middle/Late Jurassic boundary (Callovian-Oxfordian). The geodynamic history is characterized by a tectonic regime that differed from that of the Early to Middle Jurassic period, explained in different ways by TOLLMANN (1981) and FAUPL (1997). Significant sedimentation started with the deposition of radiolarian chert (Ruhpolding Formation) and the formation of new, elongate W-E striking, basins.

New investigations however show the existence of two radiolarite basin types partly formed in sequence (Fig. 3) indicating migration of tectonic activity: an older one (Lammer Basin and equivalents - Early Callovian to Middle/Late Oxfordian = Strubberg Formation) containing mass flows and slides originated in the former Hallstatt Zone and a younger one (Tauglboden Basin and equivalents - Late Oxfordian to Early Tithonian = Tauglboden Formation) containing mass flows and slides originated from nearby topographic rises. The basins can be interpreted as trenches in front of advancing nappes (= rises) as a result of the partial

closure of the Tethys Ocean (GAWLICK et al. 1999). By this the radiolarite succession (Ruhpolding Formation) in the southern and central parts of the Northern Calcareous Alps can be subdivided into an older (= Strubberg Formation - Callovian to Oxfordian; GAWLICK & SUZUKI 1999a) and a younger (= Tauglboden Formation - Late Oxfordian to Early Tithonian, GAWLICK et al. 1999a, b) sedimentary succession. Both contain mass flows, blocks and slides, the Strubberg Formation Juvavic material and the Tauglboden Formation local material.

Thrusting along the southern margins of the Lammer and the Tauglboden Basins occurred in sequence, respectively during early and late time of radiolarian chert deposition. The successive destruction of the continental shelf and the thrust sequence indicate that tectonic movements prograded from the distal shelf area (Juvavic domain) towards the interior of the Northern Calcareous Alps (Fig. 33). The Juvavicum attains the overall structure of a tectonic melange formed originally by sedimentary processes and overprinted by metamorphism and later thrust tectonics. Due to this process some slides were rotated and show an inverse facies polarity. The melange components, from sand fraction to kilometres in size, derived from the Tethyan shelf. They were successively mobilized from the distal to the more internal parts of the Hallstatt Zone.

Due to thrusting and subduction burial a partly high pressure metamorphism occurs in certain tectonic slices of the Juvavicum (GAWLICK & HÖPFER 1999), whereas large parts near the southern rim of the Northern Calcareous Alps were subject to temperatures corresponding to low-grade metamorphism (GAWLICK et al. 1994). Metamorphism occurred mainly contemporaneous with the deposition of the older radiolarian chert. The pressure conditions of this early metamorphism near the southern rim of the Northern Calcareous Alps is unknown because of a younger overprint (GAWLICK et al. 1999). The tectonic structures (basin and rise formation), which are related to the closure of the Tethys Ocean, are sealed by latest Jurassic pelagic and shallow-water carbonates representing a period of tectonic quiescence. The sedimentary sealing is documented by uniform deep-water sedimentation (Oberalm Formation) and gives an upper time constraint for this tectonic event (Fig. 33). The higher parts of the Oberalm Formation (Late Tithonian) uniformly spread over the former basin-and-rise morphology. The latest Jurassic - Neocomian phase of tectonic quiescence was followed by local thrusting and siliciclastic flysch sedimentation (Barremian-Aptian Rossfeld Formation; Fig. 33).

2.1. Perm und Trias

Im frühen Riftstadium, das durch Ausdünnen der kontinentalen Lithosphäre (Zerrtektonik) gekennzeichnet ist, werden im Perm teils kontinentale (alpiner Verrucano) teils salinare Bildungen (Haselgebirge) abgelagert (z. B. TOLLMANN 1976a, b, 1985, PAK & SCHAUBERGER 1981, SCHAUBERGER 1979, 1986, SPÖTL 1989).

In der darauf folgenden kalkalpinen Sedimentationsgeschichte folgt die Entwicklung der Fazieszonen der Trias der Nördlichen Kalkalpen dem Trend der tektonischen

Entwicklung in der nordwestlichen Tethys. Transgressionen, Subsidenz und synsedimentäre Bruchtektonik greifen kontinuierlich von Südosten nach Nordwesten vor (z. B. FRISCH 1979, TOLLMANN 1985, ZIEGLER 1988, MARCOUX & BAUD 1996).

Im Skyth sind zwei Haupttypen mariner Ablagerungen als Bildungen eines flachen Schelfmeeres ausgebildet: stark terrigen-klastisch beeinflusster Alpiner Buntsandstein in Landnähe (z. B. KRÄINER 1985, STINGL 1989), vorwiegend im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, und die Schlamm-sedimente der Werfener Schichten in Richtung Tethys, vorwiegend im Mittel- und Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (z. B. TOLLMANN 1976a, 1985, MOSTLER & ROSSNER 1984). Die Dreigliederung der Werfener Schichten in Quarzite und Sandsteine an der Basis, darüber folgende mächtige Werfener Schiefer und geringmächtige Werfener Kalke im Hangenden zeigt den generell abnehmenden Festlandeinfluß und den transgressiven Trend der Tethys an. Diese Flachwasserkarbonate schnüren im Verlauf des höheren Skyth den noch stark terrigen beeinflussten Werfener Faziesraum von der Tethys ab, so daß sich vom Grenzbereich Skyth zum Anis ein lagunärer Flachwasserkarbonatfaziesraum (= Karbonatrampe) ausbreiten kann (z. B. MOSTLER & ROSSNER 1984).

An der Grenze vom Skyth zum Anis setzt über der detritischen Werfener Folge die Karbonatbildung mit den Werfener Kalken (MOSTLER & ROSSNER 1977, TOLLMANN 1985) und den meist dunkelgrauen bis schwarzen Gutensteiner Schichten (Reichenhaller Niveau) ein, die das Sediment einer seichten, eingeschränkt durchlüfteten Ruhigwasserentwicklung sein sollen (z. B. PLÖCHINGER 1983, KRYSSTYN & LEIN 1996). Randlich kommt es z. T. zur Bildung einer Salarfazies (SCHAUBERGER & ZANKL 1976). Die Werfener Kalke und der Gutensteiner Dolomit umfassen den Zeitraum Ober-Skyth bis Mittel-Anis (z. B. MOSTLER & ROSSNER 1984, TOLLMANN 1985, KRYSSTYN & LEIN 1996). Aus der im tieferen Anis noch undeutlich differenzierten Fazieszonierung innerhalb der Karbonatrampe der Gutensteiner Schichten entwickelt sich im höheren Anis zunächst die Karbonatrampe des Steinalmkalkes/-dolomites (z. B. SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974, KRYSSTYN & LEIN 1996). Darüber

folgen über der sich eintiefenden Karbonatrampe der Steinalmkalk/-dolomit-Entwicklung zunächst pelagisch beeinflusste Kalke und Dolomite (Reiflinger Formation i. w. S.). Die Reiflinger Schichten umfassen stratigraphisch den Zeitraum vom höheren Anis bis in das höhere Ladin. Im Ober-Ladin beginnt mit der Progradation der Wettersteinkarbonatplattform von Süden her die zweite Ausdehnungsphase flachmariner Plattformkarbonate, aus der sich über das Stadium einer versteilten Karbonatrampe (BRANDNER & RESCH 1981) im Unter-Karn die in Becken, Riff und Lagune gegliederte Wettersteinkarbonatplattform s. str. entwickelt (KRYSSTYN & LEIN 1996).

Die durch Tektonik und Meeresspiegelschwankungen geprägte Sedimentationsgeschichte (siehe u. a. BECHSTÄDT & MOSTLER 1976, BRANDNER 1984, LEIN 1985, TOLLMANN 1985, KRYSSTYN 1991) der Mittel-Trias-Karbonatplattformen und -rampen (z. B. Steinalmkarbonatrampe- und Wettersteinkarbonatplattformentwicklung i. w. S.) beginnt im höheren Anis und endet mit der Schüttung des terrigenen, siliziklastischen Materials der Raibler Schichten im höheren Unter-Karn (Reingrabener Wende - SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974, vgl. JERZ 1966).

Im Raibler Niveau des höheren Unter-Karn ist die Riffentwicklung (= Karbonatproduktion) durch die Schüttung von terrestrischem Material stark eingeschränkt. Nur im heute südlichen Kalkhochalpinen Faziesraum werden auf einer Schwellenregion noch Seichtwasserkarbonate gebildet. Dieser Seichtwasserkarbonatgürtel wird von quer streichenden Rinnen durchzogen, durch die feinkörniges, siliziklastisches Material in die Hallstätter Zone geschüttet wird (Leckkogelschichten; vgl. DULLO & LEIN 1982). Die Hauptmenge des siliziklastischen Materials wird im Kalkvoralpinen Faziesraum als Lunzer Schichten abgelagert (TOLLMANN 1976a, 1985, BEHRENS 1972).

Im Tuval, d. h. im höheren Karn entwickelt sich zunächst eine Karbonatrampe über den Raibler Schichten, die faziell gegliedert ist in die gemischt terrigen-karbonatische Opponitzer Formation im Kalkvoralpinen Dachsteinkalkfaziesraum, die Waxeneck Formation (LEIN in KRYSSTYN et al. 1990) im Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum und geringfügig terrigen verunreinigte pelagische Sedimente im

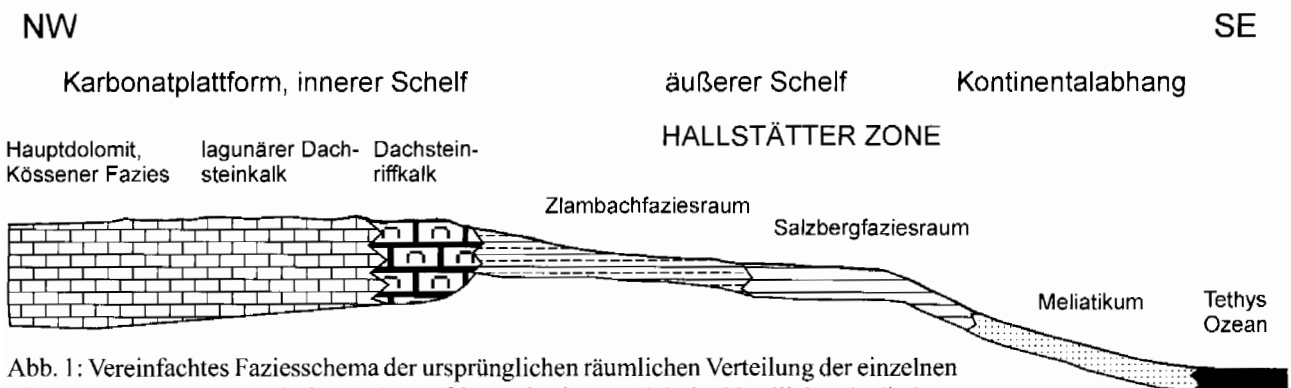


Abb. 1: Vereinfachtes Faziesschema der ursprünglichen räumlichen Verteilung der einzelnen Ablagerungsräume zur Zeit der höchsten Ober-Trias im Bereich der Nördlichen Kalkalpen (u. a. nach ZANKL 1971, LEIN 1985, 1987a, KRYSSTYN ab 1971, TOLLMANN 1976a, 1985, GAWLICK et al. 1994, HAAS et al. 1995, GAWLICK 1996; verändert nach GAWLICK et al. 1999).

Fig. 1: Simplified reconstruction of the facies belts of the Northern Calcareous Alps during Late Triassic (e. g. ZANKL 1971, LEIN 1985, 1987a, KRYSSTYN since 1971, TOLLMANN 1976a, 1985, GAWLICK et al. 1994, HAAS et al. 1995, GAWLICK 1996; after GAWLICK et al. 1999).

Zlambachfaziesraum sowie im Hallstätter Salzbergfaziesraum. Aus dieser Karbonatrampe entwickelt sich allmählich vom höchsten Tuval bzw. tieferen Lac an die in Lagune, Riff und Becken gegliederte Dachsteinkalkkarbonatplattform mit dem Hauptdolomit (z. B. CZURDA & NICKLAS 1970, FRUTH & SCHERREICKS 1985), dem gebankten Dachsteinkalk (z. B. FISCHER 1964, 1975, HAAS 1991), dem Dachsteinsriffkalk (z. B. ZANKL 1962, 1968, 1969, ZAPPE ab 1963, FLÜGEL 1962, 1981) und der Hallstätter Zone (Abb. 1).

Die räumliche Ausdehnung der Flachwasserareale wird vom höheren Nor an auf Grund der tektonischen Umstellung im Kalkhochalpinen Faziesraum stark eingengt (u. a. LEIN 1985, 1987a). Im Süden transgrediert die Hallstätter Zone, im Norden entwickelt sich ab höherem Sevat das Kössener Becken im Bereich der Lagune der Dachsteinkalkkarbonatplattform (z. B. FABRICIUS 1966, GOLEBIOWSKI 1990, 1991). Im unteren Rhät entwickeln sich am Südrand des Kössener Beckens Riffe (z. B. SCHÄFER 1979, SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN 1981) bzw. eine Karbonatrampe (STANTON & FLÜGEL 1989, 1995), die nach Norden über das Kössener Becken progradiert (GOLEBIOWSKI 1990, 1991). Südlich davon entwickelt sich eine offene Plattform, durch die feinkörniges siliziklastisches Material vom Kössener Becken in die

Hallstätter Zone transportiert wird. Hier werden im Rhät die terrigenreichen Zlambachschieben abgelagert.

2.2. Jura und Kreide

Im Jura werden die tethyalen Grundmuster in den Nördlichen Kalkalpen durch das beginnende Rifting im Penninischen Ozean nördlich bzw. nordwestlich (vgl. KRYSSTYN & LEIN in HAAS et al. 1995) des Ostalpins überprägt. Während sich auf der einen Seite das Ostalpin von Europa abzuspalten beginnt, endet im Trias/Jura-Grenzbereich das Riffwachstum infolge eines Massensterbeereignisses. Die in der Ober-Trias großräumig gegliederte Dachsteinkalkkarbonatplattform mit einer rekonstruierbaren Verteilung der Fazieszonen (z. B. ZANKL 1971) wird im Lias durch die anhaltende tektonische Subsidenz von einer Pelagischen Plattform abgelöst.

Im Lias entsteht im Bereich der Ober-Trias-Plattform ein faziell sehr differenzierter Ablagerungsraum (Abb. 3; z. B. BERNOULLI & JENKYN 1974, BÖHM 1989, 1992, BÖHM et al. 1995, MOSTLER et al. 1989, KRAINER & MOSTLER 1997, KRAINER et al. 1994, EBEL 1997). Spaltenbildung ist häufig (z. B. SCHÖLL & WENDT 1971). Analog zu der lithofaziellen Entwicklung in der Hallstätter Zone der Trias werden im



Abb. 2: Fazieskarte des zentralen Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen zur Zeit des Nor/Rhät-Grenzbereiches. Dargestellt ist die größte Ausdehnung des Kössener Beckens Richtung Süden im Nor/Rhät-Grenzbereich (vgl. GOLEBIOWSKI 1990, 1991, GAWLICK 1996). Im Rhät progradiert die Flachwasserkarbonatplattform nach Norden bis Adnet („Adnet Schwelle“ in Abb. 3) (nach GAWLICK et al. 1999).

Fig. 2: Facies map of the excursion area for Norian/Rhaetian times, showing widest extension of Kössen Basin towards the south around the Norian/Rhaetian boundary (GOLEBIOWSKI 1990, 1991, GAWLICK 1996). In Rhaetian times the carbonate platform prograded north up to the area of Adnet („Adnet Rise“ in Fig. 3) (after GAWLICK et al. 1999).

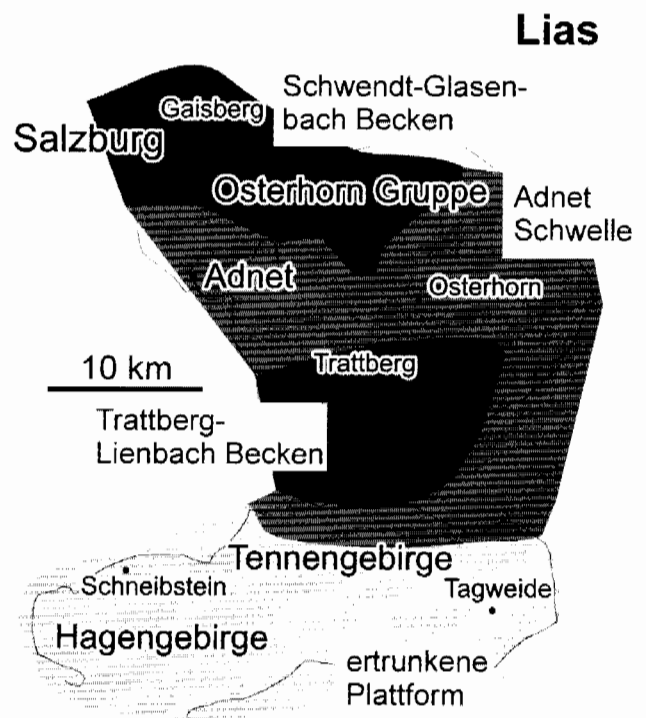


Abb. 3: Fazieskarte des zentralen Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen zur Zeit des Pliensbachium (nach BÖHM 1992). Das Trattberg-Lienbach Becken ist in dieser Zeit infolge von Tektonik im Bereich der früheren Ober-Trias Karbonatplattform neu gebildet worden (nach GAWLICK et al. 1999).

Fig. 3: Facies map of the excursion area for Sinemurian/Pliensbachian times (BÖHM 1992). Trattberg-Lienbach Basin is a new feature on the former carbonate platform (after GAWLICK et al. 1999).

Lias kondensierte Rotkalk (Adneter Kalk - BERNOULLI & JENKYN 1970, FISCHER 1969, WENDT 1969, 1970, BÖHM 1992 - auf Tiefschwellen) und Graukalk (Allgäuschichten - JACOBSHAGEN 1964, 1965, BÖHM 1992 - in Becken) abgelagert (u. a. HALLAM 1971). Im höheren Lias erfolgt durch die fortschreitende Öffnung des Penninischen Ozeans mit Ozeanbodenbildung ab dem Dogger (z. B. WEISSERT & BERNOULLI 1985) eine fazielle Umstellung des kalkalpinen Ablagerungsraumes (z. B. BÖHM 1992, BÖHM et al. 1995). Vom höheren Lias an kennzeichnen stark kondensierte hemipelagische Karbonate (z. B. KRYSZYN 1971) und z. T. kieselige Karbonate das Ablagerungsmilieu.

Die im Lias und Dogger ausgebildete Pelagische Plattform (z. B. WENDT 1988) mit kondensierter Sedimentation stellt in der strukturellen Entwicklung des Passiven Kontinentalrandes der Nördlichen Kalkalpen das Zwischenglied zwischen der Frühphase der Sedimentation der mächtigen triassischen Karbonatplattformen und der abschließenden Flyschphase im ausgehenden Mittel- und frühen Ober-Jura dar.

Vom höheren Dogger an ändert sich im Bereich des Tethysnordwestrandes das Sedimentationsgeschehen grundlegend (Ruhpolding-Wende nach SCHLAGER & SCHÖLLNER 1974). Eine genaue zeitliche Einstufung des Einsetzens der kieseligen Sedimentation (Ruhpolding Formation i. w. S.) war auf Grund der oft sehr stark kondensierten Profile oder auf Grund des Auftretens von Hartgründen in den roten pelagischen Kalken des Lias und Dogger nicht exakt zu erfassen (Zusammenstellung in DIERSCHKE 1980, vgl. KRYSZYN 1971, MANDL 1982). Zudem sind stratigraphisch aussagekräftige Faunen nur in sehr wenigen Profilen erhalten (HUCKRIEDE 1971, DIERSCHKE 1980, GAWLICK et al. 1999). Ausführliche Zusammenfassungen über die Radiolaritsedimentation und deren stratigraphische Einstufung im Bereich der Tethys geben in neuerer Zeit u. a. WINTERER & BOSELLINI (1981), JENKYN & WINTERER (1982), BAUMGARTNER (1984, 1987), DE WEVER (1989), BAUMGARTNER et al. (1995 - cum lit.) und DE WEVER et al. (1996). Im Bereich der Nördlichen Kalkalpen, speziell für den Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, sind neuere Bearbeiter DIERSCHKE (1980), VECSEI et al. (1989), GAWLICK (1996), GAWLICK & SUZUKI (1999a) und GAWLICK et al. (1999).

Über den Radiolariten folgen stratigraphisch die Karbonate der Ober-Jura Karbonatplattform bzw. deren Äquivalente: Oberalmer Schichten (?Kimmeridgium bis Tithonium; STEIGER 1992 - cum lit.), Plassenkalk (höheres Oxfordium bis Tithonium; vgl. TOLLMANN 1985 - cum lit.), Tressensteinkalk (höheres Oxfordium bis Tithonium; vgl. TOLLMANN 1985 - cum lit.), Barmsteinkalke (?Kimmeridgium bis Tithonium; STEIGER 1992 - cum lit.). Innerhalb der Oberalmer Schichten wechsellagern dünnbankige, mikritische Kalk mit mächtigen, oft grobklastischen Kalkschuttströmen, den Barmsteinkalken (STEIGER 1981). Die mikritischen Kalken werden wegen ihrer Aptychenführung oft auch als Aptychenschichten bezeichnet. Die Barmsteinkalke sind meist Fluxoturbidite und Turbidite, die aus Flachwasserkarbonatplattformmaterial bestehen und den Oberalmer Schichten in mehreren charakteristischen Lagen zwischengeschaltet sind. Die stellenweise bis zu 700 m mächtigen Flachwasserkarbonatplattformen (Plassenkalk

am Plassen) haben sich auf isolierten Hochzonen, meist am Top von Gleitschollen oder tektonisch gebildeten Hochzonen des Kalkvorarlpin, gebildet. Zwischen dem Plassenkalk und den Barmsteinkalken vermitteln die Tressensteinkalken als Riff flankenfazies. Im Gegensatz zur Ober-Trias Karbonatplattform handelt es sich bei den Ober-Jura Flachwasserkarbonaten allerdings nicht um eine zusammenhängende Karbonatplattform, sondern um kleine, isolierte, atollartige Riffe. Daneben treten auf Untiefen crinoidenreiche Rotkalken (Mühlbergkalk - TOLLMANN 1985) auf.

Diese oberjurassischen Flachwasser- und Tiefwasserkarbonate überlagern diskordant die Beckenfüllungen des Radiolaritniveaus und sedimentieren die im aus dem Kalkhochalpinen Raum eingegleiteten Schollen zu (jurassische Neoautochthonie, z. B. MANDL 1984).

Im Verlauf der Unter-Kreide wird die Karbonatsedimentation allmählich durch siliziklastischen Schüttungen abgelöst (Roßfeldschichten - u. a. FAUPL & TOLLMANN 1979, DECKER et al. 1987, SCHWEIGL & NEUBAUER 1997c). Schwermineraluntersuchungen (POBER & FAUPL 1988, FAUPL & POBER 1991) in den Roßfeldschichten belegen die Erosion des im frühen Ober-Jura akkretionierten Tethys Ozeans, dessen Gesteine ab der mittleren Unter-Kreide durch Hebung und Erosion freigelegt worden sind (vgl. dazu v. EYNATTEN 1996, v. EYNATTEN et al. 1996).

3. Die Exkursionspunkte / Outcrops

Die Genese und sedimentäre Füllung der Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium – Tithonium) hat sich in letzter Zeit als Schlüssel für die Interpretation der geodynamischen Vorgänge im Bereich der Nördlichen Kalkalpen im Ober-Jura herausgestellt. Am Beispiel der Beckenentwicklung im zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Lammer und Tauglboden Becken) wird gezeigt, daß sich die Beckenachsen durch Raum und Zeit vom Südrand der Nördlichen Kalkalpen in den zentralen Teil verlagern und daß diese Becken langgezogene Tiefsee-Gräben mit karbonatklastischen flyschoiden Beckenfüllungen vor herannahenden Deckenfronten darstellen, die im späten Ober-Jura von Gesteinen einer Karbonatplattform (z. B. Plassenkalk, Oberalmer Schichten) diskordant überlagert werden. Die Kieselsedimente stellen dabei die Matrix von Brekzienkörpern, großen Gleitschollen und Decken dar. Das umgelagerte Material in den einzelnen Becken unterscheidet sich dabei in seiner Herkunft. Neben der Radiolaritbeckenentwicklung sind hochdruckmetamorph überprägte Hallstätter Gesteine, die im Lammer Becken liegen, Ziel der Exkursion. Die tektonischen Vorgänge, die im Ober-Jura zu der Entstehung der Radiolaritbecken und deren Füllung führten, werden diskutiert.

Der erste Exkursionstag beschäftigt sich mit der stratigraphischen und faziellen Entwicklung der sedimentären Füllung des Lammer Beckens (I in Abb. 4). In einer ganztägigen Wanderung am Tennengebirgsnordrand (von Oberscheffau zum Paß Lueg) wird der Verlauf der sedimentären Entwicklung der Beckenfüllung gezeigt. Am zweiten Exkursionstag werden zuerst die zeitgleichen, aber stark kondensierten, Kieselsedimente weiter im Norden im Bereich der

Osterhorngruppe (Mörtlbachgraben, Urbangraben) vorgestellt (2 und 3 in Abb. 4). Danach ist die sedimentäre Füllung des Tauglboden Beckens im Bereich des Tauglbaches (Kesselstraße) Ziel dieser Exkursion. Die hochdruckmetamorph überprägten Hallstätter Kalke der Pailwand südöstlich von Abtenau (4 in Abb. 4) sind ein weiterer Schlüssel für das Verständnis der oberjurassischen Tektonik.

Der letzte Aufschluß, der die neoautochthone sedimentäre Bedeckung (Oberalmer Schichten) zum Thema hat, liegt auf der Trattberg Schwelle im Bereich der Moosbergalm (5 in Abb. 4). Von hier aus hat man gleichzeitig einen guten Überblick über das Exkursionsgebiet. Dieser Aufschluß im Bereich der Moosbergalm ist nicht obligatorisch und kann aus Zeitgründen wegfallen.

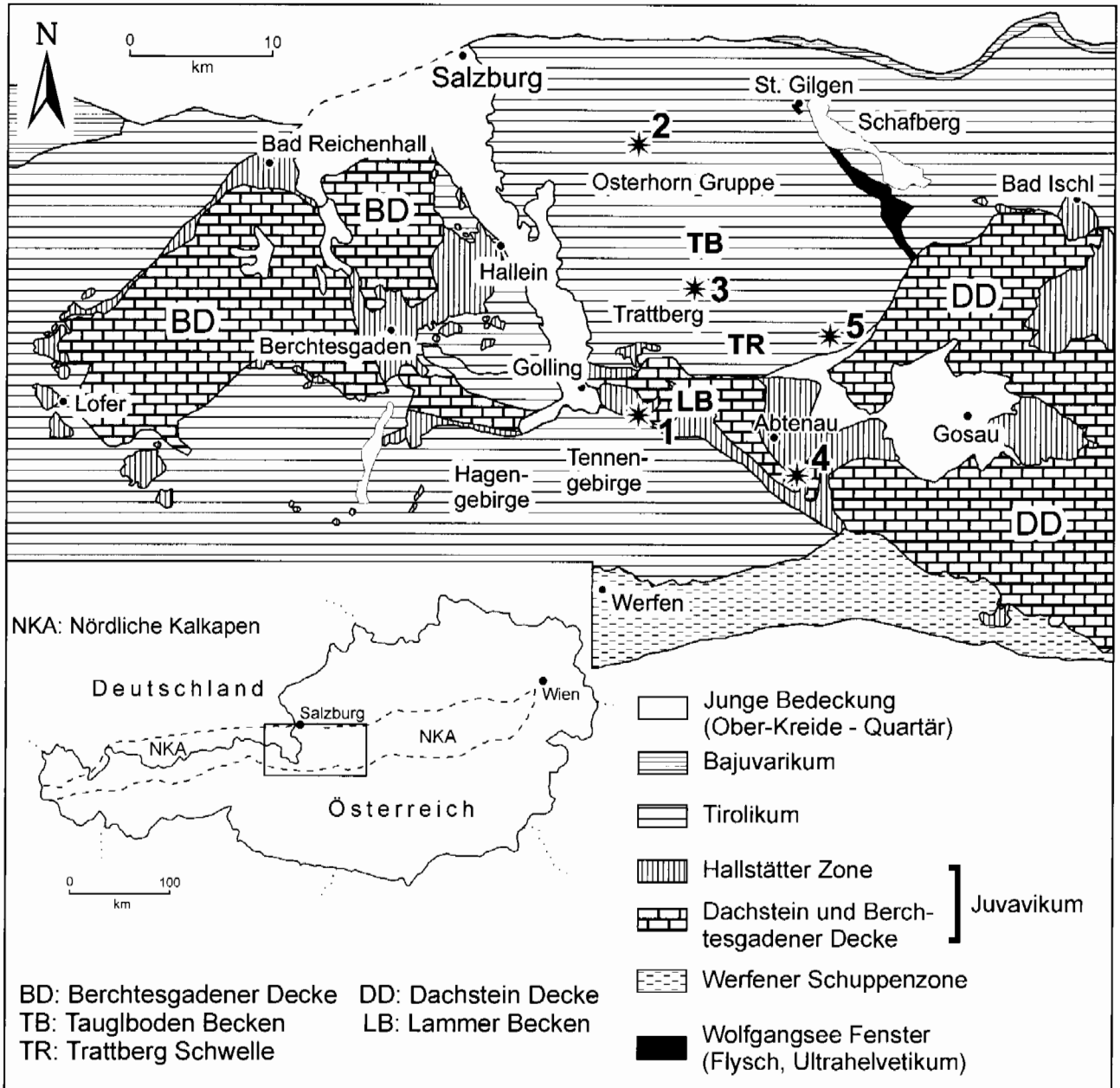


Abb. 4: Lage der Exkursionspunkte bzw. der Exkursionsroute. 1 = Tennengebirgsnordrand zwischen Oberscheffau und Paß Lueg (Lammer Becken); 2 = Mörtlbachgraben nördlich Krispl (Unterer und Oberer Radiolarit); 3 = Tauglbach, Urbangraben und Kesselstraße (Unterer und Oberer Radiolarit; Tauglboden Becken); 4 = Pailwand (hochdruckmetamorph überprägte Hallstätter Kalke); 5 = Moosbergalm (neoautochthone Überdeckung; Trattberg Schwelle). Tektonische Übersicht nach: TOLLMANN (1985), GANSS et al. (1988) und GAWLICK et al. (1994).

Fig. 4: Visited outcrops and excursion route. 1 = northern rim of the Tennengebirge between Oberscheffau and Paß Lueg (Lammer Basin); 2 = Mörtlbach valley north of Krispl (Lower and Upper Radiolarite); 3 = Taugl valley, Urban valley and Kessel street (Lower and Upper Radiolarite; Tauglboden Basin); 4 = Pailwand (high pressure – medium grade metamorphism of Hallstatt limestones); 5 = Moosbergalm (neoautochthoneous cover; Trattberg Rise). Tectonic map after: TOLLMANN (1985), GANSS et al. (1988) and GAWLICK et al. (1994).

3.1. Das Lammer Becken / Lammer Basin

The Lammer Basin is located between the Osterhorn Group (Trattberg Rise) in the north and the Tennengebirge in the south and was formed as an elongate trough in the former area of the Late Triassic lagoonal carbonate platform (Tirolicum of the Northern Calcareous Alps, Staufen-Höllengebirgs nappe). The Lammer Basin contains a more than 1.5 km thick series of deep-water cherts and shales intercalated with breccias, mega-olistoliths and slides (Strubberg Formation).

The redeposited rocks were derived from the continental margin along the southern rim of the Northern Calcareous Alps (Hallstatt Zone – GAWLICK 1996). The basin fill is composed of Callovian/Oxfordian deep-water sediments (radiolarites, cherty limestones, marls), which contain in the Oxfordian different types of mass-flow deposits and large slide masses. Examination of the stratigraphy and facies of the resedimented clasts and blocks suggests that the ancient Hallstatt Zone was destroyed and that its Triassic to Liassic sediments were eroded or mobilized as slides and redeposited in the Lammer Basin.

The sedimentary record in the Lammer Basin starts in the Early Callovian with cherty limestones, radiolarites and marlstones. Upsection thin turbidites and, later (Oxfordian), different types of internally chaotic debris-flow deposits with variable matrix content are intercalated. The overlying, typically radiolarian-rich parts contain disorganized deposits bearing various clasts derived from the proximal Hallstatt Zone (Pötschen Formation of Zlambach facies; Carnian to Norian). Further upsection, mass flow deposits with small resedimented clasts of Late Triassic condensed cephalopod limestones (Hallstatt limestone) rarely occur together with large slides of Pötschen Formation of the same age. A younger generation of mass-flow deposits also contains Pötschen Formation material but ranging in age from Anisian to Liassic. The middle part of the Strubberg Formation (~Middle Oxfordian) is characterized by large resedimented blocks and slide sheets of the siliciclastic Werfen Formation (Scythian). These are overlain by 2-3 km sized slides of the Pötschen Formation composed again of various dolomites and limestones (Carnian to Liassic). Mass-flow deposits on top of these large slides contain clasts and hectometric blocks of the Hallstatt cephalopod limestones (Carnian to Norian) and small clasts of Middle Triassic radiolarites and cherty limestones (Meliaticum). This facies suggests an origin from the distal parts of the Hallstatt Zone (Hallstatt Salzberg facies and Meliaticum). The piggy-back transportation of distal Hallstatt Salzberg facies and Meliaticum components in slide masses derived from the Zlambach facies area show that Callovian to Oxfordian resedimentation was a multiple process. These slides are overlain by mass-flow deposits (~Middle Oxfordian) with clasts from the Pötschen Formation (Carnian to Norian).

The upper part of the Strubberg Formation (Middle to Late Oxfordian) is characterized by mass flows and slides bearing clasts of Hallstatt limestones (Carnian to Norian). In these mass-flow deposits components from the Dachstein reefal limestone facies occur. The sequence is terminated by large slides of the reefal Dachstein limestone facies zone (Scythian to Liassic). These are, in turn, overlain by mass-flow deposits

and by large blocks and slides derived from the typical Hallstatt Salzberg facies. Contemporaneous with the emplacement of the reef tract slides also appear high-pressure metamorphic slides derived from the Hallstatt Salzberg facies zone (GAWLICK & HÖPFER 1999). Sediment redeposition ended in the Lammer Basin in the ?late Oxfordian, contemporaneous with the formation of the Trattberg Rise and the Tauglboden Basin to the north. After a sedimentation gap in the Kimmeridgian and Early Tithonian, pelagic limestones of the Oberalm Formation were deposited on top of several slide masses sealing the chaotic basin fill.

Die spät mittel- bis früh-oberjurassische Beckenfüllung des Lammer Beckens (= Göll-Lammerzone; Strubbergsschichtenbecken) liegt geographisch im Zentrum des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (Abb. 4). Den nördlichen Rahmen bildet die Osterhorngruppe, die zu der zum Tirolikum (= Kalkvoralpin) gehörenden Staufen-Höllengebirgs-Decke gestellt wird. Im Süden wird das Lammer Becken im Westteil durch das Hagengebirge, im zentralen und Ostteil durch das Tennengebirge begrenzt. Diese beiden Gebirgsstöcke werden wie die Osterhorngruppe zur tirolischen Staufen-Höllengebirgs-Decke gestellt.

Im Bereich des Lammer Beckens (Abb. 4, Abb. 6) kann von der Ober-Trias bis in den Ober-Jura folgende sedimentäre Entwicklungsgeschichte rekonstruiert werden (Abb. 5 und Abb. 18, Genauerer in GAWLICK 1996): In der Ober-Trias ist sowohl am Tennengebirgsnordrand als auch am Osterhorngruppensüdrand eine typische Kalkvoralpine Faziesentwicklung erhalten. Am Tennengebirgsnordrand folgen über dem gebankten, in Loferer Fazies ausgebildeten norischen Dachsteinkalk gebankter Dachsteinkalk ohne Algenlaminiten und Auftauchhorizonte, darüber Einlagerungen von Kössener Schichten, die im Hangenden von megalodontenführendem, gebanktem, rhätischem Dachsteinkalk überlagert werden. Am Osterhorngruppensüdrand wird der unternorische Hauptdolomit von einer Kalk/Dolomit-Wechselfolge (Plattenkalk) überlagert, die allmählich in gebankten, megalodontenführenden Dachsteinkalk übergeht. Im Hangenden entwickeln sich unter Einlagerung von Detrituskalken und Mergellagen die Kössener Schichten, die von rhätischem Dachsteinkalk überlagert werden. Von der Trias/Jura-Grenze an beginnt die Ober-Trias Karbonatplattform zu ertrinken. Die fazielle Ausbildung der einzelnen liassischen Schichtglieder weist am Tennengebirgsnordrand auf ein im Norden gelegenes unterjurassisches Riftbecken hin, stellenweise wahrscheinlich mit Halbgrabenstruktur. Im proximalen Bereich belegen liassische Spalten den sich dehnenden Ablagerungsraum und weisen auf eine nördlich gelegene oberliassische Bruchzone hin. Am östlichen Tennengebirgsnordrand treten als Anzeiger für steile Hänge an der Basis Megabrekzien auf, die fast ausschließlich aus Dachsteinkalkkomponenten und großen Dachsteinkalkblöcken bestehen. Am westlichen Tennengebirgsnordrand belegen Liashornsteinknollenkalke die tieferen Beckenbereiche (vgl. auch BÖHM 1992). Die Lias-sedimentation konnte stratigraphisch bis in das Toarcium belegt werden (GAWLICK 1996), Aalenium bis Bathonium (vgl. GAWLICK & SUZUKI 1999a) konnten stratigraphisch nicht

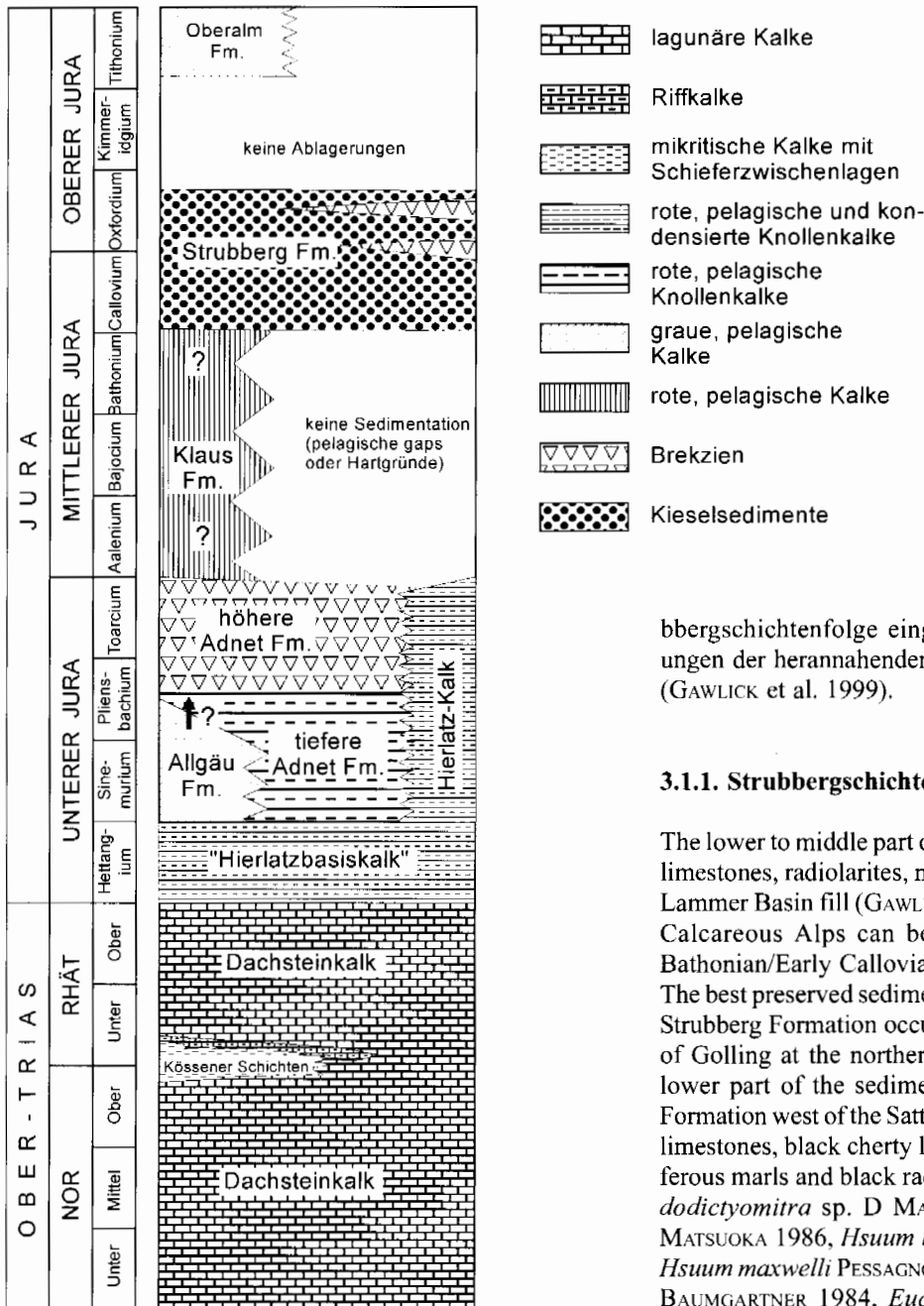


Abb. 5: Stratigraphische und fazielle Entwicklung der Schichtfolge von der Ober-Trias bis in den Ober-Jura im Bereich des Lammer Beckens am Tennengebirgsnordrand. Fm. = Formation. Verändert nach GAWLICK, FRISCH, VECSEI, STEIGER & BÖHM (1999).

Fig. 5: Stratigraphy and facies of the Norian to Tithonian sedimentary succession in the area of the Lammer Basin (northern rim of the Tennengebirge). Modified after GAWLICK, FRISCH, VECSEI, STEIGER & BÖHM (1999).

bergsschichtenfolge eingelagert, die die ersten Ablagerungen der herannahenden Subduktionsfront repräsentieren (GAWLICK et al. 1999).

3.1.1. Strubbergsschichten / Strubberg Formation

The lower to middle part of the Strubberg Formation (cherty limestones, radiolarites, mass flow deposits) as a part of the Lammer Basin fill (GAWLICK 1996) in the southern Salzburg Calcareous Alps can be dated by radiolarians as Late Bathonian/Early Callovian to Early/Middle Oxfordian.

The best preserved sedimentary sequence of the fine grained Strubberg Formation occurs west of the Sattlberg southeast of Golling at the northern rim of the Tennengebirge. The lower part of the sedimentary sequence of the Strubberg Formation west of the Sattlberg consists of dark grey micritic limestones, black cherty limestones, grey to black manganese marls and black radiolarit and can be dated by *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986, *Parahsuum* sp. S MATSUOKA 1986, *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975), *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977, *Eucyrtidiellum pustulatum* BAUMGARTNER 1984, *Eucyrtidiellum unumaense* s.l. YAO 1979, *Dictyomitrella kamoensis* MIZUTANI & KIDO 1983, *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA & MELLO 1982, *Tricolocapsa plicarum* s.l. YAO 1979 and *Theocapsomma cordis* KOCHER 1981 as Early Callovian (= high U.A.7, U.A.7 = Late Bathonian to Early Callovian after BAUMGARTNER et al. 1995).

The middle part of the Strubberg Formation consists of dark grey micritic limestones, black cherty limestones, grey to black marls and graded sequences. These graded sequences contain breccias (with crinoids and small clasts of Pötschen limestone). These parts of the Strubberg Formation can be dated by *Tricolocapsa plicarum* s.l. YAO 1979, *Theocapsomma cordis* KOCHER 1981, *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983, *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST 1885) and *Stylocapsa oblongula* KOCHER 1981 as Middle Callovian to Early Oxfordian (= U.A.8 = Middle Callovian to Early Oxfordian after BAUMGARTNER et al. 1995). The Callovian/Oxfordian-boundary cannot be exactly defined in this sec-

nachgewiesen werden. Am Südrand der Osterhorngruppe reicht die stark deformierte Schichtfolge aus Rot- und Graukalken bis in den höheren Lias, Brekzienkörper mit Dachsteinkalkkomponenten fehlen (Abb. 5).

An der Wende Dogger/Malm wird die Sedimentation am Tennengebirgsnordrand vor allem von der stark erhöhten tektonischen Subsistenz im Bereich des Lammer Beckens und den Veränderungen am Kalkalpensüdrand kontrolliert. Als Äquivalent des Unteren Radiolarites werden im Lammer Becken vom tieferen Callovium bis zum unteren/mittleren Oxfordium die Strubbergsschichten abgelagert (GAWLICK & SUZUKI 1999a). Die Mächtigkeit der Beckenfüllung, die als intrakontinentale Tiefseeabgrabenfüllung interpretiert wird (GAWLICK ab 1991), erreicht insgesamt 1500-2000 Meter: im Liegenden dominieren gebankte Kieselkalke bis Radiolarite und dünnschichtige Mergel, im Hangenden sind mächtige Brekzienkörper und Gleitschollen in die Stru-

tion.

The upper part of the Strubberg Fm. consists of manganese-rich marls, cherty limestones, mass flow deposits (limestones and dolomites of the Pötschen Formation), slides (limestones and dolomites of the Pötschen Formation) and radiolarites on the top of the sequence. The radiolarites on top of the sequence can be dated by *Stylocapsa oblongula* KOCHER 1981, *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970, *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981) and *Tricolocapsa cf. conexa* MATSUOKA 1983 as Middle Oxfordian (= lower U.A.9, U.A.9 = Middle to Late Oxfordian after BAUMGARTNER et al. 1995).

Der stratigraphische Umfang der Strubbergsschichten war bisher stark umstritten. Stratigraphisch aussagekräftige Fossilfunde aus der z. T. mergelig, z. T. als Kieselkalke und z. T. als Radiolarit ausgebildeten Schichtfolge lagen bisher nicht vor, so daß der stratigraphische Umfang einerseits aus den unterlagernden Sedimenten und andererseits aus litho- und mikrofaziellen Vergleichen mit anderen, sedimentologisch ähnlich ausgebildeten Schichtfolgen (Ruhpoldinger Radiolarit, Tauglbodenschichten) der Nördlichen Kalkalpen abgeleitet wurde (vgl. TOLLMANN 1976a, 1985, PLÖCHINGER 1983). Es wurde angenommen, daß die Sedimentation der Strubbergsschichten im höheren Lias einsetzt (z. B. CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952: 61, PLÖCHINGER 1980, 1983, HAMILTON 1981 - vgl. dazu PLÖCHINGER 1990) und bis in den höheren Malm reicht (HÄUSLER 1979, 1981). Der höhere Abschnitt der Strubbergsschichten mit den eingelagerten polymikten Brekzienkörpern und Megaolistolithen bis Gleitschollen wurde als zeitliches Äquivalent der Tauglbodenschichten, die in der Inneren Osterhorngruppe vom höheren Oxfordium bzw. Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich an auftreten, interpretiert (u. a. SCHLAGER, M. 1959, HÖCK & SCHLAGER 1964, SCHLAGER, W. 1968, SCHLAGER & SCHÖLLBERGER 1974, PLÖCHINGER 1979, 1984, HÄUSLER 1979, 1981, TOLLMANN 1981, 1985, BERAN et al. 1981, 1983, BRAUN 1997, 1998).

Das lithologisch Liegende der Strubbergsschichten bilden grauschwarze Kieselkalke mit tonigen und mergeligen Zwischenlagen, die litho- und mikrofaziell dem grauschwarzen Radiolarit im Hangenden weitgehend entsprechen. Die biostratigraphische Einstufung der Strubbergsschichten erfolgte mit Hilfe von Radiolarienfaunen (zur Erhaltung: FAUPL & BERAN 1983), die sowohl aus dem Liegenden der Strubbergsschichtenfolge als auch aus dem Hangenden der Strubbergsschichtenfolge herausgelöst werden konnten.

3.1.1.1. Lithologie der Strubbergsschichten

Die Strubbergsschichten bestehen aus lithologisch und lithofaziell sehr heterogen zusammengesetzten Sedimenten (Abb. 10):

1) Kalke, Kieselkalke und Radiolarite

- a) Geschichtete Sedimenttypen: oft laminiert, die einzelnen Laminae meist ohne erosiven Basiskontakt. Zwischengeschaltet sind oft bis zu zwei Zentimeter mächtige turbiditische, gradierte Lagen. An der Basis dieser gradierten Lagen oft mit Anreicherung

von Erzkörnern, selten mit erosivem Basiskontakt, selten „flame structures“. Schrägschichtung ist nur selten vorhanden. Synsedimentäre Rutschfalten sind häufig. Meist treten radiolarienführende Sedimente auf, selten ist das Gefüge radiolariengestützt; Filamente sind selten. Daneben treten fossilfreie Sedimente auf.

- b) Nicht geschichtete, texturell homogene Sedimente: fast immer radiolarienführende Sedimente. Schwammnadeln sind selten. Synsedimentäre Rutschfalten fehlen meist.
- 2) Mergel und Mergelkalke
 - a) Meist dünn geschichtete, selten texturell homogene Sedimente: oft mit synsedimentären Rutschfalten, selten bioturbat, selten laminiert. Meist treten radiolarienführende Sedimenttypen auf, selten ist das Gefüge radiolariengestützt; Filamente sind selten. Daneben treten fast fossilfreie Sedimente auf.
 - b) Manganreiche Sedimente, lithofaziell wie a).
 - 3) Resedimente
Intraformationale Brekzienlagen, die Fragmente fast aller Lithofaziestypen der Sedimenttypen 1) und 2) als Komponenten führen. Polymiktes, parautochthones Komponentenspektrum. Die einzelnen Klasten sind meist abgerundet bis gerundet, selten eckig. Daneben treten Crinoidenschuttlagen auf.
 - 4) Grobarenitische, gradierte Folgen und Feinbrekzien
Mit Bankmächtigkeiten zwischen 30 cm und 70 cm. Die einzelnen Bänke sind meist durch den Sedimenttyp 2) voneinander getrennt. Oft sehr crinoidenreich, gradiert. Innerhalb dieser Folgen sind oft bis zu einem Meter mächtige, matrixgestützte Brekzienkörper (Sedimenttyp 5) eingeschaltet.
 - 5) Polymikte Brekzienkörper
Allochthones Komponentenmaterial aus dem Hallstätter Faziesraum dominiert (vgl. GAWLICK 1996). Geländebefunde, stratigraphische und fazielle Untersuchungen charakterisieren die Gesteine, die innerhalb der Strubbergsschichtenfolge einerseits als Komponenten in Mass-Flow Ablagerungen und andererseits als große Gleitschollen eingelagert sind, als allochthon. Sowohl das Komponentenmaterial der Brekzienkörper in den Strubbergsschichten als auch die großen Gleitschollen stammen aus dem Kalkhochalpinen Ablagerungsraum, dem ehemaligen triassischen/liassischen Kalkalpensüdrand (Hallstätter Zone i. w. S.). Die Hallstätter Zone wurde vom höheren Dogger an an einer konvergenten Plattengrenze zerlegt (GAWLICK et al. 1999). Dabei wurden Brekzienkörperkomponenten und Gleitschollen mobilisiert, die in das als intrakontinentaler Tiefseegraben ausgebildete Strubbergsschichtenbecken im Kalkvoralpinen Raum zwischen Osterhorngruppe im Norden und Hagen-/Tennengebirge im Süden einglitten (GAWLICK 1996). Innerhalb der Beckenfüllung konnten Gesteine aus allen Faziesbereichen der Hallstätter Zone nachgewiesen werden: Gesteine aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich, der den Übergangsbereich zwischen Kalkvoralpiner Dachsteinkalkfazies und Hallstätter Zone s. str. markiert; Gesteine aus dem Zlambachfazies-

bereich, der sich dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalk-faziesbereich distal (beckenwärts) angeschlossen hat

und Gesteine aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich, der den faziellen Übergang zur Tethys markiert. Diese

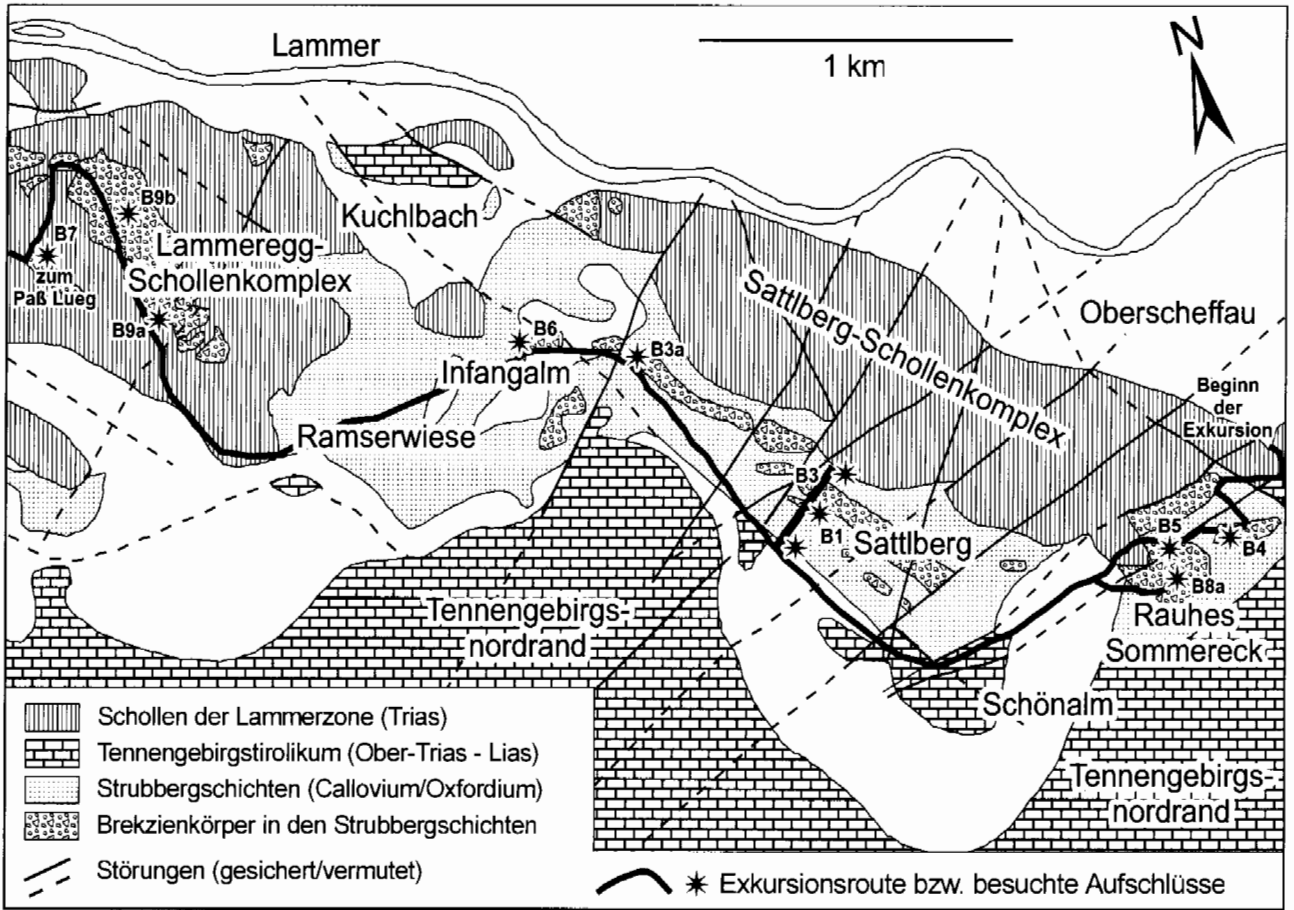
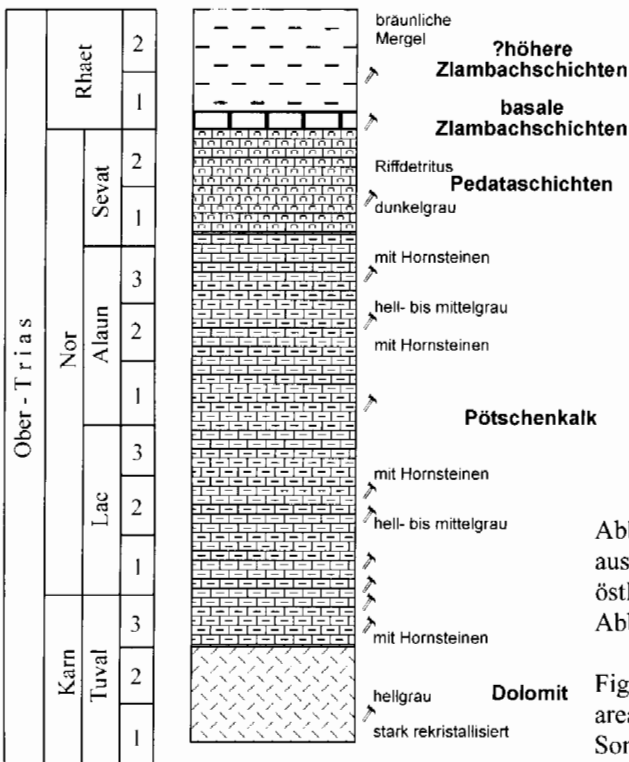


Abb. 6: Exkursionsroute durch das Lammer Becken und Lage der ausgewählten Aufschlüsse.

Fig. 6: Excursion route in the Lammer Basin and visited outcrops.



faziell unterschiedlich ausgebildeten Schichtfolgen der Hallstätter Zone liegen heute im Bereich des Lammer-tales über- und nebeneinander (Abb. 6). Sie sind dabei als sedimentäre Einlagerung innerhalb der Strubbergsschichten immer an deren Auftreten gebunden.

3.1.2. Die Exkursionsroute

Die Exkursion beginnt in Oberscheffau (Abb. 6) und verläuft zuerst entlang der Schönalm Forststraße auf die Schönalm (800 m AN). Entlang der Schönalm Forststraße sind verschiedene Aufschlüsse in den Strubbergsschichten mit polymikten Brekzienkörpern (Komponentenmaterial: Pötschenschichten) aufgeschlossen. Von der Schönalm geht es

Abb. 7: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtenfolge aus dem Komponentenmaterial der Brekzienkörper an der nord-östlichen Basis des Rauhen Sommereck (Brekzienkörper 4 – vgl. Abb. 17).

Fig. 7: Pötschensequence: Reconstruction of the original source area section. Mass-flow deposit at the northern rim of the Rauhes Sommereck (breccia 4 – see Fig. 17).

auf das Rauhe Sommereck. Dort befindet sich ein großer Pötschenkalk-Olistolith, der von polymikten Brekzien unter- und überlagert wird (Komponentenmaterial: Pötschenschichten). Die weitere Exkursionsroute führt über die Schönalm zur Westseite des Sattlberges. Dort befindet sich das am besten aufgeschlossene und mit Hilfe von Radiolarienfaunen datierte Profil. Im höheren Teil sind verschiedene polymikte Brekzienkörper eingeschaltet (Komponentenmaterial: meist Pötschenschichten). Über die Infangalm

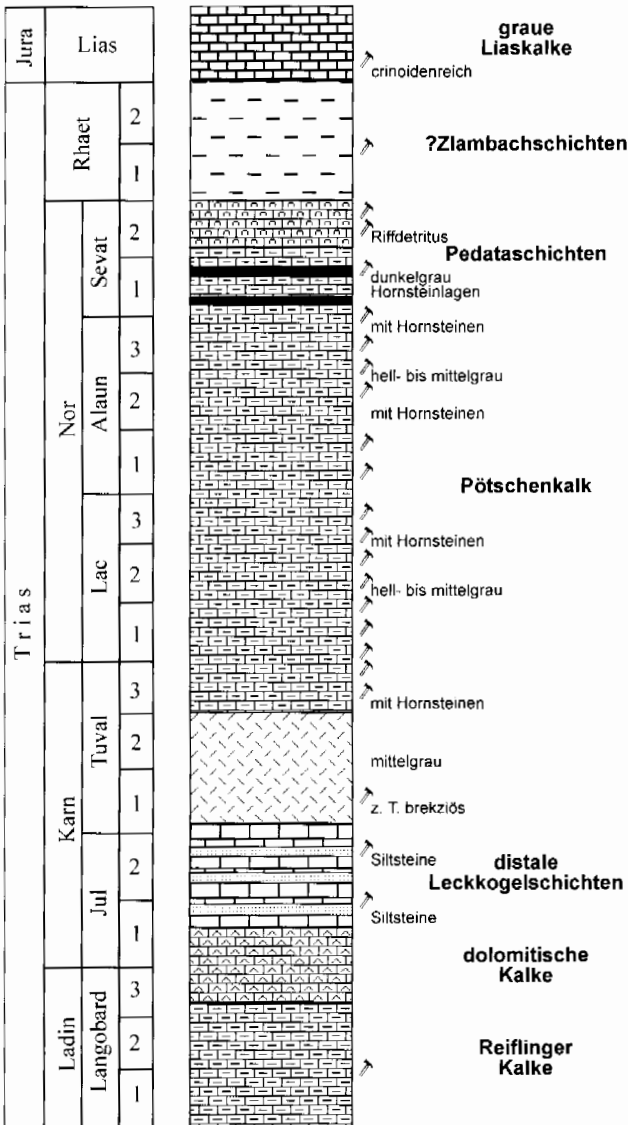


Abb. 8: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtenfolge aus dem Komponentenmaterial der Brekzienkörper an der nördlichen Basis des Rauhen Sommereck (Brekzienkörper 5 – vgl. Abb. 17).

Fig. 8: Pötschensequenz: Rekonstruktion der originalen source area section. Mass-flow deposit at the northern base of the Rauhe Sommereck (breccia 5 – see Fig. 17).

(dort weitere polymikte Brekzienkörper – Komponentenmaterial: Pötschenschichten) und die Ramserswiese geht es zur Großscholle des Lammeregg-Schollenkomplexes, der von Osten aus bestiegen wird. Der Lammeregg-Schol-

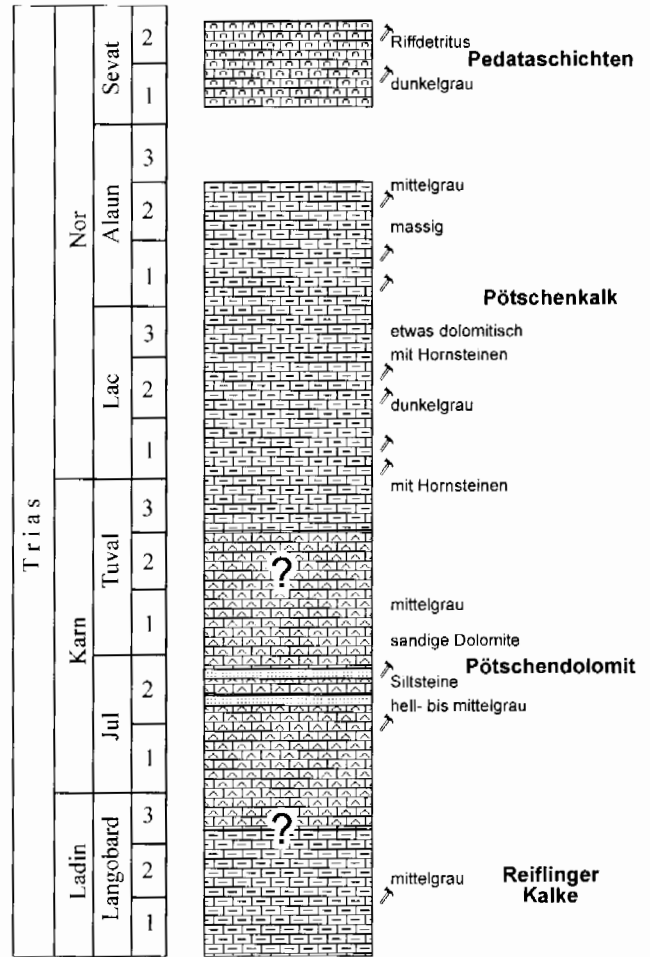


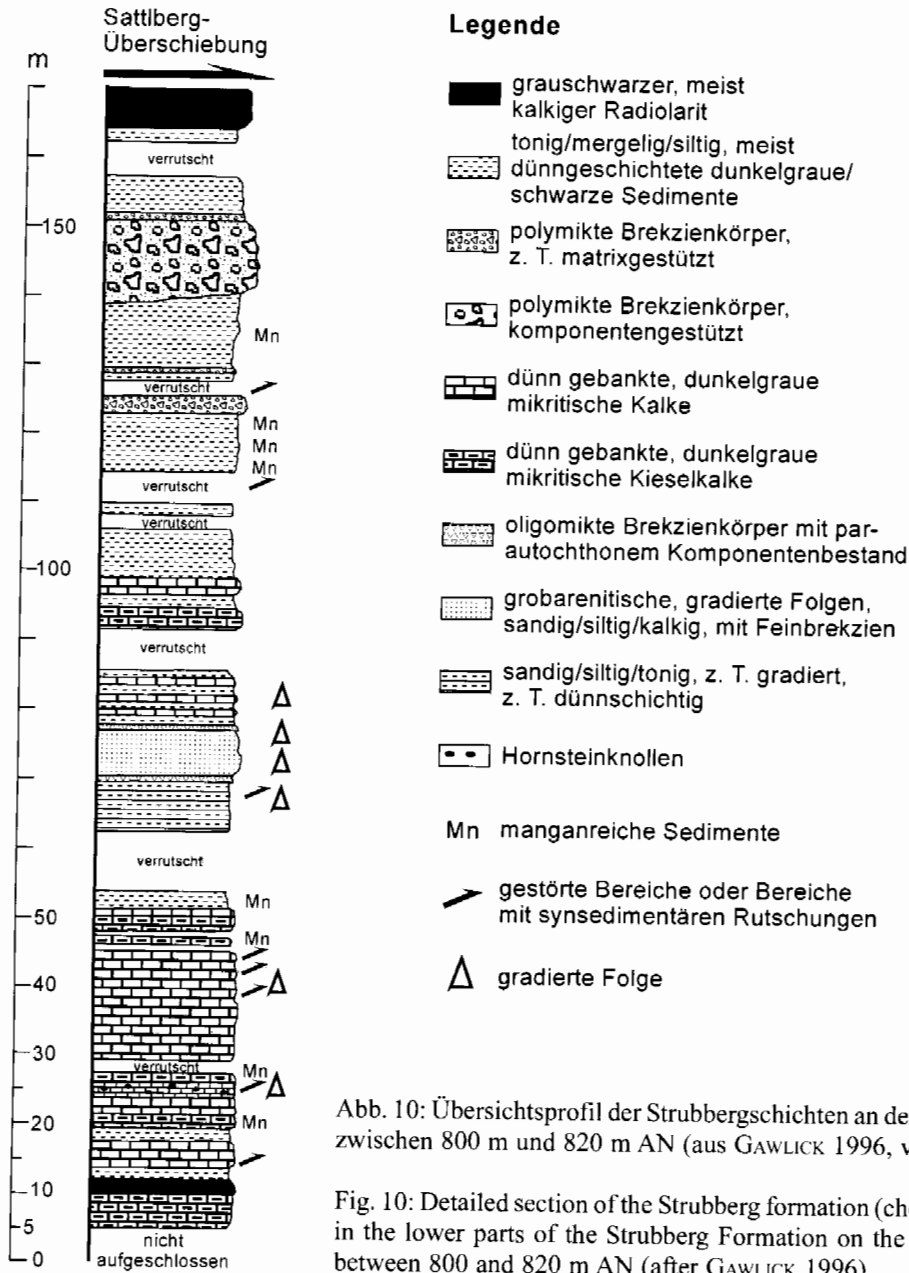
Abb. 9: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtenfolge aus dem Komponentenmaterial der Brekzienkörper an der nordöstlichen Basis des Rauhen Sommereck (Brekzienkörper 8a – vgl. Abb. 17).

Fig. 9: Pötschensequenz: Rekonstruktion der originalen source area section. Mass-flow deposit in the top-area of the Rauhe Sommereck (breccia 8a – see Fig. 17).

lenkomplex besteht aus zwei verschiedenen Abfolgen von Pötschenschichten und wird überlagert von verschiedenen polymikten Brekzienkörpern. Einerseits führt die Exkursion zu Brekzienkörpern, deren Komponentenmaterial aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich und dem Meliatikum stammt, z. T. mit großen Schollen und andererseits zu Brekzienkörpern mit einem Komponentenmaterial aus Pötschenschichten. Diese Brekzienkörper entsprechen den Brekzienkörpern im Bereich des Profils an der Sattlberg Westseite und der Infangalm weitgehend. Über das Lammeregg führt der Weg dann weiter nach Westen Richtung Paß Lueg.

3.1.2.1. Aufschlüsse an der Schönalm Forststraße (B4, B5)

An der Schönalm Forststraße (Oberscheffau zur Schönalm) sind einige polymikte Brekzienkörper in den Strubberschichten aufgeschlossen. Das Komponentenmaterial dieser



Brekzienkörper an der Nordseite des Rauhen Sommereck kann aus dem Zlambachfaziesraum (Pötschenschichten i. w. S.) hergeleitet werden (Abb. 7, Abb. 8).

Die Brekzien am Nordostfuß des Rauhen Sommereck (Abb. 6, Abb. 7, Abb. 17) zwischen 760 und 770 m AN besteht vorwiegend aus Komponenten des Zlambachfaziesbereiches i. e. S. (Brekzienkörper 4 in Abb. 17). Nachweisbar ist eine lückenhaft rekonstruierbare Schichtfolge vom Tuval bis in das Sevat.

Der Brekzienkörper 5 an der Nordseite des Rauhen Sommereck (Abb. 6, Abb. 8, Abb. 17) zwischen 740 und 760 m AN besteht aus Abschnitten mit komponenten- und matrixgestütztem Gefüge. Als Komponenten treten vorwiegend verschiedene Graukalke und (selten) Dolomite aus dem Zlambachfaziesbereich, daneben Hornsteine, Sand- und Siltsteine sowie Strubbergsschichten auf. Stratigraphisch nachweisbar (meist mit Hilfe von Conodonten) ist eine

mobilisierte Schichtfolge, die vom Ober-Ladin bis in den Lias reicht (Abb. 8).

Herkunftsgebiet dieser Schichtfolge ist wahrscheinlich ein Ablagerungsraum, der zwischen dem Zlambachfaziesbereich i. e. S. und dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich vermittelt (vgl. Abb. 1).

3.1.2.2. Rauhes Sommereck (B8a)

Die Strubbergbrekzie im Gipfelbereich des Rauhen Sommereck (Abb. 6, Abb. 9, Abb. 17) in 890 m AN besteht aus verschiedenen Graukalken und Dolomiten aus dem Zlambachfaziesbereich i. w. S. In diesen Brekzienkörper sind verschiedene Megaolistolithe eingelagert.

Der Mega-Olistolith im südlichen Gipfelbereich besteht aus

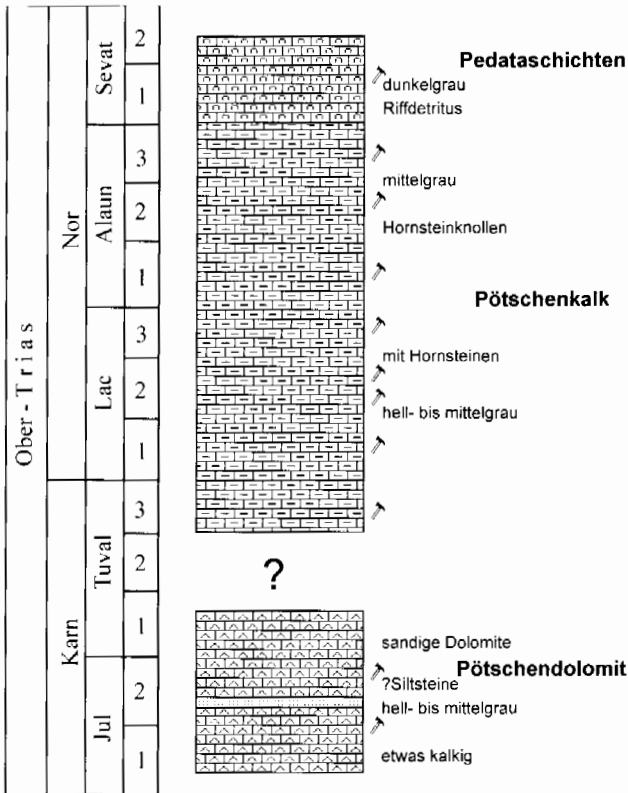


Abb. 11: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschendolomitschichtfolge aus dem Komponentenbestand des unteren Brekzienkörpers des Profiles an der Sattlberg Westseite (Brekzienkörper 1 – vgl. Abb. 17).

Fig. 11: Pötschensequenz: Reconstruction of the original source area section. Mass-flow deposit (lower mass-flow) in the section west of the Sattlberg (breccia 1 – see Fig. 17).

Pötschenkalken des Alaun. Stratigraphisch nachweisbar (meist mit Hilfe von Conodonten) ist eine mobilisierte Schichtfolge des Ober-Ladin bis Sevat, die faziell vom Zlambachfaziesbereich i. e. S. in den eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich überleitet (vgl. Abb. 1).

3.1.2.3. Profil an der Westseite des Sattlberges (B1, B3)

Das radiolarienführende Profil liegt an der Westseite des Sattlberges an einer Forststrasse zwischen 800 m und 820 m AN (Abb. 4). Im höheren Abschnitt des Profiles sind polymikte Brekzienkörper eingelagert (Abb. 10).

Der untere Brekzienkörper (Abb. 6, Abb. 11, Abb. 17) besteht fast ausschließlich aus Komponenten aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich (Kalke und Dolomite). Biostratigraphisch konnte eine Schichtfolge vom Jul bis in das Sevat nachgewiesen werden.

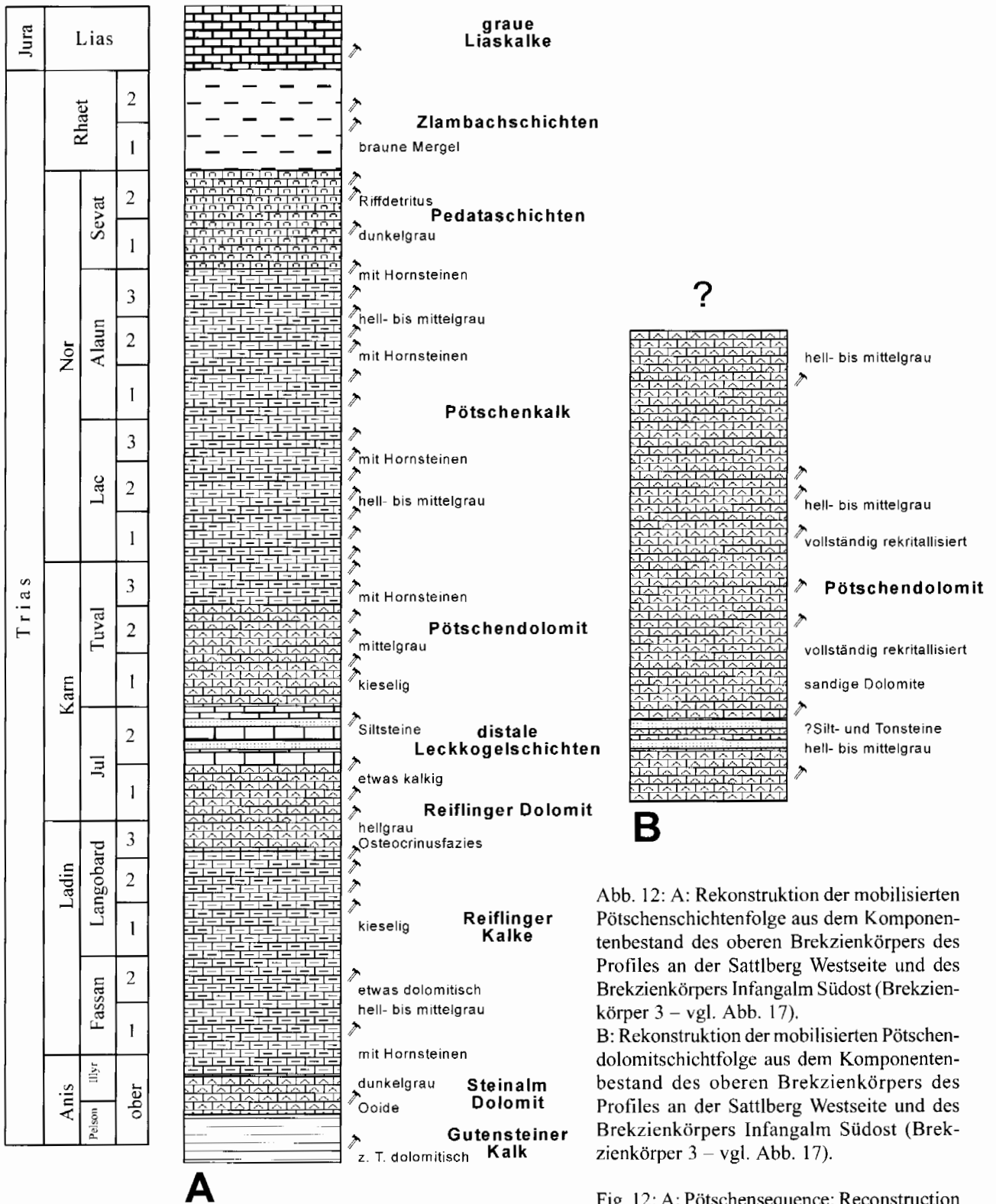
Der obere Brekzienkörper (Abb. 6, Abb. 12, Abb. 17) führt ein sehr polymiktes Komponentenspektrum. Pötschendolomite, Pötschenkalken und Pedatakalke überwiegen. Die biostratigraphisch nachgewiesene Schichtfolge (Conodon-

ten und Ammoniten) reicht vom Anis bis in den Lias. Allerdings konnten aus dem Komponentenmaterial zwei faziell unterschiedliche Liefergebiete nachgewiesen werden: ein durch Pötschenkalk und ein durch Pötschendolomit dominiertes Liefergebiet. Ursache dafür sind synsedimentäre Umlagerungen im Bereich des Zlambachfaziesraumes in der höheren Ober-Trias. Es wurde hier eine bereits umgelagerte Schichtfolge mobilisiert. Daneben treten im Komponentenbestand kleine umgelagerte Komponenten aus dem Hallstätter Salzberg-faziesbereich (Massiger Hellkalk) auf.

Stratigraphische Einstufung der Radiolarien

Die vorliegenden Radiolarienfaunen (vgl. GAWLICK & SUZUKI 1999a, b) sowohl aus dem Liegende als auch aus dem Hangendabschnitt der Strubbergsschichtenfolge des Sattlberg Profiles ergaben für den Liegende ?höheres Bathonium/ ?tieferes Callovium und für den Hangendteil tieferes bis mittleres Oxfordium als Alter (Abb. 13).

Im Profil an der Sattlberg-Westseite treten in den verschiedenen Proben folgende Radiolarienarten auf: *Tricolocapsa cf. conexa* MATSUOKA 1983, *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981), *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970, *Stylocapsa oblongula* KOCHER 1981, *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST 1885), *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983, *Theocapsomma cordis* KOCHER 1981, *Tricolocapsa plicarum* s.l. YAO 1979, *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA & MELLO 1982, *Dictyomitrella kamoensis* MIZUTANI & KIDO 1983, *Eucyrtidiellum unumaense* s.l. YAO 1979, *Eucyrtidiellum pustulatum* BAUMGARTNER 1984, *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977, *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975), *Parahsuum* sp. S MATSUOKA 1986, *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986. Die meisten Radiolarienarten treten dabei im Mittel- bzw. unteren Ober-Jura auf. Die mitteljurassischen Formen sind *Eucyrtidiellum unumaense*, *Eucyrtidiellum pustulatum*, *Tricolocapsa plicarum*, *Tricolocapsa conexa* und *Stylocapsa oblongula* (vgl. MATSUOKA 1983, MATSUOKA & YAO 1986, GORICAN 1994). Die oberjurassischen Formen sind *Parahsuum* sp. S, *Pseudodictyomitra* sp. D, *Cinguloturris carpatica*, *Archaeodictyomitra apiarium*, *Archaeodictyomitra minoensis* und *Zhamoidellum ovum* (vgl. MIZUTANI 1981, MATSUOKA 1986, GORICAN 1994). In BAUMGARTNER et al. (1995) sind die stratigraphischen Reichweiten dieser Arten und die Unitäre Assoziations-Zonengliederung (U.A.-Zone) dargestellt. Die stratigraphische Einstufung der Strubbergsschichten anhand der Radiolarienfaunen wird vor allem auf der Basis dieser Zonierung von BAUMGARTNER et al. (1995) diskutiert. Folgende Radiolarienarten aus dem Liegenden des Profiles (Abb. 13) reichen stratigraphisch bis an das Ende der U.A.-Zone 8 (Mittel-Callovium bis Unter-Oxfordium): *Tricolocapsa plicarum*, *Theocapsomma cordis*, *Stylocapsa oblongula*, *Eucyrtidiellum unumaense* und *Eucyrtidiellum pustulatum*. *Tricolocapsa conexa* und *Dictyomitrella kamoensis* enden nach BAUMGARTNER et al. (1995) in der U.A.-Zone 7 (Ober-Bathonium bis Unter-Callovium). MATSUOKA (1995) diskutiert als letztes Auftreten von *Tricolocapsa conexa* auf Grund von Nannofossilien (DSDP – Site 534) Oxfordium, was der U.A.-Zone 8 bis 9 nach BAUMGARTNER et al. (1995)



entspricht. Daneben treten auch Arten auf, die erstmals in der U.A.-Zone 7 oder 8 auftreten, es sind dies *Parahsuum* sp. S und *Cinguloturris carpatica* von der U.A.-Zone 7 an und *Archaeodictyomitra apiarium* von der U.A.-Zone 8 an. Aus der zeitlichen Überlappung des Auftretens der verschiedenen Arten ergibt sich somit hohe U.A.-Zone 7 (Ober-Bathonium bis Unter-Callovium) oder 8 (Mittel-Callovium bis Unter-Oxfordium).

Abb. 12: A: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschensequenzfolge aus dem Komponentenbestand des oberen Brekzienkörpers des Profils an der Sattlberg Westseite und des Brekzienkörpers Infangalm Südost (Brekzienkörper 3 – vgl. Abb. 17). B: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschendolomitschichtfolge aus dem Komponentenbestand des oberen Brekzienkörpers des Profils an der Sattlberg Westseite und des Brekzienkörpers Infangalm Südost (Brekzienkörper 3 – vgl. Abb. 17).

Fig. 12: A: Pötschensequenz: Rekonstruktion of the original source area section. Mass-flow deposit (higher mass-flow) in the section west of Sattlberg to southeast Infangalm (breccia 3 – see Fig. 17). B: Dolomitic Pötschensequenz: Rekonstruktion of the original source area section. Mass-flow deposit (higher mass-flow) in the section west of Sattlberg to southeast Infangalm (breccia 3 – see Fig. 17).

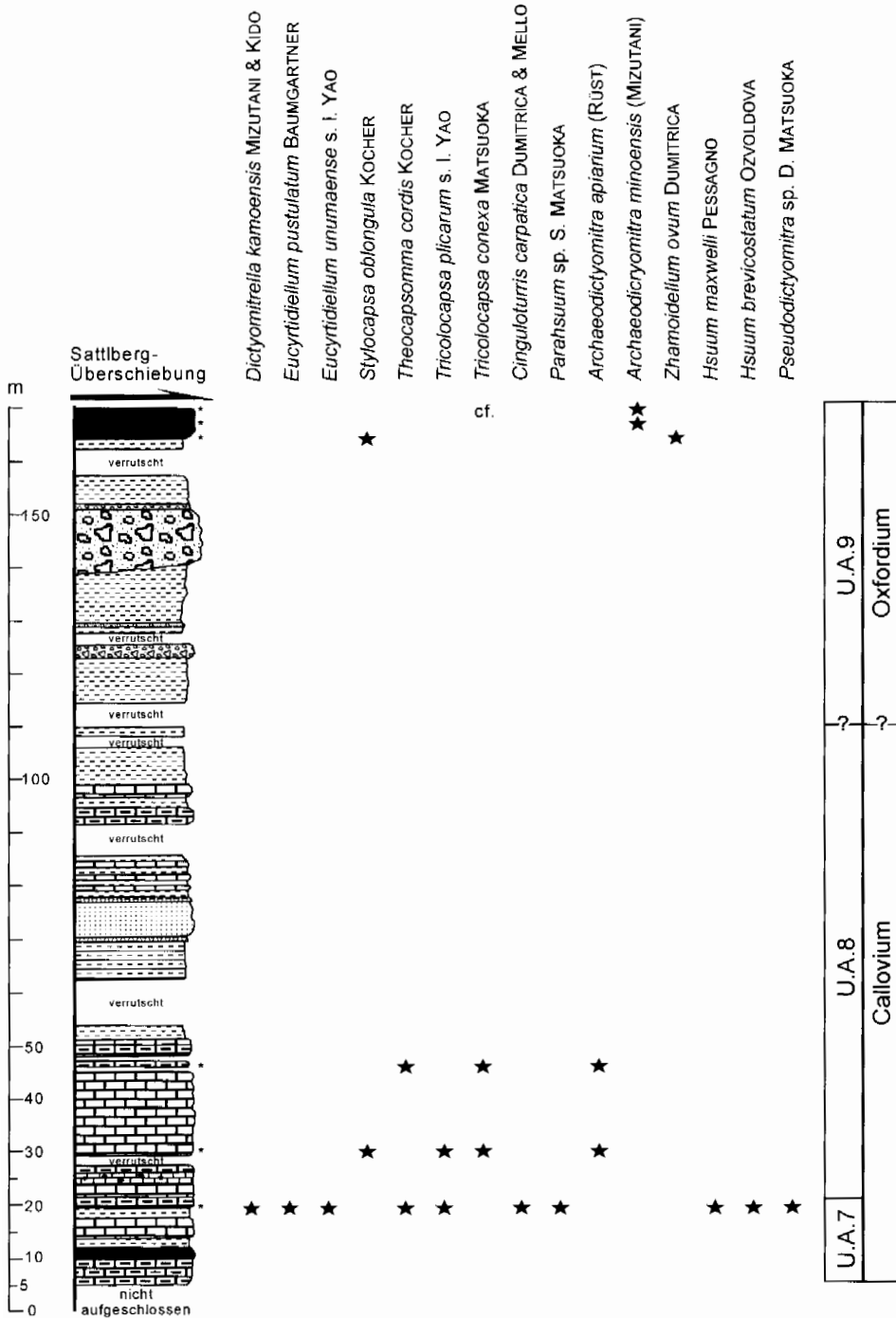


Abb. 13. Stratigraphische Einstufung der Strubberg-schichtenfolge des Profiles an der Sattlberg Westseite. Radiolarien-Zonierung (U.A.-Zonen) nach BAUMGARTNER et al. (1995). U.A.7 = Ober-Bathonium bis Unter-Callovium; U.A.8 = Mittel-Callovium bis Unter-Oxfordium; U.A.9 = Mittel- bis Ober-Oxfordium. Nach GAWLICK & SUZUKI (1999a).

Fig. 13: Stratigraphy of the Strubberg Fm. of the section west of the Sattlberg. Radiolarian zonation (U. A.-Zones) after BAUMGARTNER et al. (1995). U.A.7 = Late Bathonian to Early Callovian; U.A.8 = Middle Callovian to Early Oxfordian; U.A.9 = Middle to Late Oxfordian. After GAWLICK & SUZUKI (1999a).

Aus dem Hangenteil des Profiles (Abb. 13) konnten *Archaeodictyomitra minoensis* und *Zhamoidellum ovum* nachgewiesen werden, die von der U.A.-Zone 9 (Mittel- bis Ober-Oxfordium) an auftreten. Die Ausnahme ist das Auftreten von *Tricolocapsa cf. conexa* und *Stylocapsa oblongula* – wobei *Tricolocapsa conexa* nach MATSUOKA (1995) durchaus bis in das Oxfordium reichen kann, *Stylocapsa oblongula* aber soll in der U.A.-Zone 8 enden nach BAUMGARTNER et al. (1995).

Auf der Basis der biostratigraphischen Einstufung der einzelnen Radiolarienfaunen kann man für den liegendsten Abschnitt des Profiles an der Sattlberg-Westseite (Abb. 13) und damit als stratigraphisches Einsetzen der Strubberg-

schichtenfolge die U.A.-Zone 7 (Ober-Bathonium bis Unter-Callovium) diskutieren, sicher beginnt die Sedimentation der Strubbergschichten in der U.A.-Zone 8 (Mittel-Callovium bis Unter-Oxfordium), womit für den Basisteil der Strubbergschichtenfolge auf jeden Fall Callovium belegt ist. Der Hangenteil des Profiles ist auf Grund der auftretenden Radiolarienfaunen in die U.A.-Zone 9 (Mittel- bis Ober-Oxfordium) zu stellen, wobei auf Grund des Auftretens von vereinzelt Formen, die bereits in der U.A.-Zone 8 (nach BAUMGARTNER et al. 1995) aussterben sollen, tieferes Oxfordium diskutiert werden kann, mittleres Oxfordium aber am wahrscheinlichsten ist. Im Mittelteil des Profiles konnten keine Radiolarienfaunen gewonnen werden, so daß in diesem Profilabschnitt die Grenze zwischen der U.A.-

Zone 8 und der U.A.-Zone 9 nicht exakt festzulegen ist. Wahrscheinlich ist, daß die U.A.-Zone 8 vor Einsetzen der ersten polymikten Brekzienkörper endet.

3.1.2.4. Aufschlüsse im Bereich der Infangalm (B3a, B6)

Der im Bereich der südöstlichen Infangalm zwischen 630 und 660 m aufgeschlossene Brekzienkörper (Abb. 6, Abb. 17) ist die westliche Fortsetzung im Streichen des oberen Brekzienkörpers des Profils an der Sattlberg Westseite. Der Komponentenbestand, das sedimentäre Gefüge und die stratigraphisch nachgewiesene Schichtfolge sind weitgehend identisch (vgl. Abb. 12a, b). Wie am Sattlberg ist hier ein Pötschendolomit Megaolistolith in den Brekzienkörper eingelagert.

Der im Bereich der westlichen Infangalm (Abb. 6, Abb. 14, Abb. 17) zwischen 600 und 620 m AN aufgeschlossene Brekzienkörper führt verschiedene, litho- und mikrofazial sehr ähnliche Komponenten aus dem Zlambachfaziesbereich. Biostratigraphisch nachweisbar ist eine Schicht-

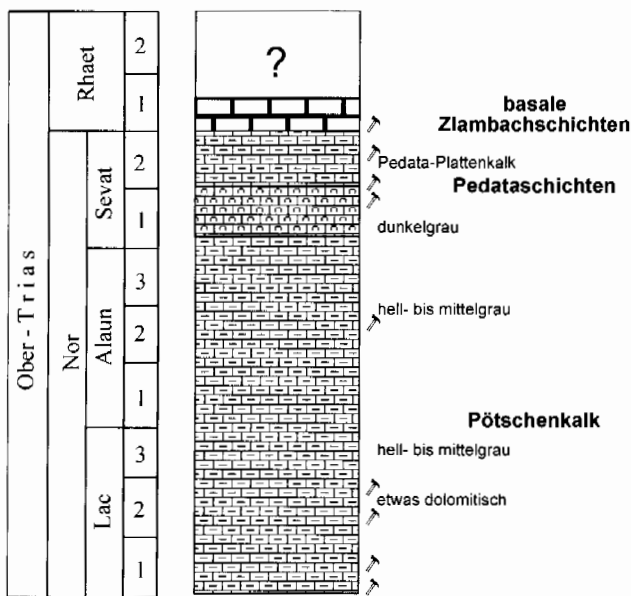


Abb. 14: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtenfolge aus dem Komponentenbestand des Brekzienkörpers im Bereich der westlichen Infangalm (Brekzienkörper 6 – vgl. Abb. 17).

Fig. 14: Pötschensequenz: Rekonstruktion der original source area section. Mass-flow deposit in the western Infangalm area (breccia 6 – see Fig. 17).

folge vom Lac bis in das tiefere Rhät. Das Komponentenmaterial kann aus einem Ablagerungsbereich hergeleitet werden, der zwischen dem distalen Zlambachfaziesbereich und dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich (vgl. Abb. 1) vermittelt.

3.1.2.5. Aufschlüsse im Bereich des Lammeregg Schollenkomplexes (B7, B9a, B9b)

Der Lammeregg Schollenkomplex, der aus Pötschenkalk und –dolomit (Karn – Rhät) besteht (GAWLICK 19989), wird von verschiedenen polymikten Brekzienkörpern überlagert (Abb. 6). Verschiedene Brekzienkörper bestehen dabei aus Komponentenmaterial aus dem Zlambachfaziesbereich mit einer Matrix aus Strubbergsschichten. Aus den verschiedenen kleinen Vorkommen im Bereich des Lammeregg Schollenkomplexes konnte eine Schichtfolge vom Tuval bis in das basale Rhät rekonstruiert werden (Abb. 15). Faziell steht der Komponentenbestand dieser Brekzienkörper dem

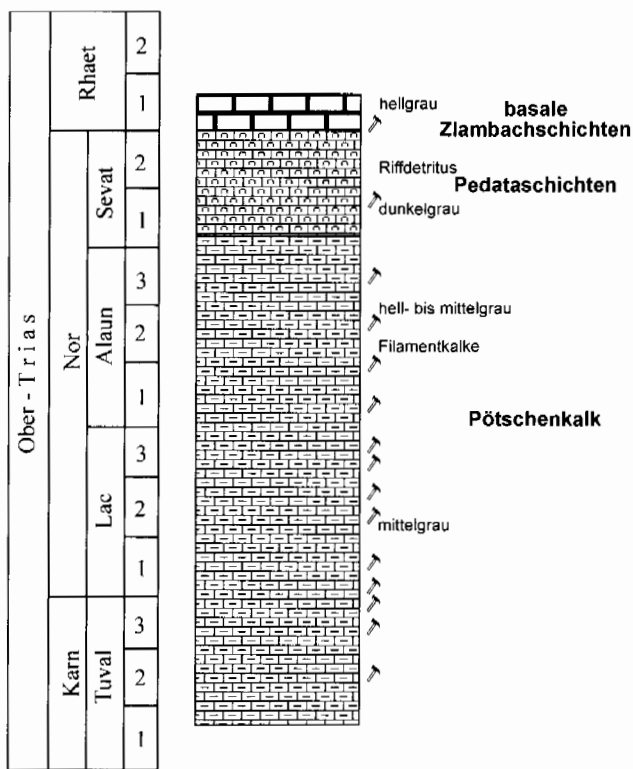


Abb. 15: Rekonstruktion der mobilisierten Pötschenschichtenfolge aus dem Komponentenbestand der Brekzienkörper auf dem Lammeregg Schollenkomplex (Brekzienkörper 7 – vgl. Abb. 17).

Fig. 15: Pötschensequenz: Rekonstruktion der original source area section. Mass-flow deposits in the area of the Lammeregg (breccia 7 – see Fig. 17).

Komponentenbestand des Brekzienkörpers im Bereich der westlichen Infangalm nahe und kann aus einem Ablagerungsbereich hergeleitet werden, der zwischen dem distalen Zlambachfaziesbereich und dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich vermittelt.

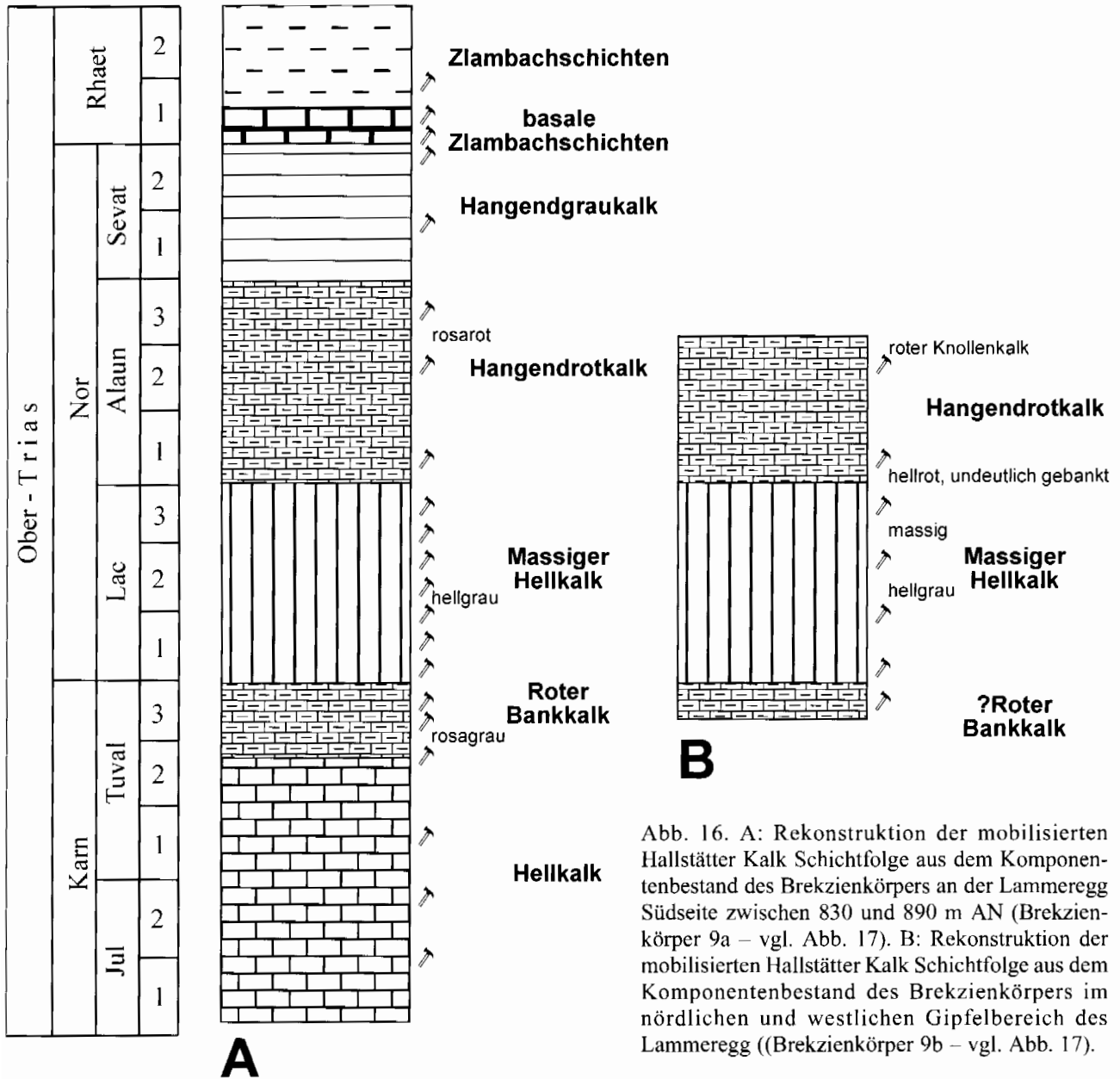
Im südlichen Gipfelbereich des Lammeregg Schollenkomplexes zwischen 830 und 890 m AN treten polymikte Brekzienkörper auf (Abb. 6, Abb. 16, Abb. 17), deren Komponentenmaterial aus dem distalen Hallstätter Salzbergfaziesbereich hergeleitet werden kann. Biostratigraphisch kann eine Schichtfolge vom Jul bis in das Rhät rekonstruiert

werden. Zusätzlich führt dieser Brekzienkörper Komponenten, die aus dem Meliaticum (vgl. Abb. 1) hergeleitet werden können, u. a. mitteltriassische Radiolarite (vgl. GAWLICK 1993). Die Matrix dieses Brekzienkörpers besteht aus fossilfreien gelblichen Mergeln. Dieser Brekzienkörper wird von anderen Brekzienkörpern überlagert, deren Komponentenmaterial aus dem distalen Zlambachfaziesbereich stammt mit einer Matrix von Strubberschichten. Es handelt sich hierbei um einen Brekzienkörpertyp, der „huckepack“ auf dem Rücken des Lammeregg Schollenkomplex transportiert wurde, d. h. um eine mittransportierte Brekzie.

nachgewiesen. Daneben treten Komponenten aus Dachsteinriffkalk auf (aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich – vgl. Abb. 1). Dieser Brekzienkörper überlagert die Brekzienkörper mit dem Komponentenmaterial aus dem distalen Zlambachfaziesbereich. Die Matrix ist fossilfrei.

3.1.3. Sedimentationsverlauf im Lammer Becken

Die einzelnen Brekzienkörper können auf Grund des Kom-



Der nördliche und westliche Gipfelbereich des Lammeregg wird von verschiedenen Hallstätter Kalk Megaolistolithen aufgebaut, die (mit Einschränkung) aus dem proximalen Hallstätter Salzbergfaziesbereich stammen und die in polymikter Strubbergbrekzie mit dem gleichen Komponentenbestand eingelagert sind. Biostratigraphisch ist eine mobilisierte Schichtfolge vom höheren Tuval bis in das Alaun

Abb. 16. A: Rekonstruktion der mobilisierten Hallstätter Kalk Schichtfolge aus dem Komponentenbestand des Brekzienkörpers an der Lammeregg Südseite zwischen 830 und 890 m AN (Brekzienkörper 9a – vgl. Abb. 17). B: Rekonstruktion der mobilisierten Hallstätter Kalk Schichtfolge aus dem Komponentenbestand des Brekzienkörpers im nördlichen und westlichen Gipfelbereich des Lammeregg ((Brekzienkörper 9b – vgl. Abb. 17).

Fig. 16. A: Hallstatt limestone sequence: Reconstruction of the original source area section. Mass-flow deposit in the southern area of the Lammeregg between 830 and 890 m AN (breccia 9a – see Fig. 17). B: Hallstatt limestone sequence: Reconstruction of the original source area section. Mass-flow deposit in the northern and western top-area of the Lammeregg (breccia 9b – see Fig. 17).

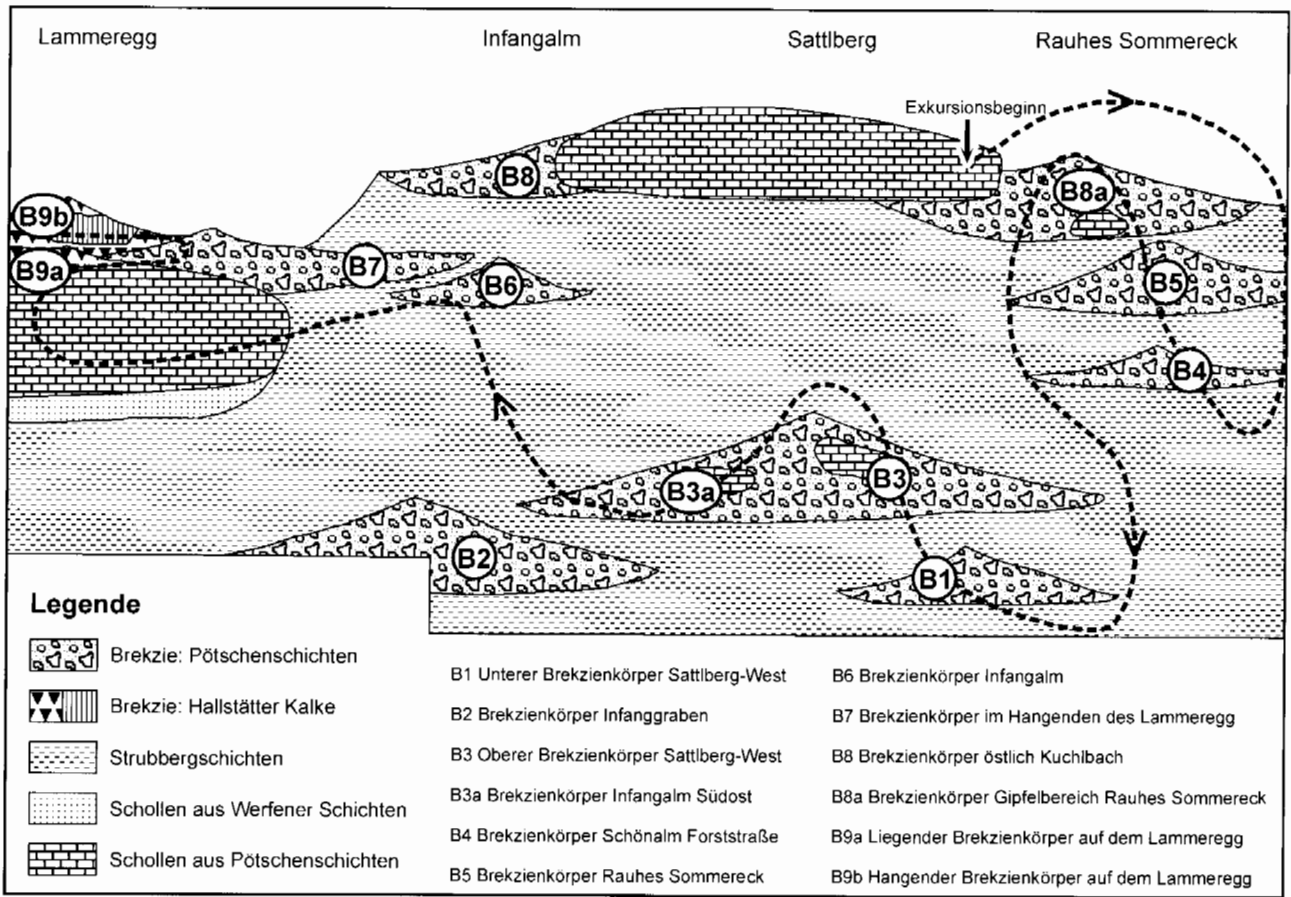


Abb. 17: Rekonstruktion der relativen Abfolge der Sedimentation der einzelnen Breckzienkörper in den Strubbergsschichten am westlichen Tennengebirgsnordrand.

Fig. 17: Reconstruction of the sedimentary sequence of the mass-flow deposits in the Strubberg Formation.

ponentenbestandes, der relativen Lage im Gelände zueinander, der Lösungscharakteristik des Komponentenbestandes, des Rundungsgrades und unter Berücksichtigung der litho- und mikrofazialen Ausbildung der Komponenten miteinander korreliert werden (Abb. 17).

Die Breckzienkörper des Sattberg-Westprofils und im Infangalm repräsentieren die erste Breckzienkörpergeneration. Breckzienkörper 1 und 2 (Abb. 17) bestehen vorwiegend aus dem Komponentenmaterial des proximalen Zlambachfaziesraumes. Strubbergsschichtenkomponenten sind häufig. Die mobilisierte Schichtfolge reicht vom Jul bis in das Rhät oder den Lias.

In Breckzienkörper 3 reicht die mobilisierte Schichtfolge stratigraphisch bis in das Pelson hinunter. Das Liefergebiet besteht aus einer primär unterschiedlichen Schichtfolge ähnlich dem Lammeregg Schollenkomplex. Resedimentierte Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich, eine Pötschdolomitfolge vom Jul bis in das Alaun und Kieselolomit-Megaolistolithe kündigen das Eingleiten der ersten Schollengeneration an.

Die gesamte obertriassische Schichtfolge des proximalen Zlambachfaziesraumes wird also mobilisiert und die stratigraphische Basis freigelegt. Die Werfener Schichten Scholle an der östlichen Basis des Lammeregg Schollenkomplexes wird danach mobilisiert und gleitet in das Lammer Becken

ein. Unmittelbar darauf folgt der Lammeregg Schollenkomplex mit bereits auflagernden Breckzien, deren Komponenten aus dem distalen Hallstätter Salzbergfaziesbereich herzuleiten sind und die triassische Kieselkalke und Radiolarite des Meliatikums führen. Komponenten aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum fehlen.

Die Breckzienkörper 4, 5 und 6 führen ausschließlich Komponentenmaterial aus dem distalen Zlambachfaziesbereich. Die litho- und mikrofaziale Ausbildung der Komponenten und die daraus rekonstruierbaren mobilisierten Schichtfolgen vermitteln zwischen dem Zlambachfaziesbereich i. e. S. und dem eingeschränkten (proximalen) Hallstätter Salzbergfaziesbereich. Komponenten aus der Ober-Trias dominieren. Komponenten aus dem distalen Hallstätter Salzbergfaziesraum oder dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum fehlen. Die mobilisierte Schichtfolge reicht vom Langobard bis in den Lias.

Die Breckzienkörper 7, die den Lammeregg Schollenkomplex überlagern, führen ein fast identisches Komponentenpektrum wie der Breckzienkörper 6 im Bereich der Infangalm. Die Breckzienkörper 8 und 8a repräsentieren die letzte Breckzienkörpergeneration innerhalb der Strubbergsschichten und führen ein ähnliches Komponentenpektrum wie die Breckzienkörper 4 bis 7 aus dem distalen Zlambachfaziesbereich. Die rekonstruierbaren mobilisierten Schichtfolgen

olistolithen auf, die das Eingleiten der dritten Schollengeneration aus dem proximalen Hallstätter Salzbergfaziesbereich anzeigen (z. B. Holzwehralm Scholle). Daneben tritt verstärkt Material aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum hinzu. Das Komponentenmaterial kündigt bereits das Eingleiten der letzten Schollengeneration (z. B. Gollinger Schwarzenberg) an. Danach endet die Sedimentation im Lammer Becken bis in den höheren Oberjura. Oberalmer Schichten (Tithonium), z. T. mit grobem Riffdetritus überlagern die Lammer Becken-Füllung diskordant (z. B. im Bereich der Gollinger Hallstätter Schollenregion).

3.2. Das Tauglboden Becken / Tauglboden Basin

The Tauglboden Basin (Tauglboden Formation and Oberalm Formation) is located in the Osterhorn Group north of the Trattberg Rise and was formed as an elongate trough in the former area of the Late Triassic lagoonal carbonate platform (Tirolicum of the Northern Calcareous Alps, Staufen-Höllengebirgs nappe). In the up to 500 m thick Tauglboden Formation occur mass flow deposits and sliding sheets (SCHLAGER & SCHLAGER 1973, DIERSCHKE 1980), mobilized from the Trattberg Rise to the south: Therefore the Tauglboden Basin (Late Oxfordian to Tithonian) is interpreted as a trench fill in front of advancing nappes (= Trattberg Rise) formed as response to accretion (GAWLICK et al. 1999).

The sedimentary sequence of the Tauglboden Formation starts in the Late Oxfordian or around the Oxfordian/Kimmeridgian boundary (HUCKRIEDE 1971). In the upper part of the Tauglboden Formation (cherty limestones, radiolarites, breccias) at the section Kesselstreet occur layers of metabentonites and clays with metabentonites. The metabentonites are interpreted as a result of subduction processes in the Tethys region.

These metabentonites and clays with metabentonites in the upper part of the Tauglboden Formation can be dated by *Archaeospongoprunum imlayi* PESSAGNO 1977, *Eucyrtidiellum pyramis* (AITA 1986), *Pseudoeucyrtis reticularis* MATSUOKA & YAO 1985, *Cinguloturris cylindra* KEMKIN & RUDENKO 1993, *Parvicingula mashitaensis* MIZUTANI 1981, *Mirifusus medioidilatatus* (RÜST 1885), *Ristola altissima* (RÜST 1885), *Spongocapsula perampla* (RÜST 1885), *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970, *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984, *Podobursa triacantha* (FISCHLI 1916), *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN 1973, *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987) and *Sphaerostylus lanceola* (PARONA 1890), *Eucyrtidiellum pyramis* (AITA 1986), *Archaeospongoprunum patricki* JUD 1994, *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST 1885), *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981), *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987), *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970 and *Parvicingula boesii* (PARONA 1890) as Early Tithonian (boundary U.A.-Zone 11/U.A.-Zone 12; U.A.-Zone 11 = Late Kimmeridgian to Early Tithonian, U.A.-Zone 12 = Early Tithonian to early Late Tithonian after BAUMGARTNER et al. (1995)).

The Tauglboden Formation is overlain by the pelagic limestones of the Oberalm Formation (Early Tithonian to Early

Cretaceous) intercalated by coarse-grained calcareous turbidites (Barmstein limestones). These sediments formed a neoautochthonous cover sealing preceding nappe movements.

Die oberjurassische Beckenfüllung des Tauglboden Beckens liegt geographisch im Zentrum des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (Abb. 4) im Bereich der inneren Osterhorngruppe, die zu der Staufen-Höllengebirgs-Decke des Tirolikums (= Kalkvorlpin) gestellt wird. Dabei nimmt das Tauglboden Becken, das eine West-Ost streichende Beckenachse aufweist, zwischen der Trattberg Schwelle im Süden und Salzburg im Norden (SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHKE 1978, 1980) den größten Bereich der Osterhorngruppe ein. Die Verbreitung der Tauglbodenschichten reicht im Süden bis unter die Trattberg Schwelle (GAWLICK et al. 1999; vgl. dazu SCHWEIGL & NEUBAUER 1997a), wo sie die größten Mächtigkeiten erreichen (SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHKE 1980, VECSEI et al. 1989). Nach Norden sollen die Tauglbodenschichten s. str. Richtung Salzburg in ihrer Mächtigkeit rasch auskeilen (SCHLAGER 1959, PREY 1969, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, TOLLMANN 1976a, DIERSCHKE 1980, VECSEI et al. 1989 - vgl. dazu PLÖCHINGER 1987 und GAWLICK et al. 1999). Überlagert werden die Tauglbodenschichten von den pelagisch abgelagerten Oberalmer Schichten (zur Stratigraphie und Lithologie der Oberalmer Schichten siehe STEIGER 1992 - cum lit.) mit zwischengeschalteten Barmsteinkalklagen (u. a. FENNINGER & HOLZER 1970, STEIGER 1981, 1992, TOLLMANN 1985 - cum lit.). Die Oberalmer Schichten gleichen dabei geringe lokale topographische Differenzen des Beckenbodens aus, plombieren das Prärelief (= jurassische Neoautochthonie - MANDL 1984) und weisen im Bereich der Osterhorngruppe eine relativ konstante Mächtigkeit auf (SCHLAGER 1960).

Die gesamte Beckenfüllung, die stratigraphisch höheres Oxfordium (Tauglbodenschichten) bis Tithonium (Oberalmer Schichten) umfaßt (GAWLICK et al. 1999a, b), erreicht am Beckensüdrand nördlich der Trattberg Schwelle fast 1100 m (Tauglbodenschichten und Oberalmer Schichten, vgl. VECSEI et al. 1989). Dabei weisen die namengebenden Tauglbodenschichten s. str. (SCHLAGER 1956), die von VORTISCH (ab 1950) im Bereich der inneren Osterhorngruppe als „Tiefmalmische Plattenkalk“ bezeichnet werden Mächtigkeiten bis zu 500 m (350 m - SCHLAGER & SCHLAGER 1969, TOLLMANN 1976a, 450 m - TOLLMANN 1985) auf.

Innerhalb der Radiolaritssedimente der Nördlichen Kalkalpen können die Metabentonite bzw. metabentonitführenden Lagen, die als Ergebnis eines intermediären bis sauren Vulkanismus (vgl. HUCKRIEDE 1971, DIERSCHKE 1980) im Zusammenhang mit der Subduktion der Tethys (GAWLICK et al. 1999) interpretiert werden können, eventuell als Leithorizonte innerhalb der Kieselsedimente verwendet werden. Bisher konnten mehrere Zentimeter mächtige Metabentoniteinlagerungen innerhalb der Radiolarit-Schichtfolgen (Ruhpoldinger Radiolarit, Strubbergsschichten, Tauglbodenschichten) nur innerhalb der Tauglbodenschichten nachgewiesen werden. In den Strubbergsschichten, d. h. in der älteren Beckenfüllung, fehlen diese mächtigen Metabentonitlagen (vgl. GAWLICK 1996, während sie in den Tauglbodenschichten

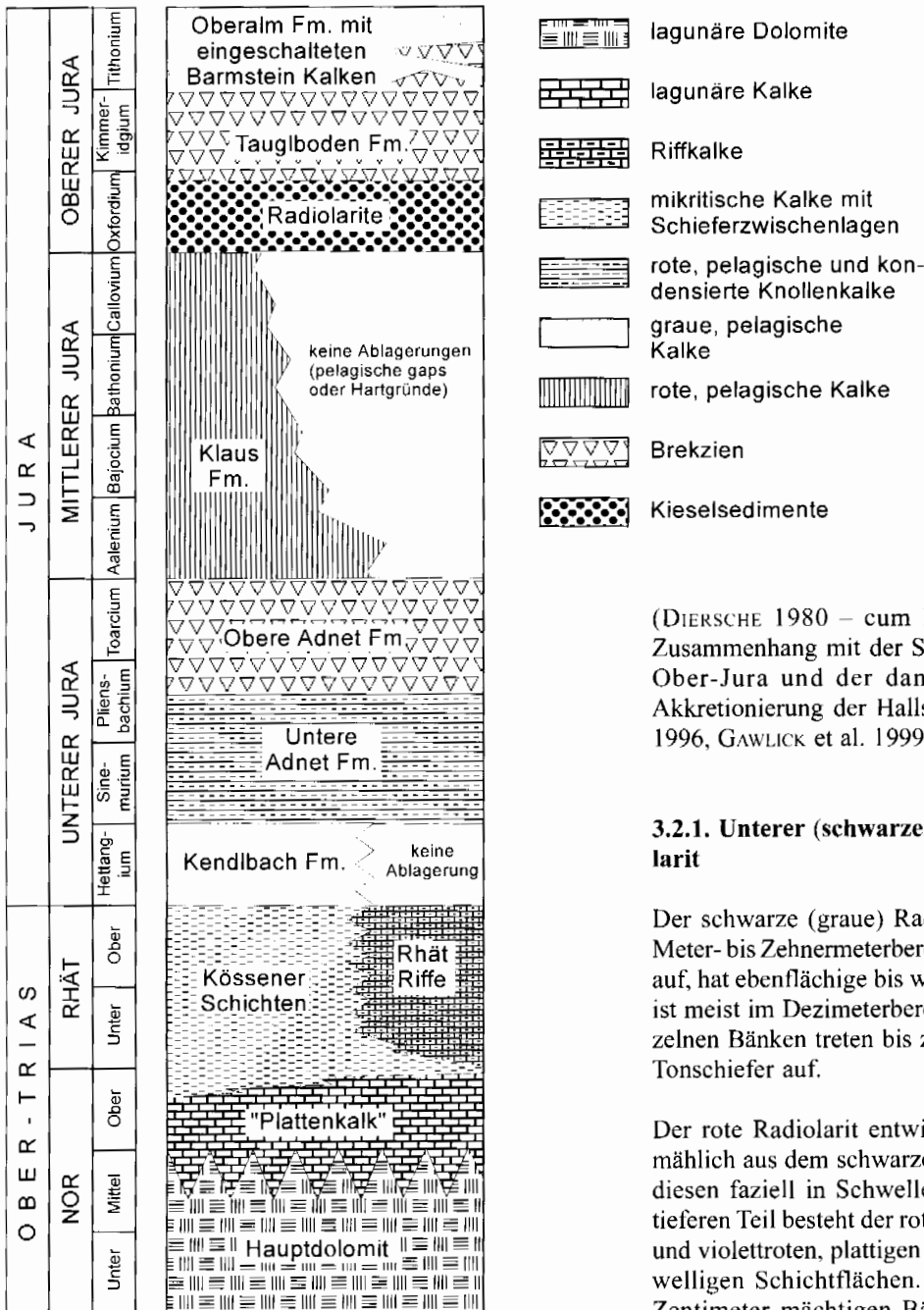


Abb. 19: Stratigraphische und fazielle Entwicklung der Schichtfolge von der Ober-Trias bis in den Ober-Jura in der inneren Osterhorngruppe im Bereich des Tauglboden Beckens. Fm. = Formation. Verändert nach GAWLICK, FRISCH, VECSEL, STEIGER & BÖHM (1999).

Fig. 19: Stratigraphy and facies of the Norian to Tithonian sedimentary succession in the area of the Tauglboden Basin (Osterhorn Group). Modified after GAWLICK, FRISCH, VECSEL, STEIGER & BÖHM (1999).

(DIERSCHKE 1980 – cum lit.). In neuerer Zeit wird ein Zusammenhang mit der Subduktion der Tethys im frühen Ober-Jura und der damit in Verbindung stehenden Akkretionierung der Hallstätter Zone diskutiert (GAWLICK 1996, GAWLICK et al. 1999).

3.2.1. Unterer (schwarzer) und Oberer (roter) Radiolarit

Der schwarze (graue) Radiolarit weist Mächtigkeiten im Meter- bis Zehnermeterbereich (max. 70 m – DIERSCHKE 1980) auf, hat ebenflächige bis welligflächige Schichtflächen und ist meist im Dezimeterbereich gebankt. Zwischen den einzelnen Bänken treten bis zu mehrere Zentimeter mächtige Tonschiefer auf.

Der rote Radiolarit entwickelt sich zum Hangenden allmählich aus dem schwarzen Radiolarit heraus oder vertritt diesen fazuell in Schwellenposition (DIERSCHKE 1980). Im tieferen Teil besteht der rote Radiolarit meist aus bräunlich- und violettroten, plattigen und gebankten Folgen mit meist welligen Schichtflächen. Den einzelnen, meist mehrere Zentimeter mächtigen Bänken sind nur geringmächtige Mergelschiefer und Schiefertone zwischengelagert.

immer wieder auftreten (z. B. JANAUSCHEK et al. 1999, GAWLICK et al. 1999).

Hinweise auf Vulkanismus sind im frühen Ober-Jura seit langem bekannt (vgl. u. a. HUCKRIEDE 1971, DIERSCHKE 1980, EBLI 1997). Diese vulkanischen Einschaltungen (v. a. Lapilli und Kristalltuffe) sollen Ausdruck eines rhyolitisch-dazitischen Vulkanismus sein (DIERSCHKE 1980). Diese Tuffite sollen dabei vorwiegend am Top der Rotkalke an der unmittelbaren Basis der Radiolarite auftreten (vgl. HUCKRIEDE 1971, DIERSCHKE 1980), in den Radiolarit-Schichtfolgen sind sie eher selten oder bisher nicht nachgewiesen (DIERSCHKE 1980). Die im frühen Ober-Jura in der Schichtfolge auftretenden Vulkanite werden bisher mit vulkanischen Ereignissen im Zusammenhang mit einer frühen Subduktion der ozeanischen Kruste des Penninischen Ozeans gesehen

3.2.1.1. Aufschlüsse im Mörtlbachgraben (2 in Abb. 4)

Im Hangenden der Lias und Dogger Schichtfolge (vgl. BÖHM 1992) folgt zunächst eine mehrere Meter mächtige Abfolge von im Dezimeterbereich gebankten schwarzen Radiolariten des ?höheren Callovium bis ?mittleren Oxfordium. Die einzelnen Bänke sind massiv verkieselt und weisen welligknollige Bankunterseiten auf. Die Radiolarien liegen meist nur in mäßig guter Erhaltung vor. Zum Hangenden hin wird der schwarze Radiolarit zunehmend rot. Der Übergang zum roten Radiolarit (?Ober-Oxfordium), der hier mehrere 10er Meter Mächtigkeit aufweist ist leicht gestört und nicht abgeschlossen. Die Mächtigkeit der einzelnen welligflächigen Bänke schwankt zwischen 5 und 10 cm, die einzelnen Bänke

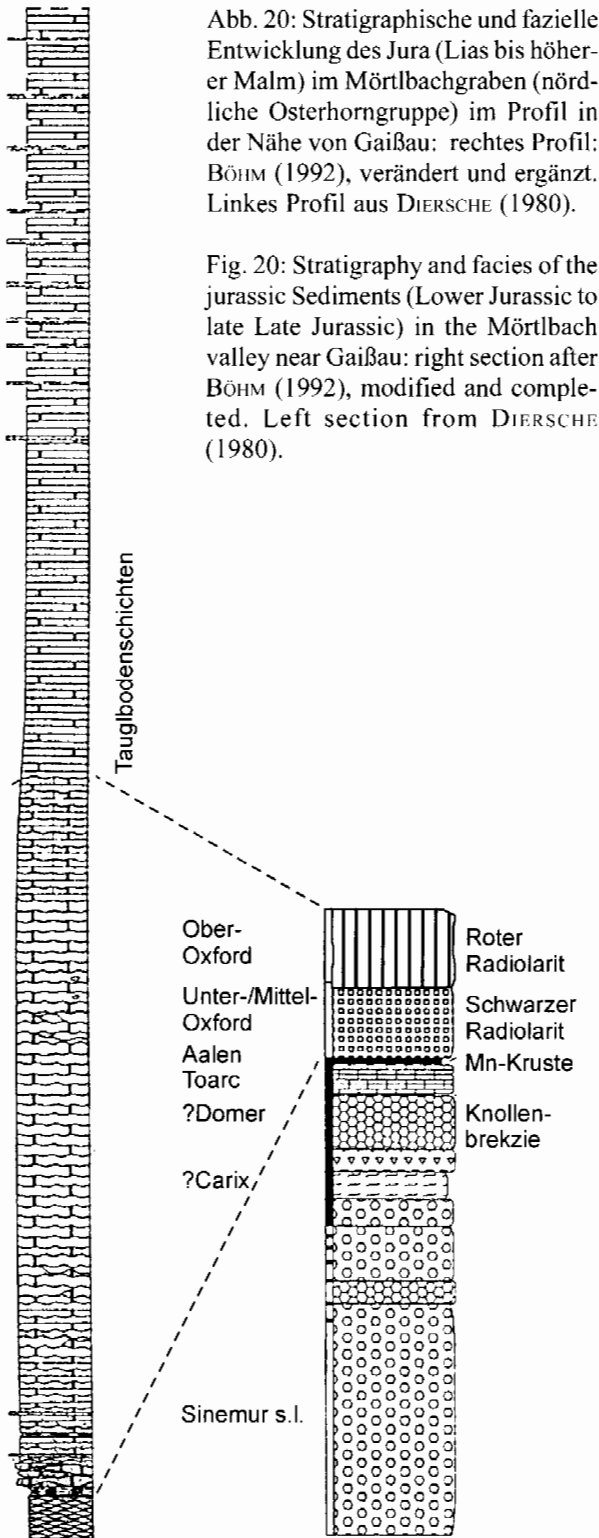


Abb. 20: Stratigraphische und fazielle Entwicklung des Jura (Lias bis höherer Malm) im Mörtlbachgraben (nördliche Osterhorngruppe) im Profil in der Nähe von Gaißau: rechtes Profil: BÖHM (1992), verändert und ergänzt. Linkes Profil aus DIERSCHÉ (1980).

Fig. 20: Stratigraphy and facies of the Jurassic Sediments (Lower Jurassic to late Late Jurassic) in the Mörtlbach valley near Gaißau: right section after BÖHM (1992), modified and completed. Left section from DIERSCHÉ (1980).

sind durch geringmächtige Tonfugen voneinander getrennt. Zum Hangenden hin wird der rote Radiolarit zunehmend grau, die einzelnen Bänke werden ebenflächig und es erfolgt der Übergang in die Tauglbodenschichten.

In diesem Profil stellt der schwarze Radiolarit an der Basis ungefähr das Zeitäquivalent der Strubbergsschichten dar. Brekzien treten in diesem Profil lediglich im basalen Teil des grauen Radiolarites in Form von feinen Rotkalk-Olistostromen auf.

3.2.2. Tauglbodenschichten

Die Tauglbodenschichten (SCHLAGER 1956), eine Wechselfolge von bunten Kieselplattenkalcken, Kieselmergeln und Brekzien zwischen Adneter Kalk und Oberalmer Schichten (= tiefmalmische Plattenkalke der inneren Osterhorngruppe (VORTISCH 1950, 1953, 1955) in den Nördlichen Kalkalpen haben vor allem als Träger von polymikten Brekzienkörpern und großen Gleitschollen eine große Bedeutung für die Interpretation der tektonischen Vorgänge, die im frühen Ober-Jura die Nördlichen Kalkalpen umgestaltet haben.

Der stratigraphische Umfang der Tauglbodenschichten (Ober-Oxfordium bzw. Oxfordium/Kimmeridium-Grenzbereich bis tiefes Tithonium – vgl. GAWLICK et al. 1999a, b) konnte bisher fast nur aus Alterseinstufungen der liegenden (HUCKRIEDE 1971) und der überlagernden Serien (Oberalmer Schichten – vgl. STEIGER 1992) abgeleitet werden, da datierbare Fossilien in den Tauglbodenschichten sehr selten sind (vgl. SCHLAGER 1956). Besonders der exakte Zeitraum der mächtigen Massenumlagerungen ist bisher nicht genau bekannt und eine genauere stratigraphische Einstufung dieses Ereignisses fehlt bisher.

Stratigraphisch aussagekräftige Fossilfunde aus der z. T. mergelig, z. T. als Kieselkalke und z. T. als Radiolarit ausgebildeten Schichtfolge liegen bisher praktisch nicht vor (SCHLAGER 1956, SCHLAGER & SCHLAGER 1973), so daß der genaue stratigraphische Umfang aus den unter- und überlagernden Sedimenten und aus litho- und mikrofazialen Vergleichen mit anderen, sedimentologisch ähnlich ausgebildeten Schichtfolgen (Ruhpoldinger Radiolarit - TRAUTH 1948; Strubbergsschichten - HÖCK & SCHLAGER 1964, CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952) der Nördlichen Kalkalpen verglichen wurde (vgl. FENNINGER & HOLZER 1970, SCHLAGER & SCHLAGER 1973, DIERSCHÉ 1980, TOLLMANN 1976a, 1985, PLÖCHINGER 1983).

Geländebefunde, stratigraphische und fazielle Untersuchungen charakterisieren die Gesteine, die innerhalb der Tauglbodenschichtenfolge einerseits als Komponenten von Fluxoturbiditen bzw. Olistostromen (sensu SCHLAGER & SCHLAGER 1973) und andererseits als große Gleitschollen eingelagert sind, als allochthon. Dabei kann das karbonat-klastische Fremdmaterial aufgrund von faziellen Vergleichen von der Trattberg Schwelle am Südrand des Tauglboden Beckens hergeleitet werden. Die Trattberg Schwelle (u. a. SCHLAGER 1953, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, PLÖCHINGER 1953, 1983, 1990, DIERSCHÉ 1980) wurde vom höheren Oxfordium an als Deckenstirn herausgehoben (GAWLICK et al. 1999). Dabei wurden an der Nordflanke Brekzienkomponenten und Gleitschollen mobilisiert, die in das als intrakontinentaler Tiefseegraben ausgebildete Tauglboden Becken der südlichen Osterhorngruppe einglitten. Nach Norden überschiebt die Trattberg Schwelle das Tauglboden Becken und im Süden wird sie durch die neogene Königssee-Lammertal-Traunsee-Blattverschiebung (KLT; DECKER et al. 1994) zum Lammer Becken hin begrenzt.

Die Tauglbodenschichten mit den eingelagerten polymikten Brekzienkörpern und Megaolistolithen bis Gleitschollen wurden früher oft als zeitliches Äquivalent des Ruhpoldinger Radiolarites und der Strubbergsschichten interpretiert (u. a. SCHLAGER 1959, 1960, HÖCK & SCHLAGER 1964, SCHLAGER, W. 1968, SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974, PLÖCHINGER

1979, 1984, HÄUSLER 1979, 1981, TOLLMANN 1981, 1985, FAUPL & BERAN 1983, BRAUN 1998), die nach neueren Untersuchungen am Tennengebirgsnordrand vom Callovium (SUZUKI & GAWLICK 1998, GAWLICK & SUZUKI 1999a, b) an auftreten und die bis in das mittlere Oxfordium reichen. Eine sedimentologische Abgrenzung der Strubbergsschichten von den sedimentgenetisch gleichartigen, wahrscheinlich im höchsten Oxfordium oder Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich einsetzenden, Tauglbodenschichten im Bereich der südlichen Osternhorngruppe sensu SCHLAGER & SCHLAGER (1969, 1973) erfolgte bisher über Komponentenbestandsanalysen der jeweils in den Schichtfolgen (Strubbergsschichten und Tauglbodenschichten) eingelagerten polymikten Brekzienkörpern und Gleitschollen. Während das Komponentenmaterial der in die Tauglbodenschichten einschalteten Brekzienkörper ausschließlich aus dem Kalkvorarlpinen Ablagerungsraum (= Tirolikum und Bajuvarikum) und dabei von der Trattberg Schwelle stammt (u. a. SCHLAGER 1960, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHKE 1980, VECSEI et al. 1989), setzen sich die Brekzienkörper der Strubbergsschichten (= Strubbergbrekzie) ausschließlich aus Kalkhochalpinem Komponentenmaterial zusammen, das den verschiedenen pelagischen Ablagerungsräumen der triassischen bis unterjurassischen Hallstätter Zone (= Juvavikum i. w. S.) zugeordnet werden kann (z. B. GAWLICK 1996).

3.2.2.1. Lithologie der Tauglbodenschichten

Die Tauglbodenschichten bestehen aus lithologisch und lithofaziell sehr heterogen zusammengesetzten Sedimenten (Genauerer in VORTISCH ab 1950, SCHLAGER & SCHLAGER, 1969, 1973, DIERSCHKE 1980) (Abb. 21):

- 1) Kalke, Kieselkalke und Radiolarite
 - a) Geschichtete Sedimenttypen: dünnplattig, ebenflächig, oft laminiert, die einzelnen Laminae meist ohne erosiven Basiskontakt. Zwischengeschaltet sind oft bis zu zwei Zentimeter mächtige turbiditische, gradierte meist kalkige Lagen. Schrägschichtung ist nur selten vorhanden. Synsedimentäre Rutschfalten sind häufig. Meist treten radiolarienführende graue bis grauschwarze, stellenweise auch graugrüne Sedimenttypen auf, selten ist das Gefüge radiolariengestützt. Daneben treten fossilfreie Sedimenttypen auf.
 - b) Nicht geschichtete, textuell homogene Sedimente: fast immer radiolarienführende Sedimente. Schwammnadeln sind selten. Synsedimentäre Rutschfalten fehlen meist.
- 2) Mergel und Mergelkalke
- 3) Meist dünn geschichtete, selten textuell homogene Sedimente: oft mit synsedimentären Rutschfalten, selten bioturbat, selten laminiert. Meist treten radiolarienführende Sedimenttypen auf, selten ist das Gefüge radiolariengestützt; Filamente sind selten. Synsedimentäre Rutschungen sind häufig.
- 4) Resedimente
Intraformationale Brekzienlagen, die Fragmente fast aller Lithofaziestypen der Sedimenttypen 1) und 2) als Komponenten führen. Polymiktes, parautochthones

Komponentenspektrum. Die einzelnen Klasten sind meist angerundet bis gerundet, selten eckig. Daneben treten vereinzelt Crinoidenschuttlagen und Komponenten von einer Flachwasserkarbonatplattform im Süden auf. Synsedimentäre Gleitpakete sind häufig.

- 5) Grobarenitische, gradierte Folgen und Feinbrekzien
Mit Bankmächtigkeiten zwischen 30 cm und 70 cm. Die einzelnen Bänke sind meist durch den Sedimenttyp 2) voneinander getrennt. Oft gradiert. Innerhalb dieser Folgen sind oft bis zu einem Meter mächtige, komponentengestützte Brekzienkörper (Sedimenttyp 5) eingeschaltet.
- 6) Polymikte Brekzienkörper und Gleitschollen
Allochthones Komponentenmaterial aus dem Kalkvorarlpinen Faziesraum (Trattberg Schwelle) dominiert. Norischer Dachsteinkalk, Kössener Schichten, rhätischer Dachsteinkalk, Lias-Fleckenmergel bzw. Allgäuschichten, Rotkalke der Adneter Formation, schwarzer Radiolarit und roter Radiolarit treten in Form von Brekzienkomponenten bzw. großen Schollen auf.
- 7) Graue bis graugrüne Metabentonitlagen bzw. metabentonitführende Tonlagen.

3.2.2.2. Urbangraben und Kesselstraße (3 in Abb. 4)

An der Typlokalität der Tauglbodenschichten (Abb. 4; vgl. SCHLAGER 1956, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973; Aufschlüsse unterhalb der Einmündung des Davidgrabens = Urbangrabens, vgl. HUCKRIEDE 1971) tritt im Liegenden, an der Basis eines roten Radiolarites, dessen Ablagerung hier im mittleren/höheren Oxfordium beginnt (HUCKRIEDE 1971), zunächst ein roter Filamentkalk auf, der durch Globigerinen (BÖHM 1992) und Rhyncholithen (HUCKRIEDE 1971), in den höchsten Dogger (Callovium) eingestuft wurde (Abb. 22). In einer roten Mergellage unmittelbar unter dem Radiolarit (Radiolarit-Basismergel) treten Aptychen und Rhyncholithen des Oxfordium auf (HUCKRIEDE 1971). Das ungefähr 30 cm mächtige Sedimentpaket mit den rhyncholithenführenden Mergellagen vertritt hier im Bereich des Tauglbaches den schwarzen, Unteren Radiolarit bzw. die Strubbergsschichten faziell.

Aufschluß im Urbangraben

Das Profil im Mündungsbereich des Urbanbaches (Urbangraben) in den Tauglbach (Abb. 22) wurde von HUCKRIEDE (1971) im Detail untersucht. Das Alter der Rhyncholithen-Anreicherungen an der Basis des roten Radiolarites gibt HUCKRIEDE (1971) mit Oxfordium (?Ober-Oxfordium) an, so daß die Sedimentation des roten Radiolarites frühestens im Ober-Oxfordium beginnt (Genauerer in HUCKRIEDE 1971). Die Rotkalke an der Basis reichen auf Grund der Untersuchungen von HUCKRIEDE (1971) und BÖHM (1992) bis in das höhere Bathonium oder tiefere Callovium. Die 30 cm mächtige Schichtfolge mit den Rhyncholithen-Anreicherungen vertritt demnach stratigraphisch große Teile des Calloviums und des Oxfordiums. Während im Lammer Becken zur gleichen Zeit fast 2000 m Sediment akkumuliert werden, beträgt die Mächtigkeit der ungefähr gleichalten

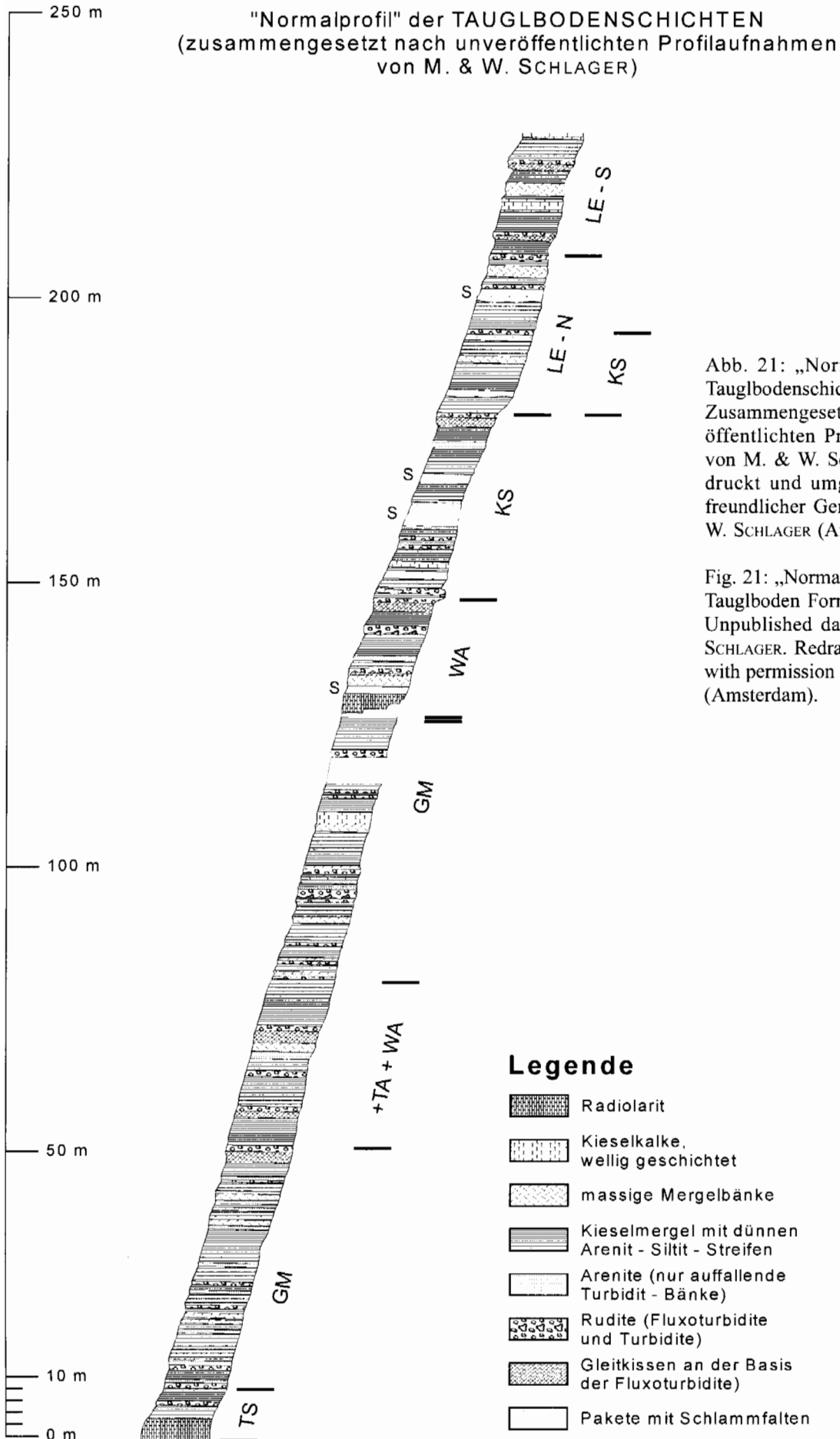


Abb. 21: „Normalprofil“ der Tauglbodenschichten. Zusammengesetzt nach unveröffentlichten Profilaufnahmen von M. & W. SCHLAGER. Abgedruckt und umgezeichnet mit freundlicher Genehmigung von W. SCHLAGER (Amsterdam).

Fig. 21: „Normal profile“ of the Tauglboden Formation. Unpublished data of M. & W. SCHLAGER. Redrawn and printed with permission of W. SCHLAGER (Amsterdam).

Sedimente im Bereich des Tauglboden Beckens also nur 30 cm.

Aufschlüsse im Bereich der Kesselstrasse

Die innerhalb der Tauglbodenschichten eingelagerten Turbidite, Brekzienkörper und großen Gleitmassen, meist Fluxoturbidite, Olisthostrome (sensu GÖRLER & REUTTER 1968) und die synsedimentären Rutschpakete mit Gleitfalten und Schichtverdoppelungen zeigen eine deutliche Korngrößenabnahme von Süden nach Norden, was für eine im wesentlichen nach Norden gerichtete Schüttungsrichtung spricht (SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHKE 1980, VECSEI et al. 1989, GAWLICK et al. 1999). Dies wird außerdem durch Einregelung von Komponentenachsen, Gleitfalten etc. belegt (SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHKE 1980).

Stratigraphische Einstufung der Radiolarien

In den Tauglbodenschichten liegen innerhalb der meist kalkigen Radiolarite, Kieselkalke und der Mergel die Radiolarien meist in Kalziterhaltung vor. Die bisherigen Radiolarienfaunen stammen aus Metabentoniten bzw. metabentonitführenden Lagen aus dem Zentralteil des Profiles an der Kesselstrasse (Wirtskesselgraben) östlich des Tauglbaches, der Typlokalität der Tauglbodenschichten, die ausführlich von SCHLAGER & SCHLAGER (1969, 1973) und DIERSCHKE (1980) bearbeitet, beschrieben und genetisch gedeutet wurde. Im folgenden ist deshalb nur der zentrale Abschnitt des Gesamtprofils im Bereich der Kesselstraße

(vgl. Abb. 21) mit den mächtigen Massenumlagerungen als Übersichtsprofil mit der Lage der einzelnen Probenpunkte dargestellt. In Abb. 23 (Profil 1, Profil 2) sind Detailprofile mit der genauen Lage der radiolarienführenden Metabentonite bzw. der metabentonitführenden Lagen dargestellt.

Die vorliegenden Radiolarienfaunen aus den höheren Tauglbodenschichten mit den mächtigen Massenumlagerungen ergaben Unter-Tithonium als Alter (GAWLICK et al. 1999a, b). In den bis zu 20 cm mächtigen Metabentoniten bzw. den metabentonitführenden Lagen treten folgende Radiolarienarten auf (vgl. Abb. 10 und Abb. 11):

Im oberen Metabentonit: *Archaeospongoprimum imlayi* PESSAGNO 1977, *Eucyrtidiellum pyramis* (AITA 1986), *Pseudoeucyrtis reticularis* MATSUOKA & YAO 1985, *Cinguloturris cylindra* KEMKIN & RUDENKO 1993, *Parvicingula mashitaensis* MIZUTANI 1981, *Mirifusus mediodilatatus* (RÜST 1885), *Ristola altissima* (RÜST 1885), *Spongocapsula perampla* (RÜST 1885), *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970, *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984, *Podobursa triancantha* (FISCHLI 1916), *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN 1973, *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987).

In der unteren, metabentonitführenden Lage: *Sphaerostylus lanceola* (PARONA 1890), *Eucyrtidiellum pyramis* (AITA 1986), *Archaeospongoprimum patricki* JUD 1994, *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST 1885), *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981), *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987), *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970, *Parvicingula boesii* (PARONA 1890).

Die meisten dieser Radiolarienarten treten dabei im Ober-Jura bzw. in der Unter-Kreide auf. In BAUMGARTNER et al.

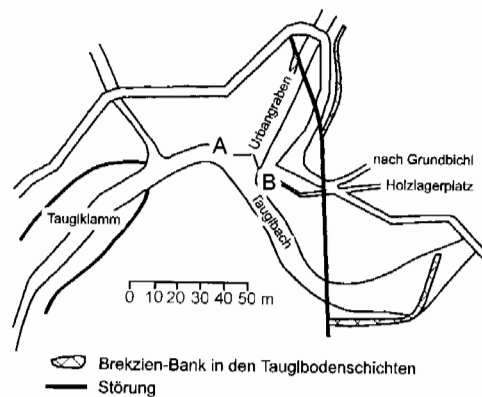
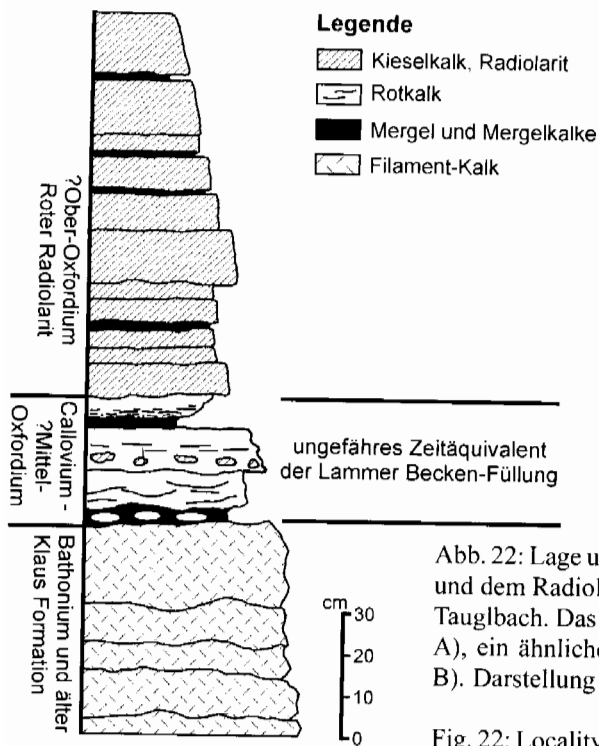


Abb. 22: Lage und Detailprofil des Übergangsbereiches zwischen den Klauskalke und dem Radiolarit im Mündungsbereich des Urbanbaches (Urbangraben) in den Tauglbach. Das hier dargestellte Profil liegt westlich des Urbangrabens (Lokalität A), ein ähnliches Profil ist östlich des Urbangrabens aufgeschlossen (Lokalität B). Darstellung aus HUCKRIEDE (1971), umgezeichnet und geringfügig verändert.

Fig. 22: Locality and detailed section of the boundary Klaus Formation/Radiolarite in the area of the Urban creek/Taugl creek. The drawn section is from west of the Urban valley (A), an equivalent section is seen east of the Urban creek (B). Redrawn after HUCKRIEDE (1971).

(1995) sind die stratigraphischen Reichweiten dieser Arten und die Unitäre Assoziationszonengliederung (U.A.-Zone) dargestellt (vgl. BAUMGARTNER 1984). Die stratigraphische Einstufung der Radiolarienfaunen aus dem mittleren bis höheren Teil der Tauglbodenschichten mit den mächtigen Massenumlagerungen wird anhand der Radiolarienfaunen und vor allem auf der Basis der Zonierung von BAUMGARTNER et al. (1995) vorgenommen. Die stratigraphischen Reichweiten der einzelnen Radiolarienarten sensu BAUMGARTNER et al. (1995) werden hier unter Einbeziehung neuerer Daten diskutiert (z. B. ZÜGEL 1997). Die in weiterer Folge

verwendeten U.A.-Zonen werden von BAUMGARTNER et al. (1995) wie folgt korreliert: U.A.-Zone 11: Ober-Kimmeridium bis Unter-Tithonium; U.A.-Zone 12: Unter-Tithonium bis unteres Ober-Tithonium; U.A.-Zone 13: oberstes Tithonium bis unterstes Berriasium. In der unteren, metabentonitführenden Lage ist das letzte Auftreten von *Tricolocapsa funatoensis* (U.A.-Zone 3 bis 11 – in BAUMGARTNER et al. (1995) als *Sethocapsa funatoensis* AITA 1987 bezeichnet), *Zhamoidellum ovum* (U.A.-Zone 9 bis 11) und *Archaeodictyomitra minoensis* (U.A.-Zone 9 bis 12) sowie das Erstauftreten von *Eucyrtidellum*

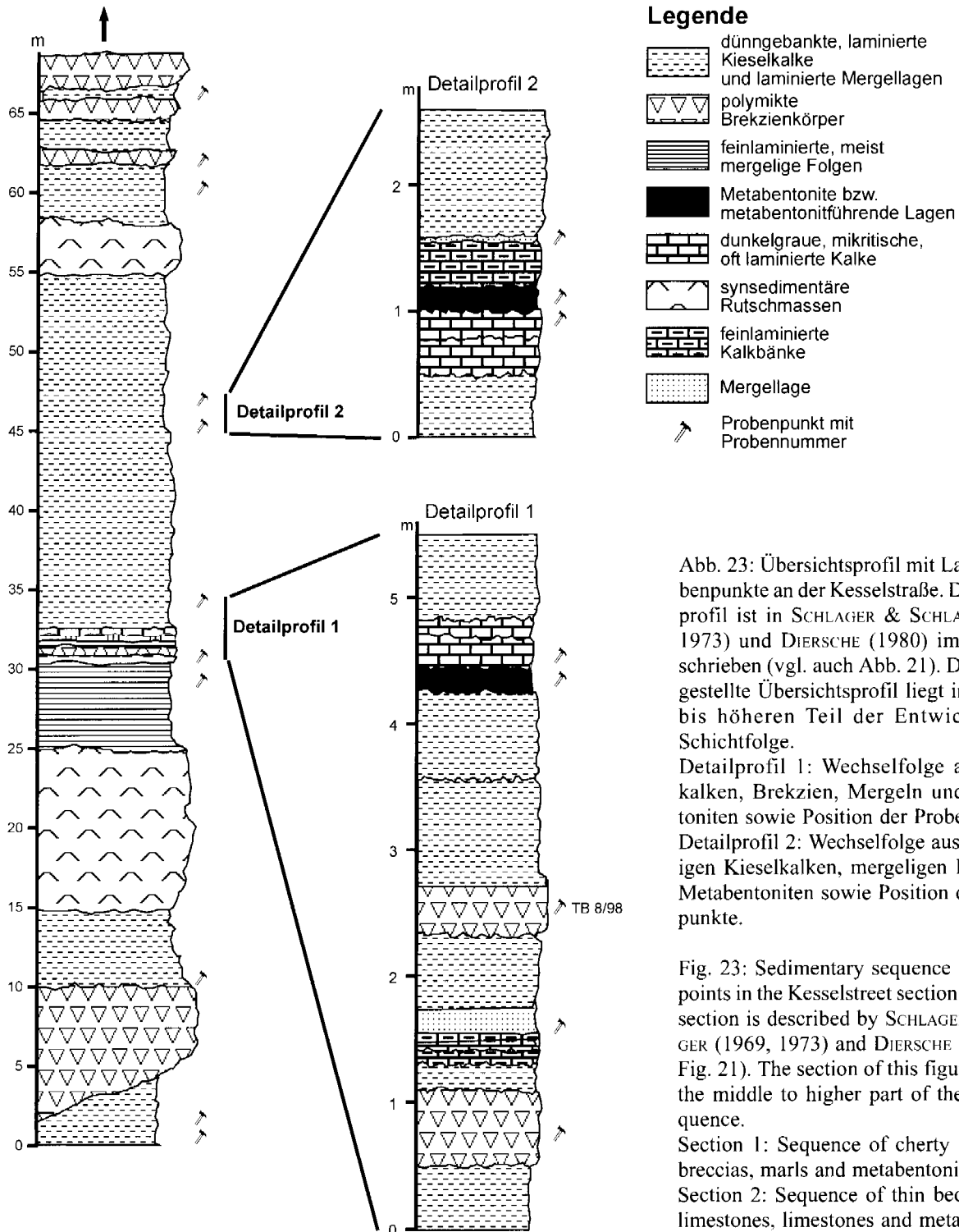


Abb. 23: Übersichtsprofil mit Lage der Probenpunkte an der Kesselstraße. Das Gesamtprofil ist in SCHLAGER & SCHLAGER (1969, 1973) und DIERSCHKE (1980) im Detail beschrieben (vgl. auch Abb. 21). Das hier dargestellte Übersichtsprofil liegt im mittleren bis höheren Teil der Entwicklung der Schichtfolge.
 Detailprofil 1: Wechselfolge aus Kieselkalken, Brekzien, Mergeln und Metabentoniten sowie Position der Probenpunkte.
 Detailprofil 2: Wechselfolge aus dünnbankigen Kieselkalken, mergeligen Kalken und Metabentoniten sowie Position der Probenpunkte.

Fig. 23: Sedimentary sequence and sample points in the Kesselstreet section. The whole section is described by SCHLAGER & SCHLAGER (1969, 1973) and DIERSCHKE (1980) (see Fig. 21). The section of this figure is part of the middle to higher part of the whole sequence.
 Section 1: Sequence of cherty limestones, breccias, marls and metabentonites.
 Section 2: Sequence of thin bedded cherty limestones, limestones and metabentonites.

pyramis (U.A.-Zone 12 bis 13), *Sphaerostylus lanceola* (U.A.-Zone 11 bis 22 - in BAUMGARTNER et al. (1995) als *Pantanellium squinaboli* (TAN 1927) bezeichnet) und *Archaeospongoprimum patricki* (U.A.-Zone 13 bis 22) von besonderer Bedeutung. Mit der Ausnahme von *Archaeospongoprimum patricki* kann die untere metabentonitführende Lage auf Grund der auftretenden Radiolarienarten in die U.A.-Zone 11 oder 12 eingestuft werden. Das Erstauftreten von *Archaeospongoprimum patricki* liegt auf Grund dieser Einstufung vielleicht stratigraphisch etwas tiefer.

Im oberen Metabentonit treten *Eucyrtidiellum pyramis* (U.A.-Zone 12 bis 13) und *Cinguloturris cylindra* (U.A.-Zone 12 bis 17) von der U.A.-Zone 12 an auf. *Pseudoeucyrtis reticularis* (U.A.-Zone 8 bis 11), *Parvicingula dhimenaensis* (U.A.-Zone 3 bis 11), *Spongocapsula perampla* (U.A.-Zone 6 bis 11), *Tricolocapsa funatoensis* (U.A.-Zone 3 bis 11) und *Zhamoidellum ovum* (U.A.-Zone 9 bis 11) enden allerdings schon in der U.A.-Zone 11. Das Auftreten dieser Arten in dem oberen Metabentonit fällt somit in die höhere U.A.-Zone 11 oder in die tiefere U.A.-Zone 12. Auch folgende Arten können in der U.A.-Zone 11 oder 12 auftreten: *Parvicingula mashitaensis* (U.A.-Zone 8 bis 15), *Mirifusus mediodilatatus* (U.A.-Zone 7 bis 20 - in BAUMGARTNER et al. (1995) als *Mirifusus dianae* (KARRER 1867) bezeichnet) und *Ristola altissima* (U.A.-Zone 5 bis 12). *Archaeospongoprimum imlayi* ist aber nicht in BAUMGARTNER et al. (1995) beschrieben. Diese Art wurde von PESSAGNO (1977) aus der Nordamerikanischen *Buchia piochii*-Zone des Tithonium beschrieben.

Für die stratigraphische Einstufung der Tauglbodenschichten ist dabei wichtig, daß die bis in die U.A.-Zone 11 und 12 reichenden Arten und die von der U.A.-Zone an auftretenden Arten gemeinsam vorkommen. *Parvicingula dhimenaensis*, *Pseudoeucyrtis reticularis*, *Spongocapsula perampla*, *Tricolocapsa funatoensis* und *Zhamoidellum ovum* enden in der U.A.-Zone 11. *Pseudoeucyrtis reticularis* wurde von MATSUOKA & YAO (1985) als eine der kennzeichnenden Arten der *Pseudodictyomitra primitiva*-Faunenzone beschrieben. Die *Pseudodictyomitra primitiva*-Faunenzone umfaßt nach YAO (1986) noch einen Teil des Unter-Tithonium. *Cinguloturris cylindra* und *Eucyrtidiellum pyramis* treten von der U.A.-Zone 12 an auf. Nach BAUMGARTNER et al. (1995) enthalten sowohl die U.A.-Zone 11 als auch die U.A.-Zone 12 das Unter-Tithonium. Die U.A.-Zone 11 wird dabei mit dem Ober-Kimmeridgium bis Unter-Tithonium korreliert, die U.A.-Zone 12 mit dem Unter- bis Ober-Tithonium. Die aus den Metabentoniten bzw. aus den metabentonitführenden Lagen herausgeschlammten Radiolarienfaunen können somit in das Unter-Tithonium eingestuft werden, das der höheren U.A.-Zone 11 bzw. der tieferen U.A.-Zone 12 nach BAUMGARTNER et al. (1995) entspricht. Von ZÜGEL (1997) wurde aus der mit Ammoniten datierten Solnhofener Mörnshiem-Formation (Malm ζ 3, Unter-Tithonium) eine Radiolarienfauna beschrieben, die mit der U.A.-Zone 12 von BAUMGARTNER et al. (1995) korreliert. Dabei treten sechs der von ZÜGEL (1997) beschriebenen Arten auch in den metabentonitführenden Lagen bzw. Metabentoniten der Tauglbodenschichten auf: *Eucyrtidiellum pyramis*, *Cinguloturris cylindra*, *Parvicingula dhimenaensis*, *Archaeodictyomitra minoensis*, *Podobursa triacantha* und

Podocapsa amphitrepta. Diese Alterseinstufung der Solnhofener Radiolarien als Unter-Tithonium korreliert gut mit unserer stratigraphischen Einstufung für den mittleren bis höheren Teil der Tauglbodenschichten als Unter-Tithonium.

Auf der Basis dieser biostratigraphischen Einstufung der einzelnen, aus den Metabentoniten bzw. aus den metabentonitführenden Tonlagen isolierten, Radiolarienfaunen, und unter Einbeziehung der Daten von HUCKRIEDE (1971) und STEIGER (1992) kann der Liegendabschnitt der Tauglbodenschichten wahrscheinlich auf höchstes Oxfordium bzw. Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich, der Mittelabschnitt des Profiles im Bereich der polymikten Brekzienkörper auf höheres Kimmeridgium bis tiefstes Tithonium und der Hangenteil der Tauglbodenschichten auf tiefes Tithonium (vgl. STEIGER 1992 – Einsetzen der Oberalmer Schichten im Unter-Tithonium) eingengt werden (Abb. 23). Allerdings ist zu bemerken, daß an der Basis der Tauglbodenschichten noch ein geringmächtiges Paket eines roten Radiolarites auftritt (vgl. HUCKRIEDE 1971, DIERSCHKE 1980), das stratigraphisch bisher nicht erfaßt worden ist und eventuell bis in das tiefste Kimmeridgium reicht.

Wichtig ist bei dieser Einstufung der Tauglbodenschichten mit Hilfe der Radiolarienfaunen vor allem die biostratigraphische Einstufung der mächtigen Massenumlagerungen von der zu dieser Zeit aufsteigenden Trattberg Schwelle im Süden. Es kann auf der Basis dieser Einstufungen nun davon ausgegangen werden, daß sich die Trattberg Schwelle im Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich oder frühen Kimmeridgium zu heben begann, denn es treten bereits im tiefen Teil der Tauglbodenschichten polymikte Brekzien mit parautochthonem Komponentenbestand von der Trattberg Schwelle auf. Die Zeit der größten Reliefbildung in Verbindung mit der Umlagerung von Gleitschollen und Komponenten lag im höheren Kimmeridgium bis tiefsten Tithonium. Im Verlauf des Tithonium endet die Schüttung von karbonatklastischem Material von der Trattberg Schwelle. Die einzelnen Barmsteinkalklagen mit eindeutigen Komponenten einer Flachwasserkarbonatplattform (Mittel- bis Ober-Tithon – vgl. STEIGER 1992) innerhalb der Oberalmer Schichten führen zum Hangenden hin immer weniger karbonatklastisches Material von der Trattberg Schwelle (STEIGER 1981 - cum lit.).

3.3. Stratigraphie, Fazies und Hochdruck-Mitteltemperatur-Metamorphose der Hallstätter Kalke der Pailwand / Stratigraphy, facies and high-pressure – medium grade metamorphism of the Hallstatt limestones of the Pailwand

The carbonate rocks of the Pailwand (located ca. 50 km SE of Salzburg, Lammer Basin) were derived from the Hallstatt Zone of the Northern Calcareous Alps. The Pailwand itself is composed of a variety of different calcareous and dolomitic gravity nappes, derived from different Hallstatt-palaeoproveniences (Hallstatt Salzberg Facies Zone, Zlambach Facies Zone and the Kalkhochalpine Dachstein Limestone Facies Zone). The different gravity nappes are characterized

by a different burial history. The Hallstatt limestones in the northeastern gravity nappe show the strongest metamorphic overprint.

Mm- to dm-thick horizons clayey layers between the Hallstatt limestone beds (Anisian – Svatian) containing sheet silicates intercalated. Thin sections show a variety of different textures. Progressive compaction is indicated by pressure-solution yielding calcite-veins. Deformation leads to a foliation (s1) subparallel to the sedimentary layering. Mg-Fe-Chlorite and Phengite crystallized during the genesis of s1, with a crystal size of about 2-100 μm . The following mineral-paragenesis is established: phengite + Mg-Fe-chlorite + calcite + albite + opaques \pm quartz \pm dolomite. Subsequent folding is seen as a microcrenulation (D2). Phengite and Mg-Chlorite crystallized along a second foliation, idioblasts of both phases postdate this kind of deformation. Calcite crystals recrystallized during D1 and D2 (ca. 50 μm). The chlorite-composition (clinochlore or pycnochlorite) with $\text{Al}^{\text{IV}} = 1.10\text{-}1.20$ pfu (per formula unit), points to temperatures above 300 $^{\circ}\text{C}$. The CAI-index of this unit, ranging between CAI >5.5 and CAI 6.0, and calcite-dolomite solvus-thermometry, suggest minimum-temperatures of about 300-480 $^{\circ}\text{C}$. Microprobe analyses of the texturally different white micas (D1 & D2) show a relatively high seladonite-content of 3.35-3.45 Si pfu, which implies minimum pressures of about 6-8 kb at 360 $^{\circ}\text{C}$ and 10 kb at 400 $^{\circ}\text{C}$ (after MASSONE & SCHREYER 1987).

The relations between the high-pressure - low-temperature metamorphism of the Hallstatt limestones and its geochronological data (K-Ar, Rb-Sr on mica - 152 and 155 Ma - KRÁLIK, KLIMA & RIEDMÜLLER 1987, Ar-Ar on mica - 130-140 Ma, fraction < 5 μm - W. FRANK, Vienna), the facies and sedimentary characteristics, and the metamorphic overprint of the southern parts of the Northern Calcareous Alps and the tectonic evidence are discussed, as well as the geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps in the early Upper-Jurassic.

We conclude that the Hallstatt limestone of the Pailwand displays a remarkable metamorphic anomaly in contrary to the very low metamorphic overprint of the Hallstätter Zone recognized by KRÁLIK, KRUMM & SCHRAMM (1987) and FREY, DESMONS & NEUBAUER (1999). Our data are in accordance to the low to high metamorphic overprint of the Hallstatt Zone (GAWLICK, KRYSZYN & LEIN 1994). The medium temperature - high pressure metamorphism of the Hallstatt limestones of the Pailwand before redeposition is explained by the closure of parts of the Tethys Ocean in Middle to Late Jurassic times and associated subduction.

Der gesamte Pailwand-Schollenkomplex ist Teil der karbonatklastischen früh-oberrjurassischen Beckenfüllung der Göll-Lammerzone (Abb. 4; z. B. GAWLICK et al. 1990, GAWLICK 1996). Die stratigraphische Position liegt nach der stratigraphischen und faziellen Entwicklung der Teilschollen im Hangenden der Beckenfüllung, die aus früh-oberrjurassischen Tiefwassersedimenten (Kieselkalke, Radiolarite - vgl. DIERSCHKE 1980, GAWLICK 1996) sowie darin eingesediementierten Brekzienkörpern und Gleitschollen besteht (Abb. 24).

Der in den südlichen Salzburger Kalkalpen südöstlich von

Abtenau gelegene Pailwand-Schollenkomplex besteht aus mehreren Einzelschollen. Die einzelnen Teilschollen können jeweils aus verschiedenen Ablagerungsräumen der Hallstätter Fazieszone, nämlich dem Hallstätter Salzbergfaziesraum und dem Zlambachfaziesraum sowie auch aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum hergeleitet werden. Neben der jeweils unterschiedlichen faziellen und stratigraphischen Entwicklung zeigen die einzelnen Teilschollen der Pailwand auch eine unterschiedliche Temperaturüberprägung. Besonders die Hallstätter Kalke aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum der Pailwand-Nordostscholle lassen eine hohe metamorphe Überprägung erkennen.

Diese führte zur metamorphen Neubildung von Phengit und Chlorit, mit Korngrößen von 2 bis 100 μm . Schichtsilikatführende Lagen im Millimeter- bis Zentimeterbereich innerhalb der Hallstätter Kalk-Schichtfolge zeigen folgende Mineralparagenese: Phengit + Mg-Fe-Chlorit + Kalzit + Albit + Erze \pm Quarz \pm Dolomit (HÖPFER & GAWLICK 1995, GAWLICK & HÖPFER 1996). Durch die Schichtsilikate wird die 1. Schieferung (s1) abgebildet, die subparallel zur sedimentären Schichtung liegt. Eine dieser Sprossung folgende Deformation (D2) führte zu einer kleinräumigen Faltung dieser Lagen, Phengit und Mg-Fe-Chlorit kristallisieren erneut, entlang einer zweiten Foliation. Bei beiden Deformationen kommt es zur Rekristallisation von Kalzit (mit Korngrößen um 50 μm) und zur Ausbildung von Deformationszwillingen. Die Temperaturen, die im wesentlichen mit Hilfe des Conodont Colour Alteration Index (CAI) an Conodonten aus den Hallstätter Kalken ermittelt werden konnten, weisen mit einheitlichen CAI-Werten zwischen CAI >5.5 bis CAI 6.0 auf Temperaturen >360 $^{\circ}\text{C}$ hin. Auch aus der Zusammensetzung der Chlorite (Klinochlor, Pycnochlorit) mit $\text{Al}^{\text{IV}} = 1.10\text{-}1.20$ p. F. (pro Formeleinheit) lassen sich Temperaturen von über 300 $^{\circ}\text{C}$ ableiten; zusätzlich weisen die errechneten Temperaturen, die mit Hilfe der Kalzit-Dolomit Solvusthermometrie an dolomitischen Kalken ermittelt wurden, auf eine ähnliche Größenordnung der metamorphen Überprägung (300-480 $^{\circ}\text{C}$) hin. Mikrosondenanalysen der beiden textuell unterschiedlichen Phengite (D1 und D2) zeigen einen relativ hohen Seladonitgehalt um 3.35-3.45 Si p. F., woraus sich Minimaldrucke von 6-8 kb bei 360 $^{\circ}\text{C}$ und von 10 kb bei 400 $^{\circ}\text{C}$ ableiten lassen.

Auch die bisher vorliegenden, nicht interpretierten, Isotopen-Bildungsalter aus Fraktionen <5 μm einiger der Schichtsilikate aus den Hallstätter Kalke mit einem Alter von 152 und 155 Mio. a (KRÁLIK et al. 1987a) sprechen für eine frühe Platznahme (Oxfordium - vgl. GRADSTEIN et al. 1995) der Hallstätter Kalke der Pailwand im Bereich der Göll-Lammerzone. Weitere Daten aus den Fraktionen >5 μm liegen mit 140-145 Mio. a (KRÁLIK et al. 1987a, b) im Trend einer bis weit nach Norden in die Kalkalpen hineinreichenden Temperaturüberprägung (z. B. HEIL & GRUNDMANN 1989, KRÁLIK & SCHRAMM 1994, SPÖTL et al. 1996, 1998), obwohl auch aus dem Bereich der zentralen Hallstätter Zone Alterswerte von 138-154 Mio. a vorliegen (SPÖTL et al. 1996, 1998). Auch neue $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Messungen, die an der Fraktion 5-10 μm (Phengite) gemessen wurden, ergaben Alter von 130-140 Mio. a. Diese Altersdaten sind aber wahrscheinlich auf eine geringfügige randliche Alteration der Schichtsilikate zurückzuführen und keine Isotopenbildungsalter (mdl).

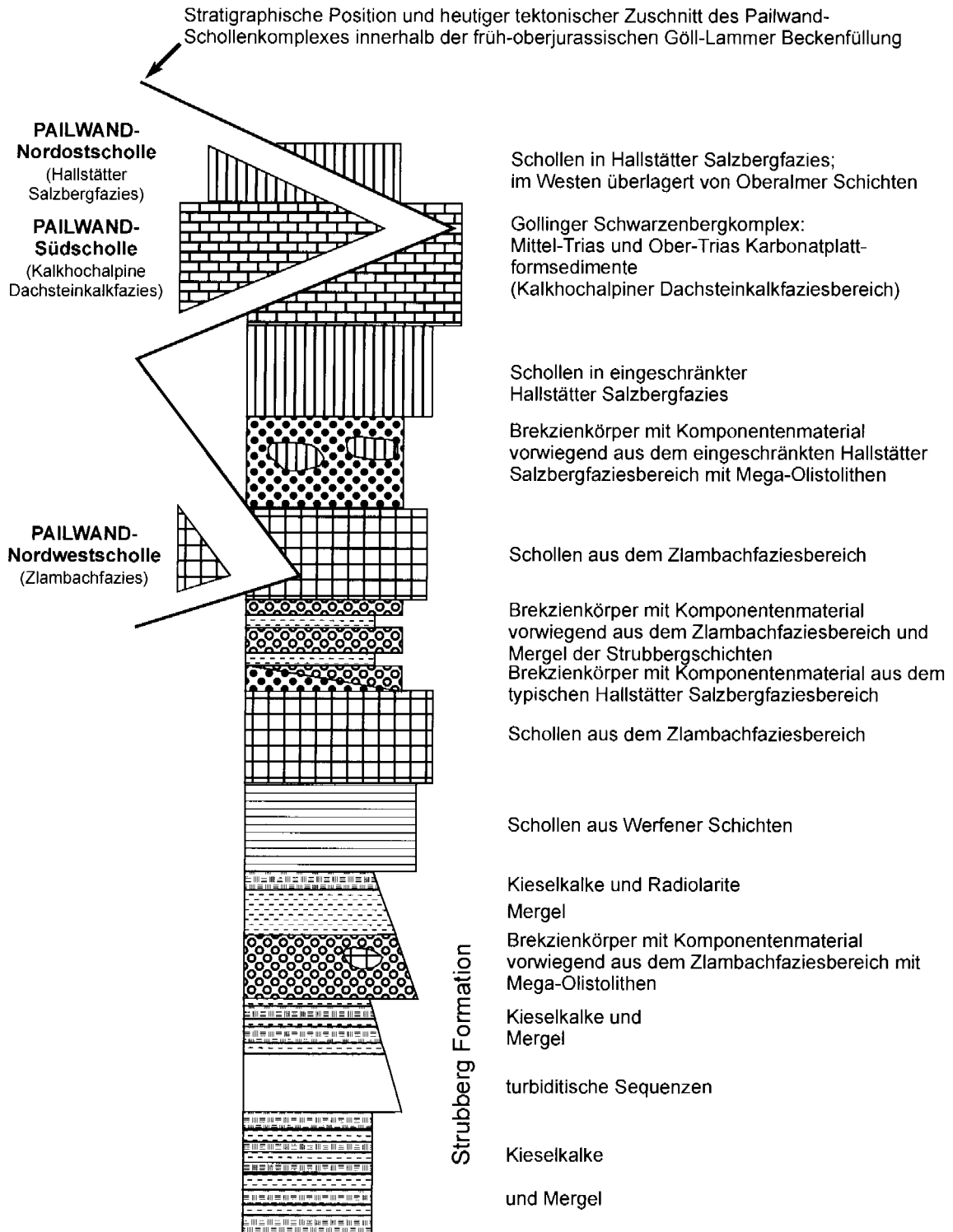


Abb. 24: Stratigraphische Position der Teilschollen der Pailwand einschließlich der Hallstätter Kalke innerhalb der früh-oberrjurassischen Lammer Becken-Füllung der Göll-Lammerzone. Verändert nach GAWLICK (1996) und GAWLICK & HÖPFER (1999).

Fig. 24: Stratigraphic position of the Pailwand slides including the Hallstatt limestones in the early Upper-Jurassic basin fill of the Göll-Lammerzone. Simplified after GAWLICK (1996) and GAWLICK & HÖPFER (1999).

Mitt. Prof. W. Frank/Wien).

Dieses jüngere Temperaturereignis, das im Bereich der Göll-Lammerzone vor allem durch einen erhöhten Wärme flu ß gekennzeichnet ist (GAWLICK 1997), erreichte weder die

Stärke noch steht es in unmittelbarem zeitlichen Zusammenhang mit der früh-oberrjurassischen Entwicklung, verjüngt aber durch eine geringe randliche Alteration der Schicht-silikate die absoluten Isotopen-Bildungsalter.

Insgesamt sollte die Metamorphose der Hallstätter Kalke der Pailwand zwischen der höchsten Ober-Trias (Rhät) und der Platznahme der Hallstätter Kalke im Bereich der Göll-Lammerzone im frühen Ober-Jura erfolgt sein. Dabei ist allerdings der Zeitraum Rhät bis höherer Lias/tiefer Dogger auf Grund des gesamten geodynamischen Kontextes im Bereich des westlichen Tethysraumes unwahrscheinlich. Die Metamorphose der Hallstätter Kalke kann nur unmittelbar vor dem Beginn der jurassischen Gleittektonik im basalen Ober-Jura erfolgt sein (GAWLICK et al. 1999).

3.3.1. Geologische und tektonische Übersicht

Die Pailwand mit ihren Hallstätter und hallstätterartigen Gesteinen ist Teil der früh-oberrjurassischen Beckenfüllung der Göll-Lammerzone (GAWLICK 1996) und besteht aus mehreren, genetisch nicht zusammengehörenden Einzelschollen, die aus jeweils anderen primären Ablagerungsgebieten des Hallstätter Faziesraumes herzuleiten sind. Die Schichtfolgen des am Nordostrand des Tennengebirges

östlich von Abtenau gelegenen Pailwand-Schollenkomplexes (Abb. 4) wurden u. a. von BITTNER (1884), FUGGER (1914), CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952) und HAMILTON (1981) untersucht, die tektonischen Lagerungsverhältnisse der Gesteine der Pailwand und die Zusammengehörigkeit der Schichtfolgen wurden u. a. von SICKENBERG (1926), CORNELIUS & PLÖCHINGER (1952), TOLLMANN (1981), HAMILTON (1981 - cum lit.) und PLÖCHINGER (1982a, b) untersucht und diskutiert. Trotz zahlreicher neuer stratigraphischer und fazieller Daten (zusammengestellt in HAMILTON 1981 und PLÖCHINGER 1982b, 1983) blieben der tektonische Aufbau und die Herkunft der Pailwand sowie ihre Abgrenzung zu anderen tektonischen Großeinheiten (vgl. TOLLMANN 1985: 190ff.) umstritten (PLÖCHINGER 1982a, TOLLMANN 1985: 171ff. und 190ff.).

Der dicht bewaldete, an der morphologischen Basis quartärbedeckte, stark geschuppte (CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952: 188f., HAMILTON 1981: 140ff.) und gestörte Pailwand-Schollenkomplex wird von Schollen aus drei verschiedenen Faziesbereichen aufgebaut:

1. Schollen aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich,

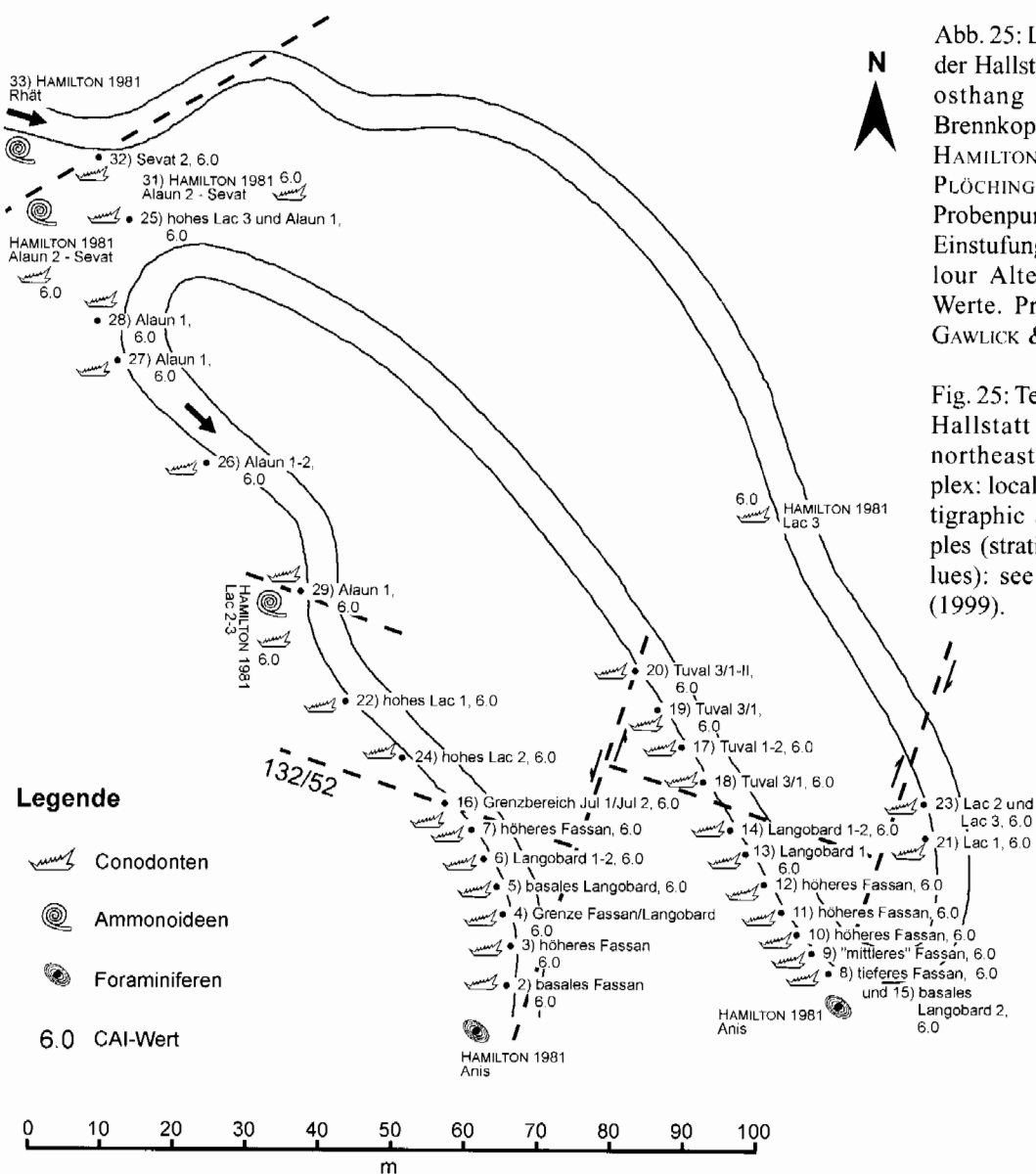


Abb. 25: Lagerungsverhältnisse der Hallstätter Kalke am Nordosthang der Pailwand am Brennkopfgüterweg (vgl. dazu HAMILTON 1981: geol. Karte, PLÖCHINGER 1983); Lage der Probenpunkte, stratigraphische Einstufung und Conodont Colour Alteration Index (CAI) Werte. Probennummern: vgl. GAWLICK & HÖPFER (1999).

Fig. 25: Tectonic layering of the Hallstatt Limestones in the northeastern Pailwand-complex: localities of samples, stratigraphic and CAI-data. Samples (stratigraphy and CAI values): see GAWLICK & HÖPFER (1999).

2. Schollen aus dem Zlambachfaziesbereich,
3. Schollen aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich.

Während die Metasedimente der aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich stammenden Nordostscholle meist steil bis mittelsteil nach S bis SE einfallen, ist in den benachbarten Schollen ein steiles Einfallen der Schichtung nach NW bis NNW zu beobachten. Schieferungsflächen sind in schichtsilikatführenden Lagen ausgebildet. Die Schieferung ist zum Teil wellig oder verläuft um Karbonat-Klasten. Die Lage der Schieferung ist subparallel zur sedimentären Schichtung. Metamorph gebildete Phengite und Chlorite zeichnen damit den sedimentären Lagerbau nach. Auf der Schieferungsfläche ist durch eine Längung der Schichtsilikate eine, teils schwache, Minerallineation ausgebildet. Die Lineare fallen flach bis mittelsteil nach W bis SW. Die ursprüngliche Lagerung der einzelnen Schollen zueinander ist auf Grund junger Nordost-Südwest streichender Störungen nicht erhalten (HAMILTON 1981: geol. Karte).

3.3.2. Stratigraphische und fazielle Entwicklung

Die Pailwand-Nordostscholle zeigt vom Pelson bis zum Obernor (Abb. 25, Abb. 26) eine epi- bis hemipelagische Hallstätter Beckenfaziesrandentwicklung. Trotz der hohen metamorphen Überprägung zeigen die reinen, (bio)mikritischen Kalke innerhalb der Hallstätter Kalk-Schichtfolge der Pailwand oft weder makroskopisch noch in der Mikrofazies deutliche Unterschiede im Vergleich mit anderen, gleichalten und faziell gleichartigen Schichtgliedern aus nicht metamorph überprägten Hallstätter Kalk-Schichtfolgen der Nördlichen Kalkalpen.

Rekonstruktion der lithofaziellen und stratigraphischen Entwicklung (unter Verwendung der Daten von CORNELIUS & PLÖCHINGER 1952 und HAMILTON 1981) aus verschiedenen Teilprofilen und aus den Ergebnissen einer stratigraphischen und faziellen Übersichtskartierung: Im höheren Anis wird der im Meter-Bereich gebankte, mittelgraue, feinkörnige, stellenweise Flachwasserdetritus führende (Dasycladaceen, Pelloide, Foraminiferen - HAMILTON 1981: 46) Steinalmkalk/-dolomit von dolomitisierten Beckensedimenten (Äquivalent des Schreyeralmkalkes) des ?höheren Pelson überlagert. Noch im Anis entwickeln sich aus diesen Gesteinen graubunte Knollenflaserkalk und knollige Kalke als Äquivalent des Grauvioletten bis Graugelben Bankkalkes, die bis weit in das Langobard reichen. Mikrofaziell handelt es sich hier um biogen- und detritusarme bis biogenreiche Mikrite mit Ostracoden, Conodonten, Foraminiferen und Crinoiden.

Im tieferen Langobard ist eine oligomikte sedimentäre Brekzie eingelagert (vgl. auch Abb. 26), die verschiedene Rotkalk- und Graukalkkomponenten des Grauvioletten bis Graugelben Bankkalkes führt. Zusätzlich gibt es Spalten, die bis in das Knollenkalk Niveau des Fassan hinabreichen. Die Spalten sind zusätzlich zu den Komponenten mit einem violettgrauen Knollenflaserkalk des Langobard 2 gefüllt. Darüber folgen meist undeutlich gebankte bis knollige, fossilreiche Kalke, die stratigraphisch bis in das Langobard

2 reichen. Diese Folge wird im Hangenden von einem grauen, massigen, teilweise brekziösen Kalk des Langobard 2 überlagert, über dem noch zwei bis zu einem Meter mächtige grüngraue, bisher fossilere Kalkbänke folgen. Im höheren Jul 1 bzw. tiefen Jul 2 folgt über dem massigen grauen Kalk ein dunkelgraubrauner, brekziöser Kalk, der noch im höheren Jul in einen hellgrauen, massigen Kalk übergeht und der das Tuval 1-2 umfaßt. Ein unterkarnisches Terrigenintervall fehlt.

Als Äquivalent des Roten Bankkalkes treten im höheren Tuval conodontenreiche, z. T. gebankte graue Kalke, vorwiegend biogenreiche Mikrite mit Conodonten, Ostracoden und Radiolarien, mit roten Hornsteinlagen auf, aus denen allmählich der typische Massige Hellkalk des Lac hervorgeht, der vorwiegend aus biogenreichen Mikriten mit Ostracoden, Conodonten, Foraminiferen, Crinoiden und Radiolarien besteht. Der Massige Hellkalk ist im östlichen Gipfelbereich der Pailwand von vollständig umkristallisierten und metamorph umgewandelten Rotkalkspalten durchsetzt. Conodonten konnten aus den Spaltenfüllungen nicht gewonnen werden. Die zeitliche Entstehung der Spalten wird analog zur Entstehung des Hauptspaltensystems zu anderen Hallstätter Schollen (KRYSSTYN 1991 - cum lit.) im höheren Alaun 3/Sevat 1 vermutet. Die Füllung der Spalten besteht wahrscheinlich aus Hangendrotkalk.

Der geringmächtige, rotbraune bis rote, biogenreiche, massige bis knollig ausgebildete, stellenweise ammonidenreiche Hangendrotkalk entwickelt sich im Alaun 1 und reicht bis in den Alaun/Sevat-Grenzbereich bzw. das basale Sevat. Der vom tieferen Sevat an über dem Hangendrotkalk folgende, hier massige, biogenreiche bis biogenführende, graugelb-rötliche Hangendgraukalk endet im hohen Sevat 2 und besteht vorwiegend aus biogenreichen Mikriten mit Conodonten, Holothurien, Radiolarien und Ostracoden.

3.3.3. Metamorphose

Phasenpetrologische Untersuchungen

Im Handstück läßt sich neben der sedimentären Schichtung an den glimmerreichen Lagen bereits eine Schieferung erkennen. Teilweise weisen die Gesteine auch eine zugehörige Minerallineation auf, die durch eine Einregelung und Längung der Schichtsilikate abgebildet ist.

Über eine Gefügeanalyse mittels Dünnschliffmikroskopie ist es daher möglich, sedimentäre, diagenetische und metamorphe Mikrogefüge voneinander zu unterscheiden. Da eine Druck-Temperaturbestimmung mittels konventioneller Geothermobarometer auf Grund der vorhandenen Mineralparagenesen nicht möglich ist, können hierfür nur glimmer- und chloritführende Gesteine herangezogen werden. Über den Einbau von Si in die Tetraederposition des Hellglimmers läßt sich eine Druckabschätzung vornehmen (VELDE 1965, MASSONE & SCHREYER 1987). Die Zusammensetzung der Chlorite gibt auch Anhaltspunkte über die Metamorphosetemperaturen. Die Mineralzusammensetzungen wurden mit einer Mikrosonde (Camebax microbeam) ermittelt, unter Verwendung des Korrekturprogramms nach POUCHOU & PICOIR (1984). Die Verrechnung der Hellglimmer erfolgte auf der Basis von 11 Sauerstoffen. Eine

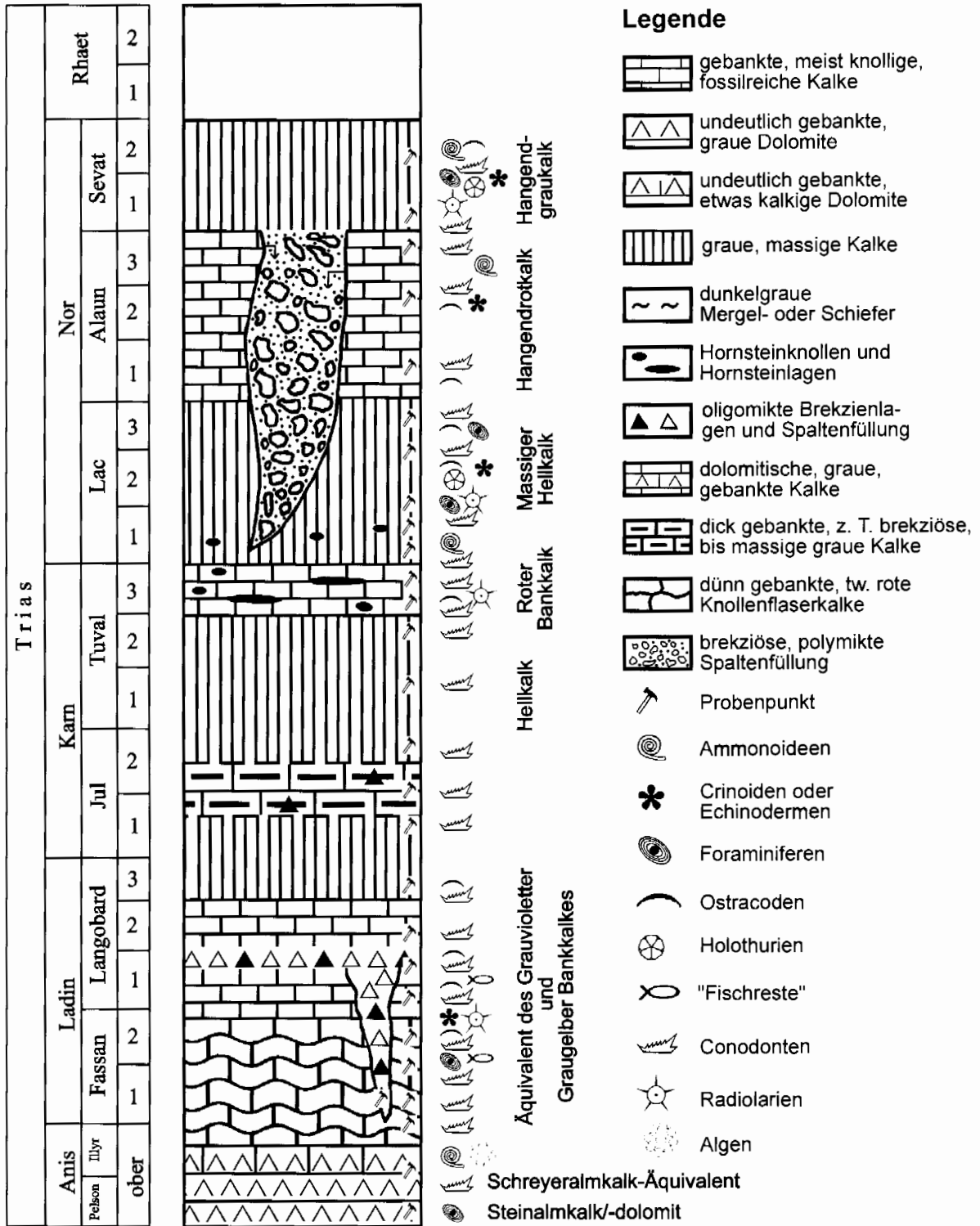


Abb. 26: Rekonstruktion der Hallstätter Kalk Schichtfolge der Pailwand-Nordostscholle, zusammengesetzt aus den Ergebnissen der stratigraphischen und faziellen Detailkartierung und verschiedenen Teilprofilen. Probenpunkte vgl. GAWLICK & HÖPFER (1999).

Fig. 26: Reconstruction of the Hallstatt limestone sequence of the northeastern Pailwand-complex, based on stratigraphic mapping and sedimentary successions. Samples: see GAWLICK & HÖPFER (1999).

Eisenkorrektur wurde nach den folgenden Substitutionsmöglichkeiten vorgenommen: $Si + (Fe^{2+}, Mg) = Al^{IV} + Fe^{3+}$ und $Ti^{4+} + (Mg, Fe^{2+}) = 2 Al^{VI}$ (siehe GUIDOTTI 1984), somit

gilt: $Fe^{2+} = Si - 3 - Mg + Ti$ (Genaueres in HÖPFER 1997). Die Verrechnung der Chlorit-Analysen erfolgte auf der Basis von 14 Sauerstoffen.

In die Hallstätter Kalk-Schichtfolge (vgl. Abb. 26) der Pailwand-Nordostscholle sind, vorwiegend im Bereich der Mittel-Trias, primäre Millimeter- bis Zentimeter-mächtige Schichtsilikatlagen eingelagert. Abhängig vom Protolith treten metamorphe Neusprossungen in unterschiedlicher Ausbildung auf. Diese primären Schichtsilikatlagen zeigen heute, übereinstimmend mit Proben aus verschiedenen stratigraphischen Positionen, folgende Mineralparagenese: Phengit + Mg-Fe-Chlorit + Kalzit + Albit + Erze ± Quarz ± Dolomit. Die Albite, mit Korngrößen um 50-150 µm, liegen xenomorph zwischen den Kalziten und führen häufig Karbonateinschlüsse. Die Bildung der Albite ist daher im Diagenese-Stadium erfolgt. Drucklösung ist durch mit Kalzit gefüllte Gängchen angezeigt.

Phengit und Chlorit sind in einer ersten Schieferung (S1) subparallel zur sedimentären Schichtung kristallisiert. Die Korngrößen der isolierten Kristalle erreichen Größen um 100 µm. In der Probe PW 1/93 sind Phengit und Chlorit eng verwachsen, mit Korngrößen überwiegend zwischen 2 und 10 µm. Beide Phasen bilden bis zu mehrere Zentimeter mächtige Lagen oder Aggregate mit Durchmessern um 500 µm. In dieser Matrix treten Karbonat-Klasten auf. Möglicherweise handelt es sich bei den Schichtsilikat-Bereichen primär um glasreiche Aschen (Metabentonite - vgl. GAWLICK et al. 1994 - cum lit.), die in der Mittel-Trias häufig und weit verbreitet auftreten.

Eine zweite Deformation ist ebenso im Mikrogefüge erkennbar. Hier wird die erste Schieferung engständig verfalltet. Phengit und Chlorit kristallisieren im Zuge der zweiten Deformation (D2) entlang einer zweiten Foliation oder rekristallisieren in einer Faltenscheitelposition. Der Kalzit erwirbt bei dieser Deformation Deformationszwillinge (ca. 50 µm im Durchmesser) und rekristallisiert.

Neben der Stabilität der auftretenden Mineralparagenese weist die Chloritzusammensetzung (Klinochlor, Pycnochlorit), die durch Mikrosondenanalysen und durch röntgendiffraktometrische Phasenanalyse ermittelt wurde, mit $Al^{IV} = 1.10-1.20$ p. F. auf Temperaturen über 300 °C (Abb. 28, LAIRD 1991 - cum lit.).

Um Aussagen über die Druckbedingungen zur Zeit der metamorphen Überprägung zu erhalten, wurden die Phengite auf ihren Seladonitgehalt untersucht (Abb. 27). Die Mikrosondendaten der textuell unterschiedlichen Phengit-Populationen zeigen dabei einen relativ hohen Seladonitgehalt zwischen 3.51-3.28 Si p. F. Da die für die Hellglimmer-Thermobarometrie nach MASSONE & SCHREYER (1987) geforderte Mineralparagenese Phengit + Biotit + Kalifeldspat + Quarz nicht vorliegt, die Phengite aber vergesellschaftet sind mit Chlorit, lassen sich hieraus Mindestdrucke von ca. 8-10 kb ableiten (Abb. 29).

Ergänzend wurde zur Einengung der Temperaturüberprägung bei mehr als 20 Proben die Kalzit-Dolomit-Solvusthermometrie (sensu GOLDSMITH & NEWTON 1969, RICE 1977) angewandt. Hierbei ergibt sich ein Temperaturbereich von ca. 300-480 °C ($x_{MgCO_3} = 0.02-0.04$, Druckkorrektur um 0.0009 $MgCO_3$ pro kb, Abb. 29). Diese Variation ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß Dolomit in den untersuchten Proben nicht im Überschuß vorliegt. Damit handelt es sich um Minimumtemperaturen, die jedoch damit die mit Hilfe der CAI-Daten und der

phasenpetrologischen Untersuchungen ermittelten Temperaturabschätzungen bestätigen.

Conodont Colour Alteration (CAI) Index-Daten

Die Hallstätter Kalke aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum weisen eine relativ einheitliche Temperaturüberprägung mit CAI-Werten von CAI >5.5 oder CAI 6.0 auf.

Auf der Basis dieser phasenpetrologischen und CAI-Untersuchungen können für die Hallstätter Kalke der Pailwand folgende P-T Bedingungen rekonstruiert werden: aus dem CAI-Index ergeben sich Temperaturen >360 °C, wahrscheinlich 400-420 °C auf Grund der geringen Zeitdauer (max. 10-20 Mio. a), die für die thermische Überprägung zur Verfügung stand. Die Zusammensetzung der Chlorite weist auf Temperaturen über 300 °C und die Kalzit-Dolomit-Thermometrie läßt auf Temperaturen über 300-480 °C schließen.

Über die Druckbedingungen lassen sich auf Grund der Mineralparagenese nur Mindestangaben herleiten. Die bei D1 kristallisierten Phengite, die z. T. in Berührungsparagenese mit Mg-Fe-Chlorit vorliegen, weisen Si-Gehalte um 3,40 bis maximal 3,51 p. F. auf (Abb. 27). Die im Zuge von D2 gebildeten Phengite kennzeichnen geringfügig niedrigere Si-Gehalte um 3,35 p. F. (Abb. 27).

Die Summe dieser Daten läßt auf Mindestdruck-Temperaturbedingungen von ca. 8-10 kb und 360-480 °C schließen

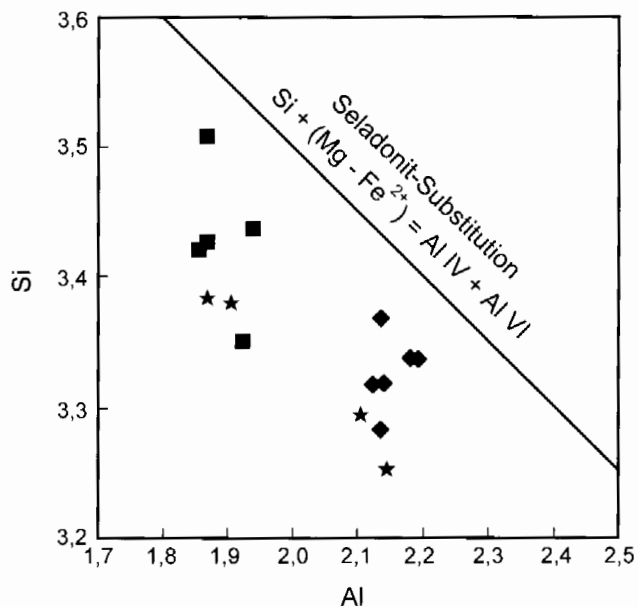


Abb. 27: Darstellung der mit der Mikrosonde gemessenen Phengite im Diagramm Si gegen Al, Proben PW 1/93, PW1a/93, PW4a/93: ■ Phengite kristallisiert syn D1, ◆ syn-post D2, ★ in Berührungsparagenese mit Chlorit (aus GAWLICK & HÖPFER 1999).

Fig. 27: Plot of the measured phengites, Si versus Al, samples PW 1/93, PW1a/93, PW4a/93. ■ phengite generated syn D1, ◆ syn-post D2, ★ in contactparagenesis with chlorite (after GAWLICK & HÖPFER 1999).

(Abb. 10). Dies entspricht einem geothermischen Gradienten von ca. 15 °C/km und kann damit einem Subduktionsregime zugeordnet werden. Weitaus höhere Drücke und Temperaturen sind auf Grund der Stabilität von Albit und Phengit nicht anzunehmen, da ein Abbau von Albit unter Bildung von Jadeit nicht zu beobachten ist. Diese Reaktion verläuft bei ca. 14 kb und 500 °C (HOLLAND 1980). Weitere druck-sensitive Minerale wie Karpholith, Chloritoid oder Na-Amphibol treten in den untersuchten Gesteinen nicht auf. Sowohl textuelle als auch petrologische Daten aus den Hallstätter Kalken der Pailwand belegen eine Hochdruck-Mitteltemperatur-Metamorphose und damit ein frühes Subduktionsereignis am Südrand der Nördlichen Kalkalpen

im Bereich der Hallstätter Zone, das bisher aus sedimentären, faziellen und stratigraphischen Daten abgeleitet wurde (z. B. LEIN 1984, 1985, GAWLICK 1996). Diese Metamorphose innerhalb der Hallstätter Kalke der Pailwand steht im unmittelbaren Zusammenhang mit der „Gleittektonik“ im Ober-Jura (vgl. PLÖCHINGER 1974, LEIN 1981, 1985, 1987b, FAUPL 1997), der Zerlegung des Hallstätter Faziesraumes und der Füllung von intrakontinentalen tiefmarinen Gräben (GAWLICK 1996, GAWLICK et al. 1999).

3.4. Die Trattberg Schwelle / Trattberg Rise

The Trattberg Rise formed along the southern margin of the Osterhorn Block after deposition of the radiolarian chert in the Late Oxfordian and persisted into the Tithonian (SCHLAGER & SCHLAGER 1973, DIERSCHKE 1980). The rise was probably synsedimentarily thrust to the north over the southern margin of the Tauglboden Basin.

The present southern boundary of the Trattberg Rise is a Neogene sinistral strike-slip fault zone (Königssee-Lammertal-Traunsee Fault - DECKER et al. 1994). The Trattberg Rise was probably starting in the late Oxfordian or early Kimmeridgian an area of erosion. Clastic material and slides found in the Tauglboden Basin were derived from this rise. The present remnants of the Trattberg Rise are composed of Late Triassic platform carbonates, sediments of the Liassic Trattberg-Lienbach Basin, and a few occurrences of gray (lower) radiolarite. The Oberalm beds unconformably overlie the older sequence, cutting down to the Dachstein limestone.

On the northern margin of the Trattberg Rise graded breccias occur at the transition to the Tauglboden Basin. The breccias are composed of various lithoclasts comprising Liassic calcareous material and radiolarites.

Die Trattberg Schwelle (u. a. SCHLAGER 1953, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, PLÖCHINGER 1953, 1983, 1990, DIERSCHKE 1980, Abb. 4) am Südrand der Osterhorngruppe

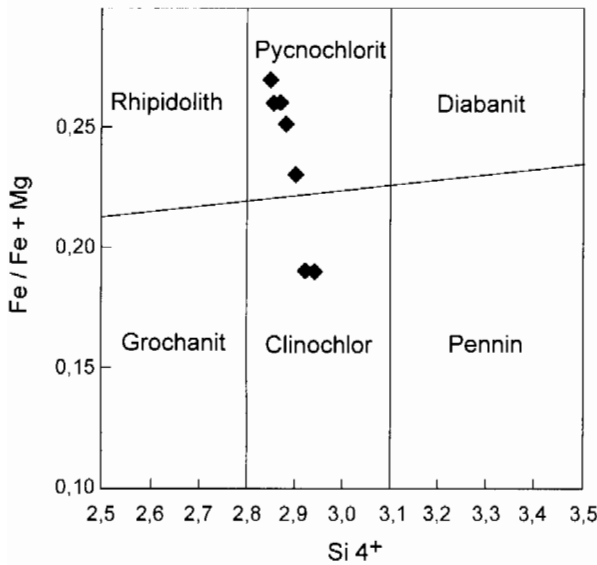


Abb. 28: Darstellung der analysierten Chlorite, Proben PW 1/93 und PW1a/93. Felderteilung nach HEY (1954), Fe/Fe+Mg gegen Si (aus GAWLICK & HÖPFER 1999).

Fig. 28: Plot of the measured chlorites, samples PW 1/93, PW1a/93. Diagramm after HEY (1954), Fe/Fe + Mg versus Si (after GAWLICK & HÖPFER 1999).

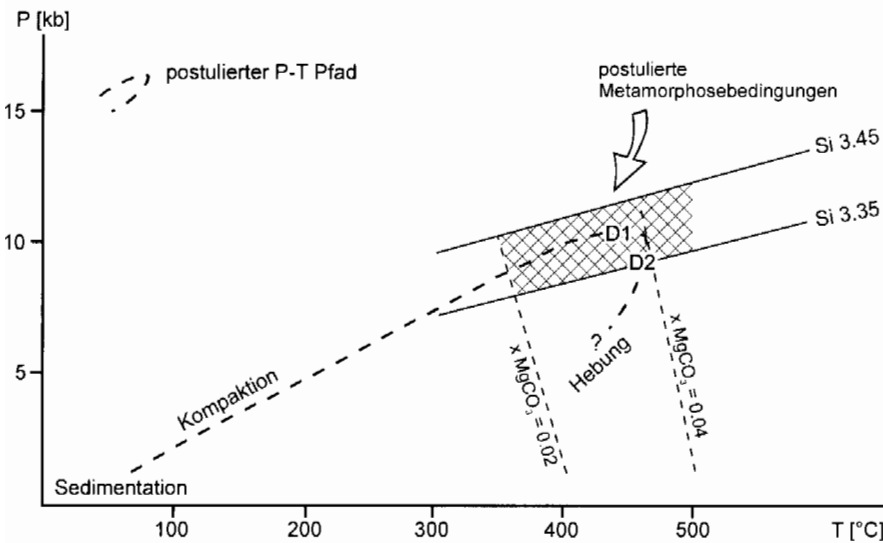
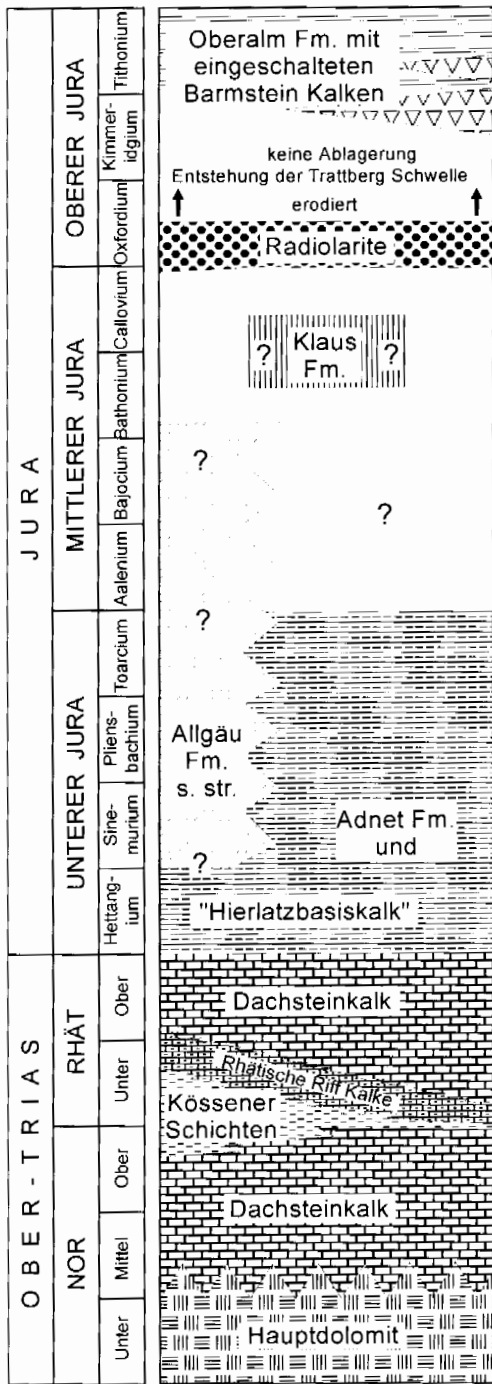


Abb. 29: Postulierter Druck-Temperatur-Pfad der Hallstätter Kalke der Pailwand. Eingetragen sind die Si-Isoplethen (MASSONE & SCHREYER 1987) für die gemessenen Phengite sowie der aus der Kalzit-Dolomit Solvusthermometrie gewonnene Temperaturbereich (aus GAWLICK & HÖPFER 1999).

Fig. 29: Postulated P-T path of the Hallstatt limestone at the Pailwand. The Si-isopleths (MASSONE & SCHREYER 1987) are drawn after the measured phengites. Upper and lower limit of the calcite-dolomite-thermometry is shown by the range of $x \text{ MgCO}_3$ (after GAWLICK & HÖPFER 1999).



- lagunäre Dolomite
- lagunäre Kalke
- Riffkalke
- mikritische Kalke mit Schieferzwischenlagen
- rote, pelagische und kondensierte Knollenkalke
- graue, pelagische Kalke
- rote, pelagische Kalke
- Brekzien
- Kieselsedimente

Abb. 30: Stratigraphische und fazielle Entwicklung der Schichtfolge von der Ober-Trias bis in den Ober-Jura im Bereich der Trattberg Schwelle. Fm. = Formation. Verändert nach GAWLICK, FRISCH, VECSEI, STEIGER & BÖHM (1999).

Fig. 30: Stratigraphy and facies of the Norian to Tithonian sedimentary succession in the area of the Trattberg Rise. Modified after GAWLICK, FRISCH, VECSEI, STEIGER & BÖHM (1999).

h. die Trattberg Schwelle liefert Material in Form von Gleitmassen und Schutt aus tektonischen Bruchstufen in das sich unmittelbar nördlich sich bildende Tauglboden Becken, Hinweise auf ein Auftauchen der Trattberg Schwelle bis zum Meeresspiegel (SCHLAGER & SCHLAGER 1973) konnten bisher allerdings keine gefunden werden (vgl. GAWLICK et al. 1999).

Stratigraphisch und faziiell ist die Trattberg Schwelle, wie auch der gesamte Bereich der Osterhorngruppe, dem Kalkvor-alpinen Dachsteinkalkfaziesraum zuzuordnen (Abb. 1, Abb. 2). In der Ober-Trias und im unteren Lias vermittelt die lithofazielle Ausbildung zwischen der Schichtfolge der inneren Osterhorngruppe und der Schichtfolge des Tennen-gebirgsnordrandes (Abb. 5, Abb. 19, Abb. 30; GAWLICK 1996, GAWLICK et al. 1999). Im höheren Lias bildet sich das Trattberg-Lienbach Becken (BÖHM 1992) im Bereich der südlichen Osterhorngruppe und damit auch im Bereich der Trattberg Schwelle.

Am Osterhorngruppensüdrand wird im Bereich des Einberg-zuges (Trattberg Schwelle) über den liassischen Rot- und Graukalken der im Vergleich zu den Strubberg-schichten, geringmächtige, schwarze Untere Radiolarit abgelagert (vgl. DIERSCHKE 1980). Nach der Sedimentation des roten, Oberen Radiolarites, der z. T. in Form von Gleitpaketen in das nördlich der Trattberg Schwelle sich bildende Tauglboden Becken abrutschte, wird der Einbergzug als Trattberg Schwelle gehoben. Dabei werden die Sedimente der Ober-Trias bis zum basalen Malm tektonisch deformiert (GAWLICK et al. 1999). Ablagerungen des höheren Radiolaritniveaus sind heute nur am äußersten Nordrand der Trattberg Schwelle und im Tauglboden Becken der inneren Osterhorngruppe erhalten (s. o.). Die Oberalmer Schichten überlagern vom ?höheren Kimmeridgium bzw. tieferen Tithonium an diskordant den Einbergzug bzw. die Trattberg Schwelle.

Im Bereich der Moosbergalm und nördlich davon ist diese diskordante Überlagerung aufgeschlossen. Die Sedimente der Ober-Trias, des Lias und Dogger sowie der schwarze Radiolarit sind deformiert und zeigen wechselndes Einfallen, stehen z. T. steil und zeigen z. T. einen Faltenbau.

beginnt sich nach der Ablagerung des roten Radiolarites (= höherer Radiolarit sensu DIERSCHKE 1980) zu heben. Im Norden überschiebt die Trattberg Schwelle das Tauglboden Becken (Abb. 1) und im Süden wird sie durch die neogene Königssee-Lammertal-Traunsee Blattverschiebung (KLT; DECKER et al. 1994) zum Lammer Becken hin begrenzt.

Die Trattberg Schwelle besteht während des gesamten Kimmeridgiums sowie des tieferen Tithoniums und wird erst im höheren Tithonium von Oberalmer Schichten diskordant überlagert (STEIGER 1992, GAWLICK et al. 1999). Vom höheren Oxfordium bis in das tiefere Tithonium wurde im Bereich der Trattberg Schwelle submarin erodiert. Große Gleitschollen und Brekzienkomponenten wurden mobilisiert und nach Norden in das Tauglboden Becken umgelagert, d.

Die überlagernden Oberalmer Schichten mit zwischen- geschalteten Barmsteinkalklagen dagegen fallen sanft nach Norden (Postalmgebiet) und zeigen keine Deformation.

4. Zusammenfassung / Summary

Die Tauglbodenschichtenfolge wird von GAWLICK (1996) und GAWLICK et al. (1999) als Beckenfüllung verstanden, welche mit den Strubberg- schichten des südlich folgenden Lammer Beckens sedimentgenetisch weitgehend vergleich- bar ist. BRAUN (1997, 1998) dagegen faßt auf der Basis seiner Untersuchungen im Berchtesgadener Raum Strubberg- schichten und Tauglbodenschichten aufgrund ihrer litho- und mikrofaziellen Ähnlichkeit zusammen und stellt die Existenz zweier zeitlich und räumlich voneinander getrenn- ten Becken - das Lammer Becken im Süden mit der Strub- bergschichtenfüllung und das Tauglboden Becken im Nor-

den mit der Tauglbodenschichten- füllung in Frage, ohne allerdings selbst einen stratigraphischen Nachweis der dort auftretenden Schichtfolgen zu erbringen. Auch fehlen bei BRAUN (1997, 1998) detaillierte Komponentenbestands- untersuchungen der in die jeweiligen Schichtfolgen einge- lagerten Brekzienkörper, die eine Zuordnung zu der einen oder der anderen Schichtfolge ermöglichen.

Aufgrund der stratigraphischen Einstufung (vgl. GAWLICK et al. 1999a, b) der Tauglbodenschichten und der Strub- bergschichten (SUZUKI & GAWLICK 1998, GAWLICK & SUZUKI 1999a, b) kann auf der Basis von biostratigraphischen Daten das Lammer Becken nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich von dem Tauglboden Becken abgegrenzt werden. Die Strubberg- schichten mit ihren polymikten Brekzien- körpern mit Material aus dem Hallstätter Faziesbereich wurden vom ?höheren Bathonium/tieferen Callovium bis mittleren/höheren Oxfordium abgelagert und stellen somit eine deutlich ältere Beckenentwicklung dar als die Taugl- bodenschichten (Abb. 31; GAWLICK & SUZUKI 1999a, b). Die

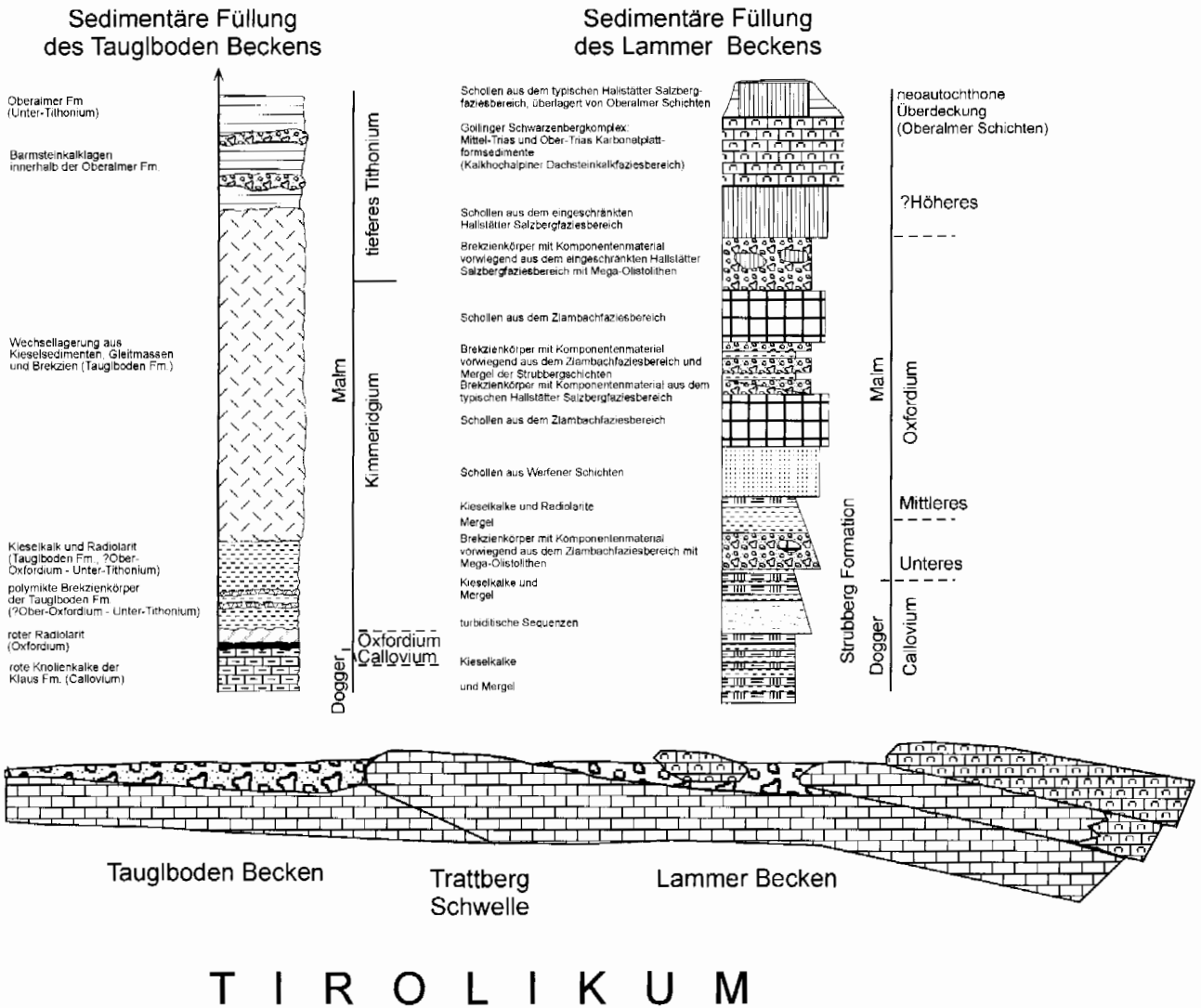


Abb. 31: Gegenüberstellung der sedimentären Füllungen des Lammer und des Tauglboden Beckens.

Fig. 31: Sedimentary sequences of the Lammer and the Tauglboden Basin.

Massenumlagerungen (Strubbergbrekzie, Gleitschollen) aus dem Hallstätter Faziesraum setzen dabei im Unter-Oxfordium ein und reichen bis in das Mittel-/Ober-Oxfordium. Dagegen können die Tauglbodenschichten auf Ober-Oxfordium bzw. Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich bis Unter-Tithonium datiert werden (Abb. 23, vgl. dazu u. a. SCHLAGER 1956, HUCKRIEDE 1971, SCHLAGER & SCHLAGER 1969, 1973, DIERSCHE 1980).

Vom höheren Dogger an kollidieren die Nördlichen Kalkalpen mit einer bisher nicht näher bekannten Gegenplatte (vgl. dazu gegensätzliche Auffassungen von z. B. FUCHS 1985, TOLLMANN 1987 - cum lit., SCHMIDT et al. 1991, NEUBAUER 1994, SCHWEIGL & NEUBAUER 1996, 1997a, b, c - cum lit. u. v. a.). Dieses Ereignis ist durch ein weitverbreitetes Brekzienereignis dokumentiert (z. B. HUCKRIEDE 1959, GARRISON & FISCHER 1969, WÄCHTER 1987, OTTNER 1990, LACKSCHEWITZ et al. 1991, HEBBELN et al. 1996). Die Sedimentationsphase des Passiven Kontinentalrandes wird vom höheren Dogger an von der Phase des Aktiven Kontinentalrandes abgelöst. Die subduzierende kalkalpine Platte wird plötzlich abgesenkt (z. B. WÄCHTER 1987). Durch zusätzliche Seitenbewegungen entstehen verschiedene Dehnungsbecken auf dem ehemaligen kalkalpinen Schelfareal. Karbonatlastische Fächer mit Olisthostromen im intrakontinentalen Tiefseeegrabenbereich, geringenergetische Turbidite und Radiolaritsedimentation im schnell absinkenden kalkalpinen Bereich kennzeichnen die Sedimentation im höheren Dogger und im tieferen Malm (Radiolarit-Niveau, z. B. DIERSCHE 1980, GAWLICK 1996). In die südlichsten Radiolarit Becken (= Lammer Becken) gleiten vom höheren Dogger bzw. Dogger/Malm-Grenzbereich an Brekzienkörper und Schollen aus dem durch die Kontinentkollision akkretionierten triassischen/liassischen Hallstätter Faziesraum (Abb. 32) der Trias als orogene Trogfüllungen ein (Gleittektonik der Hallstätter Zonen).

Die Mobilisierung der einzelnen Faziesräume erfolgt durch die auf den Südrand der Nördlichen Kalkalpen übergreifende Subduktionsfront (GAWLICK ab 1991, GAWLICK et al. 1999). Nacheinander werden die Gesteine der Tethys, des Meliatikums und des Hallstätter Salzbergfaziesraumes, des Zlambachfaziesraumes und schließlich des Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraumes akkretioniert und mobilisiert (Abb. 32, GAWLICK 1996, GAWLICK et al. 1999).

Dokumentiert ist die auf den Kalkvoralpinen Faziesraum vorschreitende Subduktionsfront durch den Sedimentationsverlauf im Bereich der Hallstätter Zonen im zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Abb. 32): zuerst werden das Meliatikum und der Hallstätter Salzbergfaziesraum von ihrer Unterlage abgelöst. Das mobilisierte Material wird in Richtung Zlambachfaziesraum und Kalkhochalpinem Dachsteinkalkfaziesraum geschüttet und dort abgelagert, schließlich bei der Ablösung dieser Faziesräume zusammen mit diesen weiter in Richtung Kalkvoralpiner Dachsteinkalkfaziesraum mit umgelagert bzw. weitertransportiert (GAWLICK 1996).

Die zeitliche Aufeinanderfolge der Becken- und Schwellenentwicklungen und die sedimentären Beckenfüllungen im zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Lammer Becken, Trattberg Schwelle und Tauglboden Becken) zeigen den genauen Verlauf dieser Entwicklung (GAWLICK

et al. 1999). Der intrakontinentale Tiefseeegraben des Lammer Beckens (Unter-Callovium bis Mittel-Oxfordium - GAWLICK & SUZUKI 1999a), der im Bereich der obertriassischen Lagune im Süden der Trattberg Schwelle gebildet hat, enthält eine mehr als 1500 m mächtige Beckenfüllung aus kieseligen Tiefwassersedimenten, in die Brekzien, Megaolistolithe und Großschollen eingelagert sind (Strubberg-schichten).

Das Schließen der Tethys und das Mobilisieren und Ablösen von Gleitschollen erfolgte am Südrand der Nördlichen Kalkalpen nach den vorliegenden biostratigraphischen Daten bereits im tiefen Oxfordium. Zu dieser Zeit wird die Sedimentation im Bereich des Lammer Beckens vor allem von der stark erhöhten tektonischen Subsidenz und den Veränderungen am Kalkalpensüdrand im Bereich des Kalkhochalpin kontrolliert. Der größte Teil der Strubberg-schichten selbst stellen aufgrund der stratigraphischen Einstufung somit das Zeitäquivalent des Unteren Radiolarites, z. T. auch der höheren Klaus Formation im Bereich des nördlichen Kalkvoralpin dar. Als südliche fazielle Vertretung des Unteren Radiolarites erreicht die Strubberg-schichten-beckenfüllung, die als intrakontinentale Tiefseeegrabenfüllung interpretiert wird, Mächtigkeiten von 1500-2000 m. Im basalen Abschnitt der Lammer Beckenfüllung werden dabei Kieselkalke, Radiolarite und Mergel abgelagert. Darüber folgen zuerst geringmächtige Turbidite und schließlich verschiedene Typen von Brekzienkörpern, die z. T. komponentengestützt und z. T. matrixgestützt sind. Das Komponentenmaterial der ersten Brekzienkörpergeneration stammt aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich (1 in Abb. 32, Karn bis Nor). Darüber folgen Brekzien, die neben Komponenten und Megaolistolithen aus dem proximalen Zlambachfaziesbereich (Anis bis Lias) auch einige wenige resedimentierte Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich führen. Im mittleren Abschnitt der Lammer Beckenfüllung dominieren Megaolistolithe und große Gleitschollen. Zuerst treten Schollen aus Werfener Schichten (Skyth) auf, die überlagert werden von Großschollen, die aus dem proximalen Zlambachfaziesraum stammen (1 in Abb. 32, Karn bis Nor). Brekzien, die diese Großschollen überlagern, führen Hallstätter Kalke (Komponenten bis Megaolistolithe) und Komponenten des Meliatikum (4 und 5 in Abb. 32). Daß diese Brekzien huckepack auf dem Rücken der Schollen aus dem proximalen Zlambachfaziesraum transportiert worden sind, belegt die Überlagerung durch Brekzien, deren Komponentenmaterial aus dem distalen Zlambachfaziesbereich stammt (2 in Abb. 32, Karn bis Nor). Der hangende Abschnitt der Lammer Beckenfüllung schließlich ist gekennzeichnet durch die Ablagerung von Brekzien und Großschollen, zuerst aus dem eingeschränkten Hallstätter Salzbergfaziesbereich (3 in Abb. 32, Karn bis Rhät) mit vereinzelt Komponenten aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich. Über diesen Brekzien und Schollen folgen dann Großschollen aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesbereich. (Skyth bis Lias). Diese Großschollen, die die Größe von Decken erreichen, werden überlagert von Schollen, die aus dem typischen Hallstätter Salzbergfaziesbereich stammen (4 in Abb. 32, Anis bis Nor).

Die umgelagerten und im Lammer Becken abgelagerten

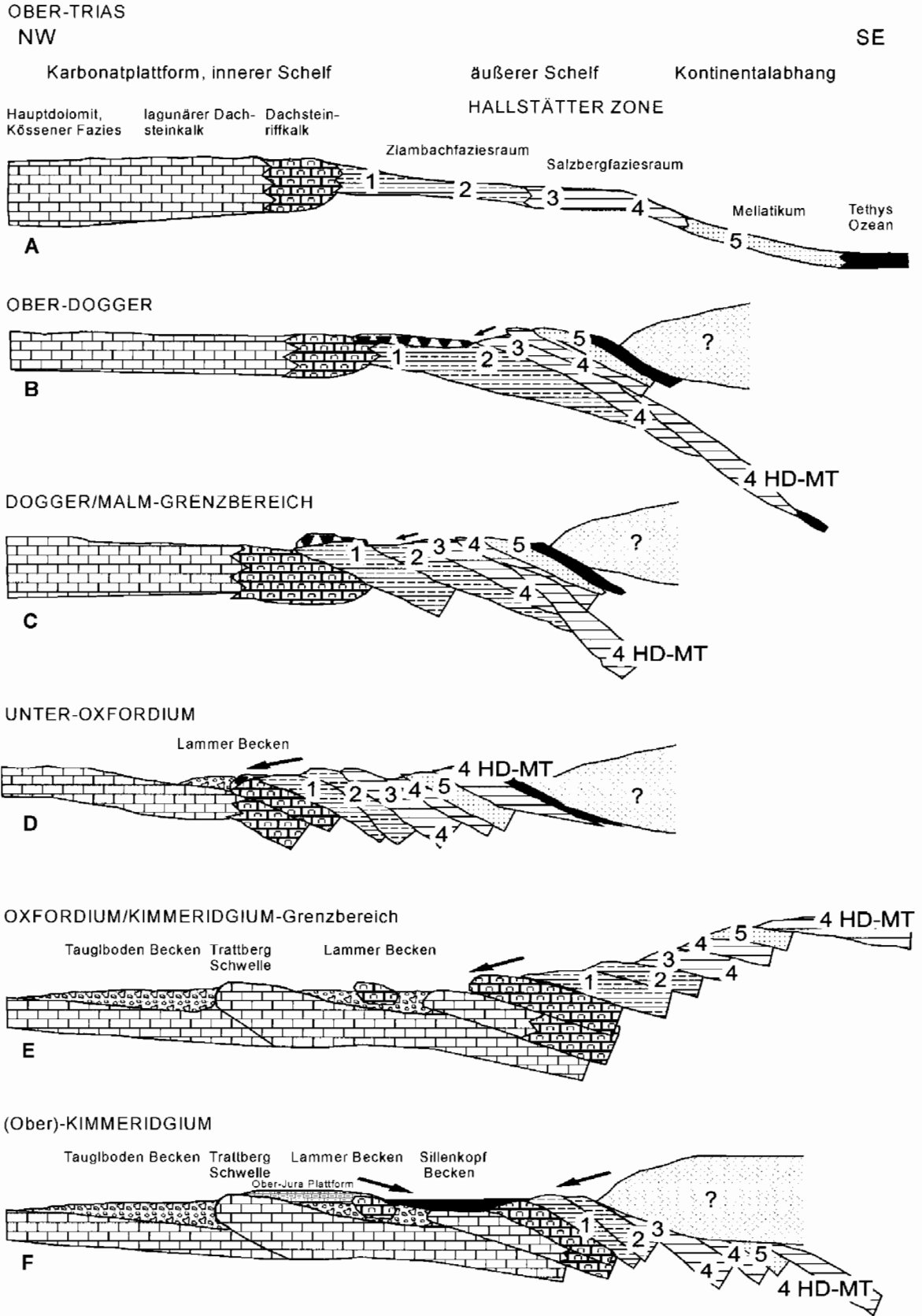


Abb. 32: Plattentektonisches Modell der Entwicklung der Hallstätter Zone und der Nördlichen Kalkalpen im Dogger/Malm-Grenzbereich und im frühen Malm. Verändert und ergänzt nach GAWLICK, FRISCH, VECSEI, STEIGER & BÖHM (1999). HD-MT: Hochdruck-Mitteltemperatur-Metamorphose.

Fig. 32: Plate tectonic history of the Northern Calcareous Alps in late Middle and Upper Jurassic times. Modified after GAWLICK, FRISCH, VECSEI, STEIGER & BÖHM (1999). HD-MT: high pressure – medium grade metamorphism.

Gesteine können dabei ausnahmslos aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum und der Hallstätter Zone hergeleitet werden (GAWLICK ab 1991). Eine detaillierte Analyse des Sedimentationsverlaufes im Lammer Becken zeigt (Genaueres in GAWLICK 1996), daß zuerst die Gesteine der distalen Bereiche des Kontinentalrandes, das Meliatikum und der Hallstätter Salzbergfaziesraum, mobilisiert und umgelagert wurden. Danach wurden die Gesteine des Zlambachfaziesraumes und schließlich des Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraumes mobilisiert und in das Lammer Becken umgelagert (Abb. 32). Mit dem Eingleiten der letzten Schollengeneration aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum endet die Sedimentation am Tennengebirgsnordrand im Bereich des Lammer Beckens vor der neoautochthonen Überdeckung durch Oberalmer Schichten. Gleichzeitig mit der Platznahme der Schollen aus dem Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum erfolgt die Platznahme von Schollen aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich, die eine Hochdruck-Mitteltemperatur-Metamorphose aufweisen (4 HD-MT in Abb. 32, GAWLICK & HÖPFER 1999). Die Sedimentation im Lammer Becken endet wahrscheinlich im Ober-Oxfordium, gleichzeitig entstehen die Trattberg Schwelle und das Tauglboden Becken (Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich bis Unter-Tithonium - GAWLICK et al. 1999) weiter im Norden (Abb. 31).

Der Sedimentationsverlauf der Beckenfüllung mit einem Material, das ausschließlich aus dem Kalkhochalpinen Faziesbereich hergeleitet werden kann, repräsentiert das Übergreifen der Subduktionsfront der Tethys auf den heutigen Kalkalpensüdrand. Der zeitliche Ablauf der Sedimentation im Lammer Becken spiegelt die Sedimentation vor einem Aktiven Kontinentalrand wider. Vermutlich während der Sedimentation des roten, Oberen Radiolarites wird das Lammer Becken durch das Übergreifen der Subduktionsfront auf den Kalkvoralpinen Raum gehoben (DIERSCHKE 1980, GAWLICK 1996). Dabei entsteht das weiter im Norden gelegene, jüngere Tauglboden Becken (GAWLICK et al. 1999). Das Tauglboden Becken im zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen dokumentiert aufgrund seiner sedimentären Beckenfüllung das Übergreifen der Subduktionsfront auf den Zentralteil des Tirolikums im Zusammenhang mit dem Schließen der Tethys im Ober-Jura (GAWLICK et al. 1999).

Dieses tektonische Ereignis und die Sedimente der Radiolaritbecken werden diskordant überlagert von den Karbonaten der Ober-Jura Karbonatplattform, deren Sedimentation im Ober-Kimmeridgium beginnt (Abb. 32).

Im Zuge der weiteren tektonischen Verkürzung entsteht eine neue Generation von Radiolaritbecken im Bereich des Kalkalpensüdrandes (F in Abb. 32, Sillenkopf Becken - MISSONI & GAWLICK 2000). Im Gebiet der ersten Generation der Radiolaritbecken (= Lammer Becken) bzw. südlich davon, die von den Karbonaten der Ober-Jura Plattform diskordant überlagert wird, entstehen neue Tiefwasserablagerungsräume, z. T. geht die Sedimentation in den älteren Radiolaritbecken weiter. Die Ober-Jura Karbonatplattform zerbricht in diesem Raum. Die Sedimentation in diesen Becken, die ungefähr zeitgleich (ab tieferem Kimmeridgium) mit den Tauglbodenschichten erfolgt, unterscheidet sich aber im Komponentenbestand der eingelagerten Brekzienkörper deutlich von dem der Brekzienkörper der Tauglboden-

schichten (MISSONI et al. 2000).

Während also der gesamte Hallstätter Faziesraum im höheren Dogger und tieferen/mittleren Oxfordium infolge der Subduktion im Tethysraum akkretioniert und z. T. mobilisiert und in das Lammer Becken umgelagert wurde, beginnt die Sedimentation im Tauglboden Becken im höchsten Oxfordium bzw. tieferen Kimmeridgium. Die Massenumlagerungen kulminieren auf der Basis dieser Einstufungen im höchsten Kimmeridgium und tiefsten Tithonium, bevor sich vom Unter/Mittel-Tithonium an mit der Ablagerung der Oberalmer Schichten allmählich wieder ruhige Sedimentationsbedingungen einstellen. Die Oberalmer Schichten und ihre zeitlichen Äquivalente plombieren vom Tithonium an das zuvor durch die Subduktion der Tethys im kalkalpinen Raum entstandene Relief (= jurassische Neoautochthonie, z. B. MANDL 1984). Am Kalkalpensüdrand herrschen wieder tektonisch relativ ruhige Sedimentationsbedingungen. Die Subduktionsfront hat sich weiter nach Norden verlagert. Im Bereich der Hallstätter Zonen können sich auf großen Schollen bzw. Deckenstirnen wie der Trattberg Schwelle, die bis nahe an die Wasseroberfläche heranreichen, wieder Riffe bilden (Plassenkalk). Allerdings zeigt der oberjurassische Meeresboden im Bereich des heutigen Kalkalpensüdrandes auf Grund der vorhergehenden tektonischen Ereignisse eine sehr unruhige Morphologie mit steilem Relief und kleinräumiger Faziesverteilung (u. a. FENNINGER & HOLZER 1970). Areale mit Flachwasserkarbonaten (Plassenkalk, Tressensteinkalk) grenzen unmittelbar an Areale mit Beckenkarbonaten (Oberalmer Formation, mit zwischengelagerten Riffdetritusbänken = Barmsteinkalke; STEIGER 1981).

Im Verlauf des Tithonium endet die Schüttung von älterem karbonatlastischem Material von der Trattberg Schwelle. Die Barmsteinkalklagen innerhalb der Oberalmer Schichten führen vom Liegenden zum Hangenden immer weniger karbonatlastisches Material von der Trattberg Schwelle (STEIGER 1981).

Auf Grund der hier vorgestellten Ergebnisse werden die Prinzipien der Sedimentation und Tektonik in den Nördlichen Kalkalpen neu interpretiert (Abb. 33). Als Tiefjuvavikum werden jene Decken interpretiert, die im Ober-Jura mobilisiert und in die Radiolaritbecken umgelagert wurden. In dieser Zeit werden alle Faziesbereiche des distalen kalkalpinen Schelfes (Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum, Zlambachfaziesraum, Hallstätter Salzbergfaziesraum, Meliatikum) in den Bereich der ehemaligen Lagune der Ober-Trias Karbonatplattform umgelagert. Diese Schollen und Decken werden im höchsten Ober-Jura diskordant von Sedimenten einer Karbonatplattform überlagert. Während der jüngeren tektonischen Ereignisse werden diese Schollen und Decken remobilisiert und weitertransportiert, so daß sie heute z. T. auf kretazischen Sedimenten auf sekundärer Lagerstätte liegen. Diese Schollen und Decken, die später von Gosausedimenten diskordant überlagert werden, werden als Hochjuvavikum bezeichnet (GAWLICK, KRYSSTYN, LEIN & MANDL 1999).

The Callovian to Kimmeridgian evolution is characterized by a tectonic regime that differed from that of the older

periods. Several lines of evidence suggest that the Northern Calcareous Alps were part of a thrust system during this time. The main arguments come from facies analysis, metamorphism and tectonic considerations.

GAWLICK et al. (1999) propose that the formation of the Late Jurassic submarine relief was a consequence of the south-eastward subduction of parts of the Tethys Ocean and parts of the Hallstatt Zone. Units of the Hallstatt Zone were thrust onto the margin of the main body of the Northern Calcareous Alps and formed morphologic highs, which were destroyed by erosion and gravitational slides. The model further develops the hypotheses of LEIN (1984, 1987b) for the eastern sector and of GAWLICK (1996) for the central sector of the Northern Calcareous Alps.

The main argument for thrust tectonics in the southern part of the central Northern Calcareous Alps is the sedimentary record and the basin-and-rise configuration in the Late Jurassic. The Lammer Basin, as a part of the so-called Hallstatt Zone, attains the overall structure of a tectonic melange (GAWLICK et al. 1994) mainly formed by sedimentary processes and overprinted by thrust tectonics and metamorphism. The melange components, from sand fraction to kilometres in size, derived from the Tethyan shelf. They were successively mobilized from the distal (i. e., the outermost shelf, Fig. 32) to the more internal parts of the Hallstatt Zone, and finally from the reef belt of the adjacent carbonate platform. Closure of the Tethys Ocean resulted in soft collision with limited continental subduction. Soft collision is indicated by the limitation of large-scale thrusting to the internal (in the sense of thrusting, i. e. Tethys-ward) parts of the Northern Calcareous Alps. In contrast, in the external (northern) parts of the Northern Calcareous Alps (i. e. the Bavarian nappes), discontinuous but throughout pelagic sedimentation (FENNINGER & HOLZER 1970, DIERSCHKE 1980) and in some areas resedimentation from nearby topographic

risers (LACKSCHEWITZ et al. 1991, HEBBELN et al. 1996) indicate that this area was not affected by major tectonic movements. Thrusting and subduction caused burial and high pressure metamorphism of certain tectonic slices of the Hallstatt Salzberg facies zone (GAWLICK & HÖPFER 1999). The metamorphic slices were exhumed in extremely short time (within the Oxfordian) and mobilized as slide masses. High pressure (>10 kb) - low temperature (<400 °C) metamorphism of Hallstatt limestone (GAWLICK & HÖPFER 1999) was dated as Oxfordian (152 Ma: Rb/Sr and 155 Ma: K/Ar on mica - KRÁLIK et al. 1987). Metamorphism therefore occurred contemporaneously with the deposition of the radiolarian chert. The metamorphic data indicate burial to >30 km depth, which can only be explained by a subduction process. Metamorphism of eclogites in the Austroalpine crystalline basement around 150-135 Ma (THÖNI & JAGOUTZ 1993) is partly contemporaneous and considered to be related to the same process.

Conodont Colour Alteration Index data in Triassic sediments show that large parts of the southern margin of the Northern Calcareous Alps were subject to temperatures corresponding to low-grade metamorphism (GAWLICK et al. 1994). The pressure conditions of this metamorphism are yet unknown. High-angle tilting occurred in the Trattberg Rise in Late Oxfordian times. This is indicated by steep dips of the strata below an unconformity beneath the Oberalm fm. exposed in the eastern Trattberg Rise. The mode of tilting is consistent with the formation of a nappe front fold during north-vergent thrusting. The kilometer-large gravitational slides are unlikely to derive from the footwall of a half-graben, as proposed by VECSEI et al. (1989), because in such an environment the strata typically dip away from the (commonly listric) fault that forms the escarpment of the adjacent basin. The asymmetric Tauglboden Basin is therefore considered to be the result of trench formation in front of an advancing

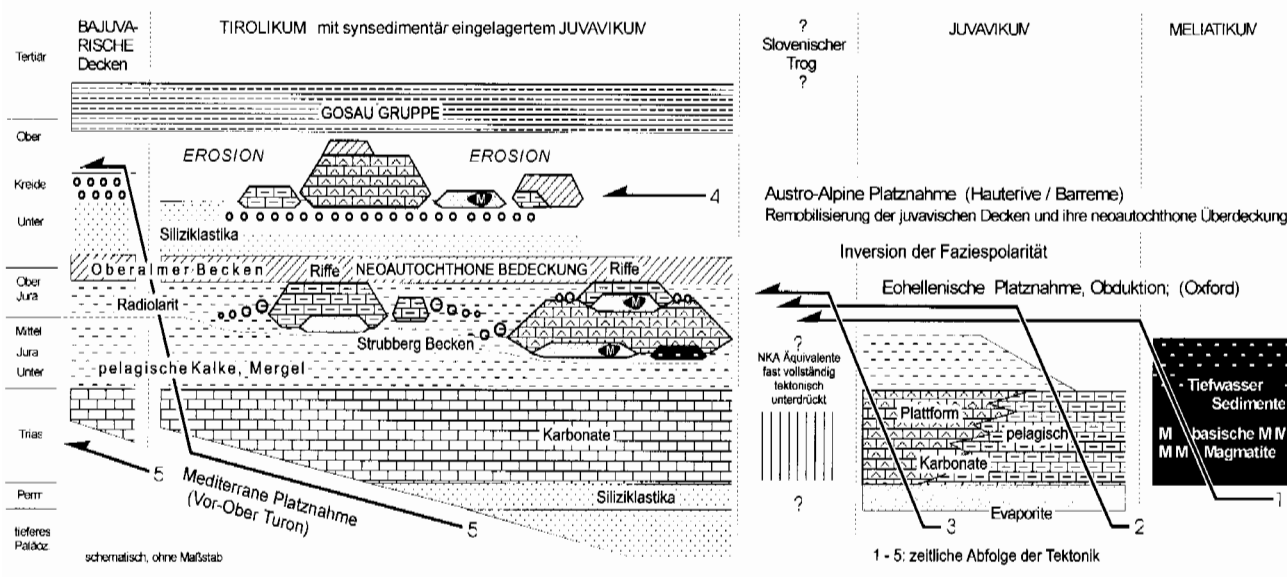


Abb. 33: Prinzipien der sedimentären und tektonischen Entwicklungsgeschichte der Nördlichen Kalkalpen (nach GAWLICK et al. 1999).

Fig. 33: Principles of sedimentation and tectonics of the Northern Calcareous Alps (after GAWLICK et al. 1999).

nappe (Fig. 32). Tilting along the nappe front favoured mobilization of large slides. The general fining-upward trend of the Tauglboden fm. indicates that the tectonic activity ceased during fill-up of the Tauglboden Basin.

Thrusting along the southern margins of the Lammer and the Tauglboden Basins occurred in sequence, i. e. respectively during the earlier and later times of radiolarian chert deposition. The consecutive destruction of the continental shelf and the thrust sequence indicate that tectonic movements prograded from the distal shelf area towards the interior of the Northern Calcareous Alps. Late Jurassic nappe thrusting, however, did not reach the external parts of the Northern Calcareous Alps.

Two types of Late Jurassic basins formed in sequence, indicating migration of tectonic activity. An older generation occurs in the southern parts of the Northern Calcareous Alps and can generally be correlated with the Lammer Basin. The younger generation formed along the central axis of the Northern Calcareous Alps and can be correlated with the Tauglboden Basin. Strongly varying thicknesses and facies lead to the suggestion that tectonic movements affected the Northern Calcareous Alps and considerable reliefs existed at this time. In different basins, gravity flow deposits occur in different stratigraphic intervals (SCHLAGER & SCHLAGER 1973; DIERSCHKE 1980, VECSEI et al. 1989, GAWLICK 1996). Both groups of basins formed as trenches in front of advancing nappes and may have been rather continuous features.

The southern group of basins is filled up by material derived from the Hallstatt Zone. It contains large volumes of clastics and slide material as part of the Strubberg Fm. in the Lammer Basin (GAWLICK 1996).

The sedimentary record in this Lammer Basin starts with cherty limestones, radiolarites and marlstones (basal Strubberg Fm.). Upsection thin turbidites and, later, different types of internally chaotic debris-flow deposits with variable matrix content are intercalated. The overlying, typically radiolarian-rich parts of the Strubberg Fm. contain disorganized deposits bearing various clasts derived from the proximal Hallstatt Zone (Pötschen fm. of Zlambach facies; 1 in Fig. 32; Carnian to Norian). Further upsection, mass flow deposits with small resedimented clasts of Late Triassic condensed cephalopod limestones (Hallstatt limestone) rarely occur together with large slides of Pötschen fm. of the same age. A younger generation of mass-flow deposits also contains Pötschen fm. material but ranging in age from Anisian to Liassic.

The middle part of the Strubberg Fm. is characterized by large resedimented blocks and sheets of the siliciclastic Werfen Fm. (Scythian). These are overlain by 2-3 km sized slideblocks of the Pötschen Fm. composed again of various dolomites and limestones (Carnian to Liassic; 1 in Fig. 32; e. g. the Lammeregg and Roadberg. Mass-flow deposits on top of these large slides contain clasts and hectometric blocks of the Hallstatt cephalopod limestones (Carnian to Norian) and small clasts of Middle Triassic radiolarites and cherty limestones. This facies suggests an origin from the distal parts of the Hallstatt Zone (Hallstatt Salzberg facies and Meliaticum; 4, 5 in Fig. 32).

The piggy-back transportation of distal Hallstatt Salzberg facies and Meliaticum components in slide masses derived from the Zlambach facies area show that Callovian to Oxfordian resedimentation was a multiple process. These slides are overlain by mass-flow deposits with clasts from the Pötschen fm. (Carnian to Norian; 2 in Fig. 32).

The upper part of the Strubberg Fm. is characterized by mass flows and slides bearing clasts of Hallstatt limestones (Carnian to Norian; 3 in Fig. 32; e. g. the Holzwehralm-complex). In these mass-flow deposits components from the Dachstein reefal limestone facies occur. The sequence is terminated by large slides of the reefal Dachstein limestone facies zone (Scythian to Liassic; e. g. the Gollinger Schwarzenberg-complex). These are, in turn, overlain by mass-flow deposits and by large blocks and slides derived from the typical Hallstatt Salzberg Facies (Hallstatt limestones; 4 in Fig. 32; e. g. the Golling Hallstatt slides). Contemporaneous with the emplacement of the reef tract slides there also appear high-pressure metamorphic slides derived from the Hallstatt Salzberg facies zone, indicating late-stage out-of-sequence thrusting (see below and 4 LT-HP in Fig. 32). Sediment redeposition ended in the Lammer Basin probably in the late Oxfordian, contemporaneous with the formation of the Trattberg Rise and the Tauglboden Basin to the north. After a sedimentation gap in the Kimmeridgian, pelagic limestones of the Oberalm Fm. were deposited on top of several slide masses.

The northern group of Late Jurassic basins was filled by local materials derived from adjacent highs. Examples are the breccias in the Unken Basin (Schwarzbergklamm Breccia - GARRISON & FISCHER 1969, WÄCHTER 1987) and in the Berchtesgaden-Kühroint Basin (DIERSCHKE 1980). The two basin groups were separated by a structural high (Trattberg Rise in the Osterhorn Block).

Another type of Radiolarite Basins (Sillenkopf Basin - Kimmeridgian and younger; MISSONI & GAWLICK 2000) is formed in the area of the older (southern) Radiolarite Basins (Lammer Basin) and south of them, which were overlain by the neoautochthonous cover of the Late Jurassic carbonate platform (on a slight south tilted block - SCHLAGINTWEIT & EBEL 1999 - in the area of the Steinernes Meer since Late Kimmeridgian) and is related to further tectonic shortening. These basin type shows a similar age range as the northern basin type (Tauglboden Basin) but differs completely in the components of the mass-flow deposits (Sillenkopf Fm. - MISSONI et al. 2000).

Dank

Wir danken Herrn W. SCHLAGER (Amsterdam) für die Genehmigung, ein „Normalprofil“ der Tauglbodenschichten, zusammengesetzt aus unveröffentlichten Profilaufnahmen von M. & W. SCHLAGER, zu verwenden. Frau DI E. WEGERER übernahm dankenswerterweise das Zeichnen einiger Abbildungen.

Literatur

- AITA, Y. (1987): Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected sections in Lombardy Basin and Silicy. - *Sci. Rep. Tohoku Univ, Series 2: Geology*, **58**: 1-91, Sendai.
- AITA, Y. & OKADA, H. (1986): Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and Lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan regions. - *Micropaleontology*, **32**: 97-128, New York.
- BAUMGARTNER, P.O. (1984): A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. - *Eclogae geol. Helv.*, **77**: 729-837, Basel.
- BAUMGARTNER, P.O. (1987): Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. - *Eclogae geol. Helv.*, **80**: 831-879, Basel.
- BAUMGARTNER, P.O., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., CONTI, M., CORTESE, G., DANELIAN, T., DE WEVER, P., DUMITRICA, P., DUMITRICA-JUD, R., GORICAN, S., GUEX, J., HULL, D.M., KITO, N., MARCUCCI, M., MATSUOKA, A., MURCHEY, B., O'DOHERTY, L., SAVARY, J., VISHNEVSKAYA, V., WIDZ, D. & YAO, A. (1995): Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolarian biochronology of Tethys based on Unitary Associations. - *Mem. de Géol.*, **23**: 1013-1048, Lausanne.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - *Ztschr. dt. Geol. Ges.*, **127**: 271-289, Hannover.
- BEHRENS, M. (1972): Schwermineralverteilungen und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). - *Jb. Geol. B.-A.*, **116**: 51-83, Wien.
- BERAN, A., FAUPL, P. & HAMILTON, W. (1981): Anchizonale Metamorphose am Nordrand des Tennengebirges (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). - *Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. 1*, **118**: 63-66, Wien.
- BERAN, A., FAUPL, P. & HAMILTON, W. (1983): Die Manganschiefer der Strubbergsschichten (Nördliche Kalkalpen, Salzburg) - eine diagenetisch geprägte Mangankarbonatvererzung. - *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **31**: 175-192, Wien.
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. (1970): A Jurassic Basin: The Glaserbach Gorge, Salzburg, Austria. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**: 504-531, Wien.
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. (1974): Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. - *SEPM spec. Publ.*, **19**: 129-160, Tulsa.
- BITTNER, A. (1884): Aus den Salzburger Kalkalpen - das Gebiet der unteren Lammer. - *Verh. Geol. R.-A.*, **1884/5**: 78-87, Wien.
- BÖHM, F. (1989): Fazieswechsel im Lias der Osterhorngruppe - Eustatik oder Tektonik? (Nördliche Kalkalpen, Salzburg, Österreich). - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **16**: 11, Innsbruck.
- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. - *Erlanger geol. Abh.*, **121**: 55-217, Erlangen.
- BÖHM, F., DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C. (1995): Breccias of the Adnet Formation: indicators of a Mid-Liassic event in the Northern Calcareous Alps (Salzburg/Austria). - *Geol. Rdsch.*, **84**: 272-286, (Springer) Berlin.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. - *Jb. Geol. B.-A.*, **126**: 435-475, Wien.
- BRANDNER, R. & RESCH, W. (1981): Reef development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. - *SEPM spec. Publ.*, **30**: 203-231, Tulsa.
- BRAUN, R. (1997): Torrener-Joch-Zone/Jenner/Hoher Göll - eine durch Kontinent/Kontinent-Kollision ausgelöste Gleitdecke in den Tauglbodenschichten (mittlerer Oberjura) der Berchtesgadener Alpen. - Unveröffentl. Diss. Philipps-Universität Marburg/Lahn, 1-249, 4 Beil., Marburg/Lahn.
- BRAUN, R. (1998): Die Geologie des Hohen Gölls. Torrener-Joch-Zone/Jenner/Hoher Göll eine durch Kontinent/Kontinent-Kollision ausgelöste Gleitdecke in den Tauglbodenschichten (mittlerer Oberjura) der Berchtesgadener Alpen. - *Forschungsbericht*, **40**: 1-192, Nationalpark Berchtesgaden.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J.S. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). - *Tectonics*, **11**: 792-810, Washington.
- CORNELIUS, H.P. & PLÖCHINGER, B. (1952): Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Mangangerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. - *Jb. Geol. B.-A.*, **1952**: 145-225, Wien.
- CZURDA, K. & NICKLAS, L. (1970): Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). - *Festband d. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 165-253, Innsbruck.
- DE WEVER, P. (1989): Radiolarians, Radiolarites, and Mesozoic Paleogeography of the Circum-Mediterranean Alpine Belts. - (In: HEIN, J.R. & OBRADOVIC, J. (Eds.): *Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions*), 31-49, (Springer) Berlin Heidelberg New York.
- DE WEVER, P., BAUDIN, F., AZÉMA, J. & FOURCADE, E. (1996): Radiolarians and Tethyan Radiolarites from primary production to their paleogeography. - (In: NAIRN, A.E.M., RICOU, L.-E., VRIELYNCK, B. & DERCOURT, J. (Eds.): *The ocean basins and margins. Vol. 8: The Tethys Ocean*), 267-318, (Plenum Press) New York.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps During Early Cretaceous. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*), 126-141, (Deuticke) Wien.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsverteilung während der "lateralen Extrusion" der Zentralalpen. - *Jb. Geol. B.-A.*, **137/1**: 5-18, Wien.
- DERCOURT, J., RICOU, L. E. & VRIELYNCK, B. (Eds.) (1993): *Atlas Tethys palaeoenvironmental maps and explanatory notes*. - 1-307, Karten 1-14, (Gauthier-Villars) Paris.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDIACQUET, C., SBORTSHIKOV, L.M., GEYSSANT, J., LEVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.-C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.I., LAUER, J.P. & BIJU-DUVAL, B. (1986): Geological Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. - *Tectonophysics*, **123**: 241-315, Amsterdam.
- DIERSCHKE, V. (1978): Upper Jurassic Radiolarites in the Northern Calcareous Alps. - *Int. Union. Comm. on Geodynamics, Scientific report*, **38**: 113-117, Stuttgart.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - *Geotekt. Forsch.*, **58**: 1-217, Stuttgart.
- DULLO, W.-C. & LEIN, R. (1982): Facies and environment of the Leckkogel Beds (Carnian; Alps). - *Facies*, **6**: 25-36, Erlangen.
- DUMITRICA, P. (1970): Cryptocephalic and cryptothoracic Nasselaria in Mesozoic deposits, Romania. - *Rev. Roumaine de Geol. Geophy. Geog. (ser. Geol.)*, **14**: 45-124, Bukarest.
- DUMITRICA, P. & MELLO, J. (1982): On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Drzkovce and Bohunovo, Slovak Karst, CSSR). - *Geol. Prace*, **77**: 17-28, Prag.
- EBLI, O. (1997): Sedimentation und Biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen und des frühen Atlantik (DSDP site 547B, Marokko). - *Münchner Geowissen. Abh., Reihe A*, **32**: 1-255, München.
- EYNATTEN, H.V. (1996): Provenanzanalyse kretazischer Siliziklastika aus den Nördlichen Kalkalpen. - Unveröffentl. Diss. Johannes-Gutenberg-Univ. Mainz, 1-145, Mainz.
- EYNATTEN, H.V., GAUPP, R. & WIJBRANS, J.R. (1996): ⁴⁰Ar/³⁹Ar laserprobe dating of detrital white micas from Cretaceous sedimentary rocks of the Eastern Alps: Evidence for Variscan high-pressure metamorphism and implications for Alpine orogeny. - *Geology*,

- 24: 691-694, Boulder.
- FABRICIUS, F. (1966): Beckensedimentation und Rifffbildung an der Wende Trias/Jura in den bayrisch-tiroler Kalkalpen. - Int. Sediment. Petrogr. Series, **IX**: 1-143, Taf. 1-27, Leiden.
- FAUPL, P. (1997): Austria. - (In (Eds.): MOORES, E.M. & FAIRBRIDGE, R.W.: Encyclopedia of European and Asian Regional Geology), 51-63, (Chapman & Hall) London.
- FAUPL, P. & BERAN, A. (1983): Diagenetische Veränderungen an Radiolarien- und Schwammspicula-führenden Gesteinen der Strubbergsschichten (Jura, Nördliche Kalkalpen, Österreich). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1983**: 129-140, Stuttgart.
- FAUPL, P. & POBER, E. (1991): Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolithischer Detritus aus der Vardarsutur. - (In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Eds.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Ungarn, Teil 1), 133-143, Wien.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. - Geol. Rdsch., **68**: 93-120, Stuttgart.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1970): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malms. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**: 52-141, Wien.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. - Bull. geol. Surv. Kansas, **169**: 107-149, Lawrence.
- FISCHER, A.G. (1975): Tidal Deposits, Dachstein Limestone of the North-Alpine Triassic. - (In: GINSBURG (Ed.): Tidal deposits), 235-242, (Springer) New York.
- FISCHER, R. (1969): Roter Ammonitenkalk und Radiolarit aus dem unteren Dogger der Kammerker (Nordtirol). - Mitt. Bayer. Staatssamm. Paläont. Hist. Geol., **9**: 93-116, München.
- FISCHLI, H. (1916): Beitrag zur Kenntnis der Fossilen Radiolarien in der Riginagelfluh. - Mitt. Naturwiss. Ges. Winterthur, Jahrgang 1915-1916, **11**: 44-47, Winterthur.
- FLÜGEL, E. (1962): Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Neue Spongien und Algen aus den Zlambach-Schichten (Rhät) des westlichen Gosaukammes, Oberösterreich. - Ann. Naturhist. Mus. Wien, **65**: 51-56, Wien.
- FLÜGEL, E. (1981): Paleoecology and Facies of Upper Triassic Reefs in the Northern Calcareous Alps. - SEPM Spec. Publ., **30**: 291-359, Tulsa.
- FOREMAN, H.P. (1973): Radiolaria from DSDP Leg 20. - Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, **20**: 249-305, Washington.
- FOURCADE, E., AZÉMA, J., BASSOULET, J.-P., CECCA, F. & DERCOURT, J. (1996): Paleogeography and Palaeoenvironment of the Tethyan Realm during the Jurassic Breakup of Pangea. - (In: NAIRN, A.E.M., RICOU, L.-E., VRIELYNCK, B. & DERCOURT, J. (Eds.): The ocean basins and margins. Vol. 8: The Tethys Ocean), 191-214, (Plenum Press) New York.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999): Metamorphic maps of the Alps: Map of Alpine metamorphism. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79/1**, Zürich.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic Progradation on Plate Tectonic Evolution of the Alps. - Tectonophysics, **60**: 121-139, Amsterdam.
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1985): Zur Fazies, Diagenese und Paläogeographie der nordalpinen Hauptdolomit-Formation. - Jahresbericht 1984 der Generaldirektion Staatl. Naturw. Sammlungen Bayerns, 7-16, München.
- FUCHS, W. (1985): Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. - Jb. Geol. B.-A., **127(4)**: 571-631, Wien.
- FÜGGER, E. (1905): Die Gruppe des Gollinger Schwarzen Berges. - Jb. Geol. R.A., **55**: 189-216, Wien.
- GANSS, O., HEIJL, E., MANDL, G.W. & PAVLIK, W. (1988): CC 8742 BAD REICHENHALL: Geologische Übersichtskarte 1:200000 der Bundesrepublik Deutschland. - Hrsg.: Geol. Bundesanstalt f. Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- GARRISON, R.E. & FISCHER, A.G. (1969): Deep water Limestones and Radiolarites of the Alpine Jurassic. - SEPM spec. Publ., **14**: 20-56, Tulsa.
- GAWLICK, H.-J. (1991): Die Lammereinheit - eine oberjurassische Beckenfüllung (Nördliche Kalkalpen, Salzburger Land, Österreich). - Nachr. dt. Geol. Ges. **46**: 23-24, Hannover.
- GAWLICK, H.-J. (1993): Triassische Tiefwasserfazieskomponenten (Kieselkalke, Radiolarite) in der jurassischen Strubbergbrekzie am Tennengebirgsnordrand (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Jb. Geol. B.-A., **136(2)**: 347-350, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Stubbergsschichten im Lammertal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **39/40**: 119-186, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1997): Conodont Colour Alteration Indices (CAI) - eine Möglichkeit für die Kartierung des Öl- und Gasfensters in mehrphasig deformierten karbonatdominierten Sedimentbecken. - Erdöl Erdgas Kohle, **113/4**: 164-167, Hamburg.
- GAWLICK, H.-J. (1998): Obertriassische Brekzienbildung und Schollenleitung im Zlambachfaziesraum (Pötschenschichten) - Stratigraphie, Paläogeographie und diagenetische Überprägung des Lammeregg-Schollenkomplexes (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). - Jb. Geol. B.-A., **141(2)**: 147-165, Wien.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. - Geol. Rdsch., **87**: 644-657, (Springer) Berlin.
- GAWLICK, H.-J. & HÖPFER, N. (1996): Die mittel- bis früh-oberjurassische Hochdruckmetamorphose der Hallstätter Kalke (Trias) der Pailwand - ein Schlüssel zum Verständnis der frühen Geschichte der Nördlichen Kalkalpen. - Schriftenr. dt. Geol. Ges., **1**: 30-32, Hannover.
- GAWLICK, H.-J. & HÖPFER, N. (1999): Stratigraphie, Fazies und Hochdruck-Mitteltemperatur-Metamorphose der Hallstätter Kalke der Pailwand (Nördliche Kalkalpen, Österreich) - Ztschr. dt. Geol. Ges., **150**: 641-671, Hannover.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): CAI-Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - Geol. Rdschau, **83**: 660-664, Berlin.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L., LEIN, R. & MANDL, G.W. (1999): Tectonostratigraphic Concept for the Juvavic Domain. - Tübinger Geowiss. Arbeiten, Reihe A, **52**: 95-99, Tübingen.
- GAWLICK, H.-J., LEUSCHNER, K. & ZANKL, H. (1990): Neuinterpretation eines Querprofils durch die westliche Lammereinheit (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Jb. Geol. B.-A., **133**: 561-566, Wien.
- GAWLICK, H.-J., STRAUSS, R. & VORTISCH, W. (1994): Metabentonite in dolomitisierten oberladinischen Beckensedimenten westlich von Abtenau (Nördliche Kalkalpen, Salzburger Land, Österreich). - Jb. Geol. B.-A., **137/1**: 35-41, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999a): Zur stratigraphischen Stellung der Strubbergsschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium - Oxfordium). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **211**: 233-262, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999b): Die Strubbergsschichten (Callovium-Oxfordium) in den Nördlichen Kalkalpen - Stratigraphie, Fazies und tektonische Bedeutung. - Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, **99/4**: 68-71, Köln.
- GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H., VORTISCH, W. & WEGENER, E. (1999a): Die Tauglbodenschichten (Kimmeridgium-Tithonium) in den Nördlichen Kalkalpen - Stratigraphie, Fazies und tektonische Bedeutung. - Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, **99/4**: 72-75, Köln.
- GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H., VORTISCH, W. & WEGENER, E. (1999b): Zur stratigraphischen Stellung der Tauglbodenschichten an der Typlokalität in der Osterhorngruppe (Nördliche Kalkalpen, Ober-Oxfordium - Unter-Tithonium). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **42**: 1-20, Wien.
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J. (1968): Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. - Geol. Rdsch., **57**: 484-514, Stuttgart.
- GOLDSMITH, J.R. & NEWTON, R.C. (1969): P-T-X relations in the system CaCO₃-MgCO₃ at high temperatures and pressures. -

- Amer. Jour. Sci., **267-A**: 160-190, New Haven.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990): The Alpine Kössen Formation, a Key for European Topmost Triassic Correlations. A Sequence- and Ecostratigraphic Contribution to the Norian-Rhaetian Discussion. - *Albertiana*, **8**: 25-35, Stockholm.
- GOLEBIEWSKI, R. (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias. Lithostratigraphie und Biofazies der Kössener Formation. - (In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs), 79-119, Wien.
- GORICAN, S. (1994): Jurassic to Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva Zone (Dinarides, Montenegro). - *Mem. de Geol.*, **18**: 1-120, Lausanne.
- GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VEEN, P.V., THIERRY, J. & HUANG, Z. (1995): A Triassic, Jurassic and Cretaceous Time Scale. - *SEPM spec. publ.*, **54**: 95-126, Tulsa.
- GUIDOTTI, C.V. (1984): Micas in metamorphic rocks. - (In: BAILY, S.W. (Ed.): *Reviews in Mineralogy*), Vol. **13**: 357-467, Washington.
- GUIRAUD, R. & BELLION, Y. (1996): Late Carboniferous to Recent, Geodynamic Evolution of the West Gondwanian, Cratonic, Tethyan Margins. - (In: NAIRN, A.E.M., RICOU, L.-E., VRIELYNCK, B. & DERCOURT, J. (Eds.): *The ocean basins and margins*. Vol. 8: *The Tethys Ocean*), 101-124, (Plenum Press) New York.
- HAAS, J. (1991): A Basic Model for Lofer Cycles. - (In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*), 722-732, (Springer) Berlin Heidelberg New York.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1995): Significance of Late Permian - Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine - North Pannonian domain. - *Tectonophysics*, **242**: 19-40, Amsterdam.
- HÄUSLER, H. (1979): Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau (Sbg.). - *Jb. Geol. B.-A.*, **122**: 75-141, Wien.
- HÄUSLER, H. (1981): Über die Einstufung der Hallstätter Schollen im Bereich der westlichen Lammermasse (Salzburger Kalkhochalpen). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **27**: 145-159, Wien.
- HALLAM, A. (1971): Evaluation of bathymetric criteria for the mediterranean Jurassic. - *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, **54**, fasc. **2**: 63-69, Budapest.
- HAMILTON, W. (1981): Die Hallstätter Zone des östlichen Lammertales und ihre geologischen Beziehungen zum Tennengebirgstirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). - Unveröff. Diss. Univ. Wien, 1-226, 7 Beilagen, Wien.
- HEBBELN, D., HENRICH, R., LACKSCHWITZ, K.S. & RUHLAND, G. (1996): Tektonische Struktur und fazielle Gliederung der Lechtaldecke am NW-Rand des Tirolischen Bogens in den Chiemgauer Alpen. - *Mitt. Ges. Geol.-Bergbaustud.*, **39/40**: 221-235, Wien.
- HEJL, E. & GRUNDMANN, G. (1989): Apatit-Spaltspurendaten zur thermischen Geschichte der Nördlichen Kalkalpen, der Flysch- und Molassezone. - *Jb. Geol. B.-A.*, **132/1**: 191-212, Wien.
- HEY, M.H. (1954): A new review of chlorites. - *Mineral. Mag.*, **30**: 277-292, London.
- HÖCK, V. & SCHLAGER, W. (1964): Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubbergbrekzien des Tennengebirges (Salzburg). - *Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. 1*, **101**: 228-229, Wien.
- HÖPPER, N. (1997): Sedimentäre Abfolge und Alpine Überprägung der Permotriassischen Roisan Zone (Südliche Austroalpine Dent Blanche Decke, Italienische Westalpen). - *Bonner geowiss. Schriften*, **25**: 1-154, Bonn.
- HÖPPER, N. & GAWLICK, H.-J. (1995): First record of high pressure - low temperature metamorphism in Hallstatt limestones (Pailwand, Northern Calcareous Alps, Austria). - *Terra abstracts*, Abstract supplement No.1 to *Terra nova*, **7**: 179 (Blackwell).
- HOLLAND, T.J.B. (1980): The reaction albite=jadeit+quartz determined experimentally in the range 600-1200 °C. - *Amer. Mineral.*, **65**: 129-143, Washington.
- HUCKRIEDE, R. (1959): Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand (Lechtaler Alpen, Tirol). - *Ztschr. dt. Geol. Ges.*, **111(2)**: 410-433, Hannover.
- HUCKRIEDE, R. (1971): Rhyncholithen-Anreicherung (Oxfordium) an der Basis des Älteren Radiolarits der Salzburger Kalkalpen. - *Geologica et Palaeontologica*, **5**: 131-147, Marburg/Lahn.
- JACOBSHAGEN, V. (1964): Lias und Dogger im West-Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - *Geol. Romana*, **3**: 303-318, Rom.
- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. - *Jb. Geol. B.-A.*, **108**: 1-114, Wien.
- JANAUSCHEK, W., DIERSCHKE, V. & GAWLICK, H.-J. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der mittel- bis oberjurassischen Radiolaritbecken im Berchtesgadener Raum - Neuergebnisse auf der Basis von Komponentenbestandsanalysen der Brekzienkörper im Bereich Torrener-Joch-Zone - Hoher Göll-Komplex (Nördliche Kalkalpen). - *Terra Nostra*, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, **99/4**: 123-126, Köln.
- JENKYN, H.C. & WINTERER, E.L. (1982): Paleocyanography of Mesozoic ribbon radiolarites. - *Earth Planet. Sci. Letters*, **60**: 351-375, Amsterdam.
- JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). - *Geologica Bavarica*, **56**: 3-99, Beil. 1-2, München.
- JUD, R. (1994): Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolaria of the Western Tethys. - *Mém. de Géol.*, **19**: 1-147, Lausanne.
- KARRER, F. (1867): Über einige Foraminiferen aus dem weissen Jura von St. Veit bei Wien. - *Sitzber. Kaiserl. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, **55**: 364-368, Wien.
- KEMKIN, I.V. & RUDENKO, V.S. (1993): Novye predstaviteli roda Cinguloturris (Radiolarii) v mezozojskikh otlozheniakh Sikhote-Alinia. - *Tikhookeanskaya Geologiya*, 110-121, (in Russian).
- KOCHER, R.N. (1981): Biochronostratigraphische Untersuchungen oberjurassischer radiolarienführender Gesteine, insbesondere der Südalpen. - *Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, N.F.*, **234**: 1-184, Zürich.
- KRAINER, K. (1985): Zur Sedimentologie des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **14(2)**: 21-81, Innsbruck.
- KRAINER, K. & MOSTLER, H. (1997): Die Lias-Beckenentwicklung der Unkenener Synklinale (Nördliche Kalkalpen, Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Scheibelberg Formation. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **22**: 1-41, Innsbruck.
- KRAINER, K., MOSTLER, H. & HADITSCH, J.G. (1994): Jurassische Beckenbildung in den Nördlichen Kalkalpen bei Lofer (Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Manganerz-Genese. - *Abh. Geol. B.-A.*, **50**: 257-293, Wien.
- KRALIK, M., KLIMA, K. & RIEDMÜLLER, G. (1987): Dating fault gouges. - *Nature*, Vol. 327, No. **6126**: 315-317, London.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J.M. (1987): Low grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illit-Crystallinity Data and Isotopic Ages. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*), 164-178, (Deuticke) Wien.
- KRALIK, M. & SCHRAMM, J.M. (1994): Illit-Wachstum: Übergang Diagenese - Metamorphose in Karbonat- und Tonsteinen der Nördlichen Kalkalpen: Mineralogie und Isotopengeologie (Rb-Sr, K-Ar und C-O). - *Jb. Geol. B.-A.*, **137**: 105-137, Wien.
- KRYSSTYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den östlichen Nordalpen. - *Verh. Geol. B.-A.*, 1971/3: 486-509, Wien.
- KRYSSTYN, L. (1991): Die Fossilagerstätten der alpinen Trias. - (In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): *Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs*), 24-78, Wien.
- KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1996): Triassische Becken- und Plattform-sedimente der östlichen Kalkalpen. - *Exkursionsführer Sediment '96*, *Berichte der Geol. B.-A.*, **1996/33**: 1-23, Wien.
- KRYSSTYN, L., LEIN, R., MELLO, J., RIEDEL, P. & PILLER, W. (1990): "Tisovec Limestone" - an example of the problems of lithostratigraphic correlation between the Northern Calcareous Alps

- and the central West Carpathians. - (In: MINARIKOVÁ, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia), 125-136, Prag Wien.
- KRYSZYN, L., LEIN, R., SCHLAF, J. & BAUER, F.K. (1994): Über ein neues obertriadisch-jurassisches Intraplattformbecken in den Südkarawanken. - Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Ungarn, Teil 2: 409-416, Wien.
- LACKSCHEWITZ, K.S., GRÜTZMACHER, U. & HENRICH, R. (1991): Paleogeography and rotational block faulting in the Jurassic carbonate series of the Chiemgau Alps (Bavaria). - *Facies*, **24**: 1-24, Erlangen.
- LAIRD, J. (1991): Chlorites: Metamorphic Petrology. - (In: BAILY, S.W. (Ed.): Reviews in Mineralogy), Vol. **19**: 405-453, Washington.
- LEIN, R. (1981): Deckschollen aus Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Müritaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **27**: 207-235, Wien.
- LEIN, R. (1984): Geologie der Hohen Wand. - (In: WURM, F. (Hrsg.): Hohe Wand und Umgebung), Exkursionsführer, 10-28, Payerbach.
- LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. - *Arch. f. Lagerstättenforschung. Geol. B.-A.*, **6**: 117-128, Wien
- LEIN, R. (1987a): Evolution of the Northern Calcareous Alps During Triassic Times. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps), 85-102, (Deuticke) Wien.
- LEIN, R. (1987b): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Pyhrn-Passes. - *Oö. Geonachrichten 2, Folge 2*: 21-37, Linz.
- MANDL, G.W. (1982): Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **28**: 55-76, Wien.
- MANDL, G.W. (1984): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes - ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **30/31**: 133-176, Wien.
- MANDL, G.W. (1999): Triassic depositional realms of the Juvavic domain (Northern Calcareous Alps, Austria). - *Tüb. Geowiss. Arb.*, **52**: 88-89, Tübingen.
- MARCOUX, J. & BAUD, A. (1996): Late Permian to Late Triassic, Tethyan Paleoenvironments - Three Snapshots: Late Murgabian, Late Anisian, Late Norian. - (In: NAIRN, A.E.M., RICOU, L.-E., VRIELYNCK, B. & DERCOURT, J. (Eds.): The ocean basins and margins. Vol. 8: The Tethys Ocean), 153-190, (Plenum Press) New York.
- MASSONE, H.J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**: 212-224, (Springer) New York.
- MATSUOKA, A. (1983): Middle and Late Jurassic Radiolarian Biostratigraphy in the Sakawa and Adjacent Areas, Shikoku, Southwest Japan. - *Journ. Geosci. Osaka City Univ.*, **26**: 1-48, Osaka.
- MATSUOKA, A. (1986): Tricolocapsa yaoi assemblage (Late Jurassic radiolarians) from the Togano Group in Shikoku, Southwest Japan. - *Journ. Geosci. Osaka City Univ.*, **29**: 101-115, Osaka.
- MATSUOKA, A. (1995): Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific. - *The Island Arc*, **4**: 140-153, Tokyo.
- MATSUOKA, A. & YAO, A. (1985): Latest Jurassic radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan. - *Journ. Geosci. Osaka City Univ.*, **28**: 125-145, Osaka.
- MATSUOKA, A. & YAO, A. (1986): A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan. - *Marine Micopal.*, **11**: 91-105, Amsterdam.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2000): Analysis of mass-flow deposits in Late Jurassic cherty sediments on top of the Steineres Meer - implications for a polyphase genesis of the Radiolarite Basins in the Northern Calcareous Alps. - *Terra Nostra, Schriften der Alfred Wegener Stiftung*, **2000/1**: 77, Wien.
- MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., DIERSCHKE, V. & GAWLICK, H.-J. (2000): Alter, Fazies und Komponentenbestand der polymikten Brekzienkörper in oberjurassischen Kieselsteinen im Bereich des Königssees (Sillenköpfe, Abwärtsgraben, Funtensee) und deren Bedeutung für die Rekonstruktion der oberjurassischen Tektonik in den Nördlichen Kalkalpen (Berchtesgadener Land, Deutschland). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **43**: 92-94, Wien.
- MIZUTANI, S. (1981): A Jurassic formation in the Hida-Kanayama area, central Japan. - *Bull. Mizunami Fossil Museum*, **8**: 147-190, Mizunami [Japanisch mit engl. Beschreibung].
- MIZUTANI, S. & KIDO, S. (1983): Radiolarians in Middle Jurassic siliceous shale from Kamiyaso, Gifu Prefecture, central Japan. - *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, **132**: 253-262, Tokyo.
- MOSTLER, H., KRAINER, K. & STINGL, V. (1989): Juraentwicklung (unterjurassische Gleittektonik und Beckensedimente) im Raum Lofer. - *Sediment 89, Exkursionsführer zur Exkursion C am 21. Mai 1989*, 1-5, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1977): Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anisichen Grenzschieben im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **6(2)**: 1-44, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1984): Mikrofazies und Palökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. - *Facies*, **10**: 87-144, Erlangen.
- NEUBAUER, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. - *Geowissenschaften*, **12**: 136-140, Bonn.
- OTTNER, F. (1990): Zur Geologie der Wurzer Deckscholle und deren Rahmen im Bereich des Warschenecks (O.Ö.). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **36**: 101-145, Wien.
- OZVOLDOVA, L. (1975): Upper Jurassic radiolarians from the Kisuca Series in the Klippen Belt. - *Zapadne Karpaty, Ser. Paleont.*, **1**: 73-86.
- PAK, E. & SCHAUBERGER, O. (1981): Die geologische Datierung der ostalpinen Salzlagertstätten mittels Schwefelisotopenuntersuchungen. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1981**: 185-192, Wien.
- PARONA, C. F. (1890): Radiolarie nei noduli selciosi del calcare giurese di Cittiglio presso Laveno. - *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **9**: 132-175, Roma.
- PESSAGNO, E.A. Jr. (1977): Upper Jurassic radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. - *Micropaleontology*, **23**: 56-113, New York.
- PLÖCHINGER, B. (1953): Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. - *Jb. Geol. B.-A.*, **XCVI**: 357-372, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1974): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg), mit einem Beitrag von I. Draxler. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1974**: 71-88, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1979): Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). - *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**: 181-194, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. - (In (Ed.): OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs), 217-264, (Springer) Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1982a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, 95 ST. WOLFGANG. - *Geol. B.-A.* 1982, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1982b): Erläuterungen zu Blatt 95 ST. Wolfgang im Salzkammergut der österreichischen Karte der Republik Österreich 1:50000. - 1-76, *Geol. B.-A.*, 1982, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1983): Salzburger Kalkalpen. - *Sammlung geol. Führer*, **73**: 1-144, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). - *Geol. Rdschau*, **73**: 293-306, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, 94 HALLEIN. - *Geol. B.-A.*, 1987, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1990): Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein im Salzkammergut der österreichischen Karte der Republik Öster-

- reich 1:50000. - Geol. B.-A., **1990**: 1-76, Wien.
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. - Geol. Rdsch., **77**: 641-670, Stuttgart.
- POUCHOU, J.K. & PICHOR, F. (1984): A new model for quantitative x-ray microanalysis, part I, application to the analysis of homogeneous samples. - Recherche Aerospatiale, **3**: 13-38, Paris.
- PREY, S. (1969): Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1:50000. - Geol. B.-A., 1969: Wien.
- RICE, J. (1977): Contact metamorphism of impure dolomitic limestone in the Boulder Aureole, Montana. - Contr. Min. Petr., **59**: 237-259, (Springer) New York.
- RICOU, L.-E. (1996): The Plate Tectonic History of the Past Tethys Ocean. - (In: NAIRN, A.E.M., RICOU, L.-E., VRIELYNCK, B. & DERCOURT, J. (Eds.): The ocean basins and margins. Vol. 8: The Tethys Ocean), 3-70, (Plenum Press) New York.
- RÜST, D. (1885): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. - Palaeontographica, **31**: 269-321, Stuttgart.
- SCHÄFER, P. (1979): Fazielle Entwicklung und palökologische Zonierung zweier obertriadischer Riffstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen ("Oberhät"-Riff-Kalke, Salzburg). - Facies, **1**: 3-245, Erlangen.
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1981): Facies development and paleoecologic zonation of four upper Triassic patch-reefs, Northern Calcareous Alps near Salzburg, Austria. - SEPM Spec. Publ., **30**: 241-259, Tulsa.
- SCHAUBERGER, O. (1979): Die alpinen Salzlagerstätten. - Verh. Geol. B.-A., **1979**: 455-459, Wien.
- SCHAUBERGER, O. (1986): Bau und Bildung der Salzlagerstätten des ostalpinen Salinars. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**: 217-254, Wien.
- SCHAUBERGER, O. & ZANKL, H. (1976): Die geologischen Ergebnisse der Salzbohrungen im Talbecken von Bad Reichenhall (mit Beiträgen von R. KÜHN und W. KLAUS). - Geol. Rdsch., **65**: 558-579, Stuttgart.
- SCHLAGER, M. (1953): Beiträge zur Geologie des Trattberges. - Mitt. Naturw. Arb. Gem. Haus der Natur Salzburg, **3/4**: 11-26, Salzburg.
- SCHLAGER, M. (1956): Geologische Studien im Tauglboden. - Mitt. Naturw. Arb. Gem. Haus der Natur Salzburg, **5**: 31-44, Salzburg.
- SCHLAGER, M. (1959): Bericht 1958 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Hallein (94) und Salzburg (63). - Verh. Geol. B.-A., **1959**: A70-A80, Wien.
- SCHLAGER, M. (1960): Bilder von Sedimentations- und Bewegungsvorgängen im Jura des Tauglgebietes. - Mitt. Naturwiss. Arb. gem. Haus der Natur, geol.-mineral. Arbeitsgruppe, **1960**: 7-18, Salzburg.
- SCHLAGER, M. & SCHLAGER, W. (1969): Über die Sedimentationsbedingungen der jurassischen Tauglbodenschichten (Osterhorngruppe, Salzburg). - Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. 1, **106**: 178-183, Wien.
- SCHLAGER, W. (1968): Bericht über Aufnahmen auf den Blättern 94 Hallein und 95 St. Wolfgang. - Verh. Geol. B.-A., **1968**: A59-A60, Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglbodenschichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). - Sedimentology, **20**: 65-89, Amsterdam.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. geol. Ges. Wien, **66/67**: 165-193, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F. & EBLI, O. (1999): Kippschollentektonik im Oberjura und der tieferen Unterkreide im Bereich des Hallstätter Schollenkranzes ("Lärchberg Schichten"; Salzburger Kalkalpen). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **42**: 221-222, Wien.
- SCHMIDT, T., BLAU, J. & KÁZMÉR, M. (1991): Large-scale strike-slip displacement of the Drauzug and the Transdanubian Mountains in early Alpine history: evidence from Permo-Mesozoic facies belts. - Tectonophysics, **200**: 213-232, Amsterdam.
- SCHÖLL, W. & WENDT, J. (1971): Obertriadische und jurassische Spaltenfüllungen im Steinernen Meer (Nördliche Kalkalpen). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **139**: 82-98, Stuttgart.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1996): Von den Nördlichen Kalkalpen zur Molassezone in der Umgebung von Salzburg. - Exkursionsführer 6. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie und Kristallingeologie, 1-33, Salzburg.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997a): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. - Eclogae geol. Helv., **90**: 303-323, Basel.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997b): Semiductile deformation in pelagic limestones at diagenetic conditions. - Geologica carpathica, **48**: 361-370, Bratislava.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997c): New structural, sedimentological and geochemical data on the Cretaceous geodynamics of the central Northern Calcareous Alps (Eastern Alps). - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **1996** (H. 4/4): 329-343, Stuttgart.
- SICKENBERG, O. (1926): Das Ostende des Tennengebirges. - Mitt. geol. Ges. Wien, **19**: 79-149, Wien (1928).
- SPENGLER, E. (1951): Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. - (In: SCHÄFFER, F.X. (Hrsg.): Geologie von Österreich), 302-413, Wien.
- SPÖTL, Ch. (1989): The Alpine Haselgebirge Formation, Northern Calcareous Alps (Austria): Permo-Skythian evaporites in an alpine thrust system. - Sedimentary Geology, **65**: 113-125, Amsterdam.
- SPÖTL, Ch., KRÁLIK, M. & KUNK, M.J. (1996): Authigenic feldspar as an indicator of paleo-rock/water interactions in Permian carbonates of the Northern Calcareous Alps, Austria. - Journ. of Sedim. Research., **A66**: 139-146, Lawrence.
- SPÖTL, Ch., LONGSTAFFE, F.J., RAMSEYER, K., KUNKS, M.J. & WIESHFU, R. (1998): Fluid-rock reactions in an evaporitic mélange, Permian Haselgebirge, Austrian Alps. - Sedimentology, **45**: 1019-1044, Amsterdam.
- STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., MARQUER, D., MARCHANT, R., BAUDIN, T. & BOREL, G. (1998): Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. - Tectonophysics, **296**: 159-204, Amsterdam.
- STANTON, R.J. Jr. & FLÜGEL E. (1989): Problems with Reef Models: The Late Triassic Steinplatte „Reef“ (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). - Facies, **20**: 1-138, Erlangen.
- STANTON, R.J. Jr. & FLÜGEL E. (1995): An accretionary distally steepened ramp at an intrashelf basin margin: an explanation for the Upper Triassic Steinplatte „reef“ (Northern Calcareous Alps, Austria): - Sedimentary Geology, **95**: 269-286, Tulsa.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). - Facies, **4**: 215-348, Erlangen.
- STEIGER, T. (1992): Systematik, Stratigraphie und Palökologie der Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereiches im Osterhorn-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern). - Zitteliana, **19**: 1-188, München.
- STINGL, V. (1989): Marginal marine Sedimentation in the basal alpine Buntsandstein (Skythian) in the western part of the Northern Calcareous Alps (Tyrol/Salzburg, Austria). - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **72**: 249-262, Amsterdam.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (1998): Fossile Radiolarien aus den Strubbergsschichten und deren Alter (Österreich, Nördliche Kalkalpen). - Palaeont. Soc. of Japan, 147th Regular Meeting **1998**: 56, Sapporo [in Japanese].
- TAN, S.H. (1927): Over de samenstelling en het ontstaan van krijten mergelgesteenten van de Molukken. - Jb. van het mijnwezen in Nederlandsch-Indie, **55**: 5-165, Batavia (Djakarta).
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1993): Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **73**: 177-189, Zürich.
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. - 1-580, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. - 1-449, Text- und Tafelband, (Deuticke) Wien.

- TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. - Mitt. österr. geol. Ges., **74/75**: 167-195, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1987): Late Jurassic/Neocomian Gravitational Tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps), 112-125, (Deuticke) Wien.
- TRAUTH, F. (1948): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. - Verh. Geol. B.-A., **1948**: 10-218, Taf. 1-3, Wien.
- VECSEI, A., FRISCH, W., PIRZER, M. & WETZEL, A. (1989): Origin and Tectonic Significance of Radiolarian Chert in the Austroalpine Rifted Continental Margin. - (In (Eds.): HEIN, J & OBRADOVIC, J.: Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions), 65-80, (Springer) Berlin Heidelberg New York.
- VELDE, B. (1965): Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. - Amer. J. Sci., **263**: 886-913, New Haven.
- VORTISCH, W. (1950): Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. II. Teil (Kendelbach). - N. Jb. Min. Abh., **91**: Abt. B 1950, 429-496, Stuttgart.
- VORTISCH, W. (1953): Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. III. Teil: Liegendgebirge und Bewegungszone im Karlgraben. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **96**: 181-200, Stuttgart.
- VORTISCH, W. (1955): Die Geologie der Inneren Osterhorngruppe. I. Teil. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **102**: 77-142, Stuttgart.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Intembreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - Bochumer geol. u. geotechn. Arb., **27**: 1-239, Bochum.
- WEISSERT, H.J. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. - Geol. Rdsch., **74**: 665-679, Stuttgart.
- WENDT, J. (1969): Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalkes im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). - N. Jb. Geol. Pal. Abh., **132/2**: 219-238, Stuttgart.
- WENDT, J. (1970): Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1970**: 433-448, Stuttgart.
- WENDT, J. (1988): Condensed carbonate Sedimentation in the late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Marocco). - Eclogae geol. Helv., **81**: 155-173, Basel.
- WINTERER, E.L. & BOSSELINI, A. (1981): Subsidence and Sedimentation on Jurassic Passive Continental Margin, Southern Alps, Italy. - AAPG Bull., **65**: 394-421, Tulsa.
- YAO, A. (1979): Radiolarian fauna from the Mino belt in the northern part of the Inuyama area, central Japan, part II: Nasselaria 1. - Jour. Geosci., Osaka City University, **22**: 21-72, Osaka.
- YAO, A. (1986): Geological age of Jurassic radiolarian zones in Japan and their international correlations. - News of Osaka Micropaleontologists, Spec. Vol., **7**: 63-74, Osaka.
- ZANKL, H. (1962): Neue Untersuchungen an Triasriffen in den Alpen. - Ztschr. dt. Geol. Ges., **114**: 697-698, Hannover.
- ZANKL, H. (1968): Sedimentological and Biological Characteristics of a Dachsteinkalk Reef Complex in the Upper Triassic of the Northern Calcareous Alps. - (In: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. M. (Eds.): Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Zentral Europe), 215-218, (Springer) Berlin Heidelberg New York.
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. - Abh. Senckb. Naturf. Ges., **519**: 1-123, (Kramer) Frankfurt.
- ZANKL, H. (1971): Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. - (In: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. (Eds.): Sedimentology of parts of Central Europe), 147-185, (Kramer) Frankfurt.
- ZAPPE, H. (1963): Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Zur Kenntnis der Fauna des oberrhätischen Riffkalkes von Adnet, Salzburg (exkl. Riffbildner). - Ann. Naturhist. Mus. Wien, **66**: 207-259, Wien.
- ZAPPE, H. (1964): Fragen und Befunde von allgemeiner Bedeutung für die Biostratigraphie der alpinen Obertrias. Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich) VIII. - Verh. Geol. B.-A., **1964**: 13-27, Wien.
- ZIEGLER, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. - AAPG Memoir, **43**: 1-198, Beil. Bd., Tulsa.
- ZÜGEL, P. (1997): Discovery of a radiolarian fauna from the Tithonian of the Solnhofen area (Southern Franconian Alb, southern Germany). - Paläont. Ztschr., **71**: 197-209, Stuttgart.

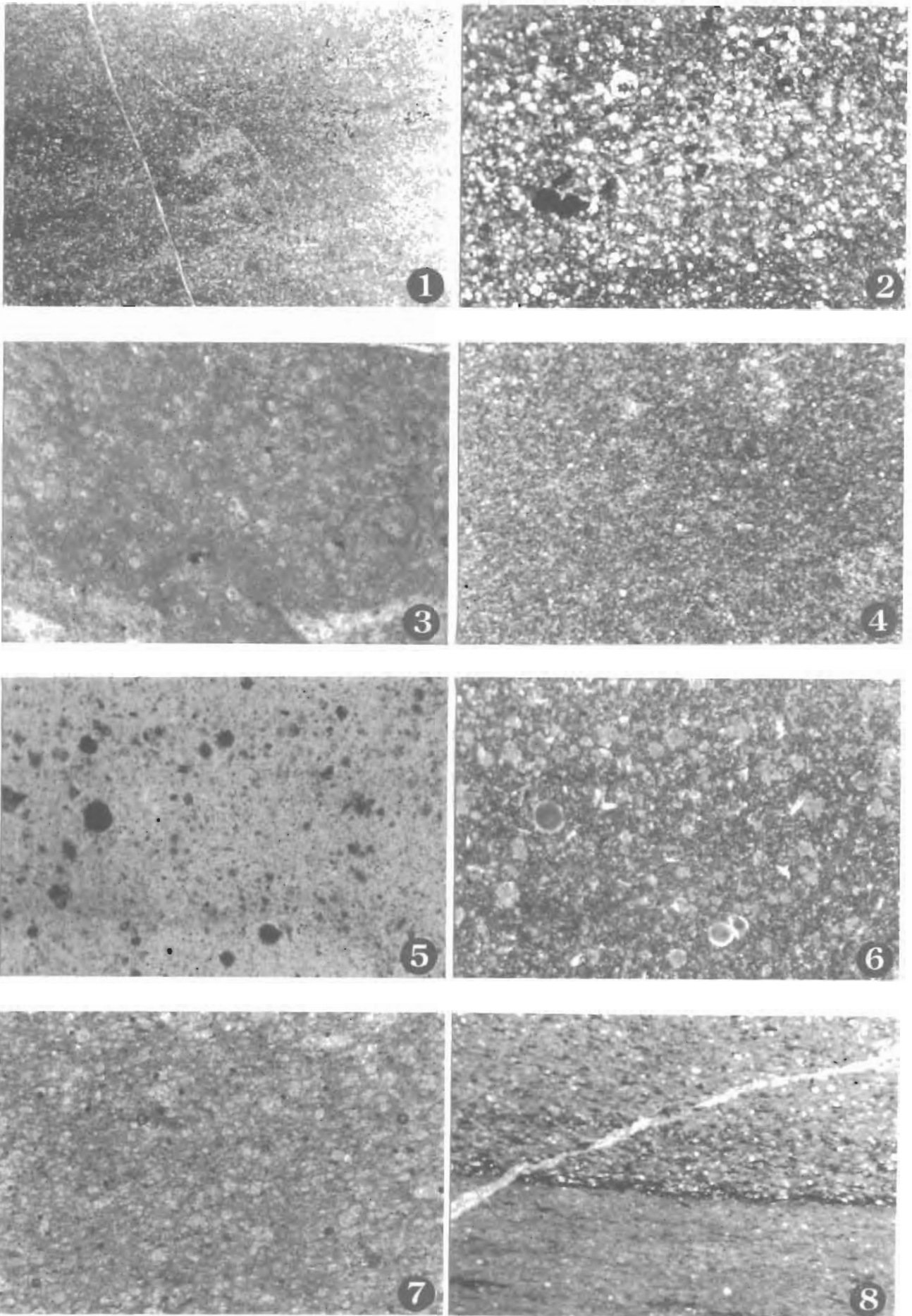
Tafel 1 / Plate 1

Lithofazielle Variationsbreite der Strubbergsschichten.

1. Radiolarienreiche, nicht geschichtete Kieselschiefer aus dem Hangendabschnitt des Strubbergsschichtenprofils an der Sattlberg Westseite. Die Radiolarien sind vollständig kalzitisiert. Probe 1/89, Bildbreite 1,3 cm.
2. Vergrößerung (Bildbreite 3 mm) aus 1. Meist bilden die Radiolarien ein korngestütztes Gefüge (Probe 1/89).
3. Radiolarit (Bildbreite 3 mm) aus dem Hangenteil des Profils an der Sattlberg Westseite. Vereinzelt, z. T. gut erhaltene Radiolarien schwimmen in einer kieseligen Matrix (Probe 2/89-3).
4. Übersicht (Bildbreite 6,5 mm) der mergeligen, ungeschichteten Strubbergsschichten mit kalzitisierten Radiolarien und stark tonigen Partien aus dem Hangenteil des Profils an der Sattlberg Westseite (Probe 4/89-2).
5. Radiolarit (Bildbreite 1,5 mm) aus dem Hangenteil des Profils an der Sattlberg Westseite. Die Radiolarien schwimmen in einer kieseligen Matrix (Probe 2/89-3).
6. Wie 5. Gekreuzte Polarisatoren. Deutlich sind vereinzelt, hier in kieseliger Erhaltung vorliegende, Radiolarien zu erkennen (Probe 2/89-3).
7. Kieselige Mergel aus dem Liegendteil des Profils an der Sattlberg Westseite aus dünn gebankter Folge (Bildbreite 3 mm). Die einzelnen Bänke zeigen keine Internschichtung. Die kalzitisierten Radiolarien bilden ein korngestütztes Gefüge (Probe 23/89).
8. Kieselige Schiefer aus dem Liegendteil des Profils an der Sattlberg Westseite (Bildbreite 6,5 mm). Laminierte Sedimente. Die einzelnen Schichten zeigen einen ebenen Basiskontakt, die meist kalzitisierten Radiolarien sind homogen in den einzelnen Lagen verteilt (Probe 25/89).

Lithofacies of the Strubberg Formation.

1. Radiolarianrich, not laminated cherty sediments (cherty slates) from the upper part of the section Sattlberg west (size in width 1,3 cm, sample 1/89). The radiolarians occur as calcite.
2. 1 enlarged (size in width 3 mm). The radiolarans are grain supported (sample 1/89).
3. Radiolarite (size in width 3 mm) from the upper part of the section Sattlberg west. Radiolarians are rare but well preserved, cherty matrix (sample 4/89-2).
4. Overview of the cherty, not laminated marls from the upper part of the section Sattlberg west (size in width 0,65 cm, sample 4/89-2). The radiolarians occur as calcite.
5. Radiolarite (size in width 1,5 mm) from the upper part of the section Sattlberg west. Matrix supported (sample 2/89-3).
6. Same as 5, + nicols. The radiolarians (rare) occur as quartz (sample 2/89-3).
7. Cherty marls from the lower part of the section Sattlberg west, thin bedded sediments (size in width 3 mm). Without laminae. The calcitic radiolarians are grain supported (sample 23/89).
8. Cherty marls from the lower part of the section Sattlberg west (size in width 6,5 mm). Laminated sediments without erosive contact. The radiolarians occur as calcite and in all layers (sample 25/89).



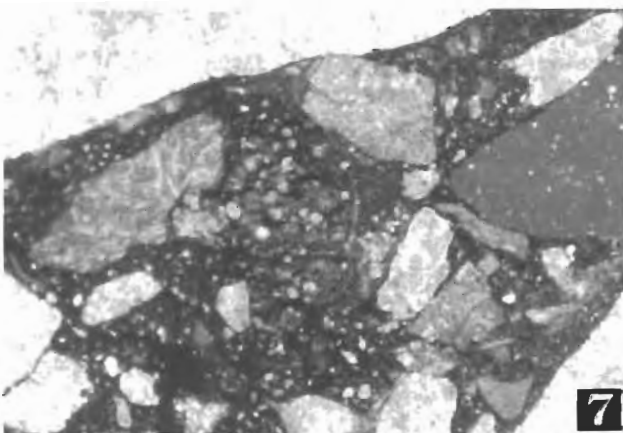
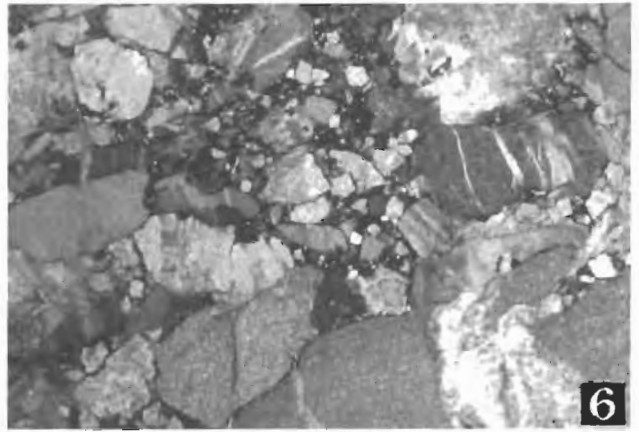
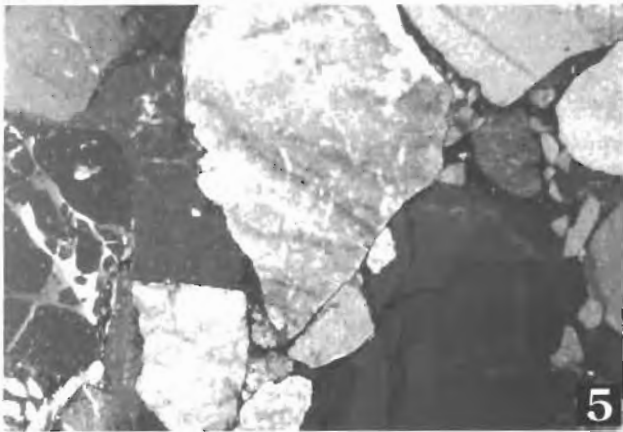
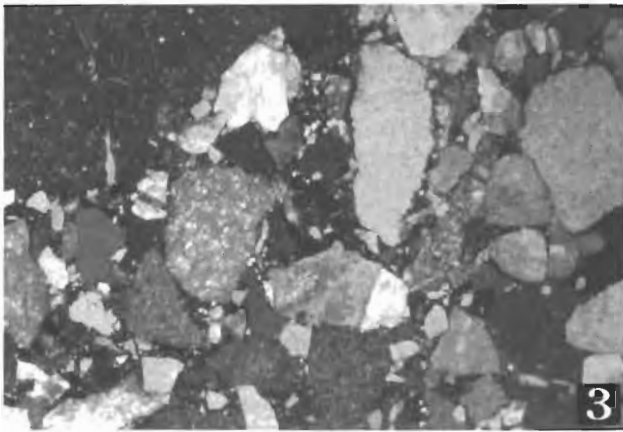
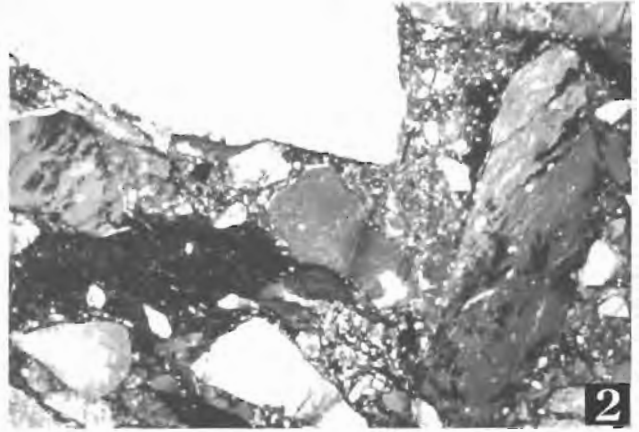
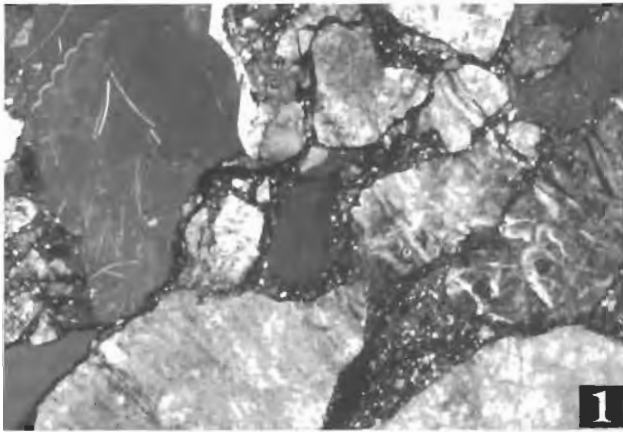
Tafel 2 / Plate 2

Komponenten aus den Brekzienkörpern (Fluxoturbidite, Olisthostrome), die innerhalb der Strubbergsschichten auftreten.

1. Komponentenbestand der polymikten Brekzie an der nördlichen Basis des Rauhen Sommereck (Bildbreite: 2.0 cm; Probe BRS 10a). An Komponenten treten verschiedene obertriassische Pötschenkalke und -dolomite auf. Zwischen den Komponenten tritt die radiolarienreiche Matrix der Strubbergsschichten auf.
2. Komponentenbestand der polymikten Brekzie an der nördlichen Basis des Rauhen Sommereck (Bildbreite: 2.0 cm; Probe BRS 10a). An Komponenten treten verschiedene obertriassische Pötschenkalke (selten) und -dolomite (dominierend) auf. Daneben sind Strubbergsschichtenkomponenten, die hier als Plastiklasten auftreten, häufig. Zwischen den Komponenten tritt die radiolarienführende Matrix der Strubbergsschichten auf.
3. Komponentenbestand der polymikten Brekzie an der Westseite des Sattlberges (Bildbreite: 2.0 cm; Probe 1/89). An Komponenten treten verschiedene obertriassische Pötschenkalke und -dolomite auf. Daneben treten vereinzelt Flachwasserkarbonatkomponenten (?allodapische Lagen der Pedatakalke) auf. Strubbergsschichtenkomponenten sind selten. Zwischen den Komponenten tritt die radiolarienfreie Matrix der Strubbergsschichten auf.
4. Komponentenbestand der polymikten Brekzie an der Westseite des Sattlberges (Bildbreite: 2.0 cm; Probe 4/89-1). An Komponenten treten obertriassische Pötschenkalke (Lumachelle Kalke des Alaun) und -dolomite sowie resedimentierte Strubbergsschichten auf. Strubbergsschichtenkomponenten sind selten. Die Komponenten zeigen z. T. eine transportierte Tektonik. Zwischen den Komponenten tritt die radiolarienführende Matrix der Strubbergsschichten auf.
5. Komponentenbestand der polymikten Brekzie an der Westseite des Sattlberges (Bildbreite: 2.0 cm; Probe 1b/89). An Komponenten treten verschiedene obertriassische Pötschenkalke und -dolomite auf. Die Komponenten zeigen z. T. eine transportierte Tektonik. Matrixarm.
6. Komponentenbestand der polymikten Brekzie an der Westseite des Sattlberges (Bildbreite: 2.0 cm; Probe O4/1). An Komponenten treten verschiedene obertriassische Pötschenkalke und -dolomite (dominierend) auf. Strubbergsschichtenkomponenten sind selten. Die Komponenten zeigen z. T. eine transportierte Tektonik.
7. Komponentenbestand der polymikten Brekzie an der Westseite des Sattlberges (Bildbreite: 0,65 cm; Probe O4/2). Neben Pötschenkalken und -dolomiten treten radiolarienreiche Strubbergsschichtenkomponenten und Siltsteine des Karn (Leckkogelschichten) auf. Die Matrix ist radiolarienreich.
8. Komponentenbestand der polymikten Brekzie an der Ostseite des Sattlberges (Bildbreite: 2.0 cm; Probe BS 3/90). An Komponenten treten verschiedene obertriassische Pötschenkalke und -dolomite auf. Strubbergsschichtenkomponenten sind selten. Die Komponenten zeigen z. T. eine transportierte Tektonik. Zwischen den Komponenten tritt die radiolarienführende Matrix der Strubbergsschichten auf.

Components from the fluxoturbidites and olistostromes of the Strubberg Formation.

1. Components of a polymikt mass-flow deposit at the northern side of the Rauhes Sommereck (size in width 2,0 cm, sample BRS 10a). As components occur Late Triassic Pötschen limestones and dolomites. Matrix: radiolarianrich marls of the Strubberg Formation.
2. Components of a polymikt mass-flow deposit at the northern side of the Rauhes Sommereck (size in width 2,0 cm, sample BRS 10a). As components occur Late Triassic Pötschen limestones (rare) and dolomites (mostly). Matrix: marls of the Strubberg Formation with radiolarians.
3. Components of a polymikt mass-flow deposit at the west side of the Sattlberg (size in width 2,0 cm, sample 1/89). As components occur Late Triassic Pötschen limestones and dolomites. Components of the Strubberg Formation occur half-lithified. Matrix: marls of the Strubberg Formation with radiolarians.
4. Components of a polymikt mass-flow deposit at the west side of the Sattlberg (size in width 2,0 cm, sample 4/89-1). As components occur Late Triassic Pötschen limestones (Lumachelle - Alaunian) and dolomites. Components of the Strubberg Formation are rare. Some components show transported tectonics. Matrix: marls of the Strubberg Formation with radiolarians.
5. Components of a polymikt mass-flow deposit at the west side of the Sattlberg (size in width 2,0 cm, sample 1b/89). As components occur Late Triassic Pötschen limestones and dolomites. Some components show transported tectonics.
6. Components of a polymikt mass-flow deposit at the west side of the Sattlberg (size in width 2,0 cm, sample O4/1). As components occur Late Triassic Pötschen limestones and dolomites (mostly) and cherty limestones of the Strubberg Formation. Some components show transported tectonics.
7. Components of a polymikt mass-flow deposit at the west side of the Sattlberg (size in width 0,65 cm, sample O4/2). As components occur Pötschen limestones and dolomites, radiolarianrich cherty sediments of the Strubberg Formation and silty sediments of the Carnian Leckkogel Formation. Matrix: radiolarianrich.
8. Components of a polymikt mass-flow deposit at the east side of the Sattlberg (size in width 2,0 cm, sample BS 3/90). As components occur Late Triassic Pötschen limestones and dolomites and rarely cherty limestones of the Strubberg Formation. Some components show transported tectonics. Matrix: radiolarianrich marls of the Strubberg Formation.



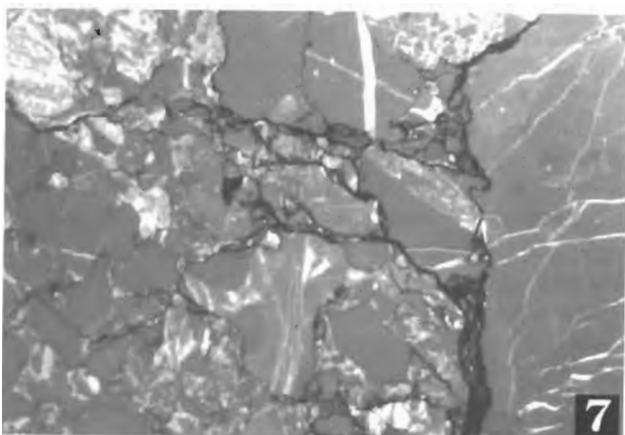
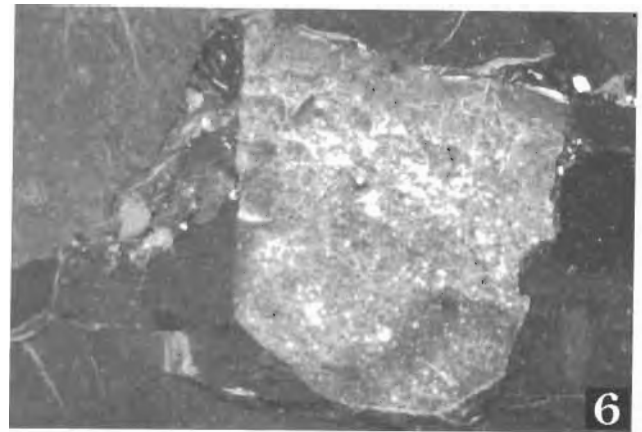
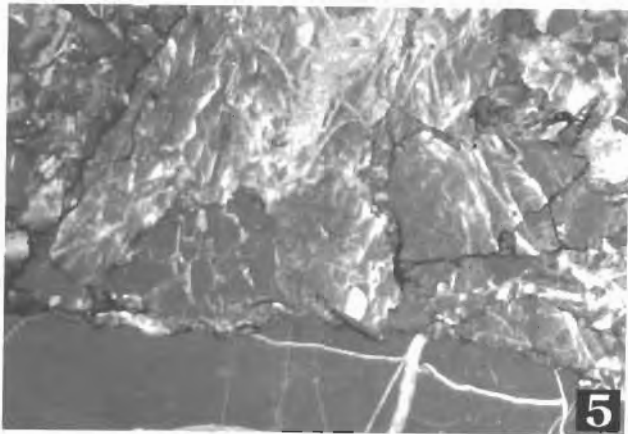
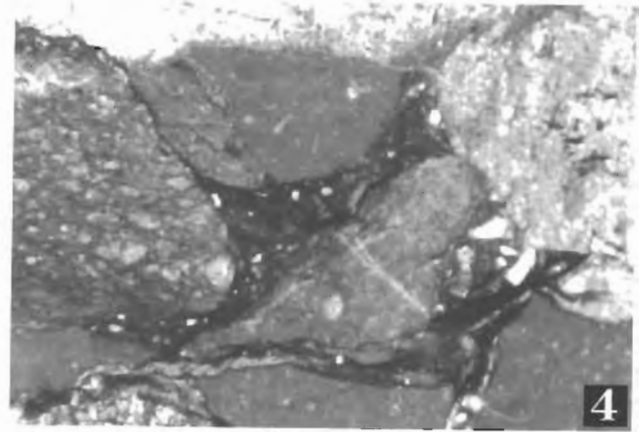
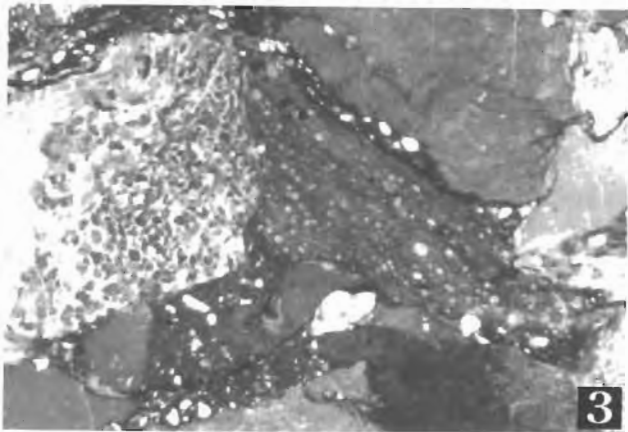
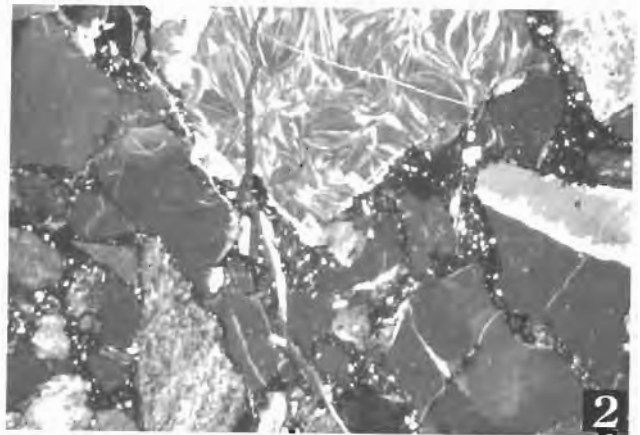
Tafel 3 / Plate 3

Komponenten aus den Brekzienkörpern (Fluxoturbidite, Olisthostrome), die innerhalb der Strubbergsschichten auftreten.

1. Crinoiden-Turbidit aus dem Profil an der Westseite des Sattlberges (Bildbreite: 2.0 cm; Probe 14/89), der den radiolarienreichen kieseligen Mergeln der Strubbergsschichten zwischengelagert ist.
2. Komponentenbestand eines polymikten Brekzienkörpers im südöstlichen Gipfelbereich des Lammeregg (Bildbreite 2,0 cm; Probe L 17/89). Hallstätter Kalke (Rotkalke und Graukalke des distalen Hallstätter Salzbergfaziesbereiches) der Ober-Trias dominieren, daneben treten Filamentkalke auf (Tuval oder Sevat). Z. T. zeigen die Komponenten eine transportierte Tektonik.
3. Komponentenbestand eines polymikten Brekzienkörpers im südöstlichen Gipfelbereich des Lammeregg (Bildbreite 1,0 cm; Probe L 17/89). Hallstätter Kalke (Rotkalke und Graukalke des distalen Hallstätter Salzbergfaziesbereiches) der Ober-Trias treten hier neben (mitteltriassischen, radiolarienreichen Kieselkalken - Meliatikum - auf), daneben vermutlich eine mitteltriassische Flachwasserkarbonatkomponente (Typ Gutensteiner Kalk).
4. Komponentenbestand eines polymikten Brekzienkörpers im südöstlichen Gipfelbereich des Lammeregg (Bildbreite 0,5 cm; Probe L 17/89). Linke Bildhälfte: mitteltriassischer Radiolarit des Meliatikums. Daneben obertriassische Hallstätter Kalke und Dolomitkomponenten (?Steinalm oder Gutensteiner Dolomit).
5. Komponentenbestand eines polymikten Brekzienkörpers im westlichen Gipfelbereich des Lammeregg (Bildbreite 2,0 cm; Probe L 14/89). An Komponenten dominieren obertriassische Hangendrotkalke und filamentreicher Hangendgraukalk. Matrixfrei.
6. Komponentenbestand eines polymikten Brekzienkörpers im westlichen Gipfelbereich des Lammeregg (Bildbreite 2,0 cm; Probe L 16/89). An Komponenten dominieren obertriassische Hangendrotkalke und filamentreicher, radiolarienführender Massiger Hellkalk, daneben treten vereinzelt Strubbergsschichtenkomponenten auf. Matrixfrei.
7. Komponentenbestand eines polymikten Brekzienkörpers im westlichen Gipfelbereich des Lammeregg (Bildbreite 2,0 cm; Probe L 14/89). An Komponenten dominieren obertriassische Hangendrotkalke und Hangendgraukalke. Die meisten Komponenten zeigen eine transportierte Tektonik. Matrixfrei.
8. Komponentenbestand eines polymikten Brekzienkörpers im westlichen Gipfelbereich des Lammeregg (Bildbreite 2,0 cm; Probe BL 11/90). An Komponenten dominieren obertriassische Pötschenkalke und -dolomit (vgl. Brekzien am Sattlberg). Die Matrix besteht aus radiolarienführenden Strubbergsschichten.

Components from the fluxoturbidites and olistostromes of the Strubberg Formation.

1. Crinoidal-turbidite from the westside of the Sattlberg (size in width 2,0 cm, sample 14/89) in radiolarianrich marls of the Strubberg Formation.
2. Components of a polymikt mass-flow deposit at the southeastern side of the Lammeregg (size in width 2,0 cm, sample L 17/89). Late Triassic Hallstatt limestones (red nodular limestones - Alaunian, grey nodular limestones - Sevatian) are common, limestones with filaments are Tuvalian or Sevatian. Some components show transported tectonics.
3. Components of a polymikt mass-flow deposit at the southeastern side of the Lammeregg (size in width 1,0 cm, sample L 17/89). Late Triassic Hallstatt limestones (red nodular limestones - Alaunian, grey nodular limestones - Sevatian) are common, Middle Triassic radiolarianrich cherty limestones (Meliatikum) occur rarely, also dolomites (Steinalm or Gutenstein Formation).
4. Components of a polymikt mass-flow deposit at the southeastern side of the Lammeregg (size in width 0,5 cm, sample L 17/89). Left: Middle Triassic Radiolarite, Meliatikum. Middle Triassic shallow water carbonate component: ?Steinalm or Gutenstein Formation.
5. Components of a polymikt mass-flow deposit at the western side of the Lammeregg (size in width 2,0 cm, sample L 14/89). Mostly Late Triassic Hallstatt limestones (Alaunian and Sevatian). Without matrix.
6. Components of a polymikt mass-flow deposit at the western side of the Lammeregg (size in width 2,0 cm, sample L 16/89). Mostly Late Triassic Hallstatt limestones (Alaunian and Sevatian). Components: Hallstatt limestones - Alaunian (Hangendrotkalk) and Lacian (Massiger Hellkalk with filaments and Radiolarians). Components of the Strubberg Formation with radiolarians are rare. Without matrix.
7. Components of a polymikt mass-flow deposit at the western side of the Lammeregg (size in width 2,0 cm, sample L 14/89). Mostly Late Triassic Hallstatt limestones (Alaunian and Sevatian). Components: Hallstatt limestones - Alaunian (Hangendrotkalk) and Sevatian (Hangendgraukalk). Some components show transported tectonics. Without matrix.
8. Components of a polymikt mass-flow deposit at the western side of the Lammeregg (size in width 2,0 cm, sample BL 11/90). As components occur Late Triassic Pötschen limestones and dolomites (see breccias on the west side of the Sattlberg). Matrix: marls of the Strubberg Formation with radiolarians.



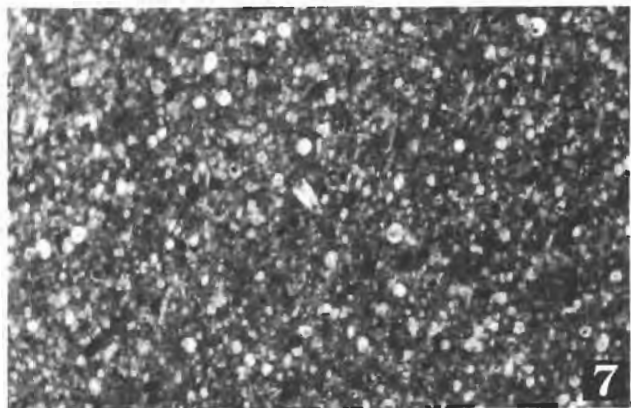
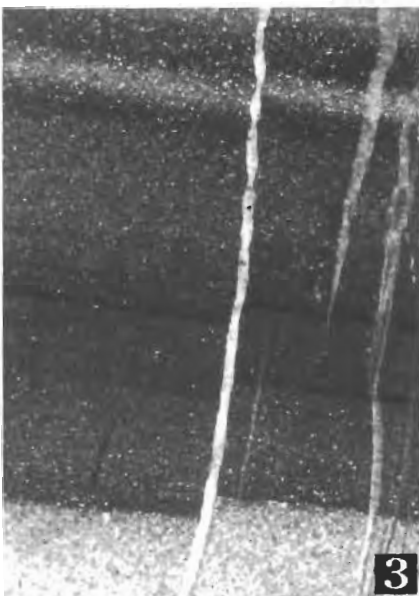
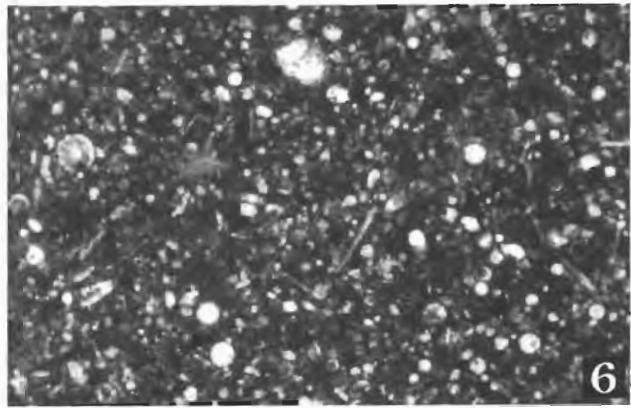
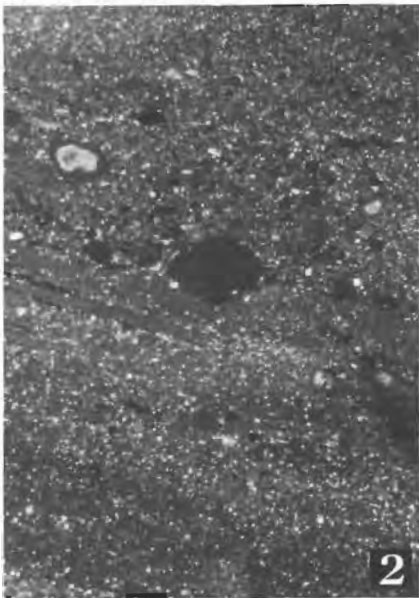
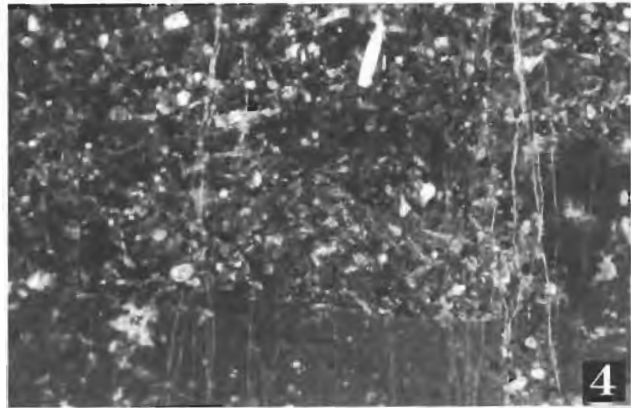
Tafel 4 / Plate 4

Lithofazielle Variationsbreite der Tauglbodenschichten.

1. Wechsellagerung aus radiolarienreichen Kieselschiefern (obere Bildhälfte) und Detrituskalken (untere Bildhälfte) (Bildhöhe: 2,0 cm) aus dem mittleren Abschnitt des Profiles an der Kesselstraße (Probe TB 8/98). Am Kontakt tritt eine komplett silifizierte Lage (hell) auf. In den Detrituskalken dominieren Crinoiden, Kalkalgen und lagunäre Flachwasserkomponenten sowie vereinzelt auftretende Tiefwasserkomponenten.
2. Detritusreiche Kieselkalke an der Basis des Profiles an der Kesselstraße (Probe TB 3a/98; Bildhöhe: 2,0 cm). Die einzelnen Kalkkomponenten schwimmen in radiolarienreichen Kieselschiefern. Neben den Radiolarien treten vereinzelt Schwammnadeln auf. Das Komponentenmaterial stammt aus dem Bereich eines benachbarten oberjurassischen Flachwasserkarbonatareals.
3. Radiolarienreiche, feinclaminierte Kieselschiefer und Radiolarite aus dem Liegendabschnitt den Profiles an der Kesselstraße (Probe TB 3/98; Bildhöhe: 2,0 cm).
4. Komponentenbestand einer 30 cm mächtigen Brekzienbank im mittleren Bereich des Profiles an der Kesselstraße. An größeren Komponenten (bis 3 cm) treten vorwiegend obertriassische Flachwasserkarbonate (Dachsteinkalk) auf, die in einer feinkörnigen Matrix aus Karbonatklasten schwimmen (Bildbreite: 0,65 cm; Probe TB 8/98).
5. Anderer Ausschnitt als 4. (Probe TB 8/98; Bildbreite: 0,65 cm). Im Komponentenbestand treten zusätzlich oberjurassische, umkrustete Flachwasserkalkkomponenten (Bildmitte) auf.
6. Vergrößerung aus 2. (Probe TB 3a/98; Bildbreite: 3 mm). Neben den in guter Erhaltung auftretenden Radiolarien, die hier ein komponentengestütztes Gefüge zeigen, treten vereinzelt Schwammnadeln auf.
7. Vergrößerung aus 3. (TB 3/98; Bildbreite: 3 mm). Die Radiolarien, die hier ein komponentengestütztes Gefüge bilden, sind nur mäßig gut erhalten. Im Gegensatz zu der unmittelbar im Hangenden auftretenden Probe TB 3a/98 fehlen hier Schwammnadeln vollständig.

Lithofacies of the Tauglboden Formation.

1. Radiolarianrich cherty sediments (upper part) and allodapic limestones (lower part) from the middle part of the section Kesselstreet (size in high 2,0 cm, sample TB 8/98). The contact is completely silicified. In the allodapic limestones dominate crinoids, algae and Late Jurassic shallow water carbonate clasts. Deep water clasts are rare.
2. Cherty limestones with detrital clasts from the lower part of the section Kesselstreet (size in high 2,0 cm, sample TB 3a/98). The carbonate clasts occur in a matrix of radiolarianrich cherty sediments. Spiculae occur rarely. The carbonate clasts derived from an adjacent shallow water carbonate platform.
3. Radiolarianrich, laminated cherty sediments and radiolarites from the lower part of the section Kesselstreet (size in high 2,0 cm, sample TB 3/98).
4. Components of a 30 cm thick mass flow deposit in the middle part of the section Kesselstreet (size in width 0,65 cm, sample TB 8/98). Upper Triassic shallow water carbonates (Dachstein limestone) occur as clasts up to 3 cm in size, matrix supported.
5. Sample TB 8/98, size in width 0,65 cm. Upper Jurassic shallow water carbonate clast, encrusted (middle part of the figure).
6. Sample TB 3a/98, size in width 3 mm, enlarged. The radiolarians are well preserved and grain supported. Spiculae occur rarely.
7. Sample TB 3/98, size in width 3 mm, enlarged. The radiolarians are grain supported and only partly well preserved. In this sample occur no spiculae in contrast to the sample TB 3a/98.



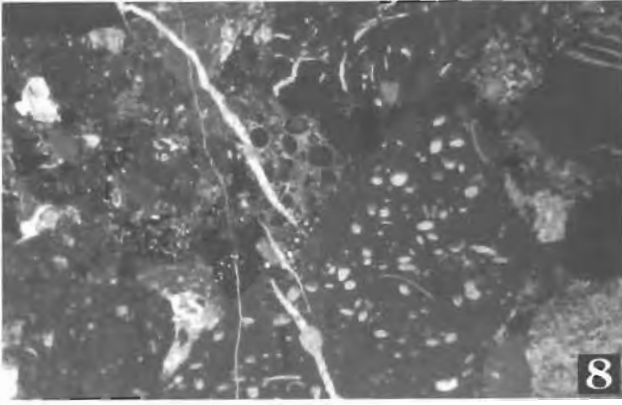
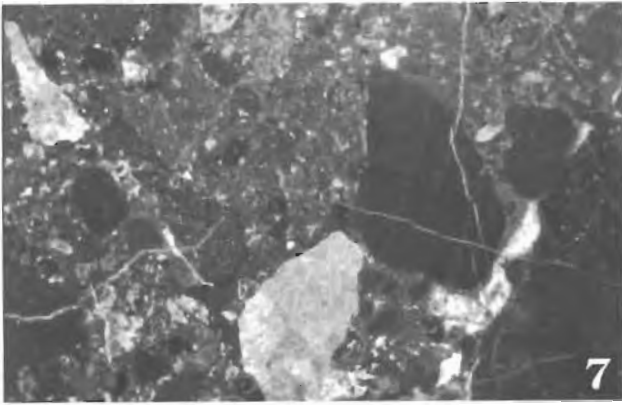
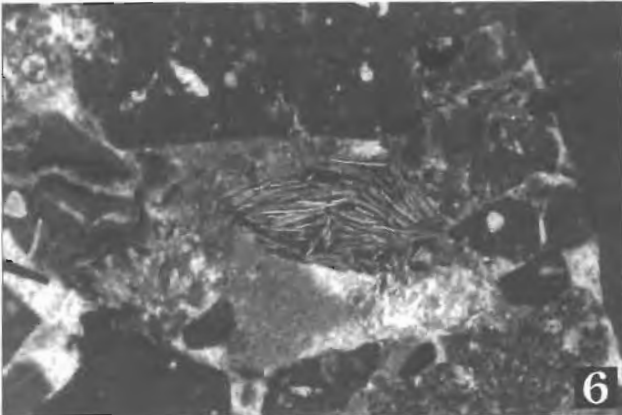
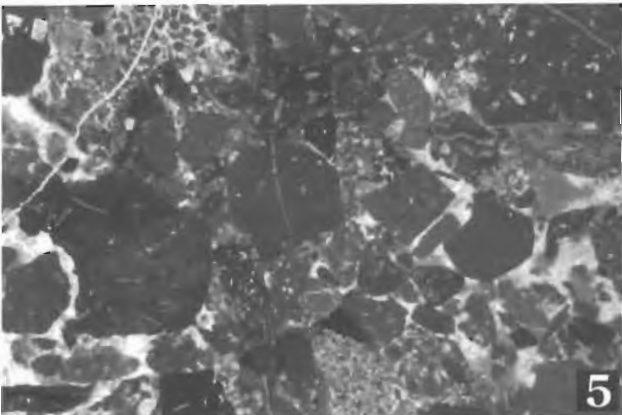
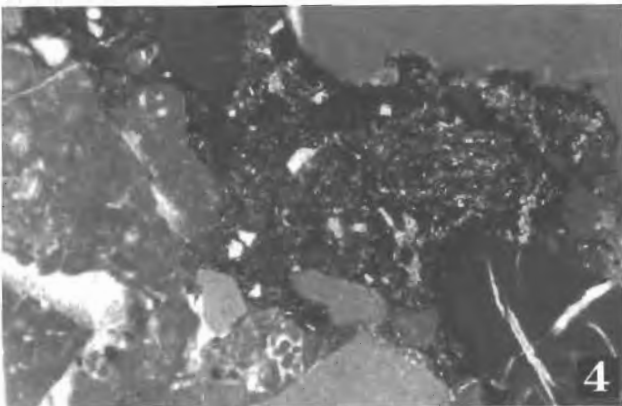
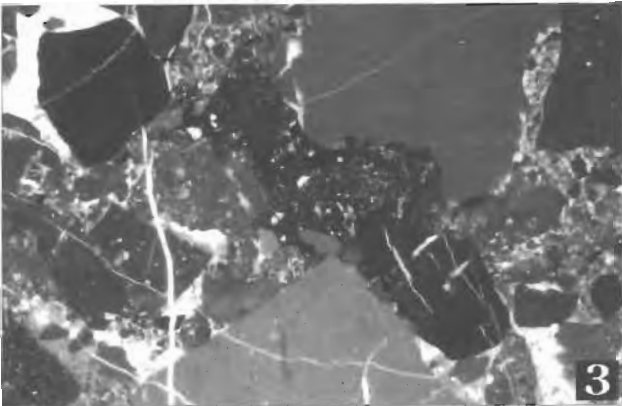
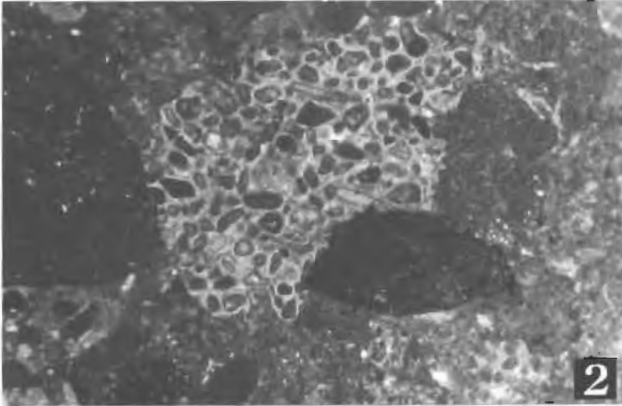
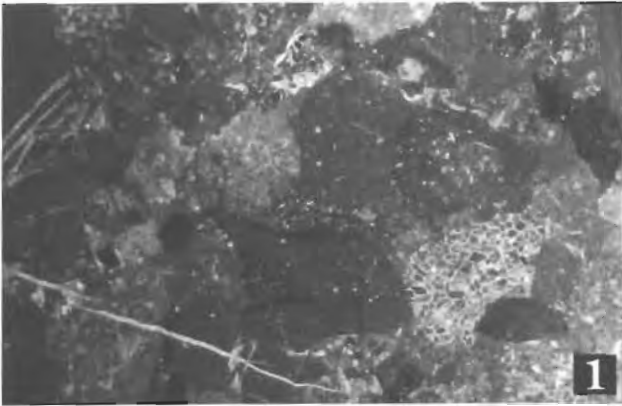
Tafel 5 / Plate 5

Komponenten aus den Brekzienkörpern (Fluxoturbidite, Olisthostrome), die innerhalb der Tauglbodenschichten auftreten.

1. Komponentenbestand eines 30 cm mächtigen Brekzienkörpers im mittleren Bereich des Profils an der Kesselstraße (Bildbreite: 2,0 cm; Probe TB 8/98). An Komponenten treten verschiedene obertriassische Flachwasserkarbonate (Dachsteinkalk und proximale Kössener Schichten) und unter- bis mitteljurassische pelagische Kalke auf (vorwiegend Allgäuschichten und Scheibelbergkalke), Radiolaritkomponenten sind selten.
2. Vergrößerung aus 1. (Probe TB 8/98; Bildbreite: 0,85 cm). Neben der 0,5 cm großen Dachsteinkalkkomponente in der Bildmitte sind hier verschiedene unter- bis mitteljurassische pelagische Wackstones zu erkennen.
3. Komponentenbestand eines 60 cm mächtigen Brekzienkörpers im mittleren Bereich des Profils an der Kesselstraße (Bildbreite: 2,0 cm; Probe TB 6/98). An Komponenten treten vorwiegend verschiedene unter- bis mitteljurassische Wackstones bis Packstones auf (Allgäuschichten i. w. S.). Bei den Mikritklasten könnte es sich um Mudstones der Kössener Schichten handeln. Radiolarienreiche Komponenten treten als Plastiklasten auf. Deutlich zu erkennen ist, daß einzelne Komponenten eine transportierte Tektonik aufweisen.
4. Vergrößerung aus 3. (Probe TB 6/98; Bildbreite: 0,85 cm). Deutlich zu erkennen sind die obertriassischen Dachsteinkalke (Rhät) mit *Triasina* sp., die Plastiklasten und die Komponenten mit der transportierten Tektonik.
5. Anderer Ausschnitt als 3. (Bildbreite: 2,0 cm; Probe TB 6-2/98). In diesem Ausschnitt sind neben verschiedenen Dachsteinkalkkomponenten, Kössener Schichten, unter- bis mitteljurassischen Graukalkkomponenten auch kleine Dolomitkomponenten (vermutlich Hauptdolomit) und Filamentkalkkomponenten zu sehen.
6. Vergrößerung aus 5. (Probe TB 6-2/98; Bildbreite: 0,85 cm). Filamentkalkkomponente (vermutlich Bositrakalk aus dem höheren Dogger).
7. Komponentenbestand eines 30 cm mächtigen Brekzienkörpers im mittleren Bereich des Profils an der Kesselstraße (Bildbreite: 2,0 cm; Probe TB 8-2/98). Zusätzlich zu dem oben beschriebenen Komponentenbestand treten hier zahlreiche Komponenten auf, die aus feinlaminierten Kieselschiefern und radiolarienreichen Wackstones des Radiolaritniveaus bestehen.
8. Anderer Ausschnitt als 5. (Probe TB 6/98; Bildbreite: 2,0 cm). Zusätzlich zu dem oben beschriebenen Komponentenbestand treten hier ostracodenreiche Wackstones (?Lias) und ?oberjurassische Flachwasserkarbonate (linke Bildhälfte) auf.

Components from the fluxoturbidites and olistostromes of the Tauglboden Formation.

1. Components of a 30 cm thick mass flow deposit in the middle part of the section Kesselstreet (size in width 2,0 cm, sample TB 8/98). As components occur Late Triassic shallow water limestones (Dachstein limestone and shallow water Kössen beds), Early and Middle Jurassic pelagic limestones (mostly Allgäubeds and Scheibelberg limestone). Rarely occur components of Radiolarite.
2. Sample TB 8/98, size in width 0,85 cm, enlarged. The components are Dachstein limestone and Early to Middle Jurassic pelagic limestones.
3. Components of a 60 cm thick mass flow deposit in the middle part of the section Kesselstreet (sample TB 6/98, size in width 2,0 cm). As components occur Early to Middle Jurassic wackstones and packstones (Allgäu beds). The mudstones may be Kössen beds. Radiolarienrich clasts are not lithified and occur as pseudomatrix. Some components show a transported tectonic.
4. Sample TB 6/98, size in width 0,85 cm. Shallow water Dachstein limestone (Rhaetian) with *Triasina* sp., not lithified components and components with a transported tectonic.
5. Sample TB 6-2/98, size in width 2,0 cm. Dachstein limestones, Kössen beds and Early to Middle Jurassic pelagic limestones, rarely Dolomit clasts (?Hauptdolomite) rich in filaments and Wackstones.
6. Sample TB 6-2/98, size in width 0,85 cm, enlarged. Clast rich in filaments (?Bositra limestone, late Middle Jurassic).
7. Components of a 30 cm thick mass flow deposit in the middle part of the section Kesselstreet (size in width 2,0 cm, sample TB 8-2/98). In addition the described clasts in 5. and 6. a lot of laminated cherty sediments of the "Ruhpolding Radiolarite" occur.
8. Sample TB 6/98, size in width 2,0 cm. In addition to the described clasts in 5. occur ostracoden-rich Wackstones (?Early Jurassic) and ?Upper Jurassic shallow water carbonates (left side).



Das Gosaubecken von Kainach - ein Überblick

The Late Cretaceous Kainach Gosau Basin - an Overview

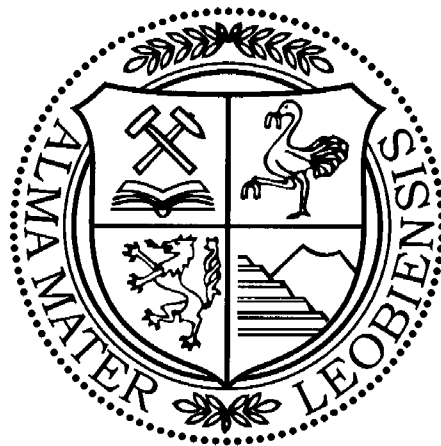
Von

Fritz EBNER & Gerd RANTITSCH

mit 8 Abbildungen
with 8 figures

Exkursionsführer

SEDIMENT 2000



Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

Prof. Dr. Fritz EBNER

Dr. Gerd RANTITSCH

Montanuniversität Leoben,

Institut für Geowissenschaften,

A-8700 Leoben,

Österreich,

Fax: +43/3842-402-9902,

fritz.ebner@unileoben.ac.at

rantit@unileoben.ac.at

Inhalt

Zusammenfassung / Abstract.....	158
1. Einleitung.....	159
2. Die Schichtfolge.....	159
3. Bemerkungen zur Paläogeographie.....	164
4. Lithostratigraphische Gliederung der Kainacher Gosau.....	164
5. Beschreibung der Exkursionspunkte.....	166
5.1. Haltepunkt 1: Platzkogel; St. Pankrazen-Fm.....	166
5.2. Haltepunkt 2: Paläozoischer Grundgebirgsaufbruch und St. Pankrazen-Fm. östlich von Geistthal.....	166
5.3. Haltepunkt 3: Bereich um Geistthal; proximale alluviale Fazies der Geistthal-Fm.....	167
5.4. Haltepunkt 4: Södingberg; St. Pankrazen-Fm. (Konglomerat- und Karbonat-SbFm.).....	168
5.5. Haltepunkt 5: Hemmerberg; Afling-Fm. (Hemmerberg-SbFm.) mit distalen Turbiditen.....	168
5.6. Haltepunkt 6: Freisinggraben; Afling-Fm. (Hemmerberg-SbFm.) mit distalen Turbiditen und submarinen Gleithorizonten.....	168
5.7. Haltepunkt 7: W St. Bartholomä; St. Bartholomä-Fm. (Kalchberg-SbFm.).....	169
5.8. Haltepunkt 8: St. Bartholomä; St. Bartholomä-Fm. (Kalkmergel).....	170
Literatur.....	170

Contents

Zusammenfassung / Abstract.....	158
1. Introduction.....	159
2. The sedimentary sequence.....	159
3. Remarks to the paleogeography.....	164
4. Definition of lithostratigraphic units.....	164
5. Description of stops.....	166
5.1. Stop 1: Platzkogel; St. Pankrazen-Fm.....	166
5.2. Stop 2: Paleozoic basement and St. Pankrazen-Fm. E of Geistthal.....	166
5.3. Stop 3: Area around Geistthal; proximal alluvial facies of the Geistthal-Fm.....	167
5.4. Stop 4: Södingberg; St. Pankrazen-Fm. (Conglomerate- and Carbonate-Mb.).....	168
5.5. Stop 5: Hemmerberg; Afling-Fm. (Hemmerberg-Mb.) with distal turbidites.....	168
5.6. Stop 6: Freisinggraben; Afling-Fm. (Hemmerberg-Mb.) with distal turbidites and subaquatic slidings.....	168
5.7. Stop 7: W St. Bartholomä; St. Bartholomä-Fm. (Kalchberg-Mb.).....	169
5.8. Stop 8: St. Bartholomä; St. Bartholomä-Fm. (calcareous marls).....	170
References.....	170

Zusammenfassung

Das Gosaubecken von Kainach (Österreich, Ostalpen) ist ein oberkretazisches (Obersanton bis Maastricht) Extensionsbecken, das sich über dem in einem sinistralen Scherkorridor aufsteigenden Gleinalm-Dom absenkte. Das fazielle Inventar dieses Beckens besteht aus proximalen Alluvialsedimenten am Nordrand des Beckens, die kontinuierlich in die distalen submarinen Fächersedimente des zentralen Beckenbereiches übergehen. Bituminöse Mergel am Ostrand des Beckens (St. Pankrazen-Fm.) werden einem limnischen, zeitweise marin beeinflussten Ablagerungsraum zugeordnet. Aufgrund der derzeit vorliegenden sedimentologischen und paläontologischen Daten wird eine lithostratigraphische Gliederung der Kainacher Gosau vorgeschlagen. Die Basis-konglomerat-Folge am nördlichen Beckenrand wird als "Geistthal-Fm.", die Grob- bis Feinklastika, die den Großteil der Beckenfüllung bilden, als "Afling-Fm." (mit der "Hemmerberg-SbFm." im zentralen Beckenbereich) und die Zementmergel im Südosten des Beckens als "St. Bartholomä-Fm." definiert. Acht ausgewählte Lokalitäten werden

als Exkursionshaltepunkte beschrieben.

Abstract

Subsidence of the Late Cretaceous (Late Santonian to Maastrichtian) Kainach Gosau Basin is explained by the synchronous uplift of the Gleinalm dome in a sinistral wrench corridor. The internal facial pattern comprises proximal alluvial sediments at the northern margin of the basin which grade into deep marine fan sediments in the basin center. Bituminous marls at the eastern margin of the basin (St. Pankrazen-Fm.) are characterized by a lacustrine, temporarily marine influenced depositional environment. Based on sedimentological and paleontological evidence a new lithostratigraphic subdivision of the Kainach Gosau basin is proposed. Alluvial conglomerates in the north of the basin are defined as "Geistthal-Fm.", clastic sediments which form the thickest part of the basin filling are defined as "Afling-Fm." (including the "Hemmerberg-SbFm." in the central part), and marls at the southeastern basin margin

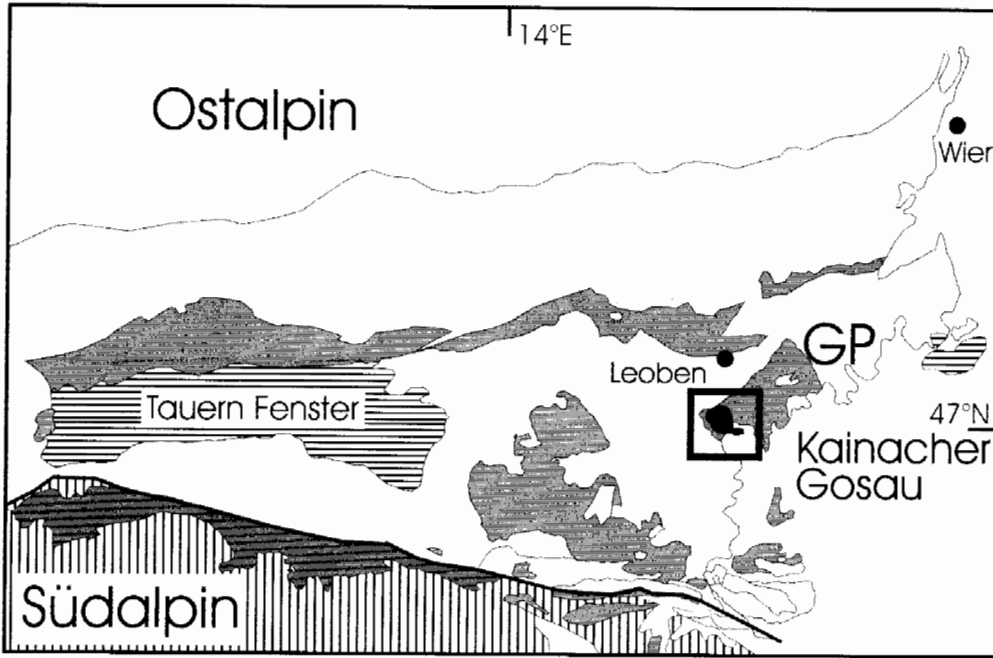


Abb. 1: Lage der Kainacher Gosau in den Ostalpen.

Die niedrigstgradig metamorphen Einheiten des ostalpinen Paläozoikums sind schattiert dargestellt (GP = Grazer Paläozoikum).

Fig. 1: Location of the Late Cretaceous Kainach Gosau basin in the Eastern Alps.

The very low grade metamorphic domains are shaded (GP = Paleozoic of Graz).

are defined as "St. Bartholomä-Fm." Eight outcrops are described as excursion stops.

1. Einleitung

Die Oberkreide der Kainacher Gosau stellt das größte Gosau-Vorkommen der Ostalpen dar. Gemeinsam mit den Gosaubildungen des Krappfeldes und Lavanttales in Kärnten gehört sie zu den wenigen ostalpinen Oberkreideentwicklungen, die außerhalb der Kalkalpen gelegen sind.

Die Anlage der heute nur mehr in kleinen Erosionsresten vorliegenden ostalpinen Gosauvorkommen steht in engem Zusammenhang mit den kretazischen geodynamischen Prozessen der alpidischen Orogenese. In der Unterkreide bewirkte die Kollision kontinentaler Platten die Verdickung der ostalpinen Kruste (z. B. NEUBAUER 1994). Zeitgleich mit der Exhumation und Abkühlung des zentralen Orogens erfolgte die Anlage der "Gosau Becken", deren Sedimente unterkretazische Überschiebungen plombieren (FAUPL et al. 1997, WILLINGSHOFER et al. 1999). Das Oberkreide-Becken der Kainacher Gosau (Abb. 1) liegt transgressiv und diskordant dem Grazer Paläozoikum auf. Die Subsidenz dieses Beckens im Zeitraum Obersanton bis Maastricht (BODROGI et al. 1994, cum. lit.) wird im Zusammenhang mit dem gleichzeitigen Aufstieg des metamorphen Gleinalm Domes und der Exhumation ostalpinen Kruste entlang von duktilen Abschiebungen und Seitenverschiebungen gesehen (NEUBAUER et al. 1995, WILLINGSHOFER et al. 1999). Der bei NEUBAUER et al. (1995: Fig. 10) dargestellte Abkühlungspfad zeigt, dass der Gleinalm-Dom zur Zeit der Sedimentation der Kainacher Gosau einen Temperaturbereich von ca. 300-200 °C durchlief und somit das Kristallin als möglicher Sedimentlieferant noch nicht exhumiert war.

2. Die Schichtfolge

Traditionell (GRÄF 1975) wird in der Kainacher Gosau ein s.g. "Hauptbecken" (Bereich um Afling-Kainach-Geistthal) von einem SE-gelegenen "Nebenbecken" (im Raum St. Bartholomä) abgetrennt (Abb. 3). Die Unterlage der Kainacher Gosau bildet der prä-oberkretazisch verkarstete Deckenstapel des Grazer Paläozoikums. Transgressionskontakte sind an zahlreichen Stellen, besonders am N- und E-Rand aufgeschlossen. Lokal, vor allem am W-Rand, sind diese ± stark tektonisch überprägt. Ein Kontakt mit dem mittelostalpinen Kristallin ist nirgends zu beobachten. Auch im Bereich N Graden ist zwischen dem Kristallin und der Gosau immer noch ein Streifen von einigen Zehnermetern Breite mit paläozoischen Kalkschiefern anzutreffen (GRÄF 1975). Nach S und SE wird die Kainacher Gosau von badenischen, limnisch/fluviatilen Sedimenten (meist Stallhofen-Fm.) überlagert.

Eine zusammenfassende Darstellung des gesamten Schichtbestandes und der z. T. reichen Faunen/Floren erfolgte durch GRÄF (1975). Darin werden vier lithologische Einheiten unterschieden:

- Basiskonglomerat-Folge (Obersanton – Untercampan)
- Bitumenmergel-Folge (Obersanton – Untercampan)
- Hauptbecken-Folge (Untercampan)
- Zementmergel-Folge von St. Bartholomä (?Spätes Santon – Maastricht)

Basiskonglomerat-Folge (Obersanton – Untercampan)

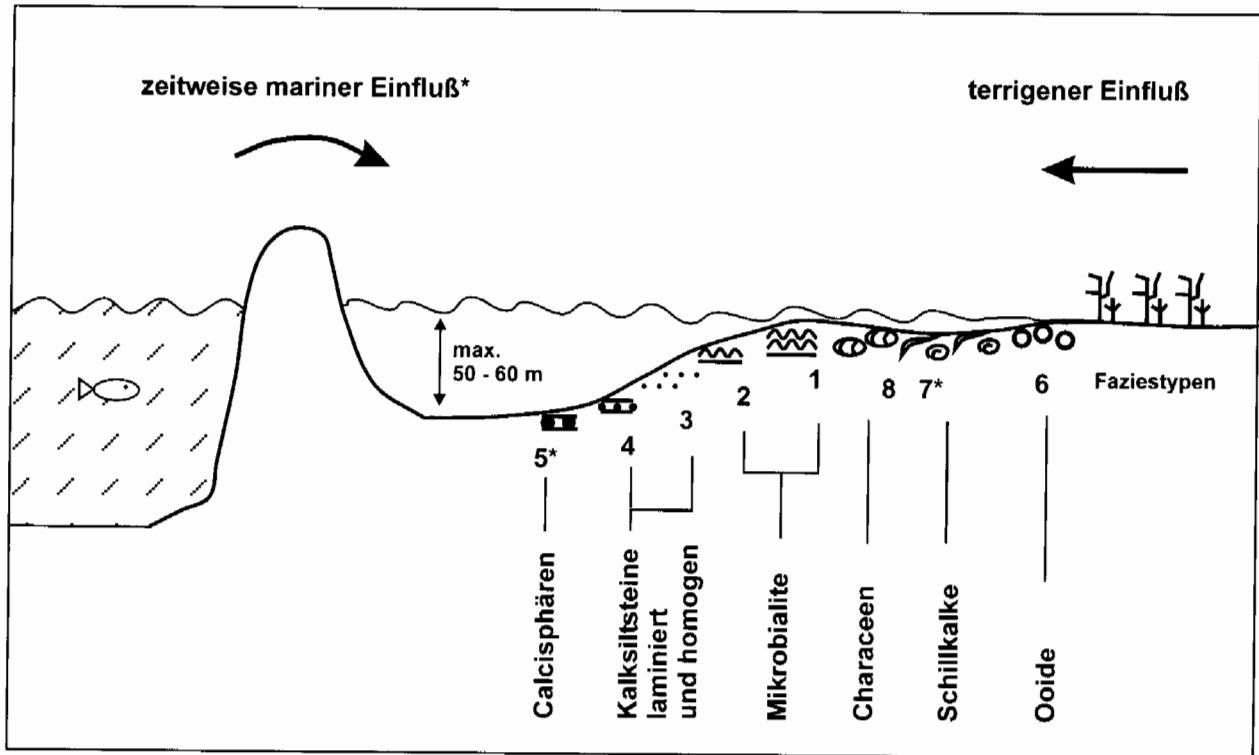
In einem breiten Streifen treten an der nördlichen Beckenbasis einige 100 m mächtige (nach GRÄF 1975: 300 m; nach SCHIRNIK 1995: 500-800 m) intensiv rot gefärbte Konglomerate auf, die sich unter Hinzutreten von Fremdgeröl-

len aus lokal aufgearbeitetem Grazer Paläozoikum entwickeln. Die gut gerundeten Gerölle erreichen Ø bis zu 100 cm. Verantwortlich für die Rotfärbung ist fein verteilter meist kryptokristalliner Hämatit. Typisch sind vor allem für Grüngesteinsgerölle glänzende, metallische Polituren, die aus Eisen(hydr)oxidüberzügen bestehen (GRÄF 1975).

GRÄF (1975), FLÜGEL (1983), GOLLNER et al. (1987) und SCHIRNIK (1994) listen zusammenfassend Lithologie und Alter der Gerölle der Kainacher Gosau auf und diskutieren

auch ihre Herkunft:

- Gerölle aus dem Grazer Paläozoikum (Kalke, Dolomite, basische Vulkanite, Ton-/Siltschiefer, Sandsteine, Chloritoidschiefer) mit teilweise reicher Makro- und Mikrofauna.
- Gerölle südalpiner Herkunft: silurischer Graptolithen führender Lydit; unterpermischer Fusulinenkalk (Tresdorfer oder Goggauer Kalk), Mizzienkalke und biotritische Kalke (?Troglkofelkalk); Quarzporphyr (?Bozener Quarzporphyr); Gastropoden führende Oolithe des



FT	LITHOLOGIE	KOMPONENTEN	GEFÜGE	MILIEU
1	Kalksiltstein	Mikrobialite	stromatolithische Lagen, Trockenrisse, Bohrgänge	lichtdurchflutet, zeitweise Auflauchen, niedrig energetisch, eingeschränkte Diversität
2	wie 1	vereinzelt Mikrobialite	stromatolithische Strukturen, Kalzitlagen	wie 1, eingeschränktere Durchlüftung
3	Siltstein	wenige Schalenreste, migriertes Bitumen	homogen	niedrig energetisch
4	wie 3	anorganisch	Lamination, helle L.: quarzreich und gröber; dunkle L.: Ton/OM-reich	unterschiedliches Sedimentangebot und energetische Bedingungen
5	Kalksiltstein	Calcisphären	Lamination durch Calcisphärenlagen, tw. bioturbat	mariner Einfluß?, geringer terrigener Einfluß, gute Durchlüftung, niedrig energetisch
6	wie 5	Ooide, Intraklasten	chaotisch	Flachwasser (max. 10m), zeitweise hoch energetisch
7	Schillkalk	Schalenreste, Calcisphären, Sclerospongien, Crustaceen Koprolithen	lagig, sehr schlecht sortiert	marin, gute Durchlüftung
8	Schillkalk, tw. sehr kohlige und pyritreiche Grundmasse	Schalenreste, Characeen, Extraklasten	dicht gepackt, schlecht sortiert, Siltlagen, tw. sind Biogene pyritisiert	Süßwasser, gut durchlüftet bis lokal reduzierende Bedingungen (kohlige Matrix), terrigener Einfluß, starke Wasserbewegung, Hinweis auf Tempestite.

Abb. 2: Schematische Darstellung der Faziesanordnung im Bitumenmergel-See (RUSSEGGER et al. 1998). Die Angabe der maximalen Wassertiefe folgt SCHIRNIK (1994).

Fig. 2: Schematic facies distribution in the bituminous marl lake (RUSSEGGER et al. 1998); maximum water depth according to SCHIRNIK (1994).

Werfener Niveaus.

- Gerölle nord- und/oder südalpiner Provenienz: silurische Cephalopodenkalke; Grödener Sandstein/Werfener Schichten; fossilführende mesozoische Gerölle (Trias: Reiflinger Kalk, ?Scheiblingkalk; norischer Holothurienkalk z. T. mit nesterförmigen Eisendolomit-, Sideroplesit-, und Mesitin-Mineralisationen, Dachsteinkalk, Hauptdolomit; Jura: Hierlatzkak, Plassen- oder Tressensteinkalk, Calpionellenkalk, Thamnatoporellenkalk, Radiolarite).
- Porphyroide
- Restquarze
- Intraformationell aufgearbeitete Gosau-Sandsteine und Konglomerate.

Gegen das Hangende nehmen sandig-siltige Zwischenmittel zu, wobei in feinklastischen Lagen auch Pflanzenreste, Glanzkohlschmitzen (Vitrinitreflexion 0,8-0,9 %Ro) und Onkoidlagen auftreten (z. B. GRÄF et al. 1980).

Biostratigraphische Fixpunkte stammen lediglich aus den hangenden Anteilen der Basiskonglomerat-Folge aufgrund lokal reicher *Trochactaeon*-Faunen mit Obersanton – Untercampan (GRÄF 1975).

Bitumenmergel-Folge (?Obersanton – Untercampan)

GRÄF (1975) charakterisiert zusammenfassend die Lithologie der Bitumenmergel (= Fazies von St. Pankrazen FLÜGEL 1961) als eine Folge dunkler bituminöser Mergelkalke, Mergel und kalkiger Sandsteine, die im Aufschluß und Schlibfbereich alle Übergänge ineinander zeigen. Einschaltungen von Lumachellenlagen, hellen Gastropodenkalken und onkolithischen Kalken treten vor allem in den basisnahen Anteilen auf. Weiters werden Rippelmarkenhorizonte, die von hexagonal strukturierten Trockenrissen durchzogen werden, erwähnt. Örtlich sind in der Bitumenmergel-Folge Kleinstvorkommen von z. T. ehemals auch bebauten Glanzkohlen eingelagert.

Die lokal reichlich auftretenden Faunen werden durch zarte, nach GRÄF (1975) kaum stratigraphisch verwertbare kleinschichtige Mollusken dominiert. Lokal angereichert sich auch Pflanzenreste. Faziell weisen die Faunen/Floren eine zumindest zeitweise Süßwasserbeeinflussung nach. Demgegenüber stehen jedoch eindeutig marine Faunenelemente wie Foraminiferen und Sclerospongien (*Didimenooides moreti*), die gemeinsam mit dem C_{org}/S -Verhältnis der Sedimentproben auf ein zeitweises marines Milieu weisen (BODROGI et al. 1994, RUSSEGGER et al. 1998, FENNINGER & HUBMANN 1998).

Die Makrofossilien sind stratigraphisch schlecht verwertbar. Gemeinsam mit einigen Palynomorphen-Funden (SIEGL-FARKAS et al. 1994) erscheint jedoch ein Zeitraum vom ?Obersanton bis ins Untercampan möglich. Dies entspricht auch der traditionellen Einstufung (GRÄF 1975), die von einer Altesgleichheit mit der Basiskonglomerat-Folge spricht, die aus einer im Gelände jedoch nicht verifizierbaren (EBNER 1991) Verzahnung beider Gesteinseinheiten ausgeht (vgl. Abb. 5).

RUSSEGGER et al. (1998) fassen die Bitumenmergel-Folge am Nordost- und Ostrand des Beckens zur St. Pankrazen-

Fm. zusammen. Namensgebend ist dafür die Ortschaft St. Pankrazen, die sich in der Nähe der Typuslokalität am SW-Hang des Höllererkogels befindet. Sie gliedert sich vom Liegenden in das Hangende in die folgenden drei Subformationen:

Konglomerat-SbFm.

Bis zu 2 m mächtige Konglomerate als direkte transgressive Überlagerung des paläozoischen Untergrundes. Die monomikten Konglomerate bestehen aus korngestützten Karbonatkomponenten der unmittelbaren Basis. Sie gehen unter Ausbildung einer "fining upward" Sequenz in die darüberliegenden, bis zu 2 m mächtigen, Gastropoden-führenden Kalke (Karbonat-SbFm., im Detail in SOMERS 1992 und FENNINGER & HUBMANN 1994 beschrieben) über.

Karbonat-SbFm.

Bis zu 2 m mächtige Gastropoden-führende Kalke einer Strandentwicklung (SOMERS 1992, FENNINGER & HUBMANN 1994, 1998). Teilweise ist der Kontakt zwischen Grobkonglomerat und Gastropodenkalk erosiv ausgebildet.

Bitumenmergel-SbFm.

Maximal 20 bis 50 m mächtige bituminöse Kalkmergel eines meist limnischen Ablagerungsraumes (BODROGI et al. 1994, SACHSENHOFER et al. 1995, RUSSEGGER et al. 1998). Zu der Abfolge zählen teilweise bituminöse, karbonatreiche Ton/Siltsteine und fossilreiche Kalke. Lokal sind geringmächtige (10 cm) Schilllagen ausgebildet, z. T. ist ein laterales Verzahnen mit den Konglomeraten offensichtlich. Innerhalb dieser Abfolge, die als feinkörnige bituminöse Sedimente eines zeitweilig marin beeinflussten Mergelsees interpretiert werden, können 8 Faziestypen unterschieden werden (RUSSEGGER et al. 1998; Abb. 2). Die organische Maturität der Bitumenmergel liegt im Bereich des Erdölfensters (Glanz- bis Gasflammstadium, SACHSENHOFER et al. 1995). Migriertes Festbitumen ist in Extensionsklüften und Schichtflächen innerhalb der Bitumenmergel-SbFm. und in devonischen Karbonaten des Beckenuntergrundes zu finden (GRÄF 1975, SACHSENHOFER et al. 1995).

Nach SCHIRNIK (1994) ist die St. Pankrazen-Fm. integrierter Bestand einer siliziklastischen limnischen Entwicklung, die nach Westen mit einer distalen Alluvialentwicklung (= hangende Teile der Basiskonglomeratabfolge) verzahnen. Aufgrund mariner Fossilfunde erachten wir, wie auch GRÄF (1975), die graubraunen Siliziklastika, die hangend der St. Pankrazen-Fm. folgen, als Teil einer marinen Beckenentwicklung.

Aufgrund der seit WAAGEN (1927) vom SE-Beckenrand bekannten Ölsuren und der bei GRÄF (1975) erstmals detaillierter dargestellten Bitumenanreicherungen in einem von Bitumenmergeln ummantelten Grundgebirgsaufbruch E Gaistthal (Abb. 5; Haltepunkt 2) wurden die Bitumenmergel in letzter Zeit intensiv geochemisch auf ihr Kohlenwasserstoffpotential untersucht (BODROGI et al. 1994, SACHSENHOFER et al. 1995, RUSSEGGER et al. 1998). SACHSENHOFER et al. (1995) erkennen allochthone, terrigen gebildete Vitrinite und autochthone (lakustrin gebildete) Alginite und Lipodetrinite als Hauptbestandteile der organischen Fraktion. Organisch chemische Parameter weisen auf sub- bis dys-oxische Sauerstoffverhältnisse in der Wassersäule hin (SACH-

SENHOFER et al. 1995, RUSSEGGER et al. 1998). Die thermische Maturität der organischen Substanz liegt im Bereich des Ölfensters (Vitrinitreflexion zwischen 0,55 und 0,85 % Rr, SACHSENHOFER et al. 1995). Die Bitumenmergel sind durch hoch variable Karbonatgehalte (zwischen 14 und 93 Gew. %) gekennzeichnet. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff variieren zwischen 0,7 Gew. % und 2,7 Gew. %, die Gehalte des (pyritisch gebundenem) Schwefel zwischen 0,1 und 0,8 Gew. % (RUSSEGGER et al. 1998). Die Variation dieser und anderer geochemischer Parameter wird von RUSSEGGER et al. (1998) durch das Wechselspiel zwischen interner Bioproduktion und externem detritären Eintrag in einem "Mergelsee" (DEAN 1981) im Nahbereich des marinen "Hauptbeckens" erklärt.

HUBMANN & FENNINGER (1998) beschreiben von der Basis der St. Pankrazen-Fm. die Verzahnung von Karbonatbrekzien mit marinen Kalken, die von einer Sandsteinlage, die ein intragosauisches Relief ausgleicht, überlagert wird. Von der Sandsteinlage geht eine bis in den paläozoischen Untergrund reichende Spaltenfüllung aus. Die Spalte wird auf intragosauische Dehnungstektonik rückgeführt, die mit der Subsidenz des Beckens ursächlich im Zusammenhang steht. Die Schwermineralassoziaton ist durch Granat und

Minerale der Klinozoisit-Epidot Gruppe gekennzeichnet. Schwermineralspektren eines mesozonal metamorphen Liefergebietes wurden auch in Silt-/Sandsteinen aus der Überlagerung der St. Pankrazen-Fm. gefunden (RUSSEGGER et al. 1998).

Hauptbecken-Folge (Untercampan)

Über der Basiskonglomerat-Folge entwickelt sich im zentralen Teil des Hauptbeckens eine 1000-1200 m mächtige, grau-braun gefärbte siliziklastische Abfolgen von Ton-, Silt- und Sandsteinen mit lokaler Einschaltung geröllreicher Partien. In den liegenden Anteilen sind ca. 25 m mächtige z. T. rot/grün-gefleckte Siltschiefer mit reichen Floren und Rippelmarkenhorizonten weit verbreitet.

Das sedimentologische Charakteristikum der Hauptbecken-Folge sind in den nördlichen und westlichen Bereichen proximale Turbidite (Fluxturbidite), die häufig gemeinsam mit massiven subaquatischen Rutschungen auftreten. Gegen das Beckeninnere (im S und E) verfeinert sich das Korn und die gut gebankten Sedimente zeigen nun alle sedimentologischen Merkmale typischer Turbiditablagerungen

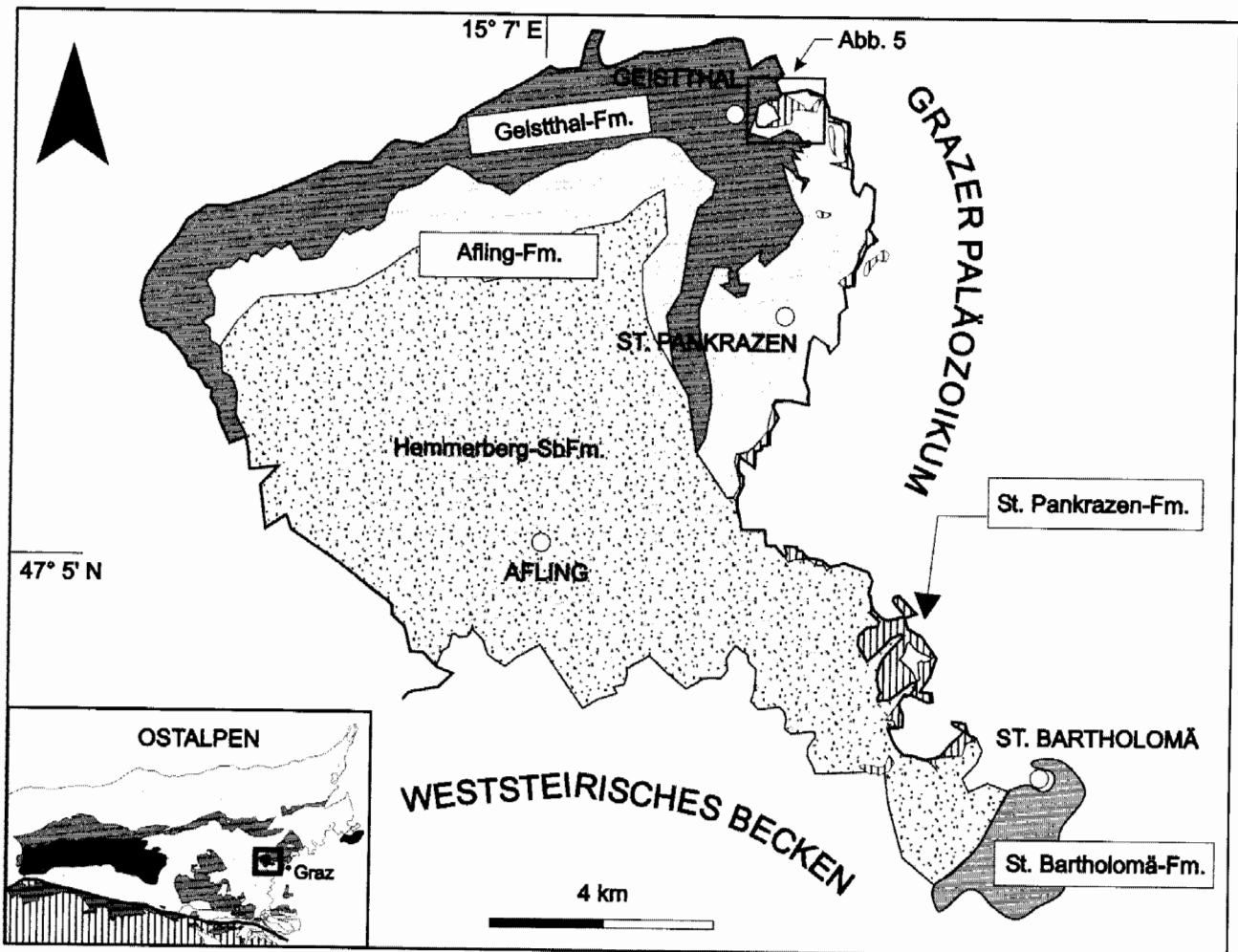


Abb. 3: Vereinfachte geologische Karte der Kainacher Gosau.

Fig. 3: Simplified geological map of the Gosau of Kainach.

(Bouma-Sequenzen, Sohlmarken etc.). Dies führte auch zur Klassifikation der Kainacher Gosau als „flyschähnliche“ Gosau. Die Geröllzusammensetzung der Geröllschiefer- und Konglomeratlagen unterscheidet sich im Geröllbestand nicht von dem der Basiskonglomerate. Bemerkenswert ist ein Lyditgeröll aus einer Konglomeratlage am Hemmerberg, das einen silurischen Graptolithen in einem Erhaltungszustand führt, der mit Graptolithen aus den Karnischen Alpen vergleichbar ist (FLÜGEL 1952).

In der OMV-Bohrung Afling U 1 (KRÖLL & HELLER 1978) wurde die Hauptbecken-Folge in einer Mächtigkeit von 397 m durchörtert.

Die Fossilliste der Hauptbecken-Folge (GRÄF 1975: 93) umfasst vor allem Cephalopoden, Hippuriten und Blattfunde. Bekannte Fossilfundpunkte liegen im Freisinggraben und im Bereich der alten Mühl- und Werksteinabbau am Hemmerberg bei Afling. Aus den „klassischen“ Fossilfunden wird ein Untercampan-Alter abgeleitet. Von den von verschiedenen Lokalitäten bekanntgewordenen Ammoniten (BRINKMANN 1935) stand für Revisionsarbeiten (SUMMESBERGER 1985) lediglich das vom Hemmerberg stammende Material von *Ammonites milleri* HAUER (1866) (= *Placenticeras milleri*) zur Verfügung. Untercampan-Alter erbrachten auch erste palynologische Bearbeitungen (SIEGL-FARKAS et al. 1994). Problematisch sind hingegen jungpaläozoische Foraminiferenfunde aus grauen Mergeln der Hauptbeckenfolge W von St. Pankrazen (BODROGI et al. 1994: 134).

Die sedimentologische Charakteristik der distalen Turbidit-Sequenzen des Bereiches Afling-Freisinggraben-Hemmerberg (Haltepunkt 5, 6) ist bei GRÄF (1972, 1974, 1975) festgehalten. MOSER (1998) bringt eine Darstellung der z. T. untertägigen historischen Mühl- und Werksteinabbau.

Zementmergel-Folge von St. Bartholomä (?Spätes Santon – Maastricht)

Im „Nebenbecken“ um St. Bartholomä wird die Hauptbecken-Folge von der Zementmergel-Folge überlagert. Diese setzt sich aus ca. 250 m mächtigen grauen bis gelblichen Mergeln (Zementmergel) mit Einlagerungen von Kalkareniten, Kalkbrekzien und Hippuritentrümmerkalken zusammen. Typisch für die Mergel sind Wühl-, Grab- und Kriechspuren. Der Karbonatgehalt der „Mergel“ schwankt zwischen 65 und 83 Gew. %.

Schwermineralspektren aus den Zementmergeln sind durch Granat gekennzeichnet, während Proben der Basiskonglomerat-Folge, der St. Pankrazen-Fm. und der Hauptbecken-Folge durch Zirkon, Rutil, Turmalin, Apatit und Chloritoid gekennzeichnet sind (WOLETZ in GRÄF 1975).

Die lokal, vor allem in den Biogenschuttkalken reichlich auftretende Fauna, wird durch Hippuriten, Radioliten und Korallen dominiert. *Hippurites heritschi* KÜHN 1947 hat am Kalchberg SW von St. Bartholomä seine Typuslokalität. Aus den Mergeln selbst stammen Inoceramen- und Ammoniten (Faunenlisten und Literatur bei GRÄF 1975).

Die Altersdiskussion um die Zementmergel-Folge wird seit Jahrzehnten durch Fossilfehlbestimmungen und möglichen Fossilumlagerungen erschwert (vgl. GRÄF 1975, SIEGL-

FARKAS et al. 1994, BODROGI et al. 1994). Die Diskrepanz der Altersangaben basiert auf Hippuriten (unteres Santon; KÜHN 1947) und Globotruncanen- bzw. Inoceramenfaunen (Obercampan; KAUMANN 1960, OBERHAUSER 1959, 1963, van HINTE, 1965). KAUMANN (1960, 1962) interpretiert dies derart, dass ältere Rudistenriffe im Zuge einer Campan-Transgression aufgearbeitet, umgelagert und von den jüngeren Globotruncanen-Mergeln eingesedimentiert wurden. Dieser Ansicht schloß sich auch van HINTE (1965) an, der neben einer synsedimentären Globotruncanen-Fauna in den Mergeln auch ältere aus den Hippuritenriffen umgelagerte *Cuneolina-Pseudosiderolites*-Faunen unterschied. Nach OBERHAUSER (1968: 13) haben jedoch auch die Rudistenriffe als Campan zu gelten.

In tiefen Teilen der Zementmergel-Folge (1,9 km SW der Kirche von St. Bartholomä) fanden sich in einer Baugrube an der Straße St. Bartholomä – Stallhofen innerhalb der hellen Zementmergel eine m-mächtige Rudistenschuttkalklage und Einschaltungen dunkler, kohligter, toniger Sedimente. Letztere erbrachten eine reiche Flora von Paly-nomorphen, die mit Vorbehalt ins Obercampan eingestuft werden kann (SIEGL-FARKAS et al. 1994). Einige wenige Proben lieferten schlecht erhaltenes Nannoplankton mit einer Einstufung in den Zeitraum spätes Santon bis frühes Campan (CC 17-20). Eine Probe von Reiteregg lässt sich mit Nannoplankton in das frühe Campan einengen (EGGER in BODROGI et al. 1994).

Mit den letztgenannten Mikro-Assoziationen ist nun der Zeitraum spätes Santon – frühes Campan belegt. Jüngere Mikrofaunen (Foraminiferen) wurden von PAMOUCHEV (1970) mit Maastricht und OBERHAUSER (1973: 101) mit höchstem Campan genannt. Somit sind nun auch höhere als bei GRÄF (1975) mit Obercampan – Maastricht angegebene Alter erwiesen.

Oberkreide- und Alttertiärgerölle in miozänen Sedimenten

Im Weststeirischen Neogenbecken fanden sich in der unterbadensischen Eckwirt-SbFm. der Stallhofen-Fm. (EBNER & STINGL 1998) im südlichen Randbereich der Oberdorfer Kohlenmulde fossilreiche Oberkreide-Sandsteingerölle (EBNER 1986) und an zahlreichen anderen Lokalitäten zwischen Voitsberg und Gratkorn fossilführende Eozän-Gerölle (FLÜGEL 1961, 1975).

Die fossilführenden, karbonatischen Oberkreidegerölle enthalten Faunenelemente (Korallen, Coralliniaceen, Ostreidae, großwüchsige Gastropoden, *Actaeonella laevis*, Echinodermenreste und orbitoide Foraminiferen) einer bislang aus dem Anstehenden unbekanntem Flachwasserentwicklung. Ein Geröll deutet aufgrund der Fauna auf zwei Alter und somit auf intrakretazische Umlagerungen (*Actaeonella laevis* reicht bis in das Untercampan; die orbitoiden Foraminiferen weisen auf Obercampan – Maastricht).

Die Alttertiärgerölle der Eckwirt-SbFm. deuten in Analogie zur Oberkreideentwicklung des Krappfeldes auf eine Fortsetzung der marinen Sedimente bis in das Alttertiär, die dann allerdings gänzlich der neogenen Erosion zum Opfer fielen.

3. Bemerkungen zur Paläogeographie

Bereits OBERHAUSER (1968) verweist darauf, dass die in zentralalpiner Position auftretenden Gosauvorkommen (Kainach, Krappfeld/Lavanttal) faziell eher Verbindungen nach Ungarn und Dalmatien als zu den Nördlichen Kalkalpen andeuten. KAUMANN (1960, 1962) sah aufgrund der Hippuriten-Faunen ebenfalls einen Übergang zwischen den nordalpinen und dinarischen Oberkreideentwicklungen. Die in der St. Pankrazen-Fm. festgestellte Süßwasseralgae *Muneria grambasti* ist neben Vorkommen im Alb und Senon Ungarns insbesondere in SSE-Europa weit verbreitet (BODROGI et al. 1994). Die Palynofloren der Kainacher Gosau gehören gemeinsam mit jenen aus der Oberkreide Sloveniens und Ungarns zur mediterranen *Normapolles*-Provinz (SIEGL-FARKAS et al. 1994).

Unterschiede zu den Gosauvorkommen der Kalkalpen sind, dass die Sedimentation erst später (im Santon) einsetzte und im Geröllspektrum südalpine Komponenten auftreten. Bemerkenswert ist auch das Fehlen von Geröll-Komponenten aus dem benachbarten ostalpinen Kristallin.

Schwermineralassoziationen eines mesozonal metamorphen Liefergebietes in den Basisbildungen der St. Pankrazen-Fm. und in den darüber folgenden Silt-Sandsteinen werfen zusätzliche Fragen über das Liefergebiet der Sedimente auf, da das ostalpine Kristallin nach NEUBAUER et al. (1995) in der Oberkreide noch nicht exhumiert war.

Die nächsten Oberkreideaufschlüsse in südlicher Richtung sind am Remschnigg (BENESCH 1914) zu finden. Im Untergrund des Steirischen Beckens fehlen über Äquivalenten des Grazer Paläozoikums Oberkreidesedimente.

Seit jeher galt der Geröllbestand der Basalkonglomerate unvereinbar mit der heutigen geologischen Position. Für die Herkunft der exotischen Gerölle der Kainacher Gosau sind u. a. folgende Punkte wesentlich (FLÜGEL 1983):

- Die Gerölle müssen aufgrund ihrer Größe aus einem nahen Liefergebiet stammen.
- Die sedimentologisch ermittelte Schüttungsrichtung (GRÄF 1975, SCHIRNIK 1994) aus NNE ist aufgrund einer post-gosauischen Rotation im Gegenuhrzeigersinn (MAURITSCH & FRISCH 1980) auf ENE zu korrigieren.
- Die primäre Position des Gosau-Basements (= Grazer Paläozoikum) lag aufgrund der altalpidischen Metamorphoseprägung nördlich des Periadriatischen Lineaments.
- Einige Paläozoikumskomponenten stammen nicht aus dem Grazer Paläozoikum.
- Einige Komponenten sind südalpiner Herkunft.
- Marines Perm ist nördlich des Periadriatischen Lineaments unbekannt.

Interpretiert wird die Situation derart, dass das Grazer Paläozoikum zur Zeit der Sedimentation der Basalkonglomerate im tektonischen Kontakt mit einem südalpiner Liefergebiet stand. In Frage kommt dafür die Bükk-Einheit, als sie entlang überregionaler Strike Slip Zonen in unmittelbarer Nähe das Grazer Paläozoikum passierte (FLÜGEL 1983, FUCHS 1984).

4. Lithostratigraphische Gliederung der Kainacher Gosau

Arbeiten am Kartenblattes 163 Voitsberg der Österreichischen Geologischen Karte 1: 50.000 erfordern eine den Richtlinien der Stratigraphischen Kommission in Österreich (STEININGER & PILLER 1999) entsprechende lithostratigraphische Gliederung der Kainacher Gosau. Die bisher verwendeten Begriffe (Basiskonglomerat-Folge, Bitumenmergel-Folge oder Fazies von St. Pankrazen, Hauptbecken-Folge, Zementmergel-Folge) entsprechen dabei in keiner Hinsicht den geforderten Kriterien. Auf Basis bestehender älterer Arbeiten (zusammengefasst bei GRÄF 1975, GRÄF et al. 1980), der Untersuchungen von SCHIRNIK (1994, kurz zusammengefasst in NEUBAUER et al. 1995) und RUSSEGGER et al. (1998) wird eine lithostratigraphische Gliederung, in der die Kainacher Gosau den hierarchischen Rang einer Gruppe (Kainach-Gruppe) erhält, vorgeschlagen. Darin sind die folgenden Formationen enthalten:

Geistthal-Fm. (= Basiskonglomerat-Folge)

St. Pankrazen-Fm. (= Bitumenmergel-Folge, Fazies von St. Pankrazen)

Afling-Fm. (= Hauptbecken-Folge)

St. Bartholomä-Fm. (= Zementmergel-Folge)

Eine weitere Unterteilung einzelner Formationen in Subformationen ist möglich.

Geistthal-Fm. (= Basiskonglomerat-Folge)

Lithologie und Fazies:

Charakteristisch sind rote und in den hangenden Teilen rotgrün-graue Sedimentfarben, die Dominanz polymikter Konglomerate und eine Abnahme der Komponentengrößen und Bankungsmächtigkeiten zum Hangenden. In feinkörnigen Anteilen schalten sich in den hangenden Profilabschnitten Caliche-Bodenbildungen ein. Die bis zu 800 m mächtigen (SCHIRNIK 1994) roten Konglomerate entwickeln sich durch das Hinzutreten von Fremdgeröllen aus dem lokal aufgearbeiteten Grazer Paläozoikum.

In den liegenden Anteilen dominieren ausschließlich rot gefärbte ungeschichtete, korngestützte Grobkonglomerate mit Blockgrößen bis zu 100 cm. Darüber entwickeln sich bei gemischten Sedimentfarben (Rotfärbung bevorzugt an Silt- und Sandsteinen gebunden) gebankte, z. T. kreuzgeschichtete Sequenzen von Konglomeraten, Silt- und Sandsteinen (Rinnenfüllungen), die in Sedimenten der Überflutungsebene kalkige Bodenbildungen enthalten. Stellenweise sind bis zu 10 cm mächtige Kohlenschmitzen und an Pflanzenhäckseln und Blattresten reiche Lagen eingeschaltet. In den hangenden Anteilen (300-350 m) nehmen die Komponentengrößen und Bankungsmächtigkeiten kontinuierlich ab.

Die Geistthal-Fm. wird als konglomeratisch dominierte proximale Alluvialfazies mit Übergängen zu einer distalen Alluvialentwicklung mit Rinnenfüllungen und Caliche-Bodenbildungen, die an Überflutungsebenen gebunden sind (NEUBAUER et al. 1995) interpretiert.

Verbreitung:

Nordrand des Beckens und Westrand des Södingbachtals (Abb. 3; NEUBAUER et al. 1995: Fig. 11).

Fossilinhalt:

In den hangenden Anteilen *Trochacteon*-Faunen (GRÄF 1975). S Geistthal Onkoide und Pflanzenreste (darunter *Pandanus austriacus* = typisches Strandflorenelement; KNOBLOCH 1977, GRÄF et al. 1980).

Alter: Obersanton – Untercampan

Typusregion: Bereich um Geistthal

St. Pankrazen-Fm. (Bitumenmergel-Folge, Fazies von St. Pangrazen)

(Als Formation definiert bei RUSSEGGER et al. 1998)

Lithologie und Fazies:

Über geringmächtigen Kalkkonglomeraten (Komponenten ausschließlich aus dem direkten paläozoischen Untergrund; keine intensive Rotfärbung; Konglomerat-SbFm. RUSSEGGER et al. 1998) und wenige m mächtigen beigen teilw. Ooid-führenden Gastropodenkalcken (FENNINGER & HUBMANN 1994; Karbonat-SbFm. RUSSEGGER et al. 1998) folgen maximal 50 m mächtige dunkle bituminöse Mergelkalke und Mergel (= Bitumenmergel-SbFm. RUSSEGGER et al. 1998). Lokal sind in den Bitumenmergeln Lumachellen und dunkle Gastropoden-führende Kalke eingeschaltet. NE des Grundgebirgsaufbruches von Geistthal verzahnen die Bitumenmergel mit graugrünen Siltsteinen mit vereinzelt Einschaltungen dunkler Gastropoden-führender Kalke. Bereichsweise treten geringmächtige Einschaltungen von Kohlen des Gasflammkohlenstadiums auf. Interpretiert werden die feinkörnigen bituminösen Sedimente als Bildungen eines zeitweilig marin beeinflussten Mergelsees (RUSSEGGER et al. 1998).

Verbreitung:

Vor allem am nordöstlichen und östlichen Beckenrand (Abb. 3, 5).

Fossilführung: Siehe GRÄF (1975), BODROGI et al. (1994), RUSSEGGER et al. (1998).

Alter: ?Obersanton - Untercampan

Typusregion: Nordöstlicher Beckenrand um St. Pankrazen.

Bemerkungen:

Die Bitumenmergel stellen das Muttergestein für die Bitumenimprägnationen und -klüfte innerhalb der Gosau-Sedimente und im paläozoischen Aufbruch NE Geistthal dar (GRÄF 1975, SACHSENHOFER et al. 1995). Überlagert wird die St. Pankrazen-Fm. durch graue Silt- und Sandsteine, die nach SCHIRNIK (1994) einer lakustrinen Faieszone angehören, von uns aber mit Vorbehalt zur marinen Afling-Fm. gestellt werden. „Bitumenmergel“ am westlichen Beckenrand um Graden

sind bei geringen Karbonatgehalten feinstkörnige, dunkelgefärbte Tonschiefer, die gleich den 202 m mächtigen „Bitumenmergeln“ in der OMV-Bohrung Afling U 1 zur Afling-Fm. gestellt werden (BODROGI et al. 1994).

Afling-Fm. (Hauptbecken-Folge)

Lithologie und Fazies:

Über 1000 m mächtige Abfolge von grau-braunen Konglomeraten, Sand-, Silt- und Tonschiefern, die im S an die Geistthal-Fm. anschließt. Im SE ?Verzahnung bzw. Überlagerung durch die St. Bartholomä-Fm. Interpretiert wird die Afling-Fm. als ein mariner Fan Delta Komplex mit allen Übergängen von einer grobkörnigen Deltafront in den distalen Fan-Bereich (NEUBAUER et al. 1995). Innerhalb dieser Entwicklung kann folgende Untergliederung getroffen werden:

- a) Im Norden sind entlang der Grenze zur Geistthal-Fm. im Raum Römaskogel - Reinprechtskogel 200–500 m mächtige polymikte Konglomerate (lokal mit Komponenten bis 250 cm und Brekzienlagen) mit nur spärlich siltig/sandigen Einschaltungen vorhanden (proximale Deltafront; NEUBAUER et al. 1995). Einzelne Konglomerat- und Brekzienbereiche bestehen dabei ausschließlich aus Paläozoikumskomponenten. GRÄF (1975) vermutet daher in diesem Bereich eine seichte Untergrundschwelle.
- b) Bereich (a) geht im Osten in einen das westliche Södingbachtal begleitenden Streifen gut sortierter Sandsteine, laminiertes Feinsand-, Silt- und Tonsteine (z. T. mit Schrägschichtungen und Wellenaufarbeitungsstrukturen) über (= feinkörnige Delta Fazies in Küsten- und Mündungsbereichen - NEUBAUER et al. 1995).
- c) Charakteristisch für die zentralen Bereiche (Freisinggraben, Hemmerberg, Afling, Kainach) sind typisch ausgebildete Turbiditsequenzen (= distale submarine Fan Delta Fazies - NEUBAUER et al. 1995).
- d) In die westlichen und nordöstlichen Randbereiche gehen die unter (c) genannten Sedimente in siltig/sandige z. T. stark konglomeratisch beeinflusste Entwicklungen mit Fluxo-(Proximal)turbiditen und subaquatischen Rutschungsphänomenen über.

Eine Untergliederung der Afling-Fm. in Subformationen mit den unter Pkt. a – c genannten Entwicklungen liegt nahe. Derzeit wird lediglich die distale submarine Delta Fan Fazies (c) als Hemmerberg-SbFm. bezeichnet.

Alter: Untercampan

Fossilien: Siehe GRÄF (1975). Am Hemmerberg Typus-lokalität von *Placenticerias milleri* (HAUER 1866).

Typusregionen:

Afling-Fm.: Bereich um Afling/Kainach - Römaskogel
Konglomeratische SbFm.: Bereich Römaskogel/Reinprechtskogel
Feinkörnige, siltig/sandige SbFm.: Westlich des Södingbachtals (vgl. NEUBAUER et al. 1995: Fig. 11)
Hemmerberg-SbFm.: Alte z. T. untertägige Steinabbau am

Hemmerberg und Profil entlang des Freisinggrabens.

Bemerkungen:

SCHIRNIK (1994) und NEUBAUER et al. (1995) scheiden in den westlichen und nordöstlichen Randbereichen eine die St. Pankrazen-Fm. beinhaltende limnische Entwicklung mit Konglomeraten, Sand- und Siltsteinen mit einem reichen Spektrum an subaquatischen Rutschphänomenen und Turbiditen aus (o.g. Entwicklung d). Die Fazieszuordnung zu einem distalen Anteil eines limnischen Deltakomplexes wird lediglich aus der faziellen Verzahnung mit der distalen Alluvialfazies abgeleitet. Wir ordnen diese Entwicklung jedoch zumindest zum Großteil der Afling-Fm. zu, da innerhalb dieser Zone aus grauen Mergeln an der Straße ca. 100 m SW des Gehöftes Prettentaler eine Foraminiferenfauna mit *Globotruncana arca* gefunden wurde (BODROGI et al. 1994).

St. Bartholomä-Fm. (Zementmergel-Folge)

Lithologie:

Graue bis gelbliche ca. 250 m mächtige Mergel (Zementmergel) mit m-mächtigen Einlagerungen von Kalkareniten, Kalkbrekzien und Hippuritentrümmerkalken. Typisch für die Mergel sind u.a. Wühl-, Grab- und Kriechspuren. Die Hippuritentrümmerkalken werden als Kalchberg-SbFm. abgetrennt. Die St. Bartholomä-Fm. überlagert im SE (Nebenbecken) die Afling-Fm. Möglicherweise bestehen auch fazielle Verzahnungen.

Fossilien:

Hippuriten, Radioliten, Inoceramen, Foraminiferen, Nannoplankton, Palynomorpha (GRÄF 1975, SIEGL-FARKAS et al. 1994, BODROGI et al. 1994).

Alter: ? Santon bis Maastricht.

Typusregion:

Um St. Bartholomä (alte teilweise untertägige Mergelabbau); für die Kalchberg-SbFm. Raum Kalchberg SW von

St. Bartholomä, wo die Hippuritenschuttkalke immer wieder bei Fundierungsarbeiten temporär aufgeschlossen werden.

5. Beschreibung der Exkursionspunkte

5.1. Haltepunkt 1: Platzkogel; St. Pankrazen-Fm.

(Forstweg am Westhang des Platzkogel, RW 663350, HW 226410 in der ÖK50; Abb. 4)

Entlang des Forstweges sind die basalen Teile der St. Pankrazen-Fm. (RUSSEGGGER et al. 1998) aufgeschlossen. Hier überlagern die Konglomerat-SubFm. und Karbonat-SbFm. fossilführende mitteldevonische Flachwasserkalke des Grazer Paläozoikums (Barrandeikalk-Fm.). Über weite Strecken des Forstweges ist die Bitumenmergel-SbFm., z. T. mit Bitumen in mm-feinen Klüften) aufgeschlossen.

5.2. Haltepunkt 2: Paläozoischer Grundgebirgsaufbruch und St. Pankrazen-Fm. östlich von Geistthal

(Forstweg zum Gehöft "Linshalmer" östlich von Geistthal, RW 662270, HW 226420 in der ÖK50, Abb. 4)

In diesem Bereich wird eine paläozoische Hochscholle von der Bitumenmergel-SbFm. umhüllt (Abb. 5). Die Migration von Kohlenwasserstoffen, die aus den Bitumenmergeln generiert wurden, in den paläozoischen Beckenuntergrund wird durch Bitumenfüllungen in Hohlräumen und Klüften der mitteldevonischen Flachwasserkalke sichtbar (GRÄF 1975).

Die Bitumenmergel sind in einem Profil südlich der Landesstraße gut aufgeschlossen. Einige ausgewählte geochemische Parameter dieses Profils sind in Abb. 6 dargestellt (RUSSEGGGER et al. 1998). Der Karbonat- und Phosphorgehalt, sowie der Wasserstoffindex können als Maß der biolo-

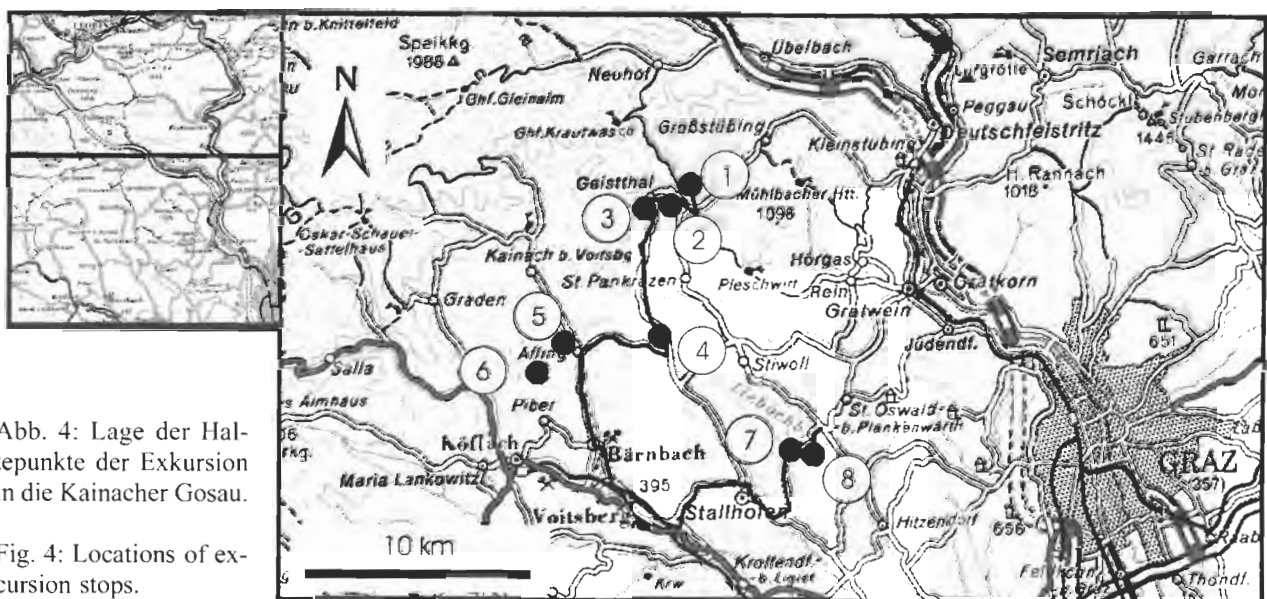


Abb. 4: Lage der Haltepunkte der Exkursion in die Kainacher Gosau.

Fig. 4: Locations of excursion stops.

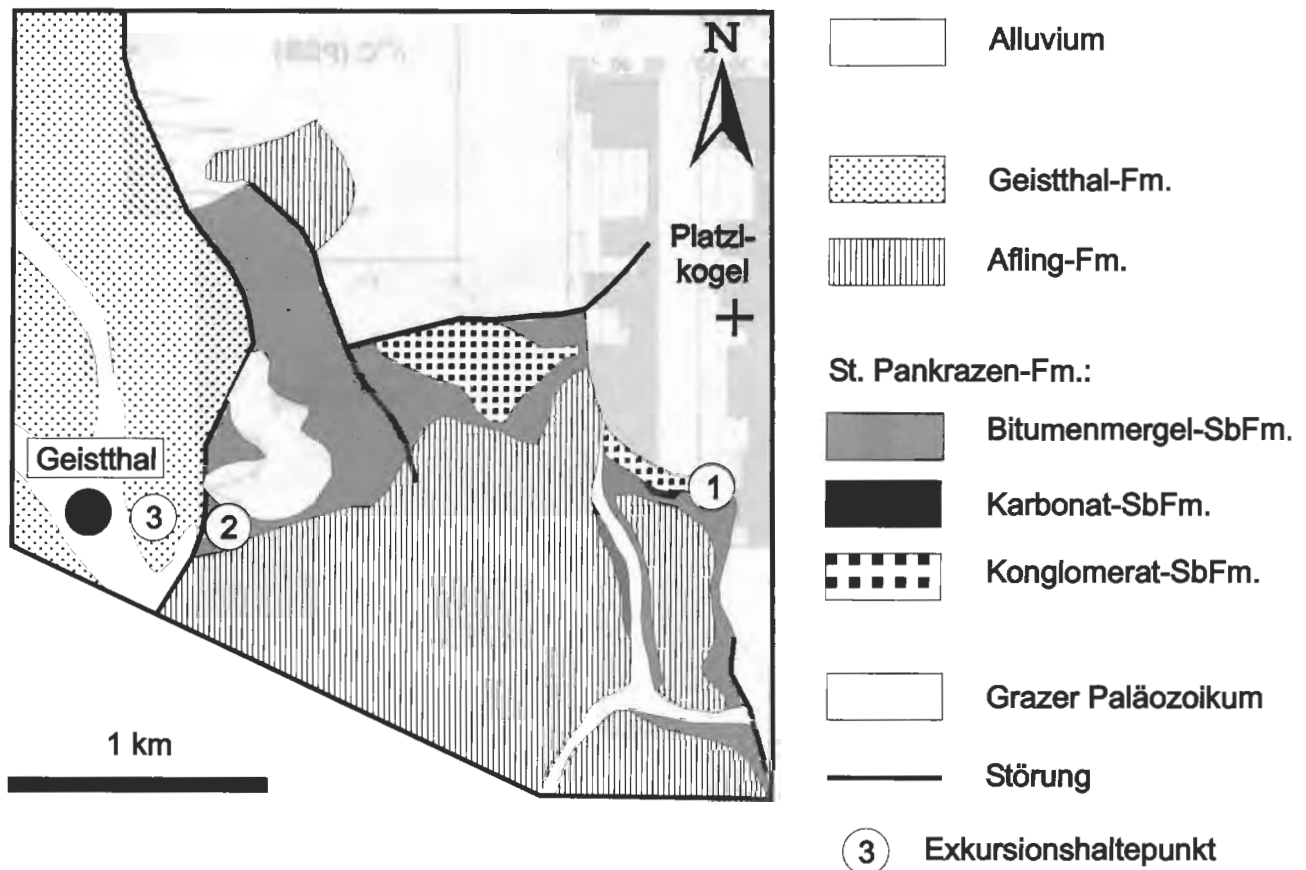


Abb. 5: Geologie im Raum östlich Geistthal (vgl. Abb. 3). Die alluviale Fazieszone mit den roten Basiskonglomeraten ist durch eine Störung von der limnischen Fazieszone mit der St. Pankrazen-Fm. abgetrennt (EBNER 1992).

Fig. 5: Geologic situation E of Geistthal (see also Fig. 3). The red-coloured basal conglomerates of the alluvial facies zone are separated by a fault from the the limnic facies with the St. Pankrazen-Fm. (EBNER 1992).

gischen Produktivität in der Wassersäule interpretiert werden. In direkter Abhängigkeit dazu steht das Na/K-Verhältnis (dargestellt als $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis) und das Si/Al-Verhältnis (dargestellt als $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Verhältnis). Hohe Na/K-Verhältnisse können durch eine relative Anreicherung des Plagioklas gegenüber Kalifeldspat und Illit, hohe Si/Al-Verhältnisse durch die relative Anreicherung von Quarz gegenüber den Tonmineralen erklärt werden. Dieser mineralogische Wechsel kann auch röntgenographisch nachgewiesen werden. Das bedeutet, dass zu Zeiten verminderter Bioproduktion der labilere Plagioklas und Quarz angereichert sind. Die positive Beziehung zwischen $\delta^{13}\text{C}$ und Gesamtkarbonatgehalt (K) sowie dem Wasserstoffindex (HI) weist ebenfalls auf biogene Produktivitätsmechanismen hin. Hier wird Kalzit durch eine erhöhte Planktonproduktion vermehrt abgeschieden. Die erhöhten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte können durch eine verstärkte Evaporation im semiariden Klima (SCHIRNIK 1994) erklärt werden.

5.3. Haltepunkt 3: Bereich um Geistthal; proximale alluviale Fazies der Geistthal-Fm.

(mehrere Haltepunkte im Bereich um Geistthal, Abb. 4)

Die alluvialen rotgefärbten Basiskonglomerate am Nordrand des Kainacher Gosaubeckens (Abb. 5, vgl. SCHIRNIK 1994, NEUBAUER et al. 1995) sind E Geistthal durch eine Störung von der St. Pankrazen-Fm. abgetrennt (EBNER 1992). Dadurch ist die aus einer vermeintlichen Faziesverzahnung abgeleitete Altersgleichheit beider Abfolgen (z. B. GOLLNER et al. 1987) nicht mehr haltbar (BODROGI et al. 1994).

Die als Bildungen einer proximalen Alluvialentwicklung interpretierten Konglomerate mit Komponenten bis zu m-Größe sind durch eine Hämatit-Pigmentierung der Matrix intensiv rot gefärbt. Das Geröllspektrum wird von paläozoischen und mesozoischen Geröllkomponenten dominiert. Paläogeographisch interessant sind wenige Funde von Geröllen südalpiner Provenienz (darunter permische Fusulinen und Algenkalke, Quarzporphyre, untertriadische Gastropodenoolite). Typisch für Grüngesteinsgerölle sind polierte, metallisch glänzende Eisen(hydr)oxid-Überzüge.

Im Geröllspektrum der Geistthal-Fm. fehlt bis jetzt jeglicher Hinweis auf ein kristallines Liefergebiet (vgl. GRÄF 1975, GOLLNER et al. 1987). Aus einem Geröll eines Aufschlusses an der ersten Straßenkehre östlich von Geistthal wurde durch KAHILER (1973) eine unterpermische Fusulinidenfauna, wie sie auch aus den Südalpen bekannt ist, beschrieben.

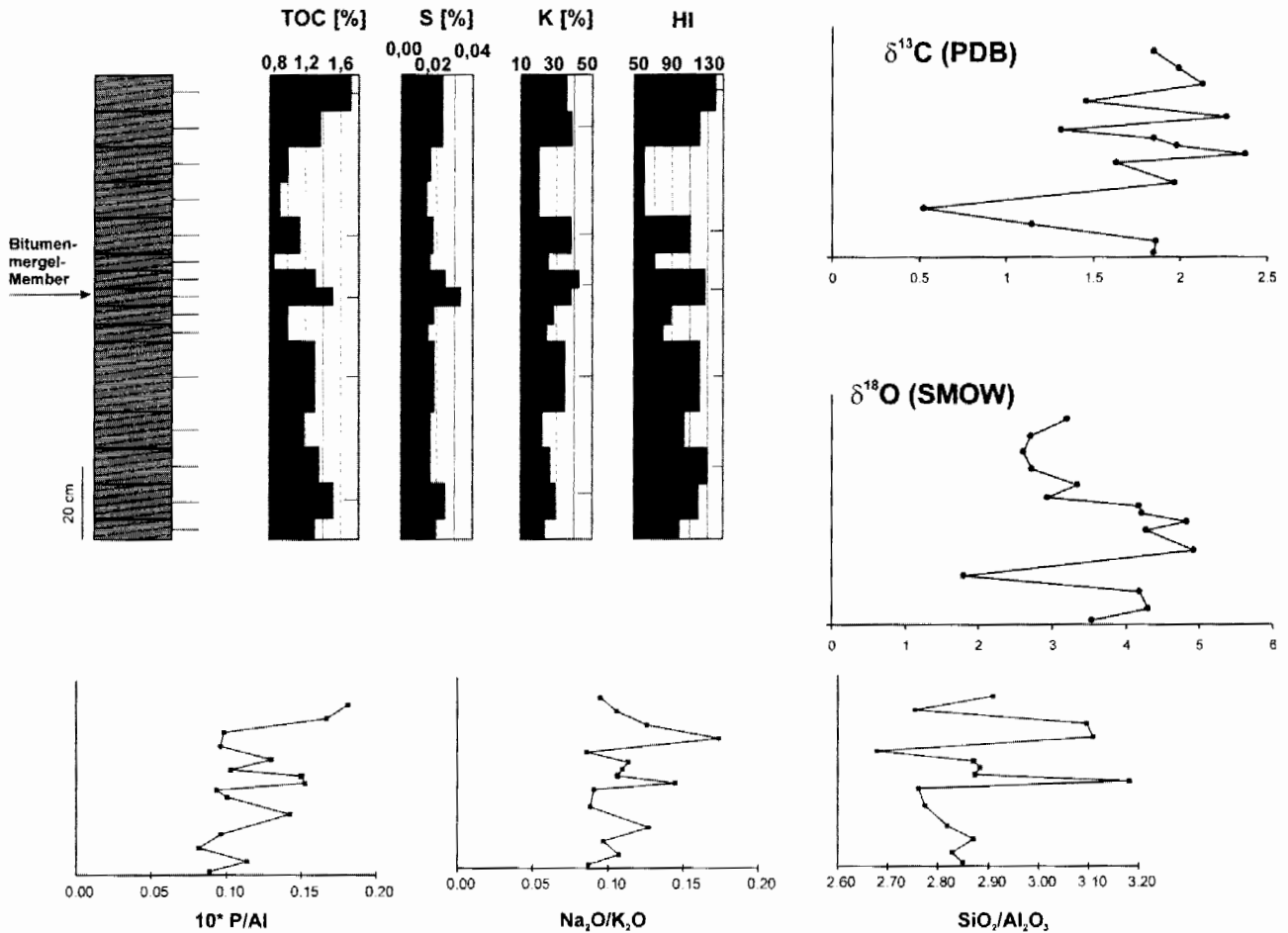


Abb. 6: Profil in der Bitumenmergel-SbFm. der St. Pankrazen-Fm. am Haltepunkt 2 mit einigen geochemischen Parameter: TOC = organisch gebundener Kohlenstoff; S = Schwefel; K = CaCO₃; HI = Wasserstoff-Index. Zusätzlich sind einzelne deutliche Maxima eines (ca. 20-40 cm mächtigen) Geochemie-Zyklus markiert (s. RUSSEGGER et al. 1998).

Fig. 6: Section in the „Bituminous Marl-Mb.“ of the St. Pankrazen-Fm. at stop 2 with some geochemical parameters: TOC = total organic carbon; S = sulfur; K = CaCO₃; HI = hydrogen index. Some significant maxima of a 20-40 cm thick geochemical cycle are marked additionally.

5.4. Haltepunkt 4: Södingberg; St. Pankrazen-Fm. (Konglomerat- und Karbonat-SbFm.)

(Södingberg, Bachanschnitt am Weg zum Gehöft „Leitenbodenschatz“, an der östlichen Seite der Straße von Stallhofen nach Geistthal, RW 661840, HW 220390 in der ÖK50; Abb. 4)

In diesem Bereich ist die Basis der St. Pankrazen-Fm. in mehreren Profilen aufgeschlossen (vgl. Abb. 7; RUSSEGGER et al. 1998, SACHSENHOFER et al. 1995). Im Bereich der Fahrstraße wird in einigen schlechten Böschungsaufschlüssen das paläozoische Grundgebirge (unterdevonische Dolomite) sichtbar.

5.5. Haltepunkt 5: Hemmerberg; Afling-Fm. (Hemmerberg-SbFm.) mit distalen Turbiditen

(alter Stollen am Hemmerberg, RW 656460, HW 219890 in der ÖK50; Abb. 4)

Die turbiditischen Abfolgen der Hemmerberg-SbFm. (= Teil der Hauptbecken Folge bei GRÄF 1975) sind in alten Steinentnahmestellen und vor allem in einem alten Stollen („Sonnfixl“- oder „Sunfixl“-Höhlen) spektakulär aufgeschlossen (Detailprofil vgl. Abb. 8). In diesem Bereich wurden in der Vergangenheit Mühl-, Schleif-, Pflaster- und Bodenplattensteine, vermutlich hauptsächlich aus einer 70 cm mächtigen Sandsteinlage, gewonnen (Moser 1998). Die Bodenplattensteine wurden im 19. Jhdt. u. A. auch in der Grazer Innenstadt zur Trottoirpflasterung verwendet (MOSER 1998).

Am Hemmerberg befindet sich auch die Typuslokalität von *Placenticeras milleri* (HAUER 1866).

5.6. Haltepunkt 6: Freisinggraben; Afling-Fm. (Hemmerberg-SbFm.) mit distalen Turbiditen und submarinen Gleithorizonten

(Freisinggraben bei Afling, 300 m südlich des Forsthauses

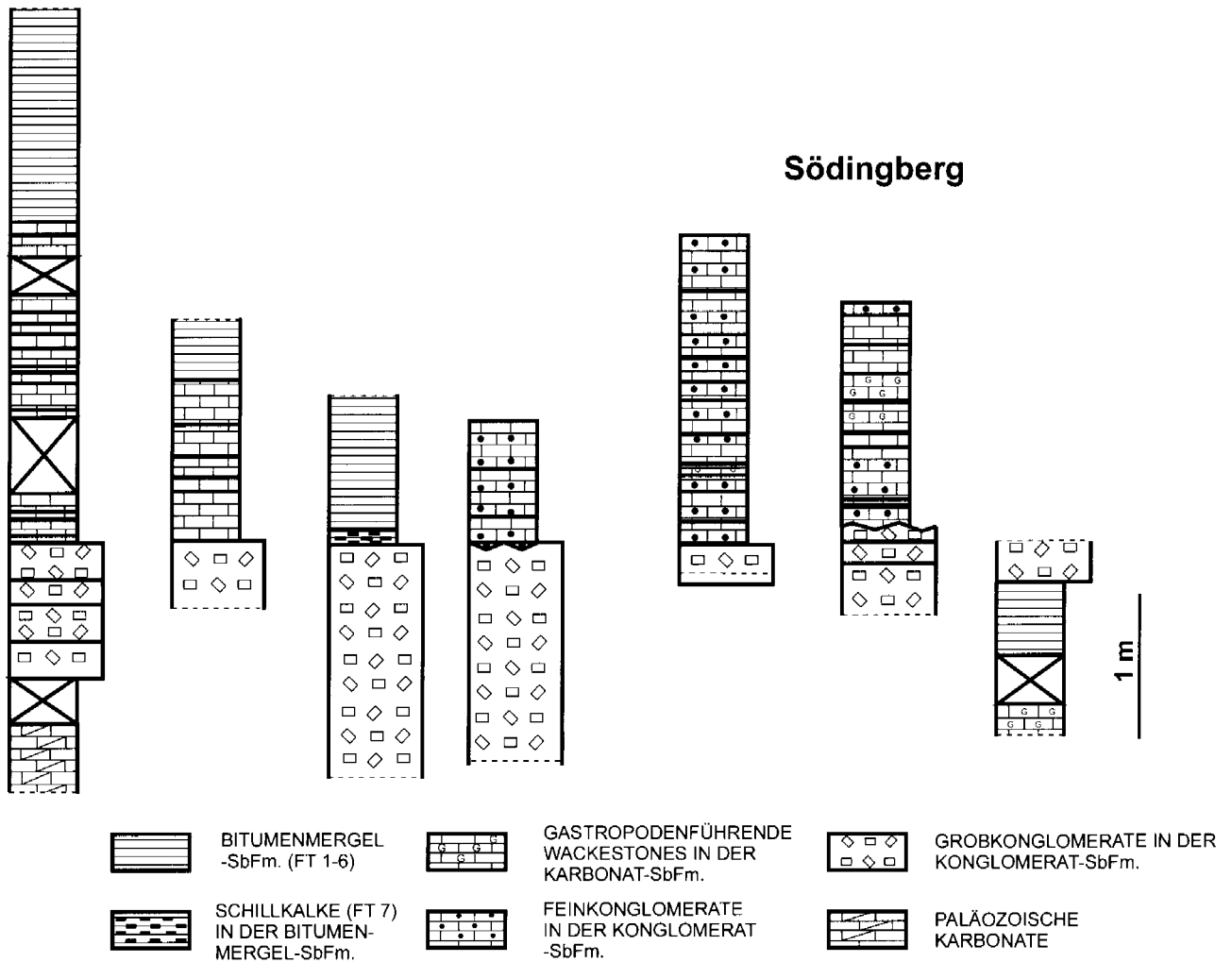


Abb. 7: Basisbildungen der St. Pankrazen-Fm. in einigen Detailprofilen (RUSSEGGER et al. 1998). Haltepunkt 4 ist im Raum Södingberg.

Abb. 7: The basal parts of the St. Pankrazen-Fm. in some sections (RUSSEGGER et al. 1998). Stop 4 is in the area of Södingberg.

am östlichen Abhang des Hemmerberges, RW 655940, HW 219680 in der ÖK50, Abb. 4)

Entlang der Straße finden sich gute Aufschlüsse in der Flysch-ähnlichen Hemmerberg-SbFm. mit distalen Turbidit-Sequenzen und subaquatischen Rutschungsphänomenen (GRÄF 1972, 1974). In einer zum „Naturdenkmal“ erklärten alten Steinentnahmestelle wird ein eindrucksvoll ausgebildeter submariner Gleithorizont mit m-großen Slumpstrukturen sichtbar.

Im Raum Afling wurde die OMV-Bohrung Afling U 1 abgeteuft, die folgendes Profil (KRÖLL & HELLER 1978) erschloß:

- 397 m Hauptbeckenfolge (= Afling-Fm.)
- 202 m Bitumenmergel Folge (siehe Kap. 4.)
- 116 m Basiskonglomeratabfolge (= Geistthal-Fm.)

Kernstrecken aus der „Bitumenmergel-Folge“ um Bohrer 480 zeigen im Vergleich zu den Bitumenmergel-

SbFm. der St. Pankrazen-Fm. des Beckenrandes nur geringe Karbonatgehalte und bis zu 75 % Lagen gradierter Silt-/Sandsteine über Basiserosionsflächen. Ihre Zuordnung zur Bitumenmergel-Folge trifft daher nicht zu. Zumindest bei den untersuchten Kernstrecken handelt es sich dabei um distale Turbidite der Beckenfüllung (BODROGI et al. 1994). Unterschiedlich sind auch die Mächtigkeiten!

5.7. Haltepunkt 7: W St. Bartholomä; St. Bartholomä-Fm. (Kalchberg-SbFm.)

(alte Steinentnahmestellen an den Straßenkehren der Straße von St. Bartholomä nach Stallhofen, RW 667550, HW 214790 in der ÖK50; Abb. 4)

In alten Steinentnahmestellen sind bankige bis dickbankige gelbbraune Kalke aufgeschlossen. Das Gestein besteht aus Biogenschutt (meist Hippuriten und Korallen) in einer dichten Grundmasse, zeigt Andeutung von Gradierungen

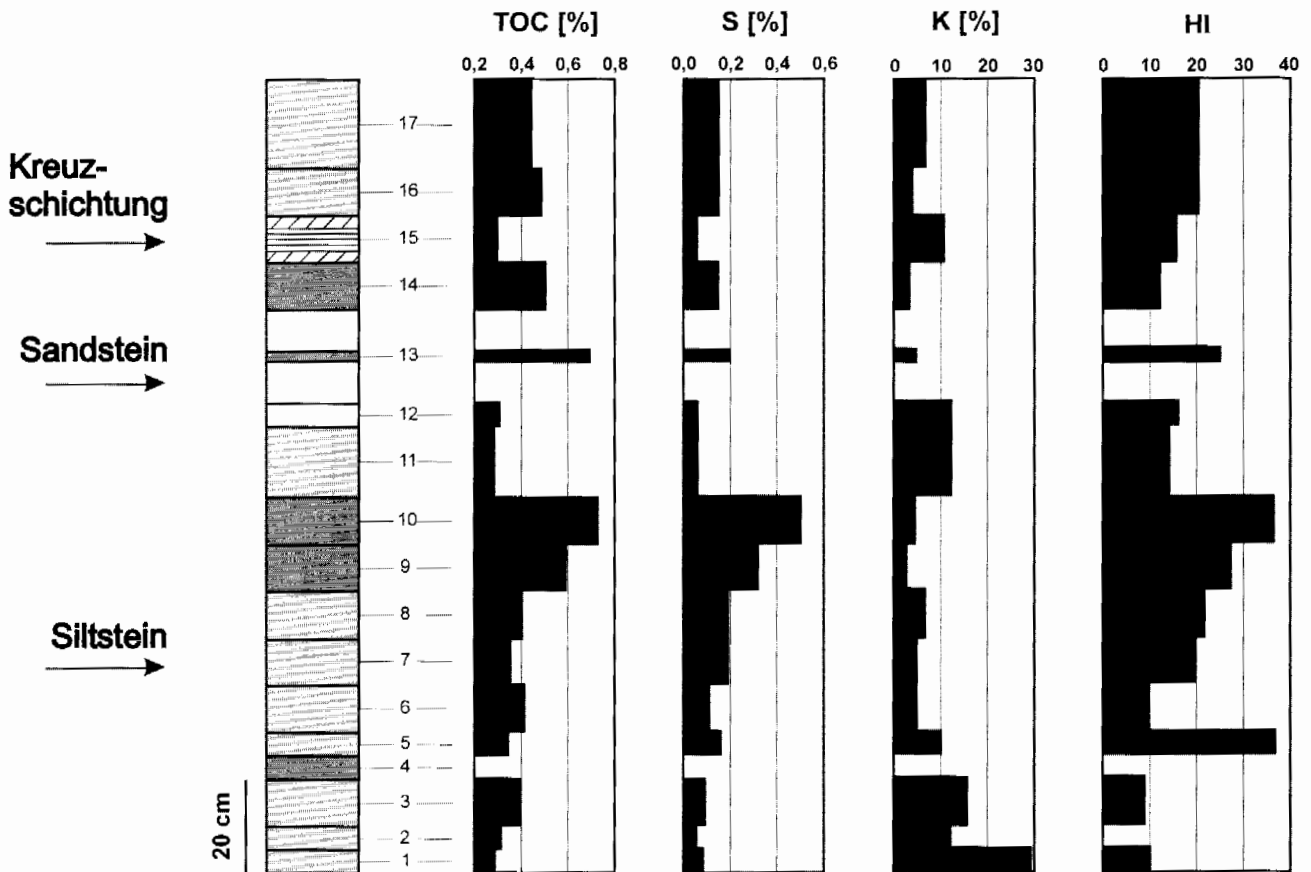


Abb. 8: Detailprofil aus der Hemmerberg-SbFm. der Afling-Fm. im Bereich des Stollenmundloches der „Sonnfixl-Höhlen“ am Hemmerberg (aus RUSSEGGER et al. 1998) mit einigen geochemischen Parameter: TOC = organisch gebundener Kohlenstoff; S = Schwefel; K = CaCO₃; HI = Wasserstoff-Index.

Fig. 8: Detail section of the Hemmerberg-Mb. of the Afling-Fm. close to the opening of the “Sonnfixl”-adit with some geochemical parameters: TOC = total organic carbon; S = sulfur; K = CaCO₃; HI = hydrogen index.

und mitunter eine Einreglung der Komponenten parallel zu ihrer Längsachse. Mitunter finden sich als Komponenten auch gerundete paläozoische Schiefer. Kompakte Kalkbänke aus diesem Steinbruch fanden als Baustein (z. B. Pfeiler der neuen Kirche von St. Bartholomä) Verwendung. Im Hangenden des Steinbruches ist in der Böschung der Straßenkehre grober Fossiltschutt (meist Hippuritenbruchstücke) aufgeschlossen.

5.8. Haltepunkt 8: St. Bartholomä; St. Bartholomä-Fm. (Kalkmergel)

(Steinbruch südlich der Straße von St. Bartholomä nach Reitereg, RW 668340, HW 214730 in der ÖK50, Abb. 6).

In einer ehemaligen Steinentnahmestelle, die über einem nun verfüllten untertägigen Abbauort zu liegen kommt, sind gelbbraune, muschelartig brechende Kalkmergel der St. Bartholomä-Fm. aufgeschlossen (GRÄF 1975). Typisch für die Mergel sind Wühl-, Grab- und Kriechspuren. Eine hier gefundene Nannoflora (EGGER in BODROGI et al. 1994) läßt sich auf das frühe Campan einengen. Gemeinsam

mit Nannofloren eines temporären Aufschlusses in einer Baugrube an der Straße von St. Bartholomä nach Stallhofen (ca. 1,9 km SW der Kirche von St. Bartholomä) mit einer Einstufung vom späten Santon bis tiefen Campan, wird dadurch erneut die Diskussion um die Alterseinstufung (oberes Santon – Maastricht) der St. Bartholomä-Fm. aufgeworfen. Im Bereich von St. Bartholomä (vor allem am Kreuzegg) wurden die Mergel teilweise unterirdisch abgebaut und als Zementrohstoff in eine bei Judendorf befindliche Fabrik geliefert.

Literatur

- BENESCH, F. v. (1914): Die mesozoischen Inseln am Poßruck (Mittelsteiermark). - Mitt. Geol. Ges., 7: 173-194, Wien.
- BODROGI, I., EBNER, F., LOBITZER, H., PASAVA, J. & SACHSENHOFER, R.F. (1994): Die Bitumenmergel der Kainacher Gosau (Steiermark, Österreich). - (In: H. LOBITZER, G. CSASZAR & A. DAURER, (Hrsg.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn), 2.Teil: 127-144, (Geol. B.-A.) Wien.
- BRINKMANN, R., 1935: Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. - Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg,

- 15: 1-14, Hamburg.
- DEAN, W.E. (1981): Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern north temperate hard - water lakes. - (In: ETHRIDGE, F.G. (Hrsg.): Recent and ancient nonmarine depositional environments: Models for exploration), Soc. Econom. Paleont. Mineral Spec. Publ., **31**: 213-231, Tulsa.
- EBNER, F. (1986): Orbitoidensandsteine aus den Eckwirtschottern bei Oberdorf/Bärnbach. - Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **116**: 79-89, Graz.
- EBNER, F. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163, Voitsberg. - Jb. Geol. B.-A., **135**: 753, Wien.
- EBNER, F. & STINGL, K. (1998): Geological frame and position of the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)), Jb. Geol. B.-A., **140**: 403-406, Wien.
- FAUPL, P., CSÁSZÁR, G., MISIK, M. (1997): Cretaceous and Paleogene sedimentary evolution in the Eastern Alps, Western Carpathians and the North Pannonian region: An overview. - Acta Geol. Hun., **40**: 273-305, Budapest.
- FENNINGER, A. & HUBMANN, B. (1994): *Helicerina Kainachensis* n.sp. - Crustaceen - Kopolithen aus Kalken der Kainacher Gosau (Obersanton bis Untercampan, Österreich, Steiermark). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1994**: 23-33, Stuttgart.
- FENNINGER, A. & HUBMANN, B. (1998): Spaltenfüllungen in der Basalkalkentwicklung der Kainacher Gosau (St. Pankrazen-Fm., ? Campanium). - Mitt. Ref. Geol. Paläont. Landesmuseum Joanneum, **SH 2**: 137-147, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1952): Graptolithenfund in einem Lyditgeröll der Kainacher Gosau. - Verh. Geol. B.-A., **1952**: 153-155, Wien.
- FLÜGEL, H.W. (1961): Die Geologie des Grazer Berglandes. - Mitt. Mus. Bergb. Geol. & Techn. Landesmus. Joanneum, **23**: 1-212, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1975): Die Geologie des Grazer Berglandes. - Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **SH 1**: 1-288, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1983): Problematik und Bedeutung der Herkunft der Gerölle der Mittelsteirischen Gosau. - Hochschulschwerpunkt S 15, Jber. **1982**: 109-119, Graz.
- FUCHS, W. (1984): Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. - Jb. Geol. B.-A., **127**: 571-631, Wien.
- GOLLNER, H., SCHIRNIK, D. & TSCHELAUT, W. (1987): The problem of the Southalpine clasts in the "Mittelsteirische Gosau". - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps), 156-163, (Deuticke) Wien.
- GRÄF, W. (1972): Gosau von Kainach. - (In: Wandertagung der Geologischen Gesellschaft in Wien: "Tertiär, Vulkanismus und Randgebirge der Südlichen Steiermark"), Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**: 275-278, Wien.
- GRÄF, W. (1994): Ein submariner Gleithorizont aus der Kreidezeit als Steirisches Naturdenkmal. - Landesmuseum Joanneum, Jahresber. N.F., **1973**: 125-133, Graz.
- GRÄF, W., 1975: Ablagerungen der Gosau von Kainach. - (In: H.W. FLÜGEL (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. 2. Auflage). - Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **SH 1**, 83-102, Graz.
- GRÄF, W., EBNER, F. & FLADERER, F., 1980: Faziesindikatoren in der basalen Gosau von Kainach. - Ann. Naturhist. Mus., **83**: 91-104, Wien.
- HAUER, F. v., 1866: Neue Cephalopoden aus den Gosaubildungen der Alpen. - Sitz.-Ber. k.k. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **53**: 1-9, Wien.
- HINTE, J.E. Van (1965): Remarks on the Kainach Gosau (Styria, Austria). - Koninkl. Nederl. Akad. Wetenschappen, Proc. Ser. B, **68**: 72-92, Amsterdam.
- KAHLER, F. (1973): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Ein Kalkgeröll mit permischen Fusuliniden aus der Oberkreide der Weststeiermark. - Paleontographica Abt. A, **141**: 143-153, Stuttgart.
- KAUMANN, M. (1960): Zur Feinstratigraphie der Kainacher Gosau. - Diss. Univ. Wien, 1-105, Wien.
- KAUMANN, M. (1962): Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. II. Die Gosauschichten des Kainachbeckens. - Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-Naturw. Kl., **171**: 289-314, Wien.
- KRÖLL, A. & HELLER, R. (1978): Die Tiefbohrung Afling U 1 in der Kainacher Gosau. - Verh. Geol. B.-A., **1978**: 23-43, Wien.
- KÜHN, O. (1947): Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. - Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., (I), **156**: 181-200, Wien.
- KNOBLOCH, E. (1977): Fossile Pflanzenreste aus der Kreide und dem Tertiär von Österreich. - Verh. Geol. B.-A., **1977**: 415-426, Wien.
- MAURITSCH, H. & FRISCH, W. (1980): Paleomagnetic results from the Eastern Alps and their comparison with data from the Southern Alps and the Carpathians. - Mitt. Österr. Geol. Ges., **73**: 5-13, Wien.
- MOSER, B. (1998): Über Mühl-, Schleif- und Pflastersteinmaterialien aus dem Kainachtal, Weststeiermark, in der "vaterländischen technischen Mineraliensammlung" von Mathias Josef Anker am Joanneum in Graz. - Mitt. Ref. Geol. und Paläont. Landesmuseum Joanneum, **SH 2**: 265-276, Graz.
- NEUBAUER, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. - Geowissenschaften, **12**: 136-140, Weinheim.
- 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, Amsterdam.
- OBERHAUSER, R. (1959): Bericht über Mikropaläontologische Untersuchungen an Proben aus dem Bereich der Rudistenriffe der Kainach-Gosau. - Verh. Geol. B.-A., **1959**: A 121, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. - Jb. Geol. B.-A., **106**: 1-88, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. - Jb. Geol. B.-A., **111**: 115-145, Wien.
- PAMOUKTCHEV, A. (1970): Sur la présence de Maastrichtien près de Kainachbeckens (Autriche). - Ann. Univ. Sofia, I, Geologie, **62**: 1967/68, 47-52, Sofia.
- OBERHAUSER, R. (1973): Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. - Geol. Rdsch., **62**: 96-106, Stuttgart.
- RUSSEGGER B., RANTITSCH G., EBNER F. (1998): Fazies und Geochemie der Bitumenmergel der Kainacher Gosau (St. Pankrazen Formation, Oberkreide, Österreich). - Mitt. Österr. Geol. Ges., **89**: 213-231, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F., CURRY, D.J., HORSFIELD, B., RANTITSCH, G. & WILKES, H. (1995): Characterization of organic matter in Late Cretaceous black shales of the Eastern Alps (Kainach Gosau Group, Austria). - Org. Geochem., **23**: 915-929.
- SCHIRNIK, D. (1994): Sedimentologie, Paläopedogenese und Geröllanalyse in der Kainacher Gosau. - Diss. Universität Graz, 1-305, Graz.
- SIEGL-FARKAS, Á., EBNER, F. & LOBITZER, H. (1994): Vorläufiger Bericht über Palynologische Studien in der Kainacher Gosau (Steiermark). - (In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (Hrsg.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich - Ungarn) Teil 2: 123-126, (Geol. B.-A.) Wien.
- SOMERS, R. (1992): Zur Kenntnis der Gosau und des Paläozoikums NE St. Pankrazen (Steiermark) - Mikrofazielle und Paläomagnetische Untersuchungen. - Dipl. Arb. Universität Graz, 1-77, Graz.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. - Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, **209**: 1-19, Frankfurt/Main.
- SUMMESBERGER, H. (1985): Ammonite zonation of the Gosau Group (Upper Cretaceous, Austria). - Ann. Naturhist. Mus., **87**: 145-166, Wien.

WAAGEN, L. (1927): Aufnahmsbericht über Blatt Köflach - Voitsberg (5154). Verh. Geol. B.-A., **1927**: 54-55, Wien.

WILLINGSHOFER, E., NEUBAUER, F. & CLOETINGH, S. (1999): The significance of Gosau-type basins for the Late Cretaceous tectonic history of the Alpine-Carpathian Belt. - Phys. Chem. Earth (A), **8**: 687-695, Amsterdam.

Das miozäne Fohnsdorfer Becken - Eine Übersicht

The Miocene Fohnsdorf Basin - An Overview

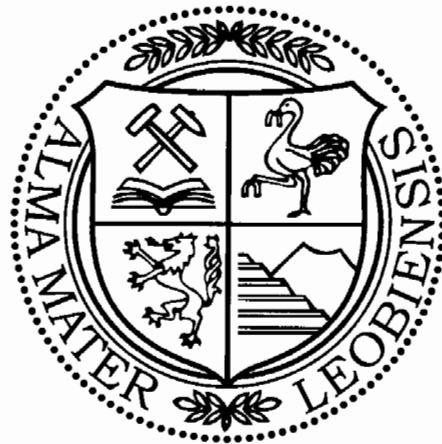
Von

Reinhard F. SACHSENHOFER, Philipp STRAUSS, Michael WAGREICH, Rainer ABART, Kurt DECKER,
Johann E. GOLDBRUNNER, Wilfried GRUBER, Christian KRIEGL & Christoph SPÖTL

mit 13 Abbildungen und 1 Tabelle
with 13 figures and 1 table

Exkursionsführer

SEDIMENT 2000



Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

Dr. Reinhard F. SACHSENHOFER, DI Wilfried GRUBER

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften, A-8700 Leoben, Österreich, Fax: +43/3842-402-788,
sachsenh@unileoben.ac.at, wilfried.gruber@unileoben.ac.at

Dr. Michael WAGREICH, Mag. Philipp STRAUSS, Dr. Kurt DECKER

Universität Wien, Institut für Geologie, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien, Österreich, Fax: +43/1-31336-782,
michael.wagreich@univie.ac.at, kurt.decker@univie.ac.at

Dr. Rainer ABART

Universität Graz, Institut für Mineralogie und Petrologie, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz, Österreich, Fax: +43/316-380-9865, rainer.abart@kfunigraz.ac.at

Prof. Dr. Johann E. GOLDBRUNNER, Mag. Christian KRIEGL

Geoteam, Technisches Bureau für Hydrogeologie, Geothermie und Umwelt GmbH, Weizerstr. 19, A-8200 Gleisdorf, Österreich, Fax: +43/3112-6830, geoteam@aon.at

Dr. Christoph SPÖTL

Universität Innsbruck, Institut für Geologie und Paläontologie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Österreich, Fax: +43/512-507-2914, christoph.spoetl@uibk.ac.at

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

44

S. 173-190

Wien 2000

Inhalt

Kurzfassung / Abstract.....	175
1. Einführung.....	175
2. Geologische und tektonische Position.....	178
3. Entwicklungsgeschichte.....	178
3.1. Pull-apart Phase (Karpatium/Unterbadanium?).....	179
3.2. Halbgraben Phase (Unter-/Mittelbadanium?).....	180
3.1. Beckeninversion.....	181
4. Thermische Geschichte.....	181
5. Rohstoffe.....	181
5.1. Kohle/Kohlegas.....	181
5.2. Geothermie.....	183
5.3. Bausteine.....	184
5.4. Ziegeleirohstoffe.....	185
5.5. Bentonit/Glastuff.....	185
5.6. „Haldit“.....	185
6. Aufschlussbeschreibungen.....	185
Stop 1: Tagbau Fohnsdorf/Dietersdorf.....	185
Stop 2: Sillweg E Fohnsdorf, Hohlweg.....	185
Stop 3: Flatschach N Zeltweg.....	186
Stop 4: Südrand des Fohnsdorfer Beckens S' Knittelfeld.....	186
Stop 5: Forstweg bei Gehöft Gföller S Knittelfeld.....	186
Stop 6: Tongrube Apfelberg bei Knittelfeld.....	187
Stop 7: Steinbruch Maria Buch bei Judenburg.....	189
Dank.....	189
Literatur.....	189

Contents

Kurzfassung / Abstract.....	175
1. Introduction.....	175
2. Geologic and tectonic setting.....	178
3. Evolution of the Fohnsdorf Basin.....	178
3.1. Pull-apart phase (Karpatian/Early Badenian?).....	179
3.2. Half-graben phase (Early-/Middle Badenian?).....	180
3.3. Basin inversion.....	181
4. Thermal history.....	181
5. Raw materials.....	181
5.1. Coal/coal-bed methane.....	181
5.2. Geothermal energy.....	183
5.3. Building raw material.....	184
5.4. Brick clay.....	185
5.5. Bentonite/glass tuff.....	185
5.6. „Haldit“.....	185
6. Description of stops.....	185
Stop 1: Former open pit mine Fohnsdorf/Dietersdorf.....	185
Stop 2: Sillweg E Fohnsdorf, road cut.....	185
Stop 3: Flatschach N Zeltweg.....	186
Stop 4: Southern margin of the Fohnsdorf Basin S' Knittelfeld.....	186
Stop 5: Road cut near farmhouse Gföller S Knittelfeld.....	186
Stop 6: Clay pit Apfelberg near Knittelfeld.....	187
Stop 7: Quarry Maria Buch near Judenburg.....	189
Acknowledgements.....	189
References.....	189

Kurzfassung

Das miozäne Fohnsdorfer Becken ist am Kreuzungspunkt des Mur-Mürztaler und des Pöls-Lavanttaler Störungssystemen gelegen. Die Entwicklung des Beckens wird in eine Pull-apart Phase (Karpatium/Unterbadenium?) und eine Halbgraben Phase (Unter-Mittelbadenium?) eingeteilt. Während der Pull-apart Phase wurde eine bis 2400 m mächtige Schichtfolge abgelagert. Diese besteht vom Liegenden zum Hangenden aus fluvio-deltaischen Ablagerungen, einem ca. 12 m mächtigen Kohleflöz (Fohnsdorf-Fm.), sowie 1500 m mächtigen Sedimenten, die in einem zum Teil mehrere hundert Meter tiefen (brackischen?) See abgelagert wurden (Ingering-Fm.). Die Beckenfüllung wird durch sehr hohe Subsidenzraten gesteuert. Während der folgenden Halbgraben Phase wurde die 1000 m mächtige, alluvio-deltaische Apfelberg-Fm. abgelagert. Mehr als 2000 m mächtige Sedimente wurden während der Inversion des Beckens erodiert. Diese führte zur Umformung des Westrandes des Beckens in eine positive Flower-Structure. Die Beckenfüllung beinhaltet beträchtliche Mineralvorkommen. Abgesehen von der Kohle ist das Becken prospektiv hinsichtlich Kohlegas, Geothermie, Baurohstoffen und Industriemineralen.

Abstract

The Miocene Fohnsdorf Basin is located at the junction of

the Mur-Mürz and Pöls-Lavanttal fault systems. The evolution of the basin is subdivided into a (Karpatian/early Badenian?) pull-apart phase and a (early/middle Badenian?) half-graben phase. Up to 2400 m thick sediments were deposited during the pull-apart phase. Its sedimentary sequence comprises from the bottom to the top fluvio-deltaic to lacustrine sediments, a 12 m thick coal seam (Fohnsdorf Formation), and about 1500 m thick sediments, which accumulated in a deep (brackish?) lake (Ingering Formation). Deposition is controlled by high subsidence rates. A subsequent half-graben phase resulted in the deposition of a 1000 m thick alluvio-deltaic conglomeratic sequence (Apfelberg Formation). More than 2000 m thick sediments were eroded during basin inversion, which reshaped the western basin margin into a positive flower structure. The basin fill contains considerable mineral resources. Apart from the coal seam, the basin is prospective for coal-bed methane, geothermal energy, building stones, and industrial minerals.

1. Einführung

Das miozäne Fohnsdorfer Becken ist das größte intramontane Tertiärbecken innerhalb der Ostalpen (Abb. 1). Es befindet sich am Schnittpunkt der Mur-Mürz und Pöls-Lavanttaler Störungszonen, die während der lateralen Extrusion der östlichen Zentralalpen eine entscheidende

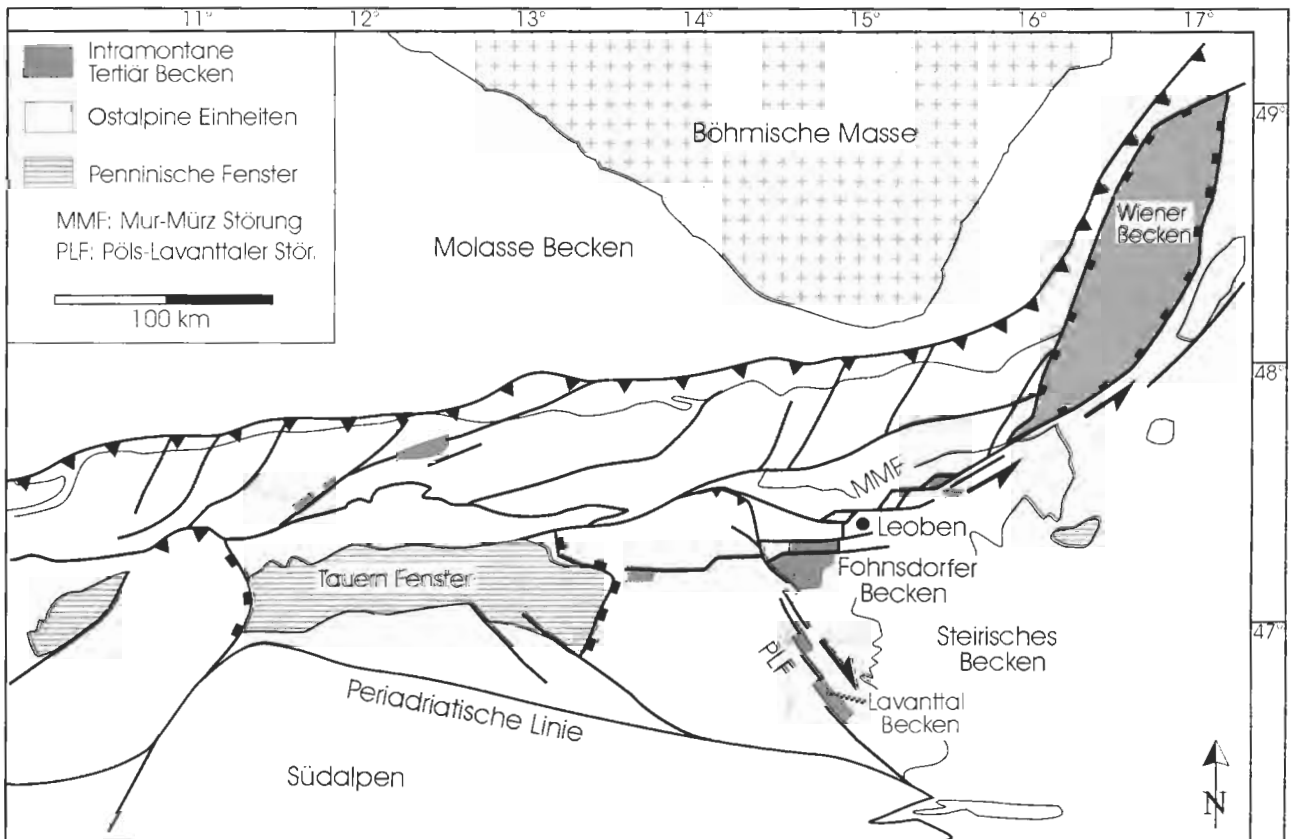


Abb. 1: Tektonische Übersicht der Ostalpen mit Position des Fohnsdorfer Beckens.

Fig. 1: Tectonic sketch map of the Eastern Alps with position of the Fohnsdorf Basin.

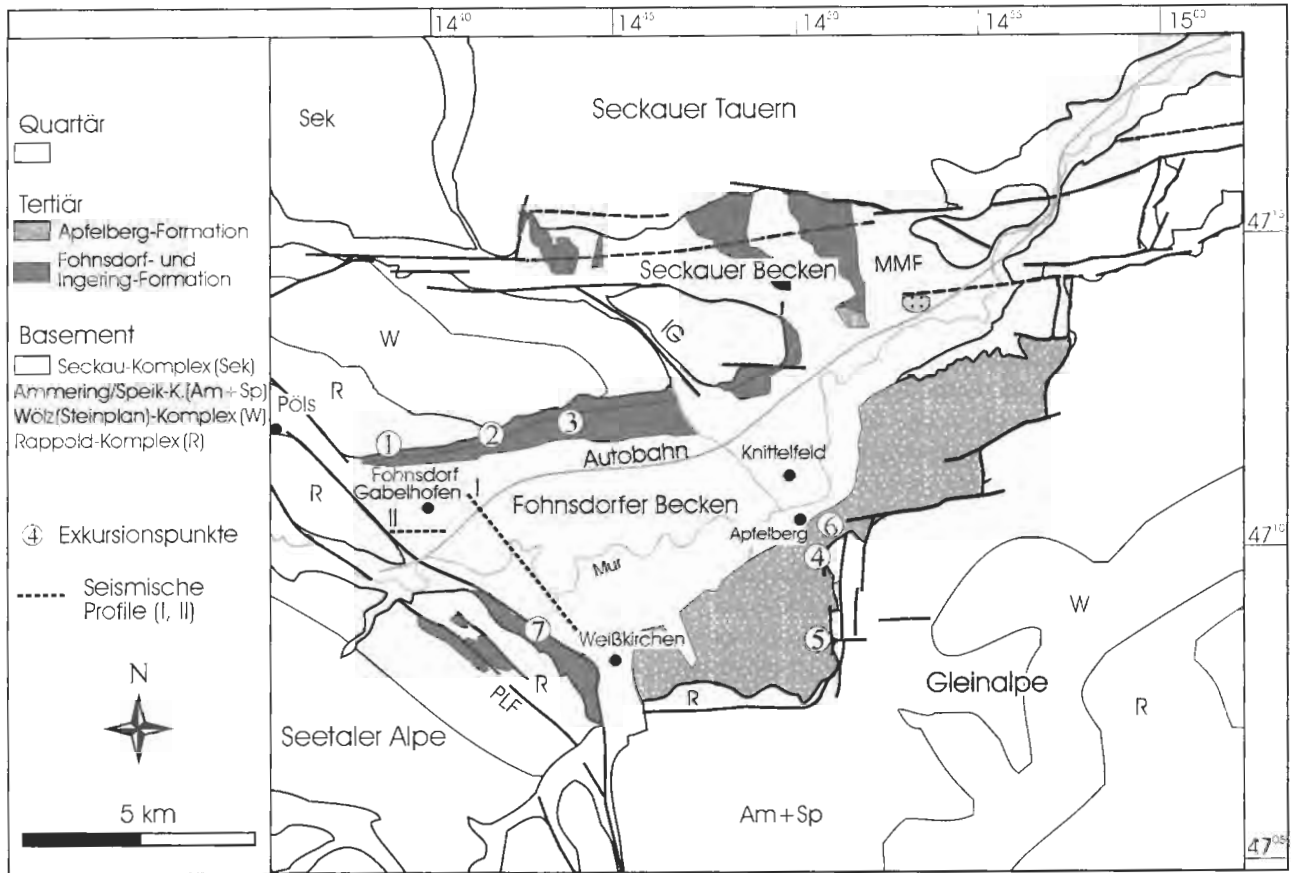


Abb. 2: Übersichtsskizze des Fohnsdorfer Beckens mit Nummern der Exkursionspunkte.

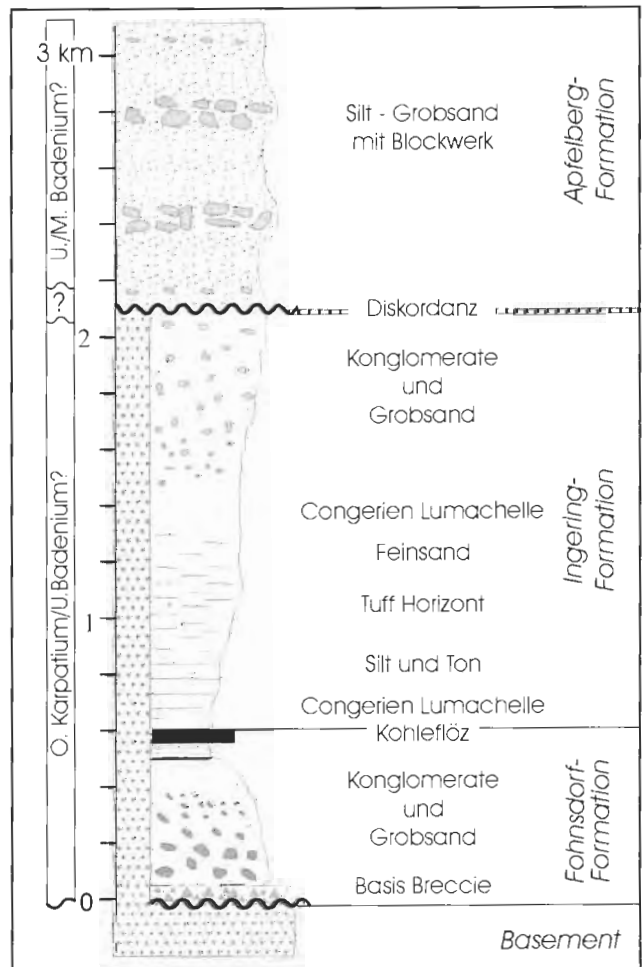
Fig. 2: Sketch map of the Fohnsdorf Basin with location and numbers of stops.

Rolle gespielt haben (RATSCHBACHER et al. 1991). Abgesehen von seiner Position in einem Schlüsselgebiet für das Verständnis der miozänen Tektonik der Alpen, erlangte das Fohnsdorfer Becken auch wegen seines Rohstoffpotentials (Kohle, Kohlegas, Geothermie) stärkere Beachtung.

Die tertiäre Beckenfüllung wird großteils von quartären Ablagerungen überdeckt. Aufschlüsse sind meist auf die Beckenränder beschränkt (POLESNY 1970, Abb. 2). Grundlegende Arbeiten über das Fohnsdorfer Becken beruhen auf Aufschlüssen im ehemaligen Kohlebergbau, der im nordwestlichen Teil des Beckens das Fohnsdorfer Flöz bis in eine Tiefe von 1280 m verfolgt hat (PETRASCHECK 1926, METZ 1973, WEBER & WEISS 1983). Der Bergbau wurde 1977 eingestellt. Neuere Erkenntnisse bezüglich des Baus des Beckens fußen auf geophysikalischen Messungen (METZ et

Abb. 3: Lithostratigraphisches Idealprofil der Füllung des Fohnsdorfer Beckens (nach STRAUSS et al. eingereicht).

Fig. 3: Lithostratigraphic profile of the basin fill (after STRAUSS et al. submitted).



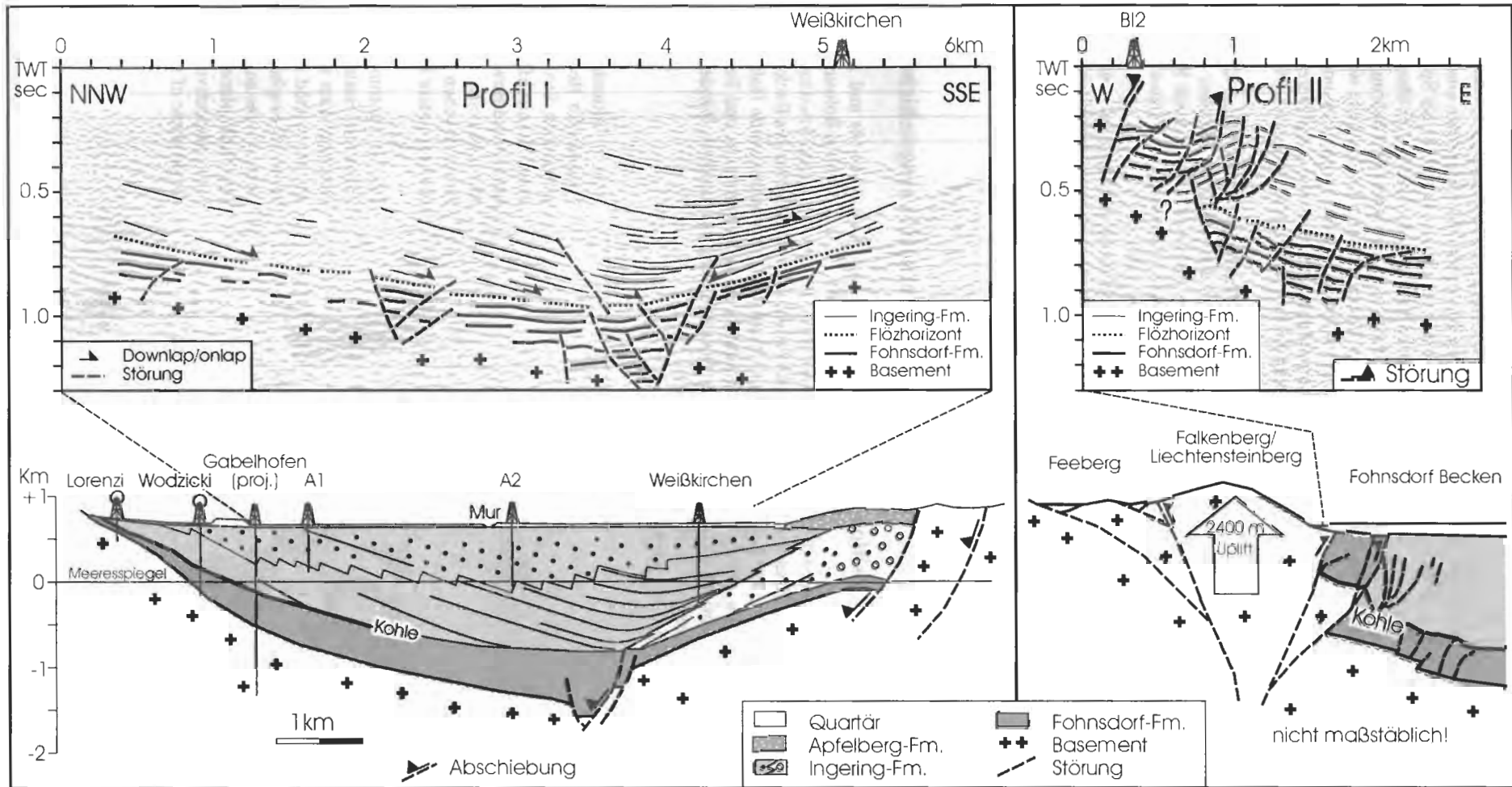


Abb. 4: Seismische Profile I und II und ihre geologische Interpretation. Die Position der Profile ist Abb. 2 zu entnehmen (verändert nach SACHSENHOFER et al. 2000).

Fig. 4: Seismic sections I and II and their geologic interpretation. The position of the sections is shown in Fig. 2 (modified after SACHSENHOFER et al. 2000).

al. 1980), Bohrungen und seismischen Profilen (SACHSENHOFER et al. 2000). Strukturgeologische Daten tragen wesentlich zum heutigen Bild der Entstehungsgeschichte des Beckens bei (STRAUSS et al. 1999, Arbeit eingereicht).

Basierend auf den älteren Arbeiten untergliederten STRAUSS & WAGREICH (1999) die Sedimente des Fohnsdorfer Beckens in folgende Formationen (Abb. 3):

hangend

Apfelberg-Formation (Blockschotter nach POLESNY 1970)

Ingering-Formation (Hangendserie nach POLESNY 1970)

Fohnsdorf-Formation (Liegendserie nach POLESNY 1970)

liegend

Laufende geologische Arbeiten befassen sich mit der Kohle am Top der Fohnsdorf-Formation, organisch-reichen Sedimenten innerhalb der Ingering-Formation (GRUBER & SACHSENHOFER 1999), sowie den Ablagerungsbedingungen der Apfelberg-Formation (STRAUSS & WAGREICH 1999). Darüber hinaus werden zur Zeit Tuffhorizonte, ein am Südstrand auftretender Kalksinter (Maria Bucher Sinter), sowie das Geothermiepotential des Beckens untersucht.

2. Geologische und tektonische Position

Die tektonische Entwicklung der Ostalpen während des Miozäns wurde durch die laterale Extrusion von Krustenkeilen nach Osten kontrolliert (RATSCHBACHER et al. 1991, FRISCH et al. 1998). Die Bewegungen verliefen entlang von sinistralen (z. B. Mur-Mürz Störungssystem) und dextralen (z. B. Pöls-Lavanttal Störungssystem) Seitenverschiebungszonen. Entlang des Mur-Mürz Störungssystems entstanden

mehrere kleine en-echelon Becken (Abb. 1). Ihre Altersstellung ist noch nicht restlos geklärt. STEININGER et al. (1989) vermuten ein früh-/mittel miozänes Alter. Dieses stimmt mit dem Alter eines von DUNKL mit Hilfe der Spaltspuren-Methode datierten Tuffs ($14,9 \pm 0,6$ Mio. J.) überein. Das Mur-Mürz Störungssystem war eines jener Störungssysteme, die die ostwärts auswandernden Krustenkeile während der lateralen Extrusion im Norden begrenzen und die Bildung der intramontanen Becken, sowie des größeren Wiener Beckens kontrollierten (DECKER & PERESSON 1996).

Das Fohnsdorfer Becken ist heute ca. 22,5 km lang und 11 km breit. Es ist mit dem kleineren Seckauer Becken in seinem nordöstlichen Teil verbunden. Isolierte Reste miozäner Sedimente sind auch südwestlich des Fohnsdorfer Beckens erhalten geblieben (Abb. 2).

Die tertiäre Beckenfüllung überlagert metamorphes Grundgebirge des Ostalpins. Letzteres besteht im wesentlichen aus Glimmerschiefer, Gneis, Amphibolit und Marmor, die unterschiedlichen alpin-gebildeten Kristallinkomplexen zugeordnet werden (Abb. 2).

3. Entwicklungsgeschichte

Basierend auf seismischen (Abb. 4) und strukturgeologischen Daten (Abb. 5), sowie neuen Bohrungen (z. B. Gabelhofen Therm 1, Abb. 6), teilen STRAUSS et al. (eingereicht) die Entwicklungsgeschichte des Beckens in eine erste Pull-apart Phase und eine nachfolgende Halbgraben Phase ein. Schließlich führte Kompression und Beckeninversion zu einer Herausbildung der heutigen Ränder des Beckens (Abb. 7).

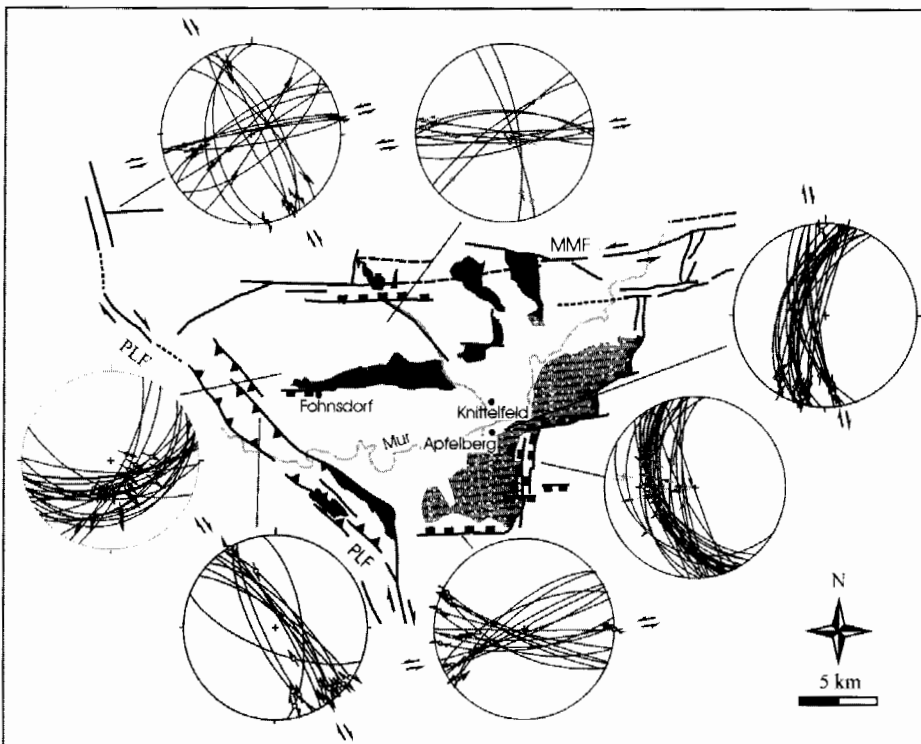


Abb. 5: Tektonische Karte des Fohnsdorfer Beckens mit ausgewählten Strukturdiagrammen. Harnischflächen (Großkreise) und Bewegungslineare mit Versatz (Pfeile) im Schmidt'schen Netz, Projektion auf untere Halbkugel.

Fig. 5: Tectonic map of the Fohnsdorf Basin with selected structural data sets. Fault planes are plotted in Schmid net, lower hemisphere projection. Great circles and points denoting fault planes and slicken lines, respectively. Arrows indicate sense of shear.

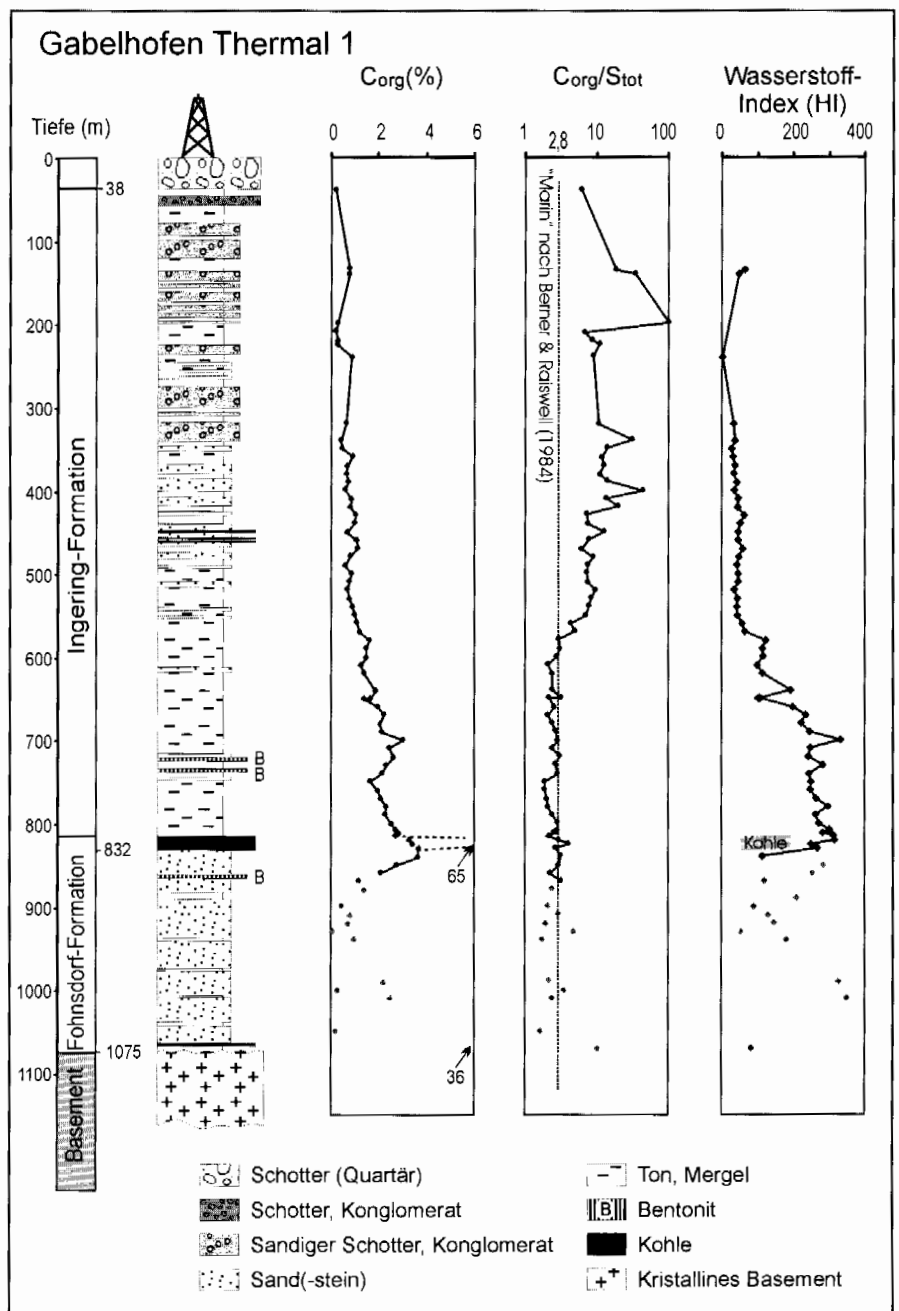
3.1. Pull-apart Phase (Karpatum/Unterbadenum?)

Sinistrale Bewegungen entlang des ENE gerichteten Mur-Mürz Störungssystems führten zur Bildung zunächst relativ kleiner Senkungsbereiche deren Zusammenwachsen ein „composite pull-apart“ Becken im Bereich Fohnsdorf-Seckau entstehen ließ. Die sinistralen Randstörungen werden durch mächtige Kataklastite markiert. Der horizontale Versatz entlang der nördlichen Randstörung beträgt ca. 4 km. Die sinistralen en-echelon Strike-slip Störungen werden durch große Abschiebungen verbunden, die insbesondere am südwestlichen Beckenrand gut aufgeschlossen sind (Stop Nr. 4, 5), wo ein vertikaler Versatz von mehr als 500 m entlang W-fallender Störungen rekonstruiert werden kann.

Während der Pull-apart Phase wurden die Fohnsdorf- und die Ingering-Formation abgelagert. Die Fohnsdorf-Formation erreicht eine Mächtigkeit von ca. 500 m, die sich aber zum heutigen Nordrand des Fohnsdorfer Beckens auf wenige Meter reduziert. Sie beinhaltet großteils Sandsteine und Konglomerate, die einem alluvialen Ablagerungsmilieu zugeordnet werden. Die Bohrung Gabelhofen traf nahe der Basis feinklastische Sedimente mit einem geringmächtigen Kohleflöz an. Im oberen Teil der Fohnsdorf-Formation nimmt der Anteil an feinklastischen Sedimenten zu. Den Abschluss dieser Formation bildet ein Kohleflöz, das im nordwestlichen Fohnsdorfer Becken bis 15 m Mächtigkeit erreicht. Congerien im Liegenden der Kohle, sowie extrem hohe Schwefelgehalte der Kohle deuten auf brackischen

Abb. 6: Lithologie der Bohrung Gabelhofen (nach SACHSENHOFER et al. 2000). Organischer Kohlenstoffgehalt (C_{org}), Kohlenstoff/Schwefel Verhältnisse (C_{org}/S_{tot}) und Wasserstoff-Index ($HmgHC/gC_{org}$) wurden an Cuttings-Proben bestimmt. Der tiefere, feinklastische Teil der Ingering-Formation wird durch niedrige C_{org}/S_{tot} Verhältnisse und hohe Gehalte an wasserstoffreichem Kerogen charakterisiert. Eine Zunahme des C_{org}/S_{tot} Verhältnisses zwischen 600 und 500 m zeigt den Übergang von einem sulfatreichen zu einem sulfatarmen Milieu an (z. B. BERNER & RAISWELL 1984). Dies wird als Ausfüllung eines zunächst brackischen Sees gedeutet. Daten aus der Fohnsdorf-Formation weisen gleichfalls geringe C_{org}/S_{tot} Verhältnisse auf. Weil Nachfall feinklastischen Materials aus der Ingering-Formation nicht ausgeschlossen werden kann, werden diese Daten jedoch mit Vorbehalt bewertet.

Fig. 6: Lithology of the Gabelhofen borehole (after SACHSENHOFER et al. 2000). Organic carbon contents (C_{org}), organic carbon/total sulfur ratios (C_{org}/S_{tot}) and Hydrogen Index ($HI, mgHC/gC_{org}$) were determined using cuttings. The lower, fine-grained part of the Ingering Formation is characterized by low C_{org}/S_{tot} -ratios and a hydrogen rich kerogen. An increase in C_{org}/S_{tot} -ratios between 600 and 500 m reflects the transition from a sulphate-rich to a sulphate-poor environment (e.g. BERNER & RAISWELL 1984). We interpret this as a decrease in salinity within a formerly brackish lake.



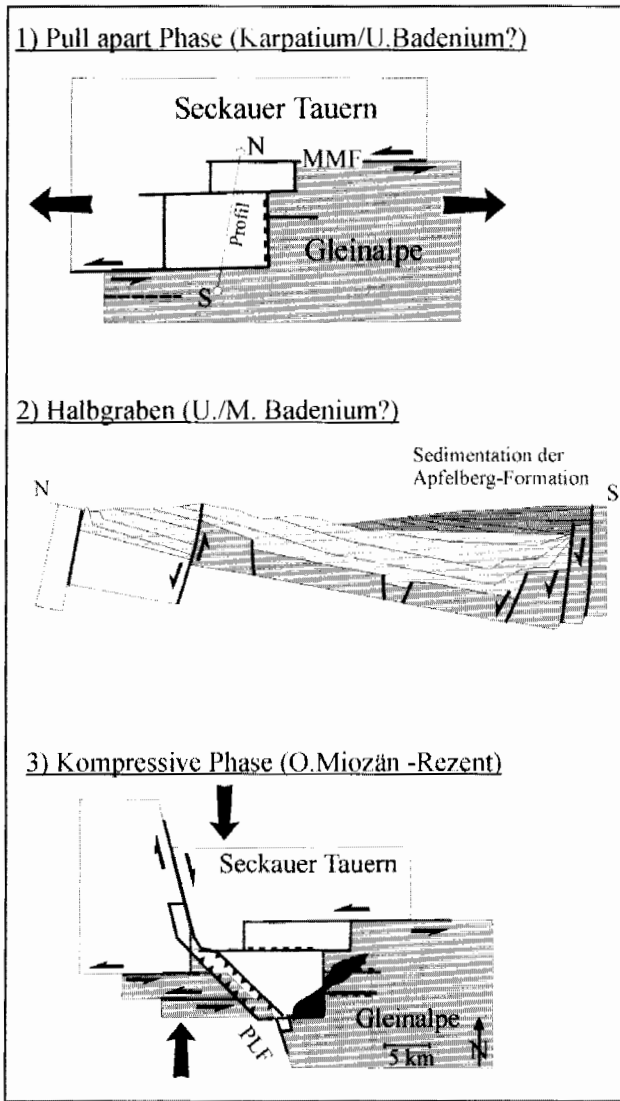


Abb. 7: Cartoons der drei Hauptphasen der Beckenentwicklung des Fohnsdorfer Beckens: a) Pull-apart Phase durch E-W Extension und Pull-apart Bildung an sinistralen Seitenverschiebungen des Mur-Mürz Störungssystems (MMF). b) N-S bis NNW-SSE Extension, Kipping des Beckens und Bildung eines Halbgrabens. c) Kompressive Phase durch die Bewegung am dextralen Pöls-Lavanttal Störungssystems (PLF), Bildung einer Flower-Structure am Westrand des Beckens.

Fig. 7: Cartoons showing three major stages in the evolution of the Fohnsdorf Basin: a) pull-apart phase as a result of E-W extension and basin formation between overstepping sinistral strike-slip faults of the Mur-Mürz fault system (MMF). b) N-S to NNW-SSE extension, tilting of the basin area caused by the formation of a half-graben. c) Compressive phase movement along the dextral Pöls-Lavanttal fault system (PLF), formation of a flower structure at the western limit of the basin.

Einfluss während der Ablagerung des oberen Teils der Fohnsdorf-Formation. Konglomerate, Sandsteine und teils bituminöse Süßwasserkalke mit Tuffeinschaltungen bilden

Äquivalente der Fohnsdorf-Formation entlang des SW-Randes des Beckens. Vermutlich ist auch der SW-Rand des Beckens kohleführend.

Erhöhte Subsidenzraten nach Ablagerung der Kohle führten zum Ertrinken des Moores und zur Ablagerung von Sapropeliten (Brandschiefer) und Congerien-Lumachellen. Weitere rasche Subsidenz führte zur Ausbildung eines mehrere hundert Meter tiefen Sees. Dieser wurde von den mehr als 1500 m mächtigen Sedimenten der Ingering-Formation aufgefüllt. Abgesehen von lokalen Fächern entlang der Südrandstörung erfolgte die Schüttung weitgehend aus dem Norden. Die zunehmende Verflachung des Sees geht einher mit einer deutlichen Kornvergrößerung ins Hangende. Die tieferen, feinklastischen Schichten der Ingering-Formation zeichnen sich durch hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff aus, die mitunter 3,0 % übersteigen. C_{org}/S_{tot} Verhältnisse um 2,8 im tieferen Teil der Ingering-Formation zeigen, dass die Sulfatreduktion durch die Menge des organischen Kohlenstoffs limitiert wurde (Abb. 6). Dies deutet einen brackischen Einfluss an (BERNER & RAISWELL 1984). Steigende C_{org}/S_{tot} Verhältnisse zwischen 500 und 600 m Tiefe in der Bohrung Gabelhofen werden als Aussüßungstrend interpretiert.

Mindestens fünf Tuffhorizonte sind in die Ingering-Formation eingeschaltet. Ein bei Flatschach aufgeschlossener, ca. 2 m mächtiger Glastuff (Stop Nr. 3) ist nach Fission-Track Untersuchungen dem Grenzbereich Unter-/Mittelbadanium ($14,9 \pm 0,6$ Mio. J.) zuzuordnen (DUNKL in SACHSENHOFER et al. 2000).

Vermutlich erfolgte der marine Vorstoß in das Fohnsdorfer Becken aus dem Lavanttaler Becken, in dem marines Unterbadanium bekannt ist (TOLLMANN 1985). Dies deutet an, dass die Pöls-Lavanttalstörung bereits während der Pull-apart Phase aktiv war. STRAUSS et al. (eingereicht) diskutieren hierfür ein Modell abwechselnder Strike-slip Bewegungen entlang konjugierter Störungen.

3.2. Halbgraben Phase (Unter-/Mittelbadanium?)

Nach Ablagerung der Ingering-Formation veränderte sich das Spannungsfeld drastisch. Dadurch wurden sowohl die Beckensüdrandstörung des Fohnsdorfer als auch jene des Seckauer Beckens als N-gerichtete Abschiebungen reaktiviert (Abb. 7). S-gerichtete Abschiebungen in Sedimenten der Fohnsdorf-Formation entlang des Nordrandes des Fohnsdorfer Beckens stehen mit dieser Phase in Verbindung.

Während der Halbgraben Phase gelangte die Apfelberg-Formation (STRAUSS & WAGREICH 1999, „Blockschotter“ nach POLESNY 1970) mit gut sortierten Feinsanden und Silten, einem geringmächtigen Kohleflöz und schlecht sortierten, oftmals matrix-gestützten Konglomeraten und Blockschottern zur Ablagerung. Einzelne Gerölle erreichen eine Größe von 30 m³. Die Schüttung erfolgte ausschließlich aus dem Süden. Mehrere Tufflagen sind bekannt. STRAUSS

et al. (eingereicht) interpretieren das Ablagerungsmilieu als einen grob-klastischen Alluvialfächer oder als verzweigtes Fan-Delta, das in einen limnischen Halbgraben progradierte. Das Auftreten der Tuffe, die nach heutigem Wissen im Steirischen Raum auf den Zeitraum Karpatium/Unterbadanium beschränkt sind, sprechen für ein noch unterbadanisches Alter, während aufgrund der Position im Hangenden des datierten Tuffes, ein mittelbadanisches bzw. jüngeres Alter wahrscheinlicher erscheint.

Möglicherweise wurde während der Ablagerung der Apfelberg-Formation bereits der Grundgebirgsrücken, der Fohnsdorfer und Seckauer Becken voneinander trennt, exhumiert und Teile der Fohnsdorf-Formation erodiert.

3.3. Beckeninversion

Die dritte wesentliche tektonische Phase führte zur Ausbildung einer positiven "Flower-Structure" am SW-Rand des Fohnsdorfer Beckens infolge dextraler Bewegungen entlang der Pöls-Lavantaler Störungszone (SACHSENHOFER et al. 2000, Abb. 4, 7). Der Falkenberg-Liechtensteinbergzug bildet den am stärksten gehobenen Zentralteil dieser kompressiven Struktur. SACHSENHOFER et al. (2000) nehmen aufgrund von Vitritnitreflexionsdaten eine relative Hebung von über 2000 m an. Dextrale Bewegungen entlang der Pöls-Lavantaler Störungszone sind heute wahrscheinlich noch aktiv und manifestieren sich im rezenten Spannungsfeld und in Erdbeben (KÖHLBECK 1979, REINECKER & LENHARDT 1999).

4. Thermische Geschichte

Rekonstruierte Temperaturgeschichten der Bohrungen Gabelhofen (Abb. 8) und Weißkirchen zeigen geringfügig erhöhte Wärmeflüsse (65 bis 70 mW/m, SACHSENHOFER et al. 2000). Benachbarte Becken entlang des Mur-Mürz

Störungssystems werden dagegen durch z.T. extrem erhöhte miozäne Wärmeflüsse charakterisiert. Die relativ geringen Wärmeflüsse sind vor allem auf die Lage des Fohnsdorfer Beckens weitab potentieller Wärmequellen (aufsteigende metamorphe Kernkomplexe oder miozäner Vulkanismus im Steirischen Becken) zurückzuführen (SACHSENHOFER 2000, eingereicht). Abgesehen davon spielte vermutlich auch thermische Isolierung durch die rasch abgelagerten mächtigen Sedimente eine Rolle. Nichtsdestotrotz lassen die rezent geringfügig erhöhten Wärmeflüsse das Becken hinsichtlich geothermischer Nutzung interessant erscheinen (siehe Kapitel 5.2. Geothermie).

5. Rohstoffe

5.1. Kohle/Kohlegas

Kohle tritt im Fohnsdorfer Becken zumindest in drei stratigraphischen Niveaus auf. Geringmächtige Flöze an der Basis der Fohnsdorf-Formation (Bohrung Gabelhofen) und innerhalb der Apfelberg-Formation erlangten nie wirtschaftliche Bedeutung.

Das mächtige Glanzbraunkohlenflöz am Top der Fohnsdorf-Formation wurde hingegen im Bereich Fohnsdorf mit Unterbrechungen von 1675 (zuerst vorwiegend zur Alaunherstellung) bis 1977 gewonnen (WEBER & WEISS 1983). Die tiefsten Einbauten befanden sich dabei 1280 m unter der Tagesoberfläche. Die Gesamtproduktion wird mit 47 Mio. t Kohle angegeben (GEUTEBRÜCK 1980). Die Restkohlensubstanz soll 13,7 Mio. t sicherer und wahrscheinlicher Vorräte betragen (WEBER & WEISS 1983). Bei weitem geringere Bedeutung erlangte der Bergbau Schönberg-Holzbrücke am nördlichen Beckenrand nordwestlich Knittelfeld.

Das Insert in Abb. 9 zeigt eine kartenmäßige Darstellung der abgebauten Feldesteile. E-W streichende, S-gerichtete

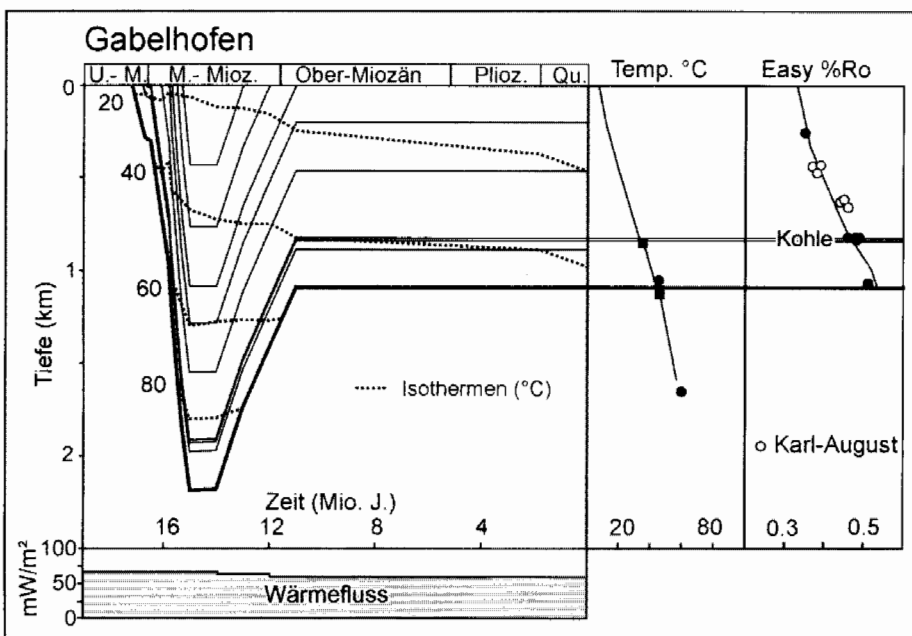
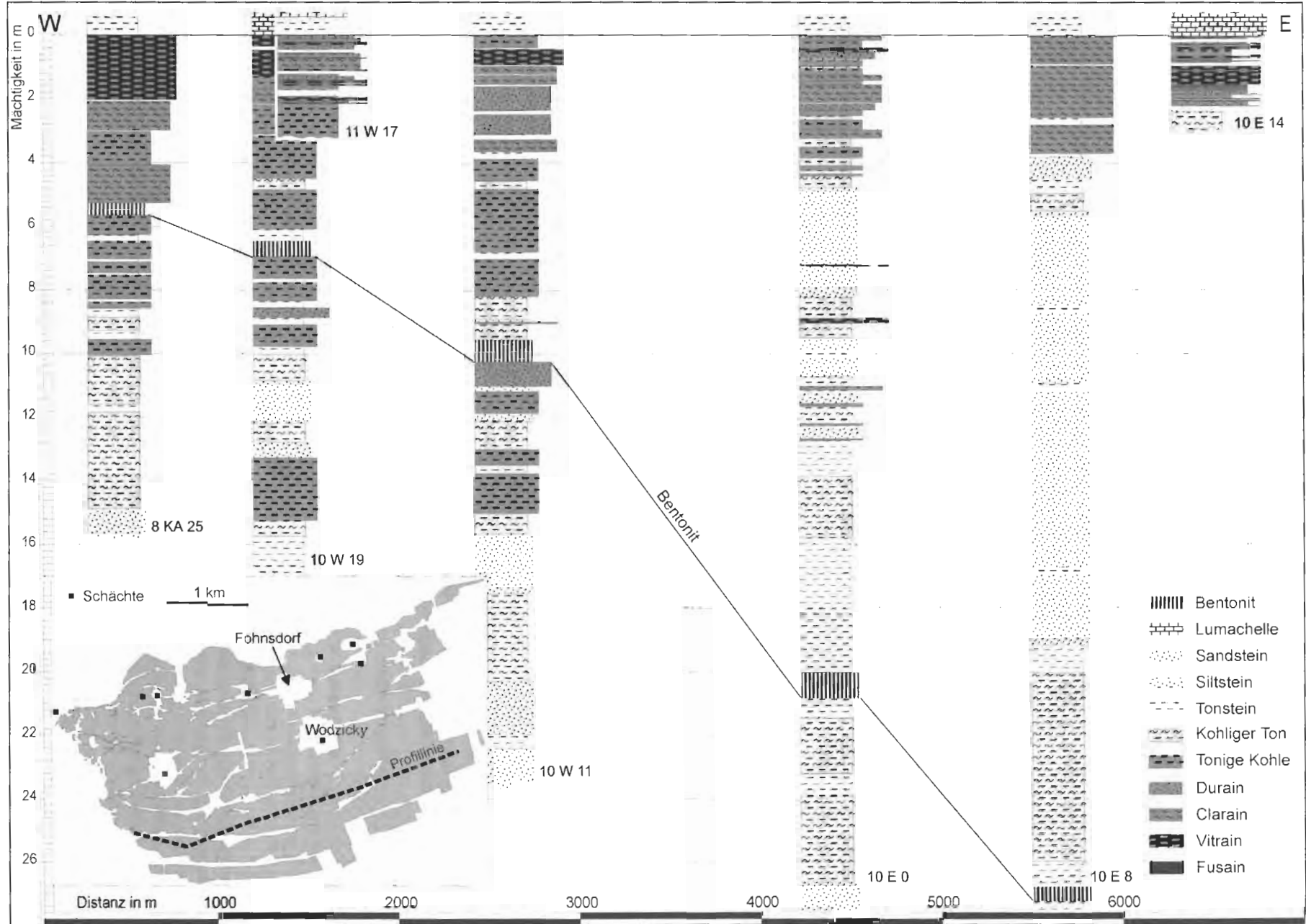


Abb. 8: Subsidenz-, Temperatur- und Wärmeflußgeschichte der Bohrung Gabelhofen (SACHSENHOFER et al. 2000). Berechnete und gemessene Kalibrationsdaten werden im rechten Diagrammteil dargestellt.

Fig. 8: Burial and temperature histories and heat flow model of the Gabelhofen borehole (SACHSENHOFER et al. 2000). Calculated and measured calibration data are plotted versus depth.



Abschiebungen und NE-streichende, NW-gerichtete Abschiebungen bedingen den Ausfall des Flözes. Diese Bereiche treten daher neben Schutzpfeilern für Ortschaften und Schächte als „weiße“ Flecken auf der Abbaukarte hervor.

Ein W-E Profil des Flözhorizontes ist in Abb. 9 dargestellt. Im westlichen Abschnitt befindet sich ein bis zu 1 m mächtiger Tuff innerhalb des Flözes. Im Osten der Lagerstätte wurde der Tuff mehrere 10er Meter unter dem Flöz angetroffen. Dies zeigt, dass die Kohlebildung zuerst im westlichen Abschnitt einsetzte, wo auch die maximalen Mächtigkeiten erreicht wurden. Gegen Osten setzte die Kohlebildung später ein und die maximalen Kohlenmächtigkeiten waren stark reduziert. Die östliche Bauwürdigkeitsgrenze wurde im Verzahnungsbereich mit grobklastischen Deltaschüttungen erreicht. Häufige Überflutungen führten zu einem generell hohen Aschegehalt. Besonders aschereich war der liegende Teil des Flözes („Liegendkohle“). Relativ reine Flözpartien waren auf den Oberteil des Flözes beschränkt („Hangendkohle“). Schwefelgehalte bis 15 % lassen eine brackisch/marine Beeinflussung wahrscheinlich erscheinen. Schwefelgehalte unter 1 % treten lokal in geringmächtigen, aschearmen (< 10 %) Abschnitten innerhalb der Hangendkohle auf. Dies deutet lokale Hochmoorbildungen an. Die Kohlebildung fand durch das Ertrinken des Moores seinen Abschluss (SACHSENHOFER 2000).

Abgesehen vom hohen Aschegehalt der Kohle, der eine Nassaufbereitung nötig machte, der großen Tiefenlage der Abbaue mit den damit verbundenen hohen Gebirgstemperaturen (z. B. 45,4 °C in 1133 m Tiefe) und Gebirgsdrücken, sowie weiten Förderwegen, bereitete dem Bergbau ein für Glanzbraunkohlen ungewöhnlich hoher Methangehalt Schwierigkeiten. Der Bergbau gehörte mit einer durchschnittlichen Ausgasung von ca. 30 m³ Methan pro t verwertbare Kohle – in einzelnen Abbauen überstieg die Gasführung 40 m³ Methan pro t Kohle – zu den stark gasführenden Schachtanlagen. Im Jahre 1943 forderte eine Schlagwetterexplosion 101 Todesopfer. Ab den 50er Jahren wurde das Methan mit 30 bis 50 langen Schrägbohrungen (Durchmesser 95 mm) in den feinklastischen Hangendschichten abgesaugt (FEYFERLIK 1958). Eine Nutzung im werkseigenen Kesselraum erfolgte ab 1960. SACHSENHOFER et al. (2000) vermuten, dass es sich um bakteriell gebildetes Methan handelt.

Der hohe Methangehalt der Kohle ließ Überlegungen bezüglich seiner Nutzung im Rahmen eines Flözgasprojektes entstehen. TEMMEL (1990) schätzte die Reserven zwischen 0,8 und 1,6 Mrd. m³ Gas (in place). Im Jahre 1996 teufte

die Rohöl-Aufsuchungs G.m.b.H nahe des Südrandes des Beckens eine Erkundungsbohrung ab, die den Flözhorizont wegen zu geringer Tiefe nicht erreichte.

5.2. Geothermie

Im Jahr 1940 ereignete sich beim Vertiefen des Wodzicky Schachtes in 865 m Tiefe ein Thermalwasserseinbruch aus geklüfteten Gneisen des Beckenuntergrundes. Der Zufluß betrug über 700 l/min, die Wassertemperatur ca. 40 °C (ZETINIGG 1992/93). Dies gab Anlaß das Geothermiepotential des Fohnsdorfer Beckens mit Hilfe einer Bohrung zu untersuchen.

Die Bohrung Gabelhofen Thermal 1 wurde im Jahr 1995 1,6 km südsüdöstlich des Ortszentrums von Fohnsdorf auf eine Tiefe von 2.000 m niedergebracht. Sie durchörterte bis 38,5 m Quartär, bis ca. 1100 m Miozän und verblieb bis zur Endteufe in Glimmerschiefern des mittelostalpinen Grundgebirges. Die miozäne Schichtfolge ist nach Logbefunden (DLL-SP, GR) als nur gering permeabel einzustufen. Im kristallinen Grundgebirge, das aus einer Folge von +/- quarzreichen Glimmerschiefern, phyllitischen Glimmerschiefern, Quarziten und Biotitschiefern besteht, wurden bei 1.286, 1.354 und 1.367 m Störungszonen durchfahren, welche sich unter anderem durch einen erhöhten Anteil von HCl-löslichen Komponenten (Kluffkalzite) auszeichneten. Zur Beseitigung der Kluffbeläge wurden Stimmulationsmaßnahmen mit Salzsäure im offenen Bohrloch durchgeführt, die sich als erfolgreich erwiesen. Pumpversuche aus dem offenen Abschnitt 1.075 m bis 2.000 m ergaben eine Transmissivität (= Gebirgsdurchlässigkeit x Aquifermächtigkeit) von 5×10^{-6} m²/s für den bohrlochfernen Bereich. Bei Endteufe wurde eine (gestörte) Temperatur von 61,5 °C gemessen; bei einer Fördermenge von 1.8 l/s (156 m³/d) betrug die Temperatur des Förderstromes bei 1.045 m maximal 51 °C.

Das erschlossene Wasser ist ein Natrium-Chlorid-Bicarbonat-Säuerling mit einer Summe an gelösten festen Stoffen von 11,1 g/l. Von besonderem Interesse ist der Vergleich der hydrochemischen Zusammensetzung der Wässer von Gabelhofen Thermal 1 mit den seichten Erschließungen von Fentsch (Gemeinde St.Marein bei Knittelfeld), wo an einem tektonischen Kontakt zwischen der miozänen Beckenfüllung und dem mittelostalpinen Kristallin Säuerlinge und Kohlenstoffdioxidgas oberflächennah (Brunnentiefe 3 m) auftreten (Tab. 1).

Bemerkenswert ist der hohe Chloridgehalt beider Wässer, der für die Herkunft aus marinen bzw. brackischen Schichten

Abb. 9: W-E Profil durch den südlichen Teil des Fohnsdorfer Flözes. Bezugsniveau: Oberkante Flöz. Das Insert zeigt die Abbaukarte des Fohnsdorfer Revieres und die Lage des Profils (verändert nach Unterlagen der Markscheiderei Fohnsdorf). Neben den Schutzpfeilern für Gebäude und Ortschaften, treten W-E- und SW-NE gerichtete Störungen als Bereiche ohne Abbau hervor.

Fig. 9: W-E profile through the southern part of the Fohnsdorf seam. Datum level: top of the seam. The insert shows the map of the Fohnsdorf mining district and the position of the profile (modified after maps of the Fohnsdorf mining survey). Apart from barrier pillars, W-E and SW-NE trending faults are highlighted as areas without excavation.

	Gabelhofen Thermal I	Fentsch Neuer Brunnen
Natrium	3.065	1.492
Kalium	199	40
Calcium	158	109
Magnesium	116	40
Chlorid	2.911	1.701
Jodid	0,15	1,6
Hydrogencarbonat	4.508	2.001
Elektrolytsumme gelöstes freies Kohlenstoffdioxid	11.123	5.467
Wassertypus	2.118 Na-Cl-HCO ₃	1.376 Na-Cl-HCO ₃

Tab. 1: Vergleich der hydrochemischen Zusammensetzung der Wässer der Tiefbohrung Gabelhofen Thermal I (STEHLIK 1996) und des "Neuen Brunnens" von Fentsch (CARLÉ 1975). Werte in mg/l.

Tab. 1: Hydrochemical composition of waters from the Gabelhofen borehole (STEHLIK 1996) and from the „Neuen Brunnen“ in Fentsch (CARLÉ 1975). Values are in mg/l.

spricht. Auf die Notwendigkeit, die Chlorid- und Jodidgehalte von Fentsch durch eine marine Fazies der Tertiärschichten des Fohnsdorfer Beckens zu erklären, wurde bereits von GOLDBRUNNER (1993) hingewiesen. Weitere Nachweise von zumindest brackischen Ablagerungsbedingungen im tieferen Teil des Miozäns werden in vorliegender Übersicht aufgrund geochemischer Untersuchungen erbracht (vgl. Kapitel 3.1. Pull-apart Phase). Hinsichtlich der Zirkulationsbedingungen lässt sich aus den hydrochemischen und geochemischen Untersuchungen der Bohrung Gabelhofen der Schluss ziehen, dass kristallines Grundgebirge und auflagerndes Tertiär ein hydrodynamisches System bilden. Dies lässt sich durch das Vorhandensein von Störungen mit großer Sprunghöhe erklären, die einen lateralen Kontakt von Tertiär und Kristallin ermöglichen.

In Gabelhofen Thermal 1 wurde bei freiem Überlauf am Sondenkopf ein Gas-Wasserverhältnis von 2:1 festgestellt. Das Gas wies einen Anteil von ca. 95 % Kohlenstoffdioxid und ca. 4 % Stickstoff auf. Der Methangehalt lag unter 1 %. Da die Entstehung des Kohlenstoffdioxidgases durch eine biologische Methanogenese im metamorphen Grundgebirge unwahrscheinlich ist, weist ein $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalt von $-7,08 \text{ ‰}$ deutlich auf den Erdmantel (KNOLL 1991) als Liefergebiet hin. Somit ist das auftretende Kohlendioxid als Tiefenelement zu betrachten und ist an Störungen im kristallinen Grundgebirge gebunden.

Wie ein Vergleich der Analysen von Gabelhofen Thermal 1 und Fentsch zeigt, treten Tiefengrundwässer mit ähnlicher hydrochemischer Zusammensetzung sowohl im metamorphen Untergrund des Tertiärbeckens als auch oberflächennah auf. Aufstieg und Zirkulation dieser Wässer und ihrer begleitenden Gase findet an sprödetektonischen Störungszonen statt, die im metamorphen Grundgebirge und in der tertiären Beckenfüllung ausreichende Wegigkeiten finden. Die nur auf der Hälfte gegenüber Gabelhofen Thermal 1 reduzierte Mineralisierung des Sauerlings von Fentsch weist auf eine schwache Vermischung mit oberflächennahen Wässern und somit auch auf einen raschen Aufstieg des Tiefengrundwassers hin.

5.3. Bausteine

„Fohnsdorfer Muschelkalk“

Die Congerien-Lumachellen, die den Flözhorizont am Top der Fohnsdorf-Formation überlagert wurde als „Fohnsdorfer Muschelkalk“ bezeichnet. Eine ausführliche Beschreibung gibt KIESLINGER (1953). Dabei handelt es sich um einen mergeligen Sandstein bis Konglomerat mit schichtweisen Anhäufungen von Muschelschalen (*Congeria cf. antecroatica* KATZER). Stellenweise wird das Bindemittel rein kalkig und diese dichten dunkelgrauen bis schwarzen Kalke sind gelegentlich als „schwarzer Marmor“ verwendet worden. Die Farbe des Gesteins wechselt je nach Verwitterungszustand. Frische Stücke zeigen ein dunkles Blaugrau, das gelegentlich bis zu einem völligen Schwarz des Bindemittels führen kann. Weitaus am häufigsten sind Steine der Oxydationszone mit den üblichen gelblichen bis ockrigen Farben des Limonits. Die Gewinnungsstellen lassen sich heute wegen der Vielzahl an ehemaligen Tagbauen nicht mehr sicher eruieren. Wahrscheinlich erfolgte der Abbau gleichzeitig mit dem der Kohle. Verwendung fand der Stein vom 14. bis zum 19. Jahrhundert besonders für Quaderarbeiten (z. B. Judenburger Stadtturm), für große Platten (z. B. Grabstein des Sigmund von Saurau, 1524, mit 260 x 220 cm; Pflaster der Pfarrkirche Fohnsdorf), Pfostenstücke, Türgewände, Säulen und Stufen (z. B. Stift Seckau).

„Maria Bucher Sinter“

Der an den SW-Rand des Fohnsdorfer Beckens gebundene Maria Bucher Sinter wurde von POLESNY (1970) ausführlich beschrieben. Er ist in einem kleinen Steinbruch südlich Maria Buch hervorragend aufgeschlossen. Es handelt sich um einen Kalzit-Sinter, der meist faserig, stellenweise zuckerkörnig ausgebildet ist. Die Längsachsen der Kristallnadeln stehen senkrecht auf die Bankung. Normal zu den Fasern ist oft eine Bänderung ausgebildet. Die einzelnen Bänke sind oft ebenflächig oder wenig gekrümmt, symmetrisch gebaut mit Zentralnaht in der Mitte der Bank. Die Farbe ist meist weiß bis licht(wachs)gelb, seltener bräunlich oder grau. Bänderung in verschiedenem Farbton verläuft stets parallel zur Bankung. „Pfeifersinter“ (Wachs-

tum in klaffenden Spalten), „Kugelsinter“, Erbsenstein“ (sprudelnde Quellen) und löchriger Sinter (gasreiche Wässer) bilden Sonderformen.

Verwendung fand der Maria Bucher Sinter als Baustein (Kirche Maria Buch), Dekorationsstein für Wandverkleidungen (Bahnhof Knittelfeld), als Edelputz und für kunstgewerbliche Gegenstände (Vasen, Schalen: „Steirischer Onyx“). Bemerkenswert ist das Apsisfenster der Seckauer Basilika, das aus geschliffenem Maria Bucher Sinter gefertigt wurde. Bezüglich der Genese und des Alters des Sinters siehe Beschreibung von Stop Nr. 7.

5.4. Ziegeleirohstoffe

Feinklastische Lagen innerhalb der Apfelberg-Formation werden seit mehr als 100 Jahren an der Typuslokalität abgebaut (s. Stop Nr. 6). Bis 1984 wurden quartäre Lehme für die Ziegelproduktion bei Maria Buch gewonnen.

5.5. Bentonit/Glastuff

Aus dem Fohnsdorfer Becken sind zahlreiche Tuffvorkommen bekannt (EBNER & GRÄF 1982). Die stratigraphisch tiefsten Tuffe wurden in der Bohrung Gabelhofen 50 m unterhalb der Flözoberkante angetroffen. Der Tuffhorizont im Bereich des Flözes wurde bereits erwähnt. Über dem Flözhorizont (Ingering-Formation) wurden 5 Tuffhorizonte von POLESNY (1970) beschrieben. Weitere bis 70 cm mächtige Tuffvorkommen wurden von POLESNY (1970) innerhalb der Apfelberg-Formation bekannt gemacht.

Nach EBNER & GRÄF (1983) wurde im Zuge der Kohleförderung Bentonit zeitweise abgebaut. Ein 30 (70?) cm mächtiges Vorkommen rötlichen Bentonits im Fötschach Graben (Apfelberg-Formation) wurde nach dem 2. Weltkrieg erfolglos beschürft.

5.6. „Haldit“

Im Zuge der untertägigen Kohlegewinnung wurde das taube Material auf der Halde des Wodzicky-Schachtes gelagert. Dieses ist reich an organischem Material und an framboidalem Pyrit und neigt zur Selbstentzündung („Brandschiefer“). Durch diese Brände werden im Inneren der Halde Temperaturen über 1000 °C erreicht. Das Sedimentmaterial erhält dabei bei Temperaturen über 700 °C eine charakteristische ziegelrote Farbe. Das entstehende Material zeichnet sich durch Verschleißfestigkeit und Wasserspeicherfähigkeit aus. Laut Firmenprospekt besteht es aus 52 % SiO₂, 22 % Al₂O₃ und 11 % Fe₂O₃.

Seit 1970 wird das Haldenmaterial von der Voest Alpine und seit 1980 von der Fa. Neuper abgebaut. Zur Zeit beträgt die Produktion ca. 30.000 t/J. Verwendung findet das Material für Sportplatzbeläge („Tennenrot“), als Golfplatzsand und als Substrat für Dachbegrünungen, Teiche und Biotope. Zudem kommt es als Zuschlagstoff für hitzebeständige

Betone zur Anwendung.

6. Aufschlussbeschreibungen

Stop 1 - Tagbau Fohnsdorf/Dietersdorf

Lokalität: ehemaliger Tagbau NW Dietersdorf
ÖK161 Knittelfeld, BMN 31, 550250/231060

Thema: Kohle, Brandschiefer, Erdbrandgestein, Lagerungsverhältnisse, Kohlegeologie, Kohlebergbau, nördlicher Beckenrand

Stratigraphie: Fohnsdorf-Formation (Untermiozän, Oberkarpatium?)

Zahlreiche Tagbaue befanden sich seit dem 17. Jahrhundert im Bereich des Ausbisses des „Fohnsdorfer“ Kohleflözes. Zunächst wurde die Kohle vor allem für die Alaunherstellung verwendet. Der Tagbau Dietersdorf befindet sich im Bereich des ehemaligen Antonitagbaus, von dem ROSSIWAL (1857 in WEBER & WEISS 1983) schrieb, dass er „der großartigste und regelmäßigste Tagbau unter allen zur Zeit auf Kohleflötzen in Steiermark betriebenen Tagbauen bezeichnet werden“ muß. Nach Ende des Zweiten Weltkriegs wurde im Bereich Dietersdorf Kohle von einer Siedlungsgenossenschaft gewonnen und der Österreichischen Alpine Montan Gesellschaft verkauft.

Aufgeschlossen ist eine mit etwa 25° gegen S einfallende Abfolge von basalen, gegen hangend zu feinkörniger werdenden Breccien (Fohnsdorf-Formation), einem Kohleband und hangenden pelitischen Sedimenten (basale Ingering-Formation).

Die Sedimentation erfolgte in einer Randsituation eines initialen Pull-apart Beckens. Onlap-Geometrien der Fohnsdorf-Formation auf das kristalline Basement treten auf. Die Glimmerschiefer des Basements sind stark verwittert und zerklüftet. Das dominierende Strukturinventar sind Abschiebungen gegen Süden, die zur Halbgraben Phase gestellt werden.

Die Kohle wird durch eine Vitrinitreflexion von 0,38 %Rr charakterisiert, die auf den Grenzbereich Matt-/Glanzbraunkohle hinweist. Ein sehr geringer Wassergehalt von 8,2 % (aschefrei) ist für viele alpine Glanzbraunkohlen charakteristisch.

Stop 2 - Sillweg E Fohnsdorf, Hohlweg

ÖK161 Knittelfeld, BMN 31, 553654/232133

Thema: Brandschiefer, Congerien, lakustrin-brackisches Delta

Stratigraphie: Ingering-Formation (Unter-/Mittelmiozän, Oberkarpatium-Unterbadanium?)

Im Profil Sillweg treten zwei Faziesbereiche innerhalb des tieferen Abschnitts der Ingering-Formation auf:

1. feinkörnige Deltafazies (derzeit nur schlecht aufgeschlossen): Abfolge von dünnen Feinsandsteinen (mit ebener Lamination und Rippellamination) und laminierten Peliten. Auf Grund der Abfolge an der Typlokalität im Ingeringbach, eines deutlichen coarsening-upward-Trends im Gesamtprofil und der Seismik-Interpretation

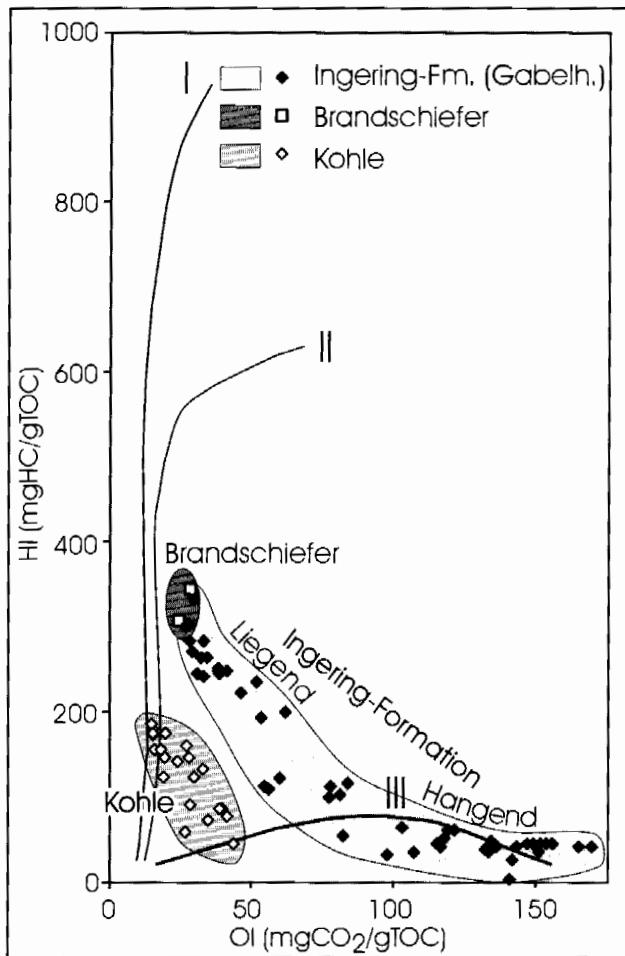


Abb. 10: Plot des Wasserstoff-Index (HI) gegen den Sauerstoff-Index (OI) für die „Fohnsdorfer“ Kohle, den Brandschiefers und feinklastische Sedimente innerhalb der Ingering-Formation.

Fig. 10: Crossplot of Hydrogen Index (HI) versus Oxygen Index (OI) for the Fohnsdorf coal, the „Brandschiefer“ (sapropelitic rocks), and fine-grained sediments within the Ingering Formation.

wird die Ingering-Formation als gegen Süden progrierende Deltafazies interpretiert, die ein relativ tiefes, z. T. brackisches Seebecken füllt.

2. „Brandschiefer“ mit Congerienlage.

Unter dem Begriff „Brandschiefer“ werden plattig verwitternde pelitische Gesteine der basalen Ingering-Formation zusammengefasst. Innerhalb des Profils tritt auch eine geringmächtige Lage mit Congerien auf, die auf ein brackisches Ablagerungsmilieu hinweist.

Der C_{org} -Gehalt des Brandschiefers beträgt ca. 20 %. Die überlagernde feinkörnige Deltafazies wird durch C_{org} -Gehalte zwischen 2 und 3,5 % charakterisiert (Abb. 6). Das Kerogen des Brandschiefers ist wasserstoffreich (Wasserstoff-Index: 300 – 350 mgHC/g C_{org}). Das Kerogen der Deltafazies setzt sich aus einer Mischung von wasserstoffreichem aquatischen und sauerstoffreichem terrestrischen Material zusammen, wobei der Anteil an letzterem gegen das Hangende zunimmt (Abb. 6, 10).

Stop 3 - Flatschach N Zeltweg

Lokalität: 500m W' der Flatschacher Kirche
ÖK161 Knittelfeld, BMN, 557050/232050

Thema: Glastuff innerhalb der Ingering-Formation, FT-Altersdatierung

Stratigraphie: Ingering-Formation (Unter-/Mittelmiozän, Unterbadanium?)

Der oberflächlich am besten aufgeschlossene Tuff ist jener von Flatschach. Er wird bis zu 3 m mächtig und befindet sich 350 bis 400 m über dem Flözniveau in der Ingering-Formation. POLESNY (1970) konnte Ausbisse zwischen Rattenberg und Spielberg über eine Distanz von ca. 3,75 km verfolgen. Sein Liegendes bilden Sandsteine und Konglomerate, sein hangendes ein sandiger Ton. Das sehr feinkörnige, weiße Gestein bricht unregelmäßig und ist an Klüften oft von dünnen Mangankrusten überzogen. Der Tuff besteht aus wenig zersetztem Glas. Lediglich an der Basis ist er stärker zu Montmorillonit umgewandelt (Basisbentonit). Daneben treten detritäre Minerale (Quarz, Muskowit) auf. Isotrope Stäbchen werden von POLESNY (1970) als Reste von Kieselorganismen gedeutet. DUNKL (in SACHSENHOFER et al. 2000) datierte Zirkone des Tuffs mit $14,9 \pm 0,6$ Mio. J.

Stop 4 - Südrand des Fohnsdorfer Beckens S' Knittelfeld

Lokalität: 200 m N' Gehöft Nußbolter
ÖK162 Köflach, BMN 34, 636448/228441

Thema: Überblick über das Fohnsdorfer Becken; Störungen am Beckensüdrand, Basement-Rücken am Nordrand, Flower-Structure am SW-Rand

Der Haltepunkt N' Nußbolter gibt einen Überblick über das Fohnsdorfer Becken und seine Ränder. Im Süden wird das Becken durch sinistrale Seitenverschiebungen und Abschiebungen begrenzt. Im Norden wird das (heutige) Becken durch einen Basement-Rücken vom ursprünglich zusammenhängenden Seckauer (Teil-)Becken getrennt. Dieser Rücken wurde erst nach der Ablagerung der Fohnsdorf- und Ingering-Fm. bei einer Kippung und Halbgrabenbildung im Unter-/Mittelbadanium? herausgehoben. Der Südwestrand des Beckens bei Judenburg ist eine jüngere Bildung. Hier wurde entlang des Pöls-Lavantal-Störungssystems eine kompressive Flower-Structure gebildet und der ursprüngliche Beckenrand des Fohnsdorfer Beckens vollständig umgeformt (Abb. 4). Erdbeben und in-situ-Spannungsmessungen zeigen, dass die Pöls-Lavantal Störung auch heute noch aktiv ist (REINECKER & LENHARDT 1999).

Stop 5 - Forstweg bei Gehöft Gföller S Knittelfeld

Lokalität: Forststraße 300 m S' Gehöft Gföller
ÖK162 Köflach, BMN 34, 637124/225996

Thema: Beckenrandstörung, syntektonischer Kontakt Apfelberg-Formation – Basement, gescherte Gerölle

Stratigraphie: Apfelberg-Formation (Mittelmiozän, Unter-/Mittelbadanium?)

Der Aufschluß verläuft entlang einer 1998 gegrabenen Forststraße südlich des Gehöftes Gföller (Abb. 11). Auf den

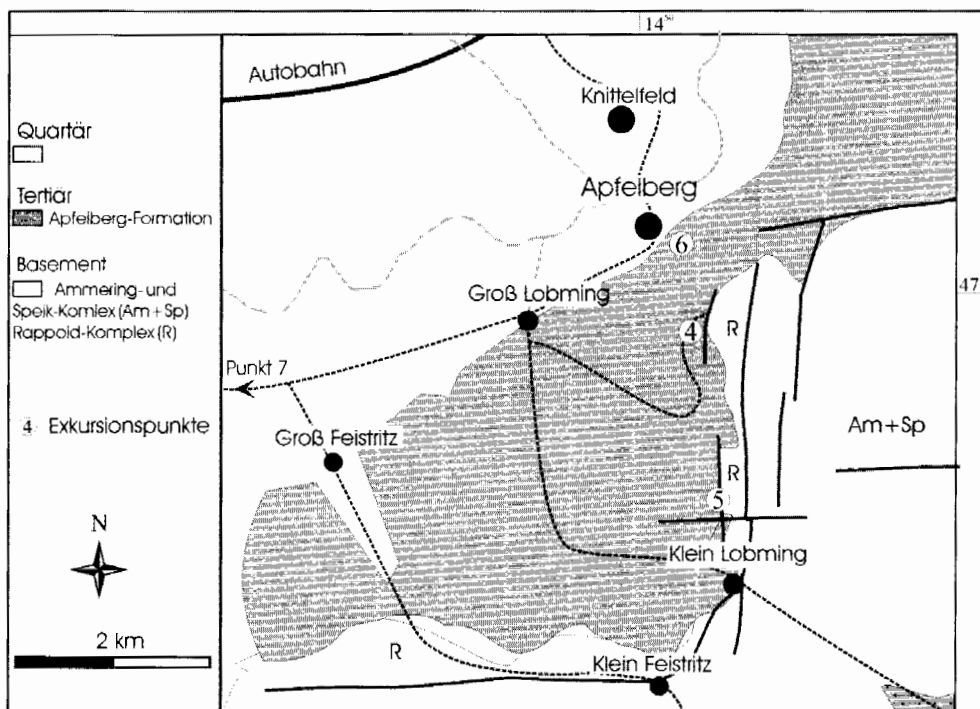


Abb. 11: Kartenskizze des Südostrandes des Fohnsdorfer Beckens.

Fig. 11: Sketch map of the southeastern margin of the Fohnsdorf Basin.

ersten 100 m sind Gneise des Ammering-Speik Komplexes aufgeschlossen, die, je näher man der Beckenrandstörung kommt, stärker zerklüftet sind. Die Abschiebung im Bereich des Beckenrandes ist deutlich am lithologischen Wechsel von Gneisen zu Marmor und Granat-Glimmerschiefern des Rappold Komplexes zu erkennen. Gegen Süden finden sich Gesteine des Rappold Komplexes in 1300 bis 1600 m Seehöhe, womit sich ein Vertikalversatz von ~500 m ableiten lässt. Diese Abschiebung wird bereits in der ersten Phase der Beckenentwicklung angelegt (Pull-apart Phase). Bei der Ausbildung des Halbgrabens während der zweiten Phase der Beckenentwicklung entlang des SE-Randes des Beckens wird die mit 65° in Richtung Westen einfallende Abschiebung überprägt.

Im Zuge der Bildung des Halbgrabens kommt es auch zur Sedimentation der Apfelberg-Formation. Die Sedimente der Apfelberg-Formation stellen die vermutlich jüngsten tertiären Ablagerungen im Fohnsdorfer Becken dar. Es handelt sich bei den Sedimenten der Apfelberg-Formation um eine Kombination von Schwemmfächern, bzw. Schwemmebenen und deltaisch-lakustrinen Sedimenten, wobei für einen überwiegenden Teil der Sedimente eine schlechte Sortierung und eine geringe Reife kennzeichnend ist. Schwermineralspektren (POLESNY 1970) zeigen, dass die Sedimente ausschließlich aus dem Süden (Gebiet der Gleinalpe) stammen. Dies unterstützt die Ansicht, dass die Apfelberg-Formation in einem Halbgraben abgelagert wurde. Ein häufig auftretender Sedimentationstyp in der Apfelberg-Formation sind mudflows mit ihrer charakteristischen Sortierung in eine relativ feine Matrix und in oversized clasts, welche oft kaum bis gar nicht gerundet sind und beachtliche Größen erlangen können. Die Erosion der feinen Matrix führte zu einer Konzentration des Blockwerkes an der Oberfläche, was das Sediment gröber erscheinen lässt („Blockschotter“, POLESNY 1970).

Der direkte Kontakt der Apfelberg-Formation mit dem

Basemnt ist ebenfalls zu beobachten. Die Sedimente (matrixgestützte Konglomerate) lagern dem Glimmerschiefer auf, wobei anhand der ins Liegende zu steiler werdenden Sedimentationsflächen der Schluß naheliegt, daß es sich hierbei um eine syntektonische Sedimentation handelt. Einen weiteren Hinweis auf die syntektonische Ablagerung der Apfelberg-Formation geben „gescherte“ Gerölle aus einem anderen Aufschluß nahe dieser Beckenrandstörung. Die Gerölle wurden entlang der Abschiebung teilweise staffelartig zerbrochen, verbogen und einige sogar zerdrückt.

Stop 6 - Tongrube Apfelberg bei Knittelfeld

ÖK162 Köflach, BMN 34, 63700/229800

Thema: Typenlokalität der Apfelberg-Formation, fluviatil-alluviale Ablagerungen, Schwemmfächer, Rinnen, Schlammströme, Tuffit, Altersstellung

Stratigraphie: Apfelberg-Formation (Mittelmiozän, Unter-/Mittelbadanium?)

Die Grube Apfelberg der Ziegelei Trost ist die Typenlokalität der Apfelberg-Formation (Abb. 12). Konnte im vorherigen Aufschlußpunkt eine Beckenrandstörung und die an sie gebundene sedimentäre Randfazies beobachtet werden, so sind in der Grube Apfelberg distalere Faziesbereiche aufgeschlossen.

Die „Ton“-grube Apfelberg läßt sich in einen liegenden Anteil (Wand hinter Parkplatz) und einen hangenden Teil, der derzeit den eigentlichen Abbau bildet, unterteilen.

Diese Unterscheidung spiegelt auch die faziellen Gegebenheiten der Sedimente zur Zeit der Ablagerung wieder. So finden sich im liegenden Anteil der Grube Apfelberg größtenteils gröbere Sedimente, die in Flußsystemen abgelagert wurden (Typus braided river). Besonders typisch sind hier große Rinnenstrukturen, welche intern wiederum in

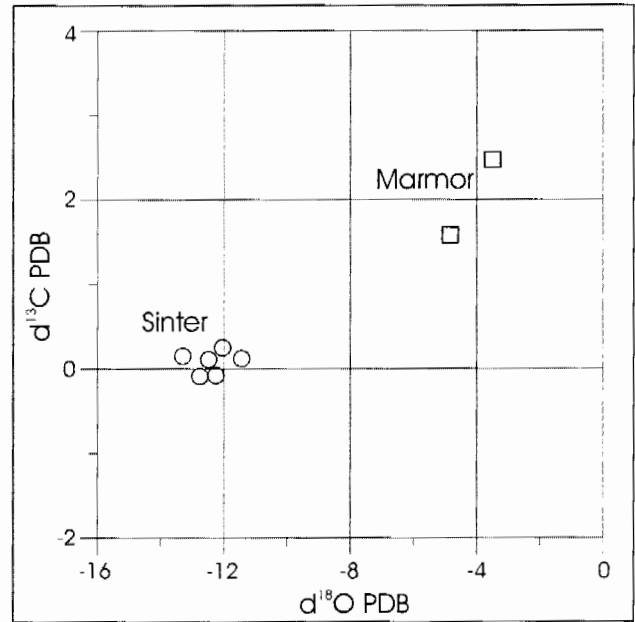
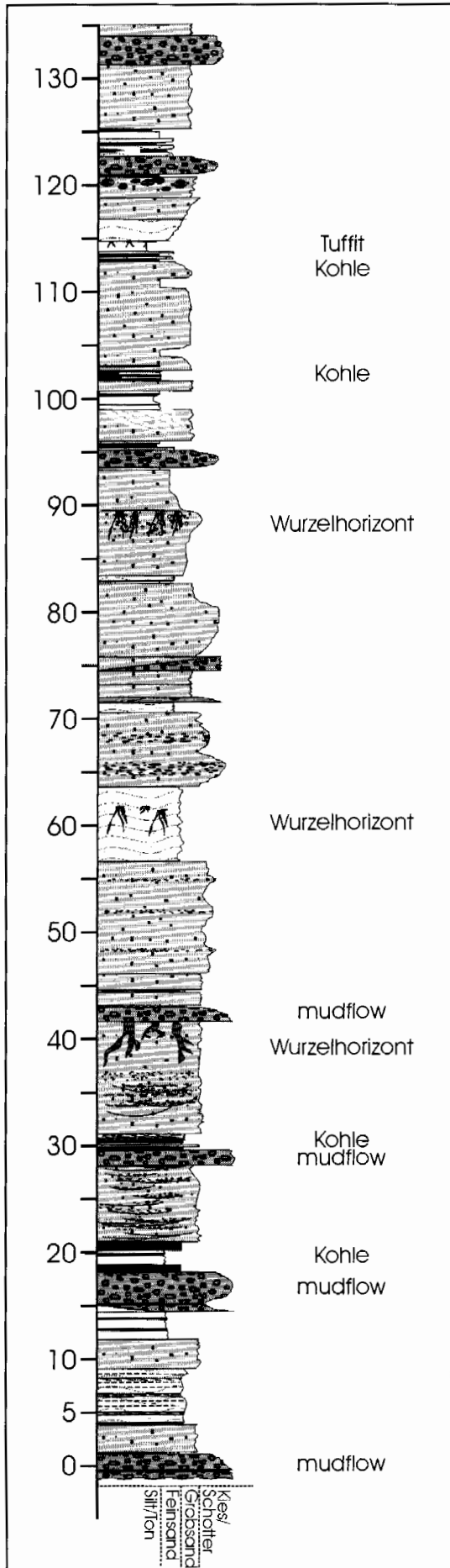


Abb. 13: Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopen (‰ VPDB) des Maria Bucher Sinters und umgebender Marmore des Basements.

Fig. 13: Carbon and Oxygen isotopes (‰ VPDB) for travertine veins (Maria Bucher Sinter) and marbles within the pre-Neogene basement.

kleinere Rinnensysteme gegliedert sind. Zusätzlich finden sich mehrere dünne Kohlelagen sowie Wurzelhorizonte und mudflows. Diese sind besonders augenfällig, da sie im Gegensatz zu den Rinnen eine viel größere laterale Verbreitung haben und so über mehrere Profile hinweg zu korrelieren sind. Diese mudflows, welche für alluvial fanstypisch sind, zeigen ein matrixgestütztes Gefüge (Feinsand-Silt: 80 %) in dem oversized clasts (20 %) schwimmen. Diese Klaster erreichen in den mudflows, welche in der Grube Apfelberg zu sehen sind, 5 bis 20 cm, es sind aber von anderen Lokalitäten Blöcke mit über 30 m³ beschrieben.

Im hangenden Teil sind die Sedimente dann feiner und auch deutlich besser sortiert, zudem bilden die einzelnen Schichten nun lateral anhaltende, homogene Körper. Als mögliches Environment für die Ablagerung bietet sich eine Deltaplain mit einem "swamp" an. Hinweise darauf geben einerseits paläobotanische Daten, aber auch eine Kleinsäugerfauna (in Bearbeitung). Zusätzlich findet sich hier auch eines der wichtigsten Schichtglieder der Apfelberg-Formation: eine ca. 50 cm mächtige Tuffitlage, aus welcher vulkanische Zirkone separiert werden konnten. Eine Altersdatierung mittels Zirkon-Fission-Track Analyse soll die Frage nach dem Alter der Apfelberg-Formation klären.

Abb. 12: Profil durch die Tongrube Apfelberg bei Knittelfeld, Apfelberg-Formation (aufgenommen P. STRAUSS 1999).

Fig. 12: Profile through the lay pit Apfelberg near Knittelfeld, Apfelberg Formation (logged by P. STRAUSS 1999).

Stop 7 - Steinbruch Maria Buch bei Judenburg

Lokalität: 125m S' der Maria Bucher Kirche
ÖK161 Knittelfeld, BMN 31, 554000/224600

Thema: "Liegendkonglomerat", Maria Bucher Sinter, stabile Isotopen, Flower-Structure entlang der Pöls-Lavanttal Störung

Stratigraphie: Miozän?

Das Steinbruchgelände befindet sich derzeit im Besitz der Fam. Drobilitsch. Abgebaut wurde der Maria Sinter zwischen den 40er und 80er Jahren des 20. Jhdts. Einige Aspekte der Nutzung des Gesteins sind im Kapitel 5.3. Bausteine angeführt.

Aufgeschlossen ist eine Zufuhrspalte eines Sinters, die sowohl innerhalb basaler Konglomerate der Beckenfüllung (Fohnsdorf-Formation?) als auch innerhalb des Basements auftritt. Mineralogisch besteht der Sinter aus Kalzit, wobei heute vorwiegend laminierte Sintertypen aufgeschlossen sind. Das Alter und die Genese des Sinters sind ungeklärt. Derzeit wird die isotopische Zusammensetzung (C, O, Sr) untersucht um Aufschlüsse über die Bildungsbedingungen des Sinters zu erhalten (Abb. 13). Vorläufige $\delta^{13}C$ Werte von -0.1 bis +0.3 Promill VPDB sind signifikant höher als typische Speleotheme und deuten eher auf einen marinen Ursprung der Wässer hin. Die $\delta^{18}O$ Werte (-13,3 bis -11,4 Promill VPDB) erlauben gegenwärtig noch keine eindeutige Interpretation. Das Fehlen einer pedogenen Quelle der Paläo-Wässer wird auch durch den geringen Anteil an organischer Substanz erhärtet (Fluoreszenz-Untersuchungen). Die Orientierung der Sinterspalten und Harnische innerhalb des Sinters lassen eine synsedimentäre Entstehung des Sinters noch im Miozän wahrscheinlich erscheinen.

Dank

Die vorgestellten Daten wurden im Rahmen der FWF-Projekte P13740-Geo und P14025-Tec erarbeitet.

Literatur

BERNER, R.A. & RAISWELL, R. (1984): Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: A new theory. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**: 855-862, New York.
 CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. - 1-634, (Wiss. Verl. Ges.m.b.H.) Stuttgart.
 DECKER, K. & PERESSON, H. (1996): Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. - (In: WESSLEY, G. & LIEBL, W. (Hrsg.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe), *EAGE Spec. Publ.*, **5**: 69-77, (Geol. Soc.) Bath.
 EBNER, F. & GRÄF, W. (1982): Bentonite und Glastuffe der Steiermark. - *Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **2**: 31-45, Wien.
 EBNER, F. & GRÄF, W. (1983): Neue Aspekte hinsichtlich der geologischen Beurteilung steirischer Bentonitvorkommen. - *BHM*, **128**: 197-200, Wien.
 FEYFERLIK, H. (1958): Die Grubengasabsaugung beim Strebrückbau

in Fohnsdorf. - *BHM*, **103**: 41-51, Wien.
 FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. (1998): Palynostatic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps. - *Tectonophysics*, **297**: 1-15, Amsterdam.
 GEUTEBRÜCK, E. (1980): Übersicht über die kohleführenden und kohlehöffigen Tertiärgebiete in der Steiermark. - Unveröff. Bericht (FFWF 2975), 1-245, Leoben.
 GOLDBRUNNER, J. (1993): Diskussionsbeitrag zur Frage der Möglichkeit des Vorkommens mariner Schichten im Fohnsdorfer Becken. - (In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J. (Hrsg.): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs. Geologische Grundlagen und Spurenelemente), 225, (Springer) Wien.
 GRUBER, W. & SACHSENHOFER, R.F. (1999): Beckenbildung und Kohlefazies: Erste Ergebnisse aus dem Fohnsdorfer und Seegrabener Tertiär. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **42**: 216-217, Wien.
 KIESLINGER, A. (1953): Fohnsdorfer Muschelkalk und Seckauer Sandstein, zwei vergessene steirische Bausteine. - *Joanneum, Min. Mitteilungsblatt*, **3**: 37-46, Graz.
 KNOLL, A.H. (1991): Das Ende des Proterozoikums: Schwelle zum höheren Leben. - *Spektrum der Wissenschaft*, **12**: 100-108, Heidelberg.
 KOHLBECK, F. (1979): In situ Spannungsmessungen im Tertiärbecken von Fohnsdorf. - *BHM*, **124**: 367-276, Wien.
 METZ, K. (1973): Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens. - *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **33**: 4-33, Graz.
 METZ, K., SCHMID, C., SCHMÖLLER, R., STRÖBL, E., WALACH, G., WEBER, F. (1980): Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet Seetaler Alpen – Niedere Tauern – Eisenerzer Alpen. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72**: 213-259, Wien.
 PETRASCHECK, W. (1926): Kohlengologie der Österreichischen Teilstaaten. I. Teil., 1-272, (Kattowitz Buchdruckerei- und Verlags-Sp. Akc.) Katowice.
 POLESNY, H. (1970): Beitrag zur Geologie des Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Beckens. - Dissertation, Univ. Wien, 1-234.
 RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, 2. Structural analysis. - *Tectonics*, **10**: 257-271, Washington D.C.
 REINECKER, J. & LENHARDT, W.A. (1999): Present-day stress field and deformation in eastern Austria. - *Int. J. Earth Sciences*, **88**: 532-550, Stuttgart.
 SACHSENHOFER R.F. (2000): Geodynamic controls on deposition and maturation of coal in the Eastern Alps. - (In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (Hrsg.): Geology in Austria and adjoining areas), *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**, Wien.
 SACHSENHOFER, R.F. (eingereicht): Syn- and post collisional heat flow in the Tertiary Eastern Alps. - *Int. J. Earth Sciences*, Stuttgart.
 SACHSENHOFER, R.F., KOGLER, A., POLESNY, H., STRAUSS, P. & WAGREICH, M. (2000): The Neogene Fohnsdorf Basin: Basin formation and basin inversion during lateral extrusion in the Eastern Alps. - *Int. J. Earth Sciences*, **89**, Stuttgart.
 STEHLIK, A. (1996): Voruntersuchung des neu erbohrten Quellauftriebes Gabelhofen "Thermal I". - Unveröff. Ber., Bundesanst. f. chem. u. pharmaz. Unters., 1-6, Wien.
 STEININGER, F.F., RÖGL, F., HOCHULI, P. & MÜLLER, C. (1989): Lignite deposition and marine cycles. The Austrian Tertiary lignite deposits - a case history. - *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I*, **197**: 309-332, Wien.
 STRAUSS, P. & WAGREICH, M. (1999): Das Fohnsdorfer Tertiärbecken: Erste Ergebnisse lithostratigraphischer Untersuchungen. - *Abstr. Austrorstrat'*, **99**: 24-25, Obertrum.
 STRAUSS, P., WAGREICH, M., DECKER, K. & SACHSENHOFER, R.F. (eingereicht): Tectonics and sedimentation in the Fohnsdorf-Seckau Basin (Miocene, Austria): From a pull-apart basin to a half-graben. - *Int. J. Earth Sciences*, Stuttgart.
 STRAUSS, P., WAGREICH, M. & SACHSENHOFER, R.F. (1999): The Fohnsdorf Basin (Miocene, Eastern Alps, Austria): Tectonics and basin evolution. - *Tübinger Geowiss. Arb.*, **A52**: 211, Tübingen.
 TEMMEL, R. (1990): Kriterien für eine Produktion von Methan aus

- Kohlen (untersucht an steirischen Braunkohlen). - Dissertation Montanuniv. Leoben, 1-337.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Bd. 2. - 1-718, (Deuticke) Wien.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlevorkommen. - Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 4: 1-317, Wien.

Sedimente des Wiener Beckens und seiner alpinen und subalpinen Unterlagerung

The Vienna Basin and its alpine and subalpine basement

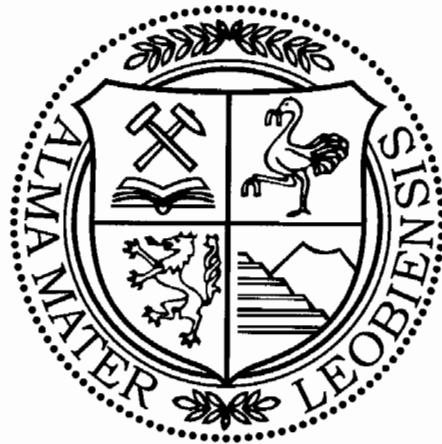
Von

Godfrid WESSELY

mit 25 Abbildungen
with 25 figures

Exkursionsführer

SEDIMENT 2000



Anschrift des Verfassers, address of the author:
Dr. Godfrid Wessely
Siebenbrunnengasse 29
A-1050 Wien
Österreich.

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	44	S. 191-214	Wien 2000
--	-----------	-------------------	------------------

Inhalt

Zusammenfassung / Abstract.....	192
1. Übersicht über Sedimentationsgeschichte und Ölvorkommen des Wiener Beckens.....	193
1.1. Einleitung.....	193
1.2. Ursachen der Beckenbildung.....	193
1.3. Entwicklungsgeschichte des Beckens.....	194
1.4. Sedimentinhalte.....	198
2. Vorneogener Untergrund des Wiener Beckens, allochthones und autochthones Stockwerk.....	201
3. Öl- und Gasvorkommen.....	204
4. Haltepunkte der Exkursion.....	205
Literaturverzeichnis.....	213

Contents

Zusammenfassung / Abstract.....	192
1. Sedimentation history and oil occurrence of the Vienna Basin in an overview.....	193
1.1. Introduction.....	193
1.2. Causes of the basin formation.....	193
1.3. Development of the basin.....	194
1.4. Sedimentary fill.....	198
2. Preneogen substratum of the Vienna Basin.....	201
3. Oil and gas occurrence.....	204
4. Stops of the excursion.....	205
References.....	213

Zusammenfassung

Sedimentsablauf und Sedimentinhalt des Wiener Beckens werden bedingt durch die tektonischen Voraussetzungen bei der Beckenentwicklung, die eng mit dem alpinen tektonischen Geschehen verbunden ist. Die Phasen des Vor-, Früh- und Spät-Wiener Beckens lassen sich dadurch geodynamisch typisieren und zeitlich und räumlich abgrenzen. Ausgeprägt ist ein Zusammenspiel von Subsidenz, Mächtigkeit und Fazies, wobei große Bedeutung der fluviogene Sedimenteintrag hat. Aus bestehender Literatur kann zumindest ein Teil des Beckeninhaltes sequenzstratigraphisch charakterisiert werden. Der alpin-karpatische allochthone und der autochthone Untergrund werden kursorisch dargestellt.

Das Wiener Becken ist reich an Öl- und Gaslagerstätten. Die Voraussetzungen dafür liegen in einem reichen Angebot an Speichergesteinen, an Fallenmöglichkeiten und vor allem an der Existenz eines tiefliegenden mächtigen Muttergesteins. Die bedeutenden strukturellen Fallen sind vor allem die Antiklinalstruktur Matzen und Bruchstrukturen entlang des Steinbergbruches. Herausforderung der Gegenwart ist die weitere Exploration der stratigraphischen neben den strukturellen Fallenmöglichkeiten.

Bei der Exkursion werden neben den Präsentationen der Untertage-Geologie auch Oberflächenaufschlüsse von Neogensedimenten unterschiedlicher Fazies gezeigt. Eine historische Rückschau behandelt die Explorationsaktivität von ihren Anfängen in Österreich bis zur Phase des Über-tiefaufschlusses mit seinen Ergebnissen und künftigen Perspektiven.

Abstract

Sedimentation and sedimentary fill of the Vienna Basin depend on the tectonical preconditions of the basin formation, which is closely connected with the alpine tectonics. The phases of the Prae-, Proto- and Neo-Vienna Basin can be characterised by their particular geodynamics and the time space and areal extension of sediments.

A relationship between subsidence, thickness and facies is evident as well as the large importance of sedimentary supply by rivers. By the existing literature a distinct part of the basin fill can already be classified by sequence stratigraphy. The Alpine-Carpathian allochthonous and the autochthonous floor of the basin are presented in brief.

The Vienna Basin is rich in oil and gasfields, caused by many reservoir and trapping opportunities and by a thick deeply buried source rock. The most important structural traps are the Matzen anticline and the traps along the Steinberg fault. For the present time the challenge is the further exploration of stratigraphic beside the structural traps.

During the fieldtrip outcrops of Neogene sediments of different facies types are presented.

A historical review deals with the exploration activity from the beginning in Austria till to the stage of the superdeep exploration, its results and its perspectives.

1. Übersicht über Sedimentationsgeschichte und Ölvorkommen des Wiener Beckens

1.1. Einleitung

Das Wiener Becken ist seit über 150 Jahren Gegenstand zahlreicher Untersuchungen und Dokumentationen, in letzter Zeit weitgehend aufgelistet bei BRIX & SCHULTZ (1993) und bei HAMILTON et al. (2000).

Wurden die randlichen obertägigen Anteile des Beckens durch traditionelle Wiener geologische und paläontologische Schulen sehr früh erforscht, hat die Erdölindustrie mit über 3500 Bohrungen allein in Österreich – die tiefste davon über 8,5 km - und hunderten km 2D-Seismik sowie großen Flächen von 3D-Seismik über die Tiefen des Wiener Beckens Informationen gebracht. Zahlreiche Namen sind mit dem frühen Erforschungsstadium verbunden wie HÖRNES, PREVOST, BOUE, SÜSS, SCHAFER, FRIEDL, JANOSCHEK, GRILL, PAPP. Aber vielleicht gerade die Auffassung, daß das Wiener Becken ohnehin zur Genüge behandelt wurde, war lange hinderlich für eine umfassende Neuorientierung in der Interpretation, wiewohl beträchtliche Ansätze vorhanden sind. Einem neueren Erforschungsstadium gehören die sedimentologischen bzw. strukturellen Studien von KREUTZER, KRÖLL, UNTERWELZ, SEIFERT, SAUER, HAMILTON, STEINIGER, RÖGL, RUPP, FUCHS, LADWEIN, ROYDEN, FODOR, WEISSENBÄCK, DECKER & PERESSON etc. an, ebenso die Beiträge von der slowakischen und tschechischen Seite. Jüngste Aktivitäten, vor allem der verstärkte Einsatz der 3D-Seismik, erbringen nicht nur wissenschaftliche Erkenntnisse, sondern auch neue KW-Funde im Umfeld alter Lagerstätten.

So kann man sagen, dass eine neue Phase in der Erforschung begonnen hat. Neuansatz in Form fortgeschrittener geophysikalischer Methoden, in Form von Neuinterpretation bestehender Daten entsprechend rezenter Erkenntnisse der

Strukturbildungen und Beckenformation und ihrer spezifischen stratigraphischen Grund- und Begleitpattern, wie etwa der Sequenzstratigraphie, sowie in der Biostratigraphie und Biofazies. Dies alles wird noch in Zukunft viel Arbeit erfordern, was vor allem auch den Oberflächenanteil an den Rändern und im Inneren des Beckens einschließt.

1.2. Ursachen der Beckenbildung

Die sedimentäre Geschichte des Wiener Beckens ist eng mit der tektonischen Entstehungsgeschichte verbunden. Und diese hängt mit der alpinen Überschiebungstektonik zusammen. Der Sporn der böhmischen Masse hält die Decken zurück (Abb. 1), während der Unterbau östlich desselben ein Vorgeiten erleichtert. Vom Westen her bis NE von Wien ist das Überschiebungsende an der Alpen-Karpatenstirn älter (Ende Karpat) und wird gegen Osten immer jünger, nämlich bis Pannon in Rumänien (JIRICEK 1979), was Zerung bewirkt. Diese Vorstellung führt zum Modell von ROYDEN (u. a. 1988), die einen pull apart Mechanismus daraus ableitet. Ein Step-over einer sinistralen Blattverschiebung wird als Ursache angenommen. Tatsächlich existiert im SE des Beckens eine junge Blattverschiebung mit allen Kennzeichen einer solchen (flower structure, lokale pull apart Erscheinungen, Kulissenfalten etc.) Ihr folgt eine Zone verstärkter Seismizität) und sie scheint eine Graben-in-Graben-Struktur zu bewirken, die dem Becken später aufgeprägt wurde und eher einer Wirkung als Ursache in Form eines master fault entspricht. Eine echte Blattverschiebung im NW des Beckens ist zumindest in Österreich auch nicht wirklich zu orten. Bei der Suche nach lateralen Störungsbahnen wäre ein Ausweg, alpine Hauptüberschiebungsflächen als summierende Ursache dafür heranzuziehen. Die Bewegungen erfolgen nicht nur orogen-aus-

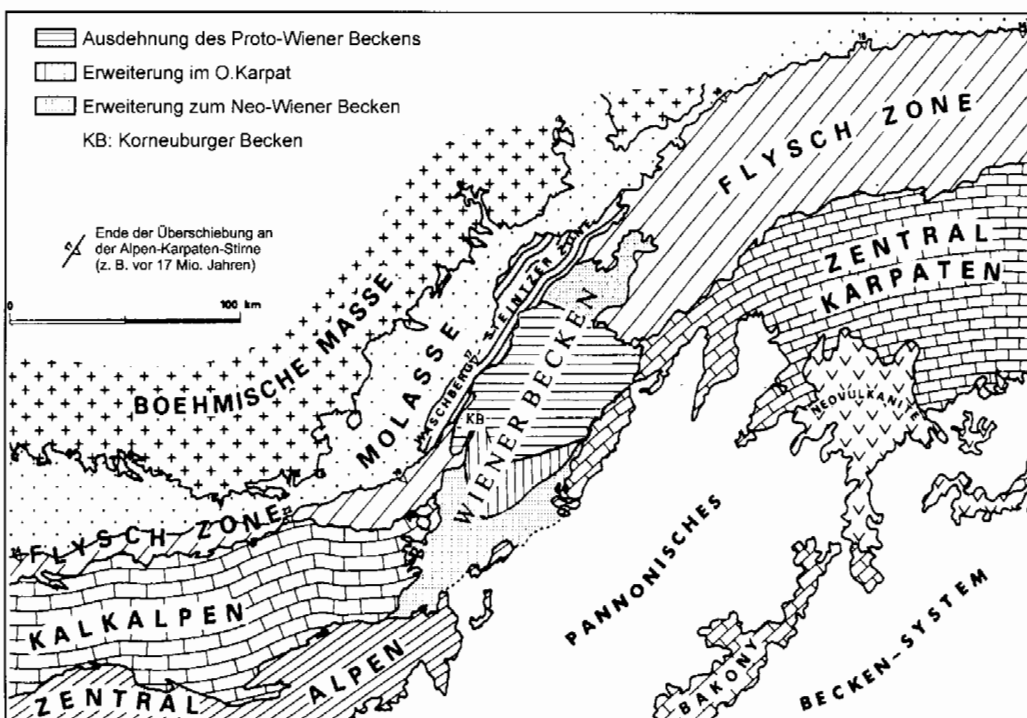


Abb. 1: Lage des Wiener Beckens im Ostalpen – Westkarpaten – Abschnitt.

Fig. 1: Situation of the Vienna Basin within the region of the Eastern Alps and Western Carpathians.

wärts, sondern gleichzeitig oder später auch seitwärts. Tatsächlich folgen Störungszonen dem Streichen von Großeinheiten, andere allerdings queren dieselben, wobei dann kaum eine Seitenverstellung auftritt. Die Kennzeichen eines pull apart Beckens sind aber auffällig zu sehen: Rhombische Beckenform, ausgeprägte Depocenters, Kulissenbrüche. Sie zeigen durch rechts ausschreitendes Pattern sinistrale Bewegung an. Als lenkende Vorgabe spielt sicherlich der subalpine Untergrund eine Rolle (WESSELY 1988).

1.3. Entwicklungsgeschichte des Beckens

Wenn wir uns den Entwicklungsstufen des Beckens zuwenden, können wir Stadien des Prae-Wiener Beckens, des Proto-(Vor-)Wiener Beckens und des Neo-(Spät-)Wiener Beckens unterscheiden.

An der Stelle des heutigen Wiener Beckens (Abb. 2) und

der alpin-karpatischen Vortiefe gab es im Dogger ein Riftbecken (Abb. 3), dem im Malm und der Kreide ein Passiv-margin Becken unter Einbeziehung einer Eintiefungszone im Malm folgte. Einem Vortiefenbecken wurde dann die aus verschiedenen Beckentypen aufgebauten Alpin-Karpathischen Einheiten aufgelagert. Und schon während der Überschiebung gab es die ersten Zerrungsmechanismen die zum Früh-Wiener-Becken führten, die dann als Piggyback basin vom Spät-Wiener Becken überlagert wurden (STEININGER et al. 1986).

Die Positionen der Überschiebungstirn im Bereich des Wiener Beckens zeigen ein Drehen gegen den Uhrzeigersinn von der ENE-WSW-Richtung zur NE-SW Richtung vom Eozän bis Beginn Baden, wobei ab Eggenburg Beckenbildung erfolgte (SEIFERT 1996). Die Abfolge der Überschiebung stellt sich so dar, dass im Oligozän nur Vorschub herrscht. 40 km südlich der Alpenstirn liegt in der Bohrung Berndorf 1 Oligozänmolasse in 6000 m unter den Alpen.

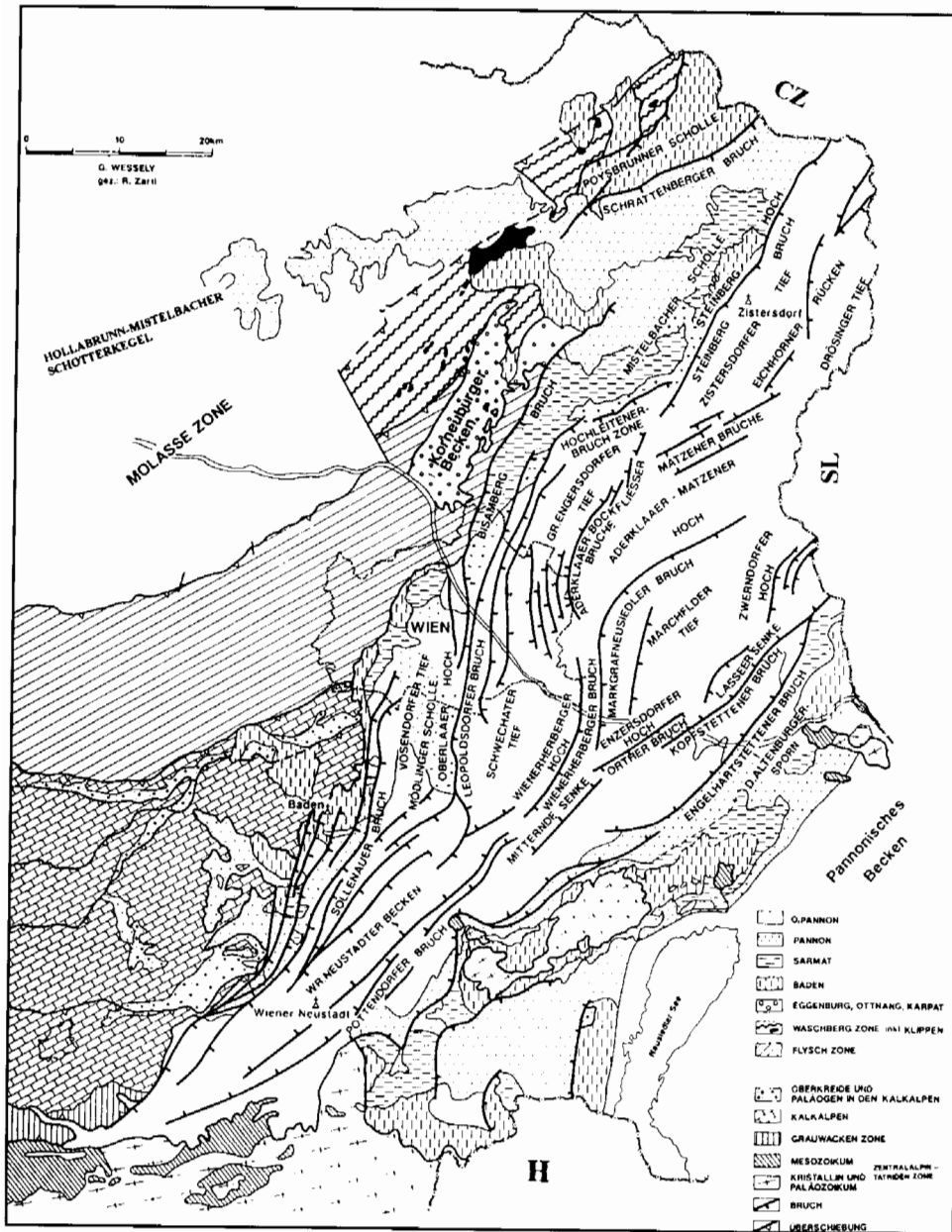


Abb. 2: Oberflächengeologische Übersicht über das Wiener Becken.

Fig. 2: Geological overview of the Vienna Basin.

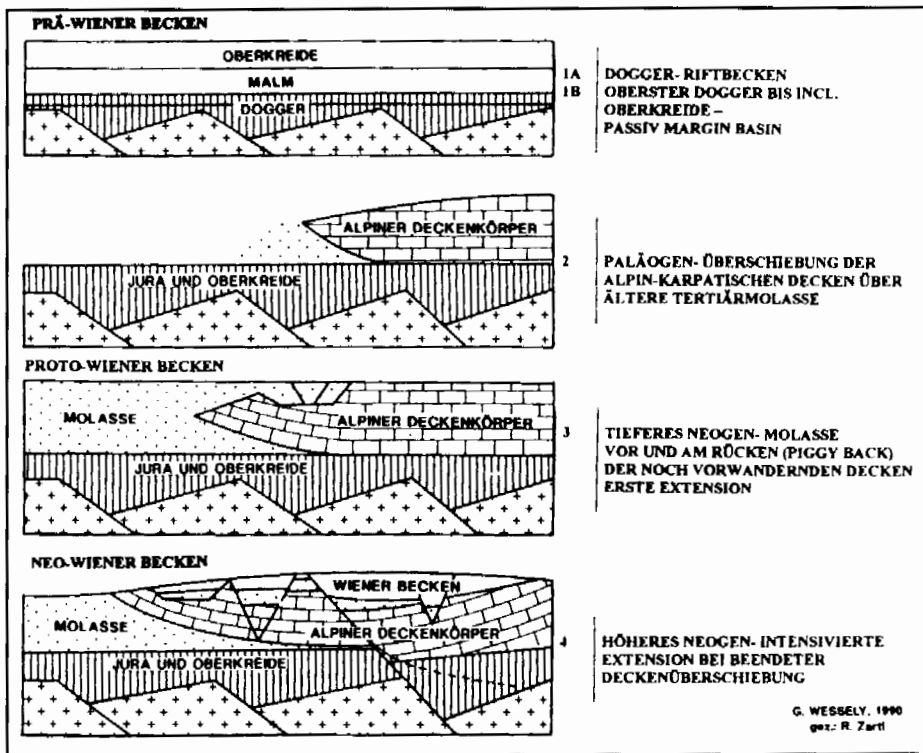


Abb. 3: Stadien der Beckenentwicklung im Bereich des Wiener Beckens (nach WESSELY 1993).

Fig. 3: Stages of basin development in the area of the Vienna Basin (after WESSELY 1993).

Von Eggenburg bis Karpat herrscht noch immer Überschiebung an der Alpenstirn, die eine interferierende Abfolge von Bewegung und Sedimentation schafft. Im Früh-Wiener Becken, das größtenteils auf das heutige

STRATIGRAPHISCHE ÜBERSICHT ÜBER DAS NEOGEN DES WIENER BECKENS

STRATIGR. EINHEIT	ALTER in Mio.	UNTER-GLIEDERUNG	LITHOLOGIE	FORMATIONEN, BIOSTRATIGRAPHISCHE ZONEN	OEL- und GAS FELDER
PANNON (-1400m)	11,4	OBER	EINZELNE KONGLOMERATLAGEN	F - H A - E	○ ○ ○
		MITTEL			
		UNTER			
SARMAT (-1100m)	13,0	OBER	MENGEL UND SANDSTEINE	ELPHIDIUM GRANOSUM ZONE ELPHIDIUM HAUSERINUM ZONE ELPHIDIUM REGINUM ZONE	● ○ ○
		UNTER			
BADEN (-3500m)	16,4	OBER	AUF DEN HOCHZONEN LITHOAMINIENLAGEN	BULIMINA - ROTALIA ZONE SPIROPLECTAMMINA ZONE	● ● □
		UNTER			
KARPAT (-500m)	18,0	OBER	MENGEL UND SANDSTEINE	LAGENIDEN ZONE LAGENIDEN ZONE ADERKLAAR KONGLOMERAT (H)	● ○ ○
		UNTER			
OTTNANG (-1000m)	19,0	OBER	EINZELNE KONGLOMERATLAGEN	LAA FM. ROCKFLIESS	● ○ ○
		UNTER			
EGGENBURG (-300m)	20,5	OBER	MENGEL UND SANDSTEINE	LÜZICE FM. ALPIN KARPATISCHES STOCKWERK	● ○ ○
		UNTER			

LEGENDE

fr SUSSWASSER
fl FLUVIALE
td TERRESTRISCH-LIMNISCH
br SEMIRACKISCH
b BRACKISCH

br BRACHYHALIN
m SCHWACH MARIN
m MARIN

■ SPEICHERGESTEIN IN AUSGEWÄHLTEN BEREICHEN

● OEL
○ GAS
□ BEDEUTEND
○ GROSS
○ KLEIN

● STERNBERGGRUBEN
● ADERKLAAR-MAZENER HOCHZONEN
● SÜDLICHE UND ÖSTLICHE BEREICHE

Graphic: R. Zartl austriakm003

Abb. 4: Stratigraphie des Neogen im Wiener Becken.

Fig. 4: Neogene stratigraphy of the Vienna Basin.

nördliche Wiener Becken begrenzt ist (Abb. 1), ist Zerrungstektone durch synsedimentäre Abschiebungen bereits im tieferen Neogen nachweisbar. Dieses auf Grund der Mächtigkeitsunterschiede von Tief- und Hochscholle bei über die Bruchtektonik übergreifender Lagerung und Mächtigkeit des Baden (siehe Profil im Raum Mistelbach, Abb. 25). Durch die Seismik in der Tschechoslowakei und in Österreich konnte östlich des späteren Steinbergbruches ein synsedimentärer Bruch im tieferen Miozän festgestellt werden, der beträchtliches displacement (LADWEIN et al. 1991) besitzt. Das Korneuburger Becken entstammt ebenfalls dieser frühen Phase. Zwischen dem Früh-Wiener-Becken und dem Spät-Wiener Becken, also zwischen tieferem und mittlerem Miozän muss eine Phase mit starken Verstellungen und anschließender kräftiger Erosion angenommen werden. Die südwärtige Kippung des Raumes südlich Matzen hat schon im Karpat ein starkes Ausmaß erreicht. Sie führte zur Ablagerung eines mächtigen Schichtpakets, das bereits bis ins südliche Wiener Becken reicht und eine vermittelnde Rolle zwischen Früh- und Spät Wiener Becken einnimmt. Die Erosion hat im Bereich des Matzner Rückens tief eingegriffen, so dass hier tieferes Neogen bis zum Flysch gekappt ist (s. Profil Abb. 19) Dies ist auch anschaulich aus der Anordnung der stratigraphischen Abfolge des Wiener Beckens ersichtlich (Abb. 4). Es existiert eine SW-NE gerichtete Schwelle im Bereich des Matzner Flyschrückens, der im tieferen Miozän unterschiedliche Faziesräume voneinander trennt – im Norden eher marin ausgebildet, im Süden häufig limnisch, brackisch und fluviatil. Das Baden erst geht über Flysch und gekappte tiefere Neogeneinheiten gleichförmig hinweg. Konform folgen darüber Sarmat und Pannon.

WEISSENBÄCK (1995) hat auch das Ausmaß der Erosion vor Ablagerung des Aderklaaer Konglomerates im Raum Matzen-Schönkirchen herausgearbeitet. Allein bis zu einem Marker in den Aderklaaer Schichten erreichte diese 300 m. Für den tieferen Abschnitt bis zum Flysch kommt noch ein weiterer erheblicher Teil dazu. Allerdings konnte er zeigen, dass der Betrag südwärts geringer wird, eine Konkordanz und schließlich eine Nondeposition-Zone folgt (Abb. 5). Das Aderklaaer Konglomerat, das im zentralen und südlichen Wiener Becken verbreitet ist, sowie weitere Basisbildungen des Baden im nördlichen Wiener Becken leiten die Entwicklung des Spät-Wiener Beckens ein, dessen Ausmaße der heutigen Verbreitung mit NE-SW verlaufender Achse der Sedimentmächtigkeit entspricht.

Als Resultat der geodynamischen Entwicklung im österreichischen Anteil des Spät-Wiener Beckens seien hier nur die Hauptelemente zur weiteren Orientierung angeführt (Abb. 2 und 12). Diese sind der Steinbergbruch (6000 m displacement), der Markgrafneusiedler Bruch, der Leopoldsdorfer Bruch (4000 m displacement) die jungen Südostrandbrüche (mehrere hundert Meter displacement). Die Mistelbacher Scholle mit der Steinberghöhe (Ölfelder) liegt der Zistersdorfer Depression gegenüber, die Mödlinger Scholle mit dem Oberlaa-Laxenburger Hoch dem Tief des „Schwechater Loches“. Für die KW Führung bedeutsam ist das Steinberg-, Matzener-, Aderklaaer- und Zwerndorfer Hoch. Erwähnt wurde bereits die Serie von Gräben, die die Südostflanke des Beckens begleiten und die auf eine junge

sinistrale Blattverschiebung zurückzuführen ist. Ihr gehören die Wiener Neustädter-, Mitterndorfer und Lasseer Senke (mit Fortsetzung in den Zahor-Plavecky Graben in der Slowakei) an. Zu diesem Element gehören der Pottendorfer, Kopfstettener und Engelhartstettener Bruch.

Bruchtektonik und Strukturbildung beeinflussen in der Folge besonders stark die Mächtigkeiten. Wie das im Extremfall ausfallen kann, zeigt das Beispiel vom Steinbergbruch, bei dem einer Mächtigkeit des Baden bis Pannon von wenigen hundert Metern auf der Hochscholle mehreren tausend Metern auf der Tiefscholle gegenüber stehen. Aber auch in bruchlosen Einsenkungen kommt es zu weit höheren Mächtigkeiten als im Umfeld. Die Eintiefung wird durch höheren Sedimenteintrag oft weitgehend kompensiert, wie dies am Beispiel Aderklaaer Konglomerat im Bereich des Schwechater Tiefs zu sehen ist, das hier eine bis zu 8-fache Mächtigkeit von der auf der Hochscholle erreicht.

Die Sedimentationsgeschichte und Faziesentwicklung wird vom Geschehen außerhalb des Beckens im Form von Veränderungen der Erosionsbedingungen (Hebungen, Kippungen), die überwiegend genügende Sedimentanlieferungen bedingen, beeinflusst. Andererseits bilden aber ausgepräg-

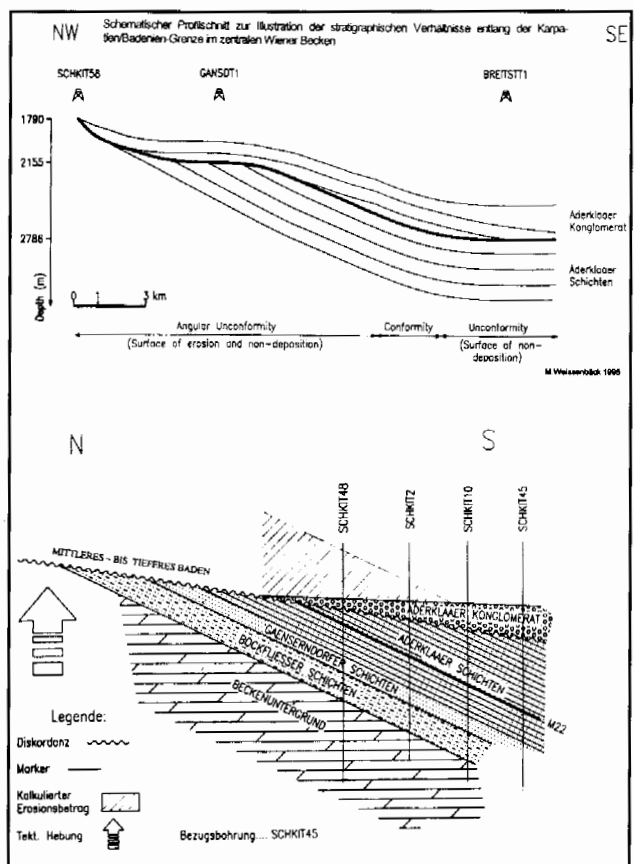


Abb. 5: Vormittelmiozäne Erosion und Transgression des Baden an der Südflanke des Matzener Rückens (WEISSENBÄCK 1995).

Fig. 5: Prae-Midmiocene erosion and Badenian transgression at the southern flank of the Matzen ridge (WEISSENBÄCK 1995).

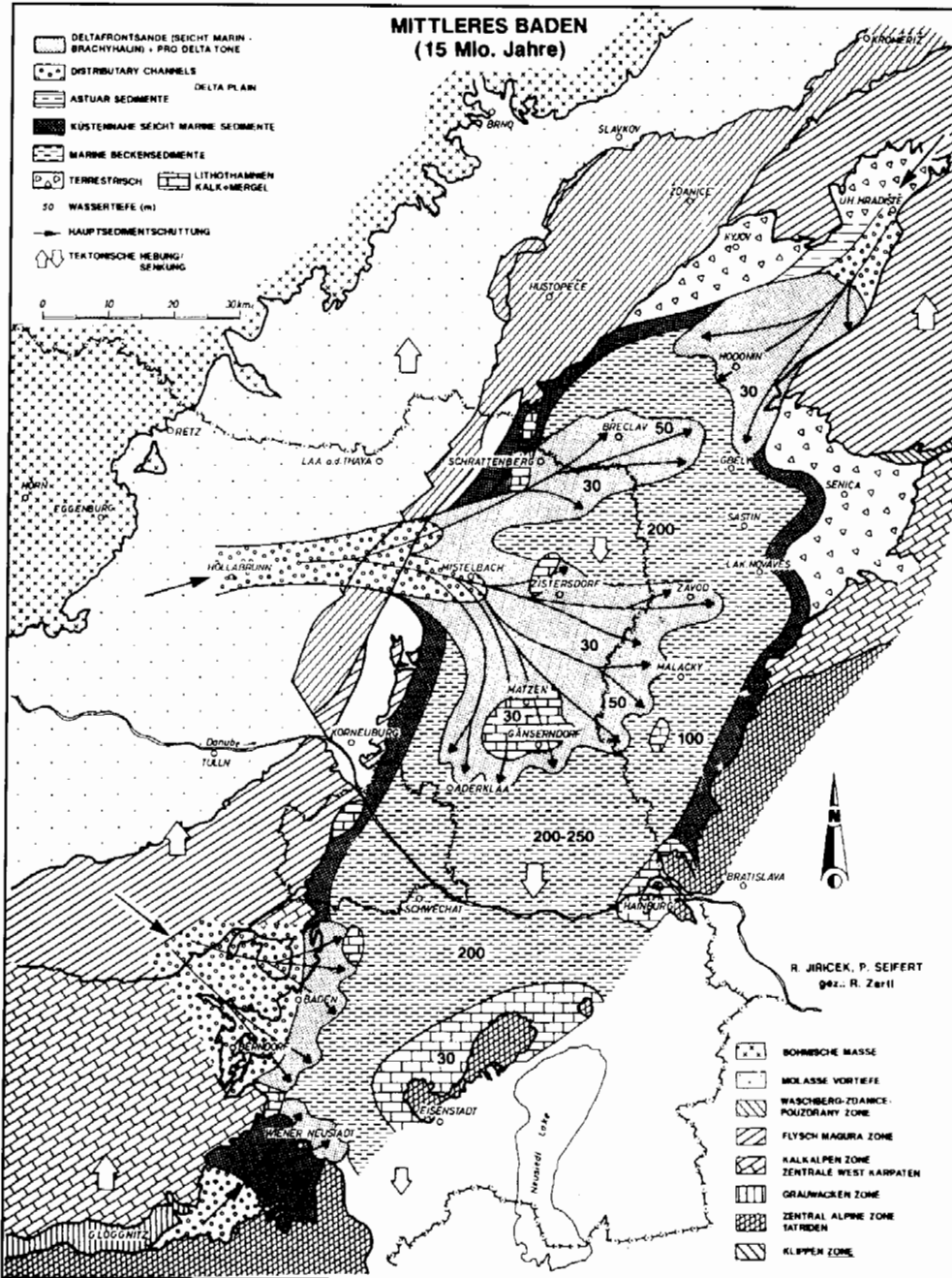


Abb. 6: Sedimentationsmodell für das mittlere Baden im Wiener Becken (JIRICEK & SEIFERT in: KREUTZER 1993a).

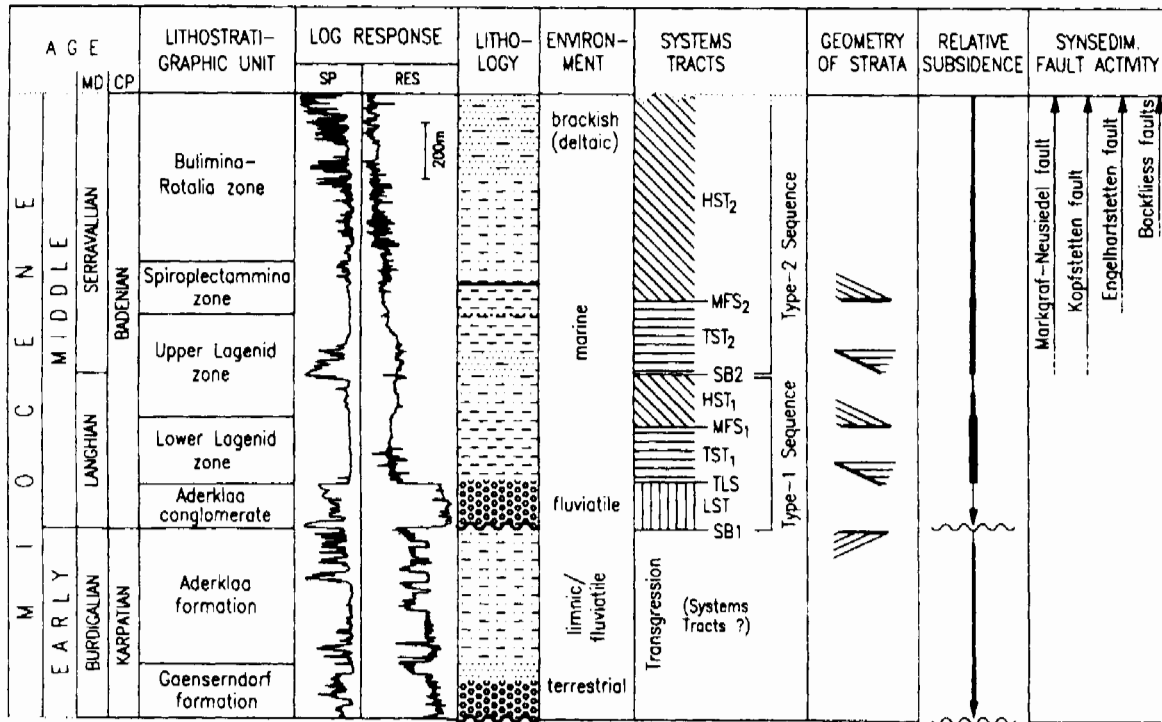
Fig. 6: Mid-Badenian sedimentary model of the Vienna Basin (JIRICEK & SEIFERT, in: KREUTZER 1993a).

te Hochzonen im Becken wohl Bereiche mit Seichtwasserentwicklung geringer Mächtigkeit zum Unterschied von umgebenden Zonen, vor allem bei bruchbedingter Tiefschollenentwicklung. Dieser Unterschied ist extrem zwischen dem Steinberghoch und dem Zistersdorfer Tief oder zwischen dem Laxenburger Hoch und dem Schwechatertief festzustellen. Ähnliches gilt für den Matzener Rücken. Auf den Hochzonen entstehen im Baden Lithothamnienkalk, im Sarmat teilweise Lumachellen, stellenweise Oolithe, in den Tiefzonen sandig-mergelige Sedimente.

Die einzelnen Formationen enthalten ihre spezifischen Fossilinhalte und es liegen klassische biostratigraphische Gliederungen vor, wobei die Gliederung nach Mikrofaunen eine wichtige Stelle einnimmt GRILL (1941, 1943) und PAPP & TURNOVSKY (1953) (Abb. 4). Dies trotz einer starken Faziesabhängigkeit derselben: herrscht eine überwiegend

durchgehende pelitische Beckenfazies vor, funktionieren die Gliederungen recht präzise. Hier spiegelt sich auch die Abfolge der überregionalen Faunenentwicklungen in der Parathetys und vor allem die Salinitätsabnahme vom hochmarinen Baden bis hin zur Süßwasserfazies des Oberpannon wider.

In Bereichen mit gesteigerter Sandschüttung erfolgt auch bei hochmariner Umgebung eine rasche Verarmung. Naturgemäß sind an den Rändern des Beckens spezifische littorale Assoziationen vertreten. Das Verhalten der Mikrofaunen bei Änderung des environments hat RUPP (1986) im Gebiet von Matzen untersucht. Eine teilweise Überbrückung der Faziesgegensätze bei stratigraphischen Einstufungen kann vermutlich die Anwendung der Nannopaläontologie ermöglichen.



LEGEND: MD...Mediterranean
 CP...Central Paratethys
 SB1...Type-1 Sequence Boundary
 SB2...Type-2 Sequence Boundary
 LST...Lowstand Systems Tract
 TST...Transgressive Systems Tract
 HST...Highstand Systems Tract
 TLS...Top Lowstand Surface
 MFS...Maximum Flooding Surface

Sand
 Clay
 Gravel
 Matzen Marker
 Aderklaa Marker
 Erosional Unconformity
 Downlap
 Onlap
 Erosional Truncation

Abb. 7: Sequenzstratigraphie im Karpat und Baden des zentralen Wiener Beckens, Abschnitt Aderklaa-Marchfeld (WEISSENBÄCK 1996).

Fig. 7: Sequence stratigraphy of the Karpatian and Badenian of the Central Vienna Basin, part Aderklaa-Marchfeld (WEISSENBÄCK 1996).

1.4. Sedimentinhalte

Eine Charakterisierung der Sedimentinhalte der einzelnen Formationen zeigt, dass die Sedimente des tieferen Miozän die Ausbildung von Molassesedimenten haben.

Im Eggenburg und Otnang (Luschitz Formation) ist die Sedimentation auf den Norden des Beckens beschränkt. Sedimentanlieferung wird von Süden angenommen (JIRICEK & SEIFERT 1990) und die Fazies entspricht dem „Schlier“ der Molassezone. Es wurden Mergel, Sandsteine und Konglomerate abgelagert mit mariner bis reduziert mariner Ausbildung im Norden und seichtmariner bis terrestrischer Fazies im Süden des Verbreitungsgebietes. Gegen das obere Eggenburg und im Otnang tritt Verarmung der Fauna ein.

Im Karpat deckt sich die Ausdehnung des marin entwickelten Beckens (Laa Formation) mit der des Eggenburgs, die brachyhaline mergel-sandige Entwicklung zeigt jedoch bereits eine erweiterte Ausdehnung, wie dies die Verhältnisse an der Südflanke des Matzener Rückens und im Korneuburger Beckens zeigen. Der Matzener Rücken bildet jedenfalls eine Faziesgrenze, die vor allem im höheren Karpat eine Rolle spielt, da nur südlich davon bis in das südliche Wiener Becken die limnische Fazies des Karpat mit Sanden

und Mergeln und einer typisch großwüchsigen Ostracodenfauna entwickelt ist. Die Basis des limnischen Karpat bilden die terrestrisch-limnischen, oft bunte Farben in den Mergeln aufweisenden Gänserndorfer Schichten mit dem unterlagernden Gänserndorfer Konglomerat.

Über Aderklaaer Schichten folgt das Aderklaaer Konglomerat, das eine fluviale Ablagerung einer Lowstandphase darstellt. Es enthält kalkalpines, zentralalpines und karpatisches Geröllmaterial. Entgegen früherer Zuordnung zum Karpat wird es aus sequenzstratigraphischen Gründen (WEISSENBÄCK 1995) dem Baden zugerechnet.

Das Baden ist in weiterer Folge marin entwickelt mit Sedimenteintrag vor allem von Westen, zu einem geringeren Teil Süden und Norden (SEIFERT, in: SAUER et al. 1992). Die Isopachen des Baden (JIRICEK & SEIFERT 1990) zeigen bereits die Depocenters des weiteren Spät-Wiener Beckens an, die Sedimentationsachse streicht NE-SW. An Seichtstellen, vor allem an Teilen des Randes wachsen Lithothamnienkalksteine, auch seichtmarine Strandsande begleiten die Ränder. In die Tonmergelareale des Beckeninneren schütten Flüsse mächtige Sandfächer, die sich von den Deltas ausbreiten (Abb. 6).

Eine Vorstellung, wie das Baden und Karpat im zentralen

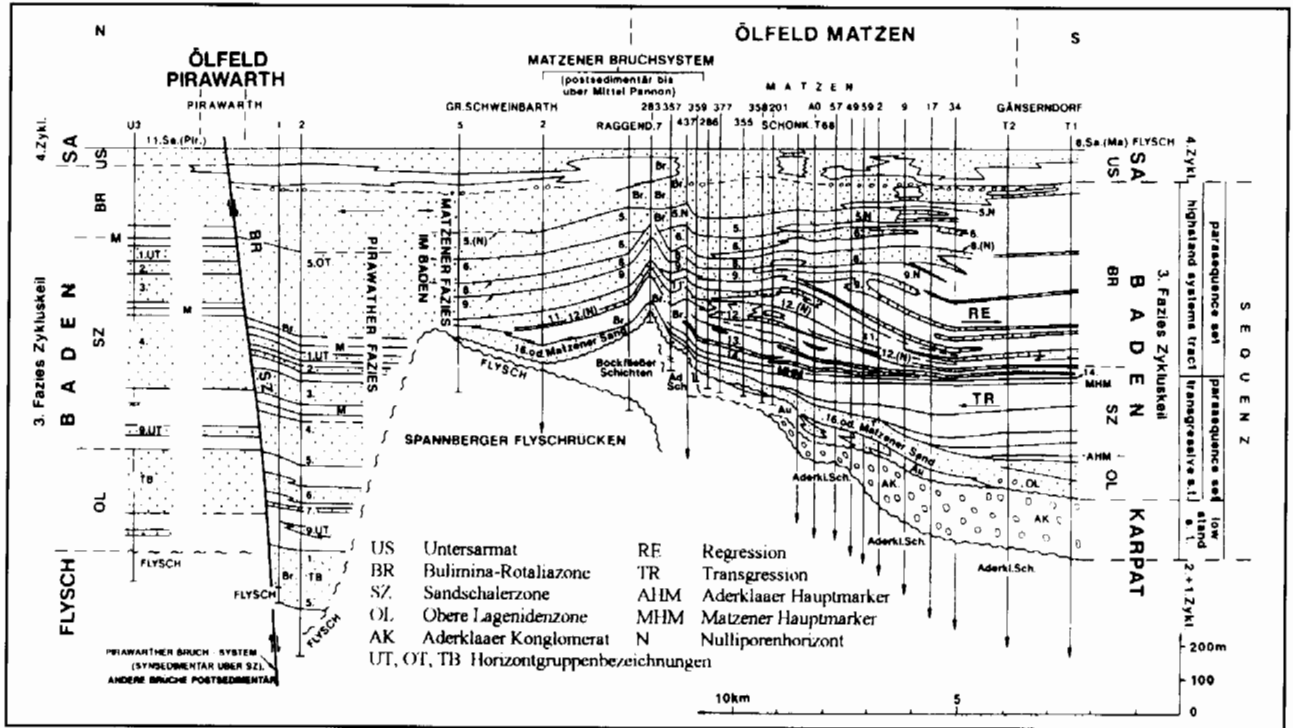


Abb. 8: Schnittschema der Faziesabfolge im Baden der Felder Matzen und Pirawarth (KREUTZER 1993a).

Fig. 8: Schematic section showing the Badenian stratigraphic sequences within the Matzen and Pirawarth fields (KREUTZER 1993a).

Wiener Becken (Raum Aderklaa-Marchfeld) sequenzstratigraphisch aufzugliedern ist, dokumentierte WEISSENBÄCK (1995, 1996) (Abb. 7). Neue Begriffsfassungen und Interpretationen bestehender Felderkenntnisse (HAMILTON & JOHNSON 1999, VEIT et al. 1994) erbrachte neben umfassenderen Neubearbeitungen auf Grund einer 3D-Seismik eine Neu-Evaluierung des Feldes Matzen, wobei sich das Konzept bestätigte (KREUTZER 1986, 1993a), dass über einen transgressiven Abschnitt, dem auch der 16. TH als Hauptförderhorizont von Öl angehört, sich ein highstand systems tract aufbaut (Abb. 8). Ein von NW südostwärts reichender, mehr einheitlicher Sandkörper, der in den Feldern Pirawarth und Zwerndorf vorliegt, gliedert sich im Raum Matzen in zahlreiche Finger auf (Öl- und Gasförderhorizonte 1-15), die südlich davon in der Mergelfazies auslaufen (Abb. 9). Diese progradierende Auffingerung wurde auch im Raum Ebenthal ermittelt (FUCHS et al. 1999). Die ursprünglich down dip abgelagerten Sandfächer sind durch Aufkippen am Matzen-Spannberger Rücken zu Ölfällen geworden. Das Auslaufen der Sandschüttungen gegen Süden ist vor allem in der Sandschalerzone deutlich ausgeprägt, wie dies die Darstellung des Sand/Ton Verhältnisses im Zentralen Wiener Becken zeigt (Abb. 10).

Im Sarmat setzt sich die Sand/Mergelfolge im Becken fort, die Faziesverteilung wird ausgeglichener. An den Rändern bilden sich abschnittsweise littorale Kalke, die z. T. aus Algen und Bryozoen-Biohermen, z. T. auch aus Oolithen bestehen. Letztere, sowie typische Lumachellen treten auch auf Hochzonen auf. Weiterhin beliefert ein vom Westen schüttendes Deltasystem das Becken mit Sand, z. T. auch

Schottern.

Im Pannon bleibt zunächst der Schüttungscharakter im Becken bestehen, die Karbonatbildung an den Rändern hört auf. Die Salinität sinkt beträchtlich und bedingt brackische Faunengesellschaften (PAPP 1951). Die Schüttung von Westen her wird akzentuierter. Ein die Molassezone querender Fluss („Urdonau“) ist in seinem Verlauf in Form des Hollabrunn-Mistelbacher Schotterkegels (GRILL 1962, 1968) deutlich zu verfolgen (Abb. 2). Der Abschnitt mit Grobklastika baut sich bis zum Steinbergbruch deltaartig vor. Ab hier dürfte die Groblast großteils absedimentieren, doch sind neben flächiger Ausdehnung von Sanden auch Sand- und Schotterrinnen über Matzen hinaus verfolgbar. Mächtigkeitmäßig kompensierende seitliche Ausweichbewegungen in übereinanderfolgenden Horizonten konnte KREUTZER (1990) dokumentieren. Sind im Unter- und Mittelpannon die Sandkörper noch durch beständige Mergelabschnitte getrennt, sodass Horizontierung korrelationsmäßig möglich ist, ist dies im Oberpannon kaum mehr der Fall und fluviatile, stark kreuzgeschichtete Schotter- und Sande breiten sich über große Teile des Beckens aus (GRILL 1954, FUCHS & GRILL 1984). Stillwassersedimente innerhalb des ausgesüßten, flussdominierten Beckens bilden Tonmergel mit meist bunten Farben („blaue und gelbe Serie“). Pliozäne Flusssedimente finden sich in jungen tektonischen Senkungszonen wie der Mitterndorfer Senke. Im Pleistozän kommt es zu eiszeitlichen Terrassenbildungen längs der Donau. Den größten Teil der Oberfläche nimmt Löß ein.

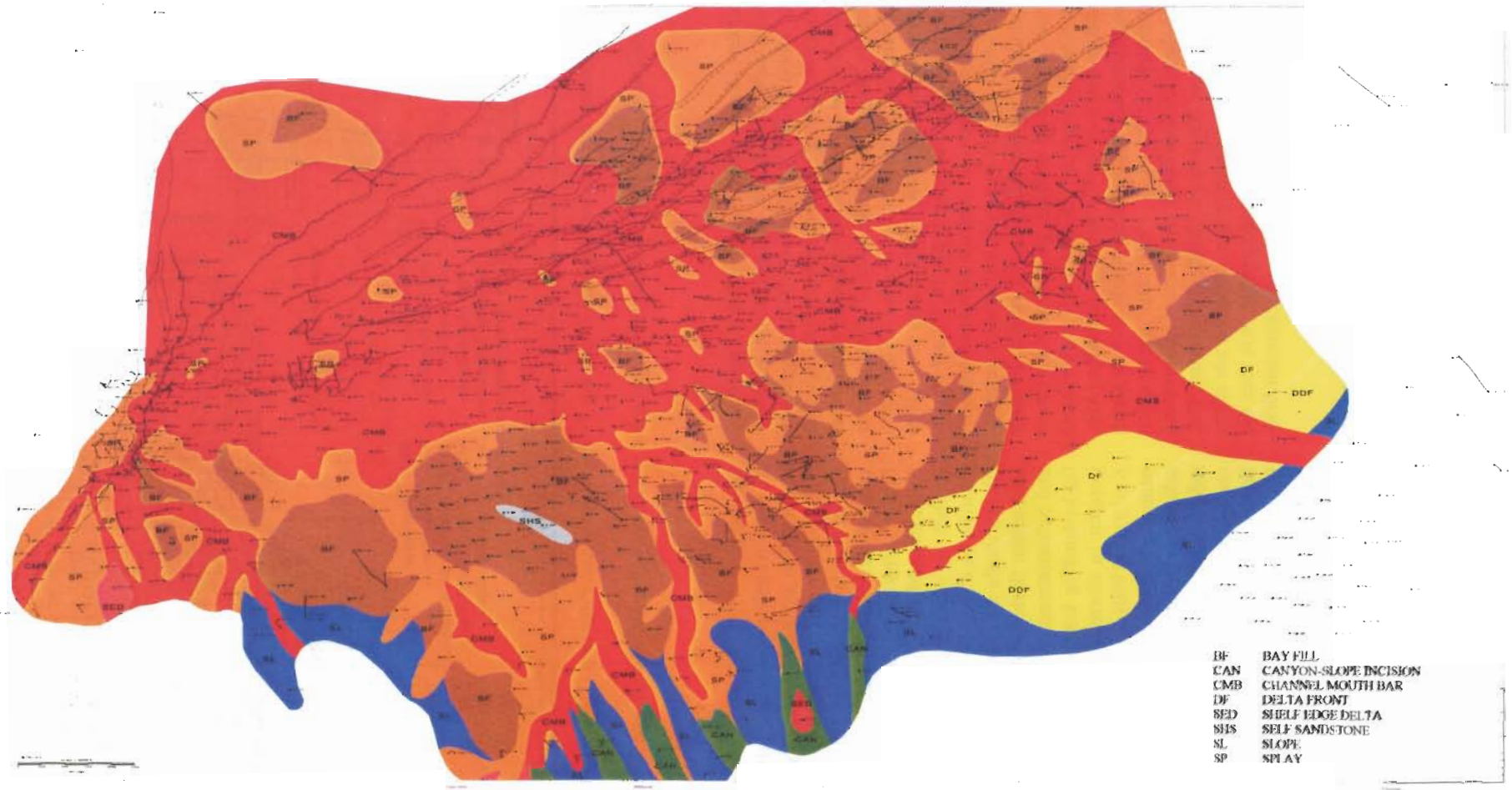


Abb. 9: Faziesverteilung im 8.TH (8.Ölhorizont des Baden) im Feld Matzen (VETIT et al. 1994).

Fig. 9: Facies distribution within the 8.TH (8th oilproductive horizon of the Badenian, in the Matzen field (VETIT et al. 1999).

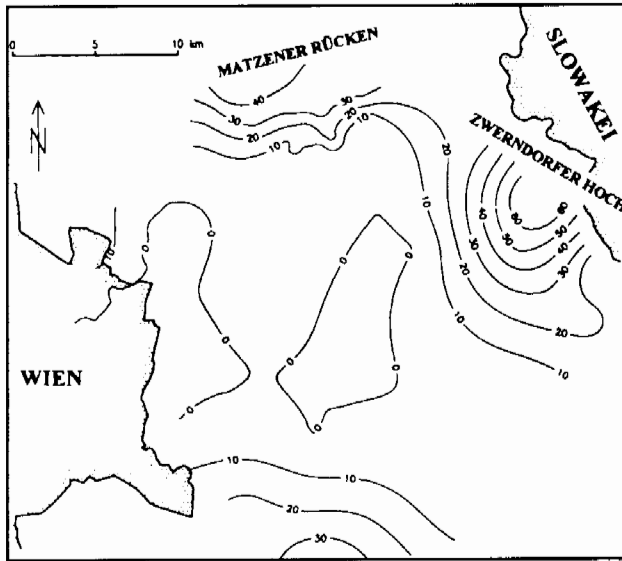


Abb. 10: Isolinienkarte des Sand/Mergelverhältnisses in der Sandschalerzone des zentralen Wiener Beckens (WEISSENBÄCK 1996).

Fig. 10: Contour map of the sand/marl ration within the Spiroplectammina Zone of the Central Vienna Basin (WEISSENBÄCK 1996).

2. Vorneogener Untergrund des Wiener Beckens, allochthones und autochthones Stockwerk

Unter dem Neogen des Wiener Beckens ziehen die alpin-karpatischen Hauptelemente von SW nach NE durch (KRÖLL & WESSELY 1973): die Zentralalpin-Tatride Zone, die Grauwackenzone, die Kalkalpen, die Flyschzone und die Waschbergzone, eine externe Zone mit gestörter und verfrachteter älterer Molasse und mit Klippen, die von der autochthonen mesozoischen Auflage des kristallinen Basements abgeschert wurden (Abb. 12, 13).

Die Flyschzone besteht aus mehreren Decken, nämlich der Raca-, Greifensteiner-, Kahlenberger- und Laaber Decke. Der stratigraphische Umfang reicht von der höheren Unterkreide bis ins Eozän. Wirtschaftliche Bedeutung hat der Paläozän-Eozän-Flysch des Steinberg-Hochs, der in mehreren Schuppen ölführend ist.

Die Kalkalpen bauen sich stratigraphisch aus Folgen vom Permoskyth bis ins Paleozän auf. Mittel- und obertriadische Plattformkarbonate erreichen dabei Mächtigkeiten von mehreren tausend Metern. Sie enthalten Dolomite, von denen sich geklüfteter Hauptdolomit als wichtiges Speichergestein für Gas und Öl erwies.

Tektonischer Stil und Faziesverteilung der Kalkalpen und der Grauwackenzone entspricht den Gegebenheiten am Rand des Wiener Beckens (WESSELY 1992).

Die stark verformte Frankenfels-Lunzer Decke ist die nordwestlichste, tiefste Kalkalpineinheit und entspricht dem Bajuvarikum. Auf deren Falten und Schuppenbau lagert diskordant die Oberkreide-Paläozänfolge von Gießhübl, die

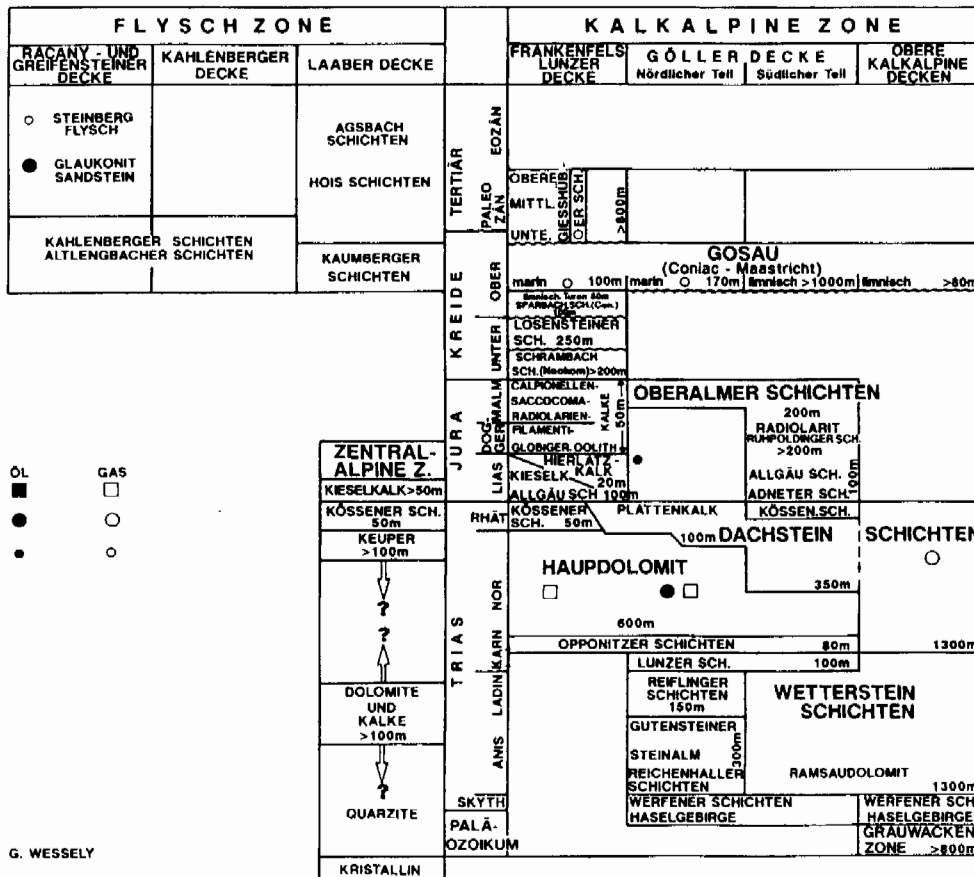


Abb. 11: Stratigraphie des Alpin-Karpatischen Untergrundes des Wiener Beckens (WESSELY 1993).

Fig. 11: Stratigraphy of the Alpine-Carpathian substratum of the Vienna Basin (WESSELY 1993).

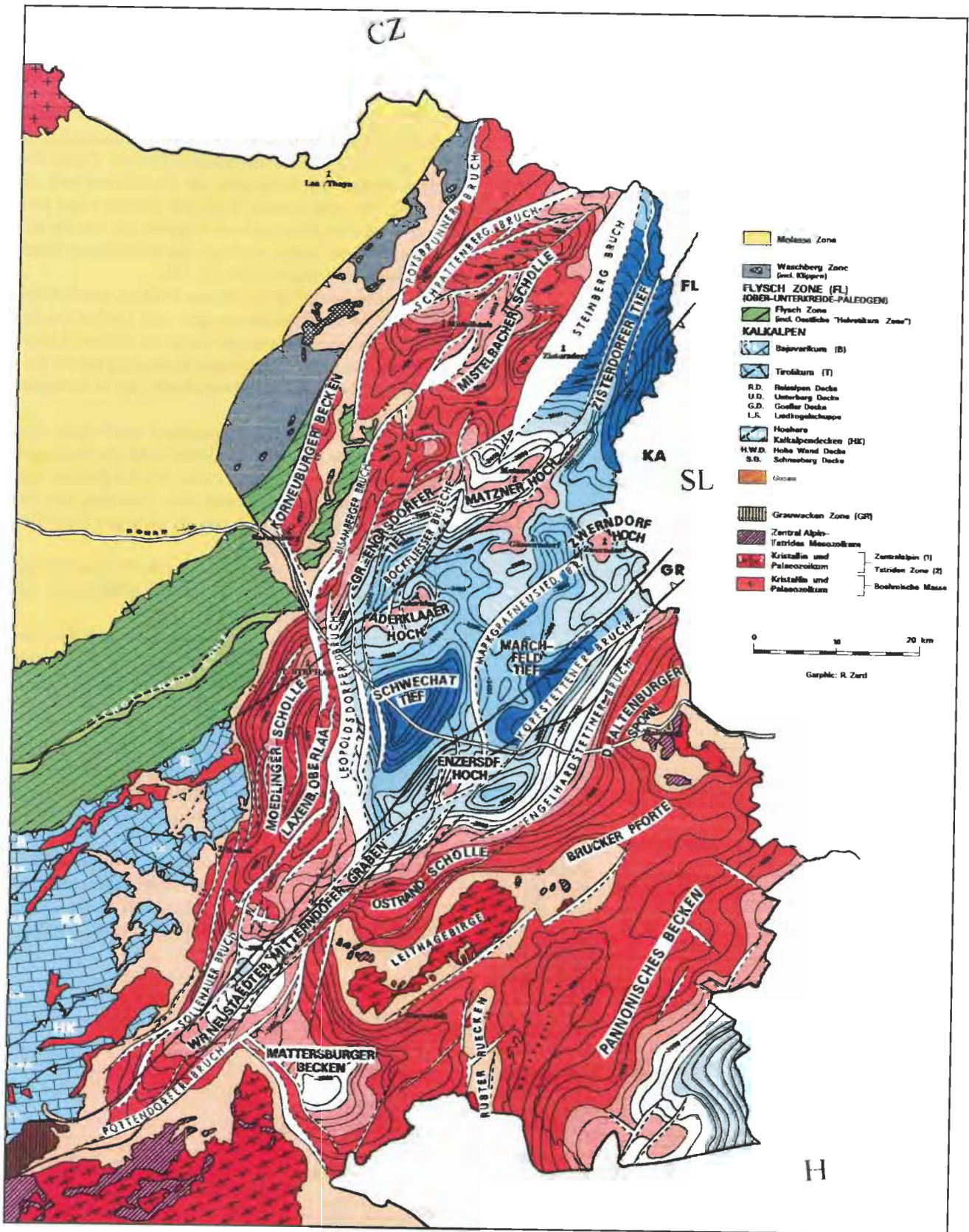


Abb. 12: Strukturschema Top alpin-karpatischer Untergrund des Wiener Beckens (nach KRÖLL et al. 1993 und WESSELY 1993, HAMILTON et al. 2000).

Fig. 12: Structural scheme of the top of the Alpine-Carpathian substratum of the Vienna Basin (after KRÖLL et al. 1993 and WESSELY 1993, HAMILTON et al. 2000).

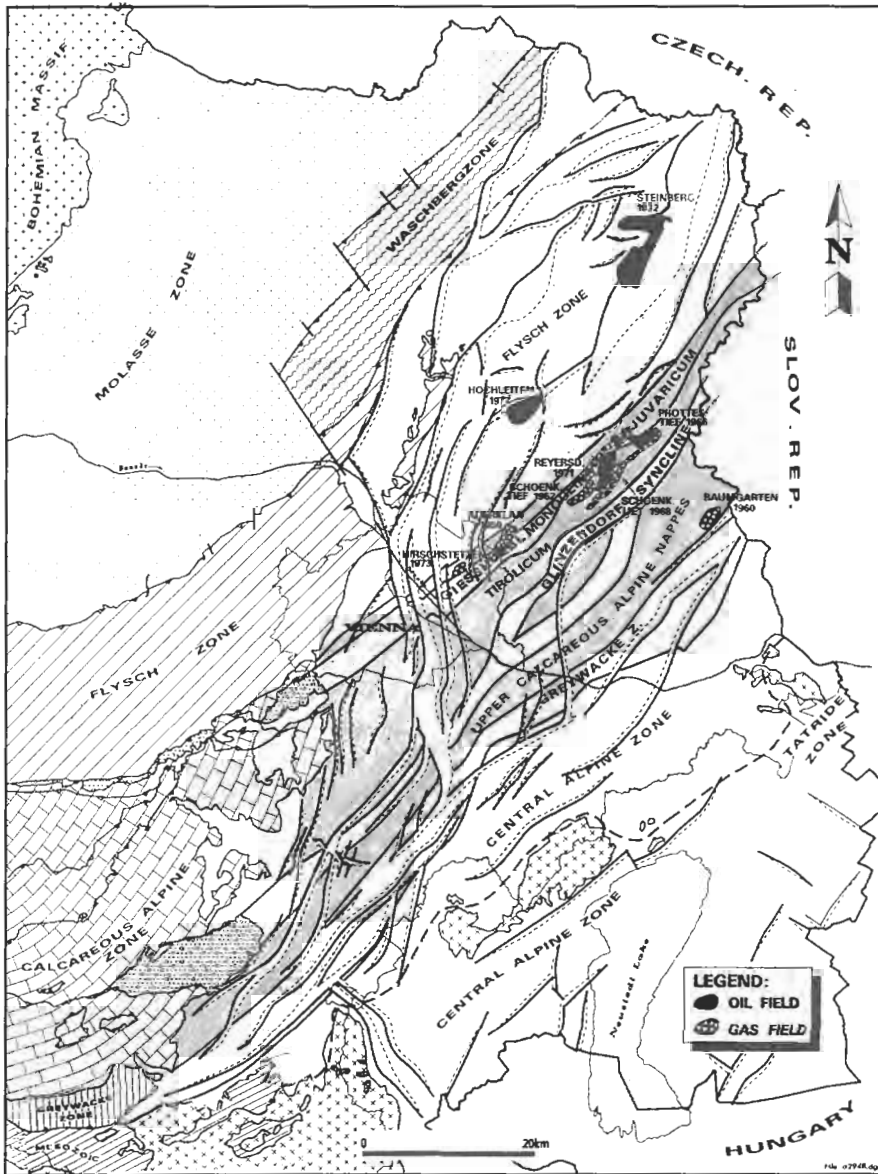


Abb. 13: Alpin-Karpatische Einheiten am Top des Beckenuntergrundes mit den Öl- und Gaslagerstätten (HAMILTON et al. 2000).

Fig. 13: Alpine-Carpathian thrust units at the top of the substratum of the Vienna Basin with oil- and gasfields (HAMILTON et al. 2000).

Gosauzfazies in der Oberkreide und eine flyschartige Tubiditfazies im Paleozän besitzt. Diese Folge bildet eine wichtige Abdichtung für kalkalpeninterne Lagerstätten. Sie wird überschoben von der Göllerdecke, einer mittleren Kalkalpeneinheit, die dem Tirolicum entspricht. Ihr ist abermals diskordant Oberkreide in Form der Glinzendorfer Mulde aufgelagert, die bei großer Mächtigkeit meist limnisch entwickelt ist. Die höchste kalkalpine Einheit enthält eine tiefreichende Mulde hauptsächlich bestehend aus Dachsteinkalk und Wettersteindolomit. Eine Korrelation mit einem juvavischen Element ist neuerdings zweifelhaft, ebenso die Stellung der aus Unter- bis Obertrias reichenden Auflage von Tallesbrunn über der Glinzendorfer Gosauzone. Stratigraphischer Umfang und fazielle Entwicklung im Kalkalpin sowie die Bedeutung einzelner Schichtglieder als Speichergestein, geeignet als Kohlenwasserstofflagerstätten sind in Abb. 11 ersichtlich.

Die aus Paläozoikum bestehende Grauwackenzone, die die Basis der Kalkalpen bildet, endet im slowakischen Untergrund des Wiener Beckens.

Die Beziehung der kalkalpinen zu den entsprechenden kar-

patischen Einheiten wurde des öfteren einer Interpretation unterzogen (zuletzt WESSELY 1992). Die Kalkalpen liegen wurzellos über der Flyschzone und den Zentralalpen.

Das Zentralalpin (Untere Austroalpine Einheit) wurde in mehreren Bohrungen in Form einer permomesozoischen Schichtfolge (Semmeringmesozoikum) angetroffen. Die Einheit bildet eine breite Zone, deren Internbau allerdings infolge seiner Komplexität aber auch der geringen Bohrdichte, nicht zusammenhängend erfasst ist.

Die alpin-karpatischen Decken sind über das tiefste Stockwerk des Wiener Beckens, das autochthone Stockwerk geschoben. Dieses besteht aus dem kristallinen basement, der mesozoischen Auflage und der darüberlagernden alttertiären Molasse. Nur 4 Bohrungen erreichten dieses Stockwerk in Tiefen unter 6 km. Molasse, Malm-Kalke und Malm-Mergelsteine, letztere in einer Mächtigkeit von fast 1000 m das Hauptmuttergestein des Wiener Beckens bildend, wurden in der Bohrung Zistersdorf UT2a angefahren, Malm und Kristallin in der Bohrung Aderklaa UT1a. Die gesamte Abfolge des autochthonen Mesozoikums ist besser durch die Bohrungen in den westlich an das Wiener Becken an-

MOLASSEUNTERGRUND NIEDERÖSTERREICH

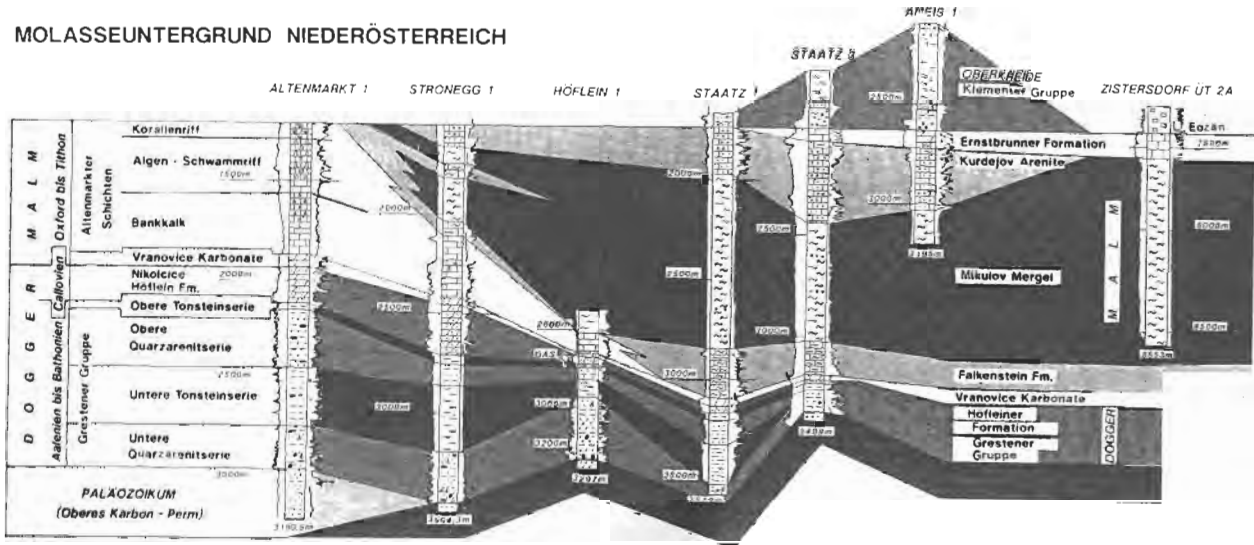


Abb. 14: Stratigraphie des autochthonen Mesozoikum im nördlichen Niederösterreich (nach ELIAS & WESSELY 1992).

Fig. 14: Stratigraphy of the autochthonous Mesozoic in northern Lower Austria (after ELIAS & WESSELY 1992).

schließenden Bereichen der Flysch-, Waschberg- und Molassezone bekannt (Abb. 14).

3. Öl- und Gasvorkommen

Die Kohlenwasserstoffvorkommen im Wiener Becken (Abb. 15), zusammenfassend dargestellt bei BRIX & SCHULTZ (1993), erstrecken sich über die gesamte neogene Schichtfolge, auf den paläogenen Flysch und auf den kalkalpinen Hauptdolomit. Im Neogen und Flysch ergeben sich günstige Speichergesteinsbedingungen in oft vielen übereinanderliegenden Horizonten, im Hauptdolomit durch dessen Mächtigkeit. Der Schwerpunkt der Kohlenwasserstoff-Akkumulation liegt über dem Depocenter eines tiefliegenden Muttergesteines in Form der autochthonen Mergelsteinserie des Malm (LADWEIN et al. 1991)

Die strukturellen Fallen liegen an großen Bruchsystemen, wie dem Steinberg-Bruchsystem, aber auch entlang des südöstlichen Grabensystems von Enzersdorf bis Zwerndorf. Die größten Lagerstätten liegen auf den medianen Hochzonen wie Matzen und Aderklaa. Die stratigraphischen Fallen treten vor allem in Fächerbereichen der distalen Deltaschüttung vor allem des im Westen des Beckens mündenden Flusssystemes auf. Häufig liegt Kombination zwischen tektonischer und fazieller Fallenbildung vor (Aufkippung von Fächerenden). Die nördlichen und zentralen Beckenanteile enthalten Öl und Gas thermokatalytischer Entstehung, die südöstlichen Bereiche überwiegend biogenes Gas.

Das größte Feld mit „giant“-Ausmaß ist die Öl- und Gas-Lagerstätte von Matzen, deren Antiklinalcharakter einerseits durch Brüche im N und W modifiziert ist, andererseits in einigen Horizonten (z. B. 8.TH und 9.TH) eine stratigraphische Fallenkomponente durch Mergelbarrieren im Süden besitzt (KREUTZER 1993a, VEIT et al. 1999) In Ebenthal ist infolge späterer Verkippung der 15.TH updip durch

Mergel begrenzt (FUCHS et al. 1999)

Die transgressiven und regressiven Sandsteinzyklen führen zu einer serienmäßigen Anordnung der produktiven Zonen. Im Feld Matzen z. B. gibt es 10 Förderhorizonte des tieferen Miozän, 16 Horizonte im Baden, 10 im Sarmat und 5 im Unterpannon (KREUTZER 1993b). Der ergiebigste Horizont ist der 16. „TH“ im Baden (Abb. 18).

In neuerer Zeit werden nordöstlich des Feldes Matzen auch begrabene und mäandrierende Channelsande (Sarmat) mit Gasführung aufgespürt.

Die Akkumulation von Lagerstätten entlang von Brüchen erfolgt in parallel angeordneten oft schmalen Staffeln. In der abgesenkten Scholle des Steinbergbruches bilden klassische Schlepstrukturen (z. B. Gösting) oder rollover-Strukturen (z. B. Mühlberg) Fallenmöglichkeiten für Öl.

Die Flyschzone unter dem Neogen ist nur im Gebiet des Steinberghochs bisher ölproduktiv. Die Förderung erfolgt in den „Glaukonitsandsteinserien“ und den „Steinberg-flysch“-Horizonten der Greifensteiner Decke (KREUTZER 1993b). Es liegen zwei Schuppen vor, die Göstinger und die Zistersdorfer Einheit. Bei intensivierter Klüftung ist gesteigerte Förderung zu verzeichnen, was durch eine Horizontalbohrung zunutze gemacht wurde (GRÜN 1992). Die Gas- und Ölfelder des kalkalpinen Untergrundes liegen auf den medianen Hochzonen. (Schönkirchen, Aderklaa, Hirschstetten). Hier ist das Speichergestein mächtiger Hauptdolomit und im Feld Baumgarten, am Rand der südöstlichen Grabenzone, Dachsteinkalk mit ausgeprägten Loforitbildungen. Flache bis sehr steile Strukturen bilden die Fallen der Kohlenwasserstoffe. In fast senkrechten Lagerstätten, wie Schönkirchen Übertief kann die vertikale Gassäule über 1000 m erreichen (Abb. 19).

Nach der Art der diskordanten Abdichtung werden im kalkalpinen Untergrund zwei Lagerstättentypen, nämlich Relief- und Internlagerstätten unterschieden. Im ersten Fall bilden neogene Mergel den caprock, im zweiten Fall dichte Sedimente innerhalb des Kalkalpenkörpers, vor allem Kreide-Paleozänmergel und -sandstein. Die Öllagerstätten

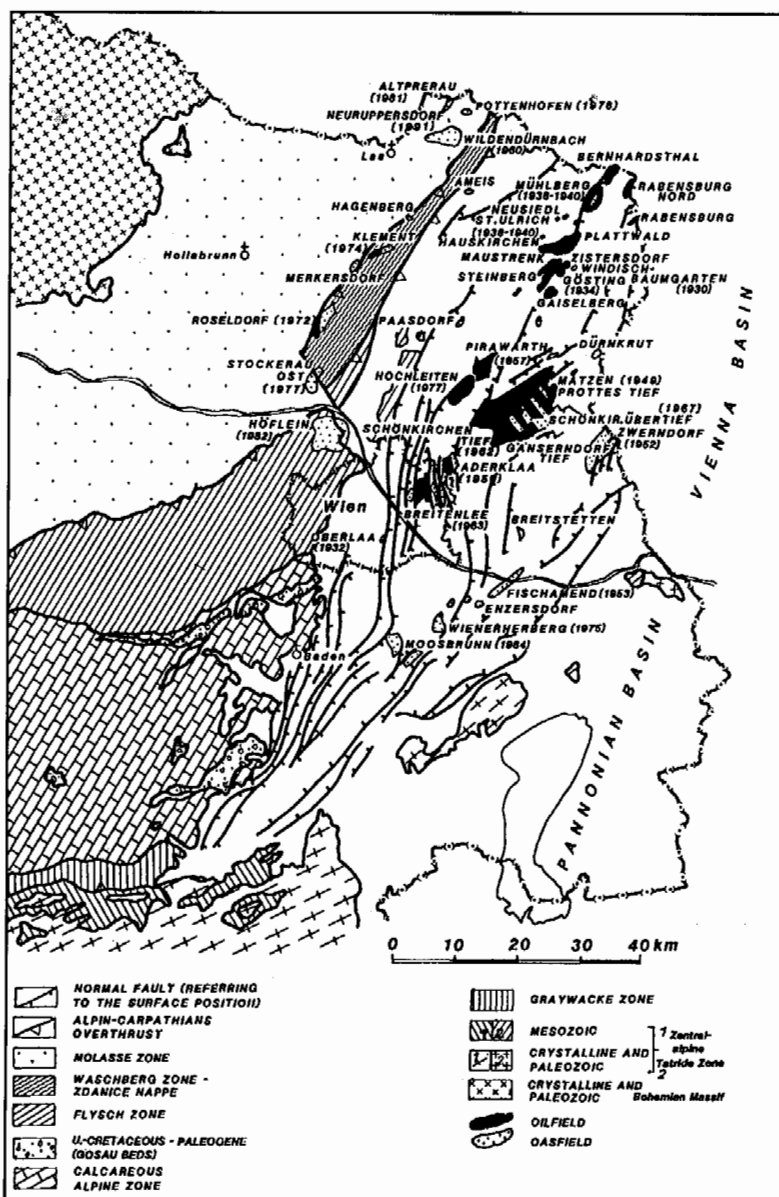


Abb. 15: Öl- und Gasfelder des Wiener Beckens und angrenzender Gebiete (SAUER et al. 1992).

Fig. 15: Oil and Gas fields in the Vienna Basin and its surroundings (SAUER et al. 1992).

Schönkirchen Tief und Prottes Tief, sowie die Gaslagerstätten Aderklaa, Hirschstetten und Baumgarten sind Relieflagerstätten, die Gaslagerstätten Schönkirchen Übertief, Reyersdorf und Aderklaa Tief sind Interlagerstätten. Alle Gaslagerstätten führen Sauergas. Schönkirchen Tief ist einer der bedeutendsten Ölförderhorizonte Österreichs, Schönkirchen Übertief einer der bedeutendsten Gas-horizonte.

Im österreichischen Teil des Beckens wurden bisher fast 50 Felder gefunden, die kumulative Produktion beträgt um die 100 Mio. t Öl und an die 53 Mrd. m³ Gas. Der Großteil der Förderung kommt aus dem Raum Matzen-Schönkirchen. Das autochthone Mesozoikum unter dem Wiener Becken trug bisher wenig zur Förderung bei (Maustrenk ÜT1 mit 4974 m³ Öl), doch ist auf Grund der günstigen Muttergesteinsbedingungen und den aufgetretenen vielversprechenden Anzeichen mit einem hohen Gas-Potential in diesem tiefsten Stockwerk zu rechnen.

4. Haltepunkte der Exkursion

(Abb. 25)

Stop 1: Zentrum Gewinnung, OMV, Gerasdorferstraße 151, A 1210 Wien

Bohrkernpräsentation mit Proben aus dem Alpin-Karpatischen und subalpinen Untergrund des Wiener Beckens sowie aus ausgewählten Neogenschichten.

Stop 2: Feld Matzen-Schönkirchen

Erläuterungen des neogenen und kalkalpinen Stockwerkes und seiner Öl- und Gasvorkommen (Abb. 16 bis 18).

Stop 3: Bohrpunkt im Nordabschnitt des Ölfeldes Matzen Bruchfälle im 16.TH im Südanstieg der Matzender Struktur.

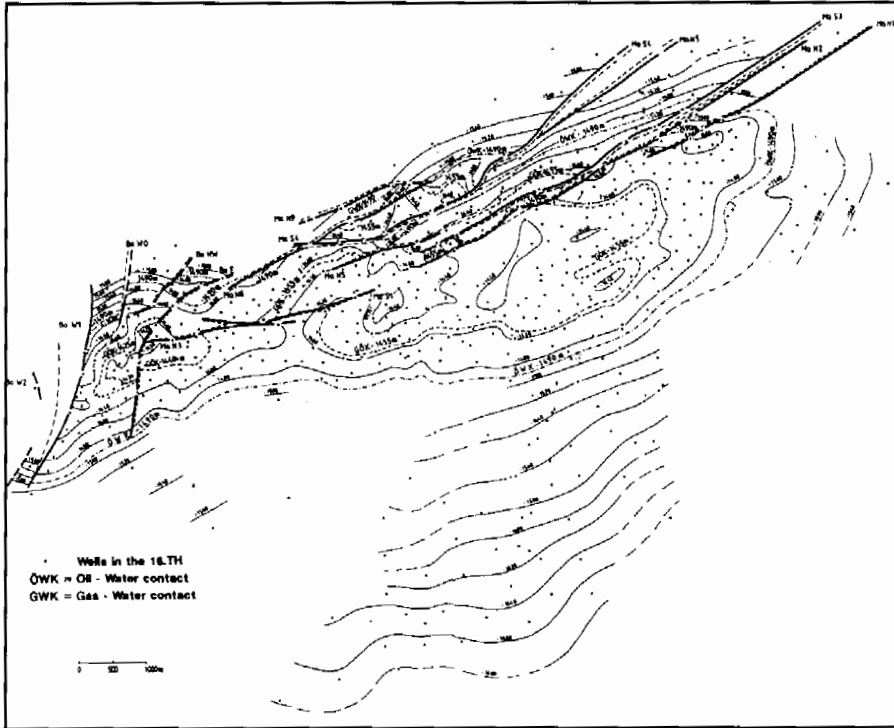


Abb. 16: Strukturkarte des 16. TH des Feldes Matzen (KREUTZER 1993, Beil. 11).

Fig. 16: Contour map of the 16. TH, Matzen field (KREUTZER 1993, Beil. 11).

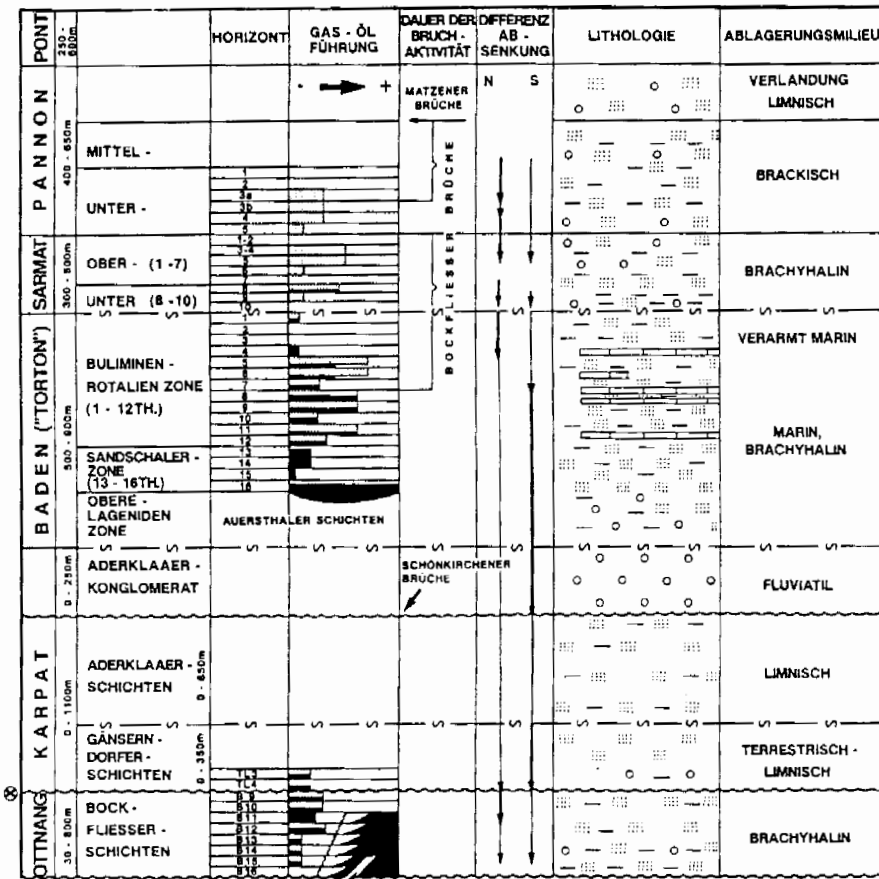


Abb. 17: Öl- und Gashorizonte des Feldes Matzen (KREUTZER 1993b).

Fig. 17: Oil- and gas reservoirs of the Matzen field (KREUTZER 1993b).

- LEGENDE:
- Gas
 - Öl
 - Ton und Tonmergel
 - Schotter oder Konglomerat
 - Quarzarenite (Sande)
 - Nullporenkalk
 - ⊗ eventuell Unterkarpat
 - ↓ relative starke Absenkung
 - ↑ relative schwache Absenkung

GEOLOGISCHER SCHNITT PIRAWARTH - MATZEN - GÄNSERNDORF

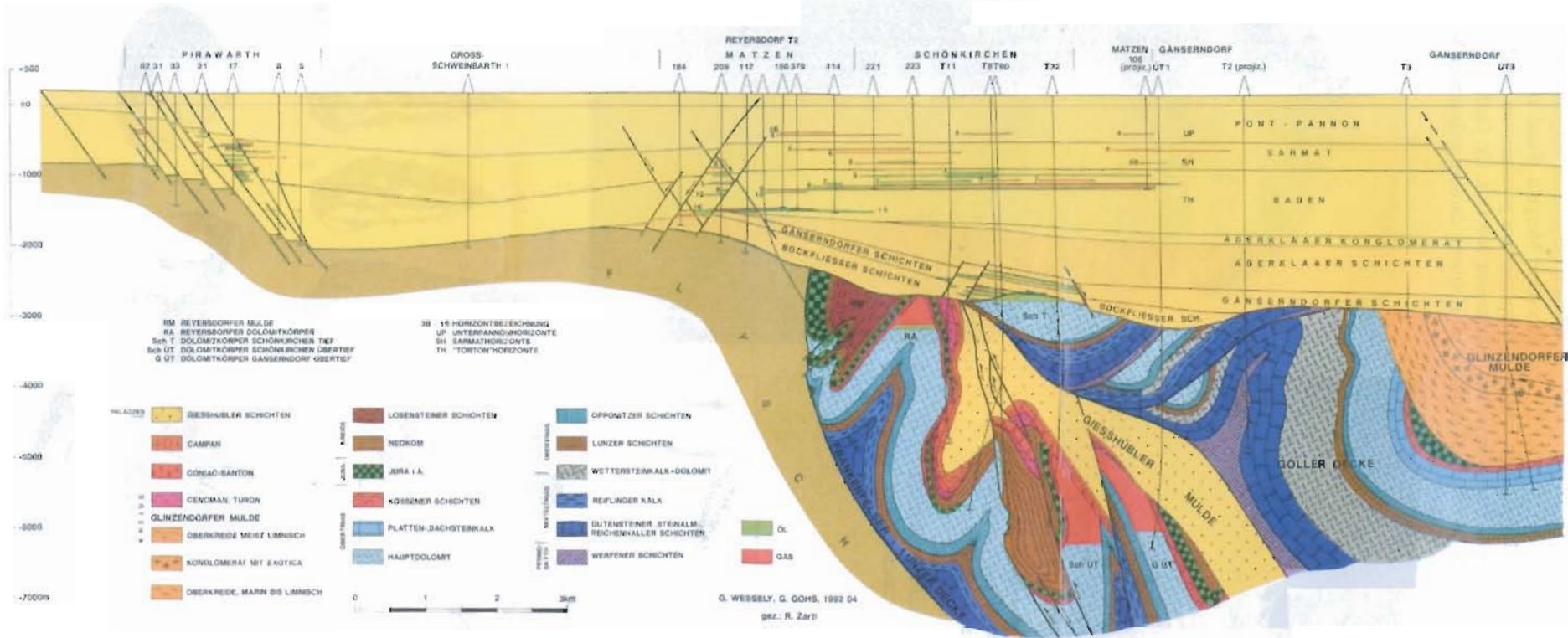


Abb. 18: Geologischer Schnitt über die Öl- und Gasfelder von Matzen-Schönkirchen (WESSELY 1993, Beil. 4).

Fig. 18: Geologic cross section through the oil and gas field of Matzen – Schönkirchen (WESSELY 1993, Beil. 4).

Stop 4: Spannberg: Süd

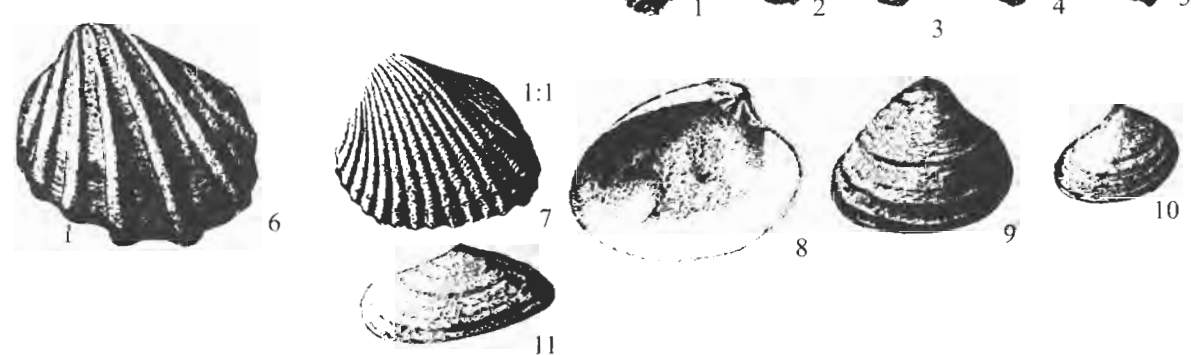
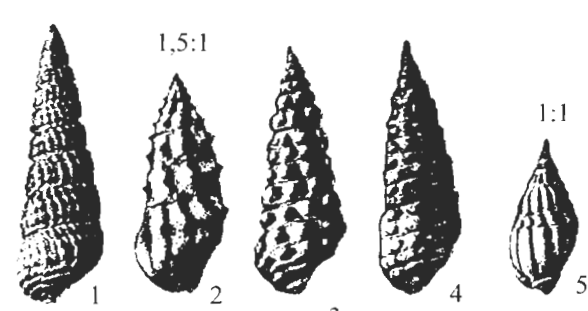
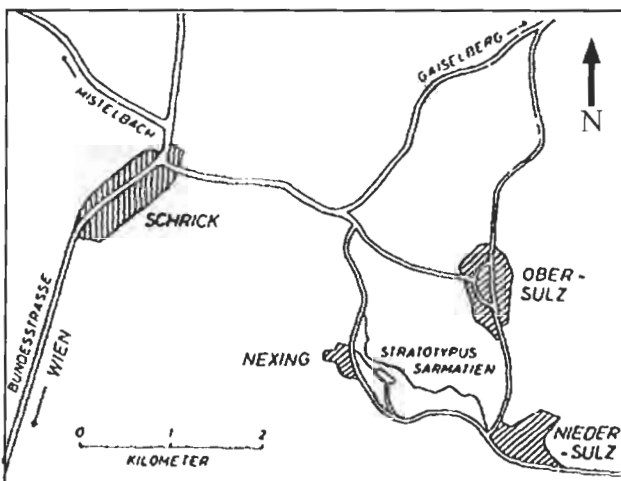
Aufschluss im Oberpannon mit grobklastischen kreuzgeschichteten Sedimenten des fluviatilen Faziesbereiches im zentralen Wiener Becken (Abb. 19) Überwiegend Quarz-

schotter, eingestreut aufgearbeitete Konkretionen aus umgebenden Mergeln. Fund eines Unterkiefermolaren eines *Hippotherium primigenium* durch Mag. Erich DRAGANITS, bestimmt von Doz. Dr. Gudrun DAXNER-HÖCK. Im Hohlweg darüber grüngrauer Mergel des Oberpannon.



Abb. 19: Sandgrube Spannberg, Oberpannon. Kreuzschichtung in fluviatilen Sanden und Schottern des Oberpannon im zentralen Wiener Becken.

Fig. 19: Sand pit of Spannberg, late Pannonian. Cross bedding in fluvial sand and gravel of Upper Pannonian age in the central Vienna Basin.



Stop 5: Nexing, „Muschelgrube“

Aufschluss im Obersarmat des Hochschollenbereiches (Mistelbacher Scholle) (Abb. 20).

Holostratotyp der Sarmatischen Stufe (PAPP & STEININGER in: PAPP et al. 1974). Obere Evilienschichten

Die Lokalität ist seit 1850 durch M. HÖRNES bekannt. Die Sandgrube ist reich an Fossilien, die lagenweise Lumachellen bilden. Die Schalen der Mollusken werden gewerbsmäßig abgebaut, gemahlen und als Beimengung für Hühnerfutter verwendet.

Die Sande sind fein- bis grobkörnig, lagenweise mit Gehalt an Schotterstücken, häufig bestehen diese aus z. T. verkie-seltem Sandstein, der größtenteils dem Flysch des Becken-randes entstammt. Untergeordnet sind mergelige Lagen zwischengeschaltet. Kreuzschichtung, Rippeln, Imbrikation von Muschelschalen, Resedimente, Aufarbeitung von Fos-silien zeigen küstennahe, seichte Hochenergiefazies an, die der Position auf der Hochscholle des Steinbergbruches ent-spricht. Starke Neigungswerte (z. T. bis zu 25° im Azimut 300) unter flachen Diskordanzflächen lassen tektonische

Verkipptungen während der Sedimentation nicht ausschlie-ßen. Auffällig sind bis mehrere dm breite, mit sarmatischem Erosionsmaterial gefüllte Klüfte, die mit einem Einfallen von etwa 065/70° schräg zum Steinbergbruch mit seinem Einfallen von 120/50-60° verlaufen. Ein von PAPP (1974) entworfenes Profil von Nexing ostwärts über den Steinberg-bruch hinweg (Abb. 22) illustriert die Absenkungs- und Mächtigkeitsunterschiede zwischen der Hoch- und Tief-scholle des Bruches. Auch die Fazies unterscheidet sich wesentlich durch die Seichtwasserentwicklung auf der Hochscholle.

Die Mikrofauna (PAPP 1974) besteht aus *Ammonia beccarii*, *Protoelphidium granosum* und diversen Elphidienarten so-wie einer umfangreichen Ostracodenfauna.

Stop 6: Schottergrube Obersulz,

ca. 2,5 km nördlich der Ortsmitte von Obersulz

Schotter des Mistelbacher-Hollabrunner Schotterkegels, unter- und überlagert von ostracodenführenden Mergeln des

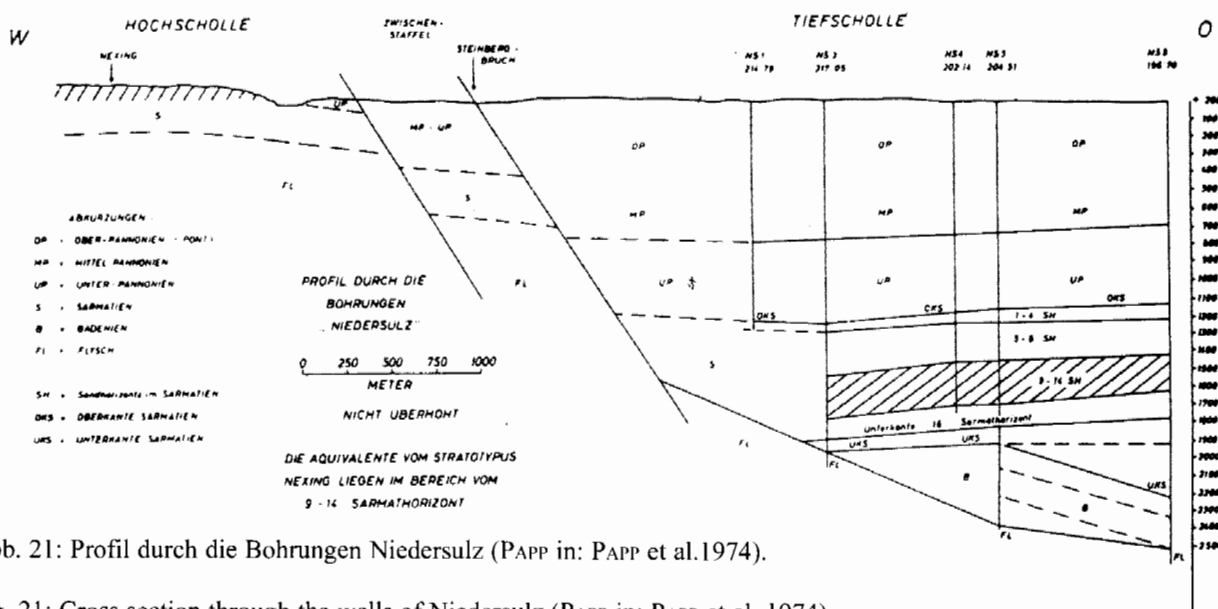


Abb. 21: Profil durch die Bohrungen Niedersulz (PAPP in: PAPP et al. 1974).

Fig. 21: Cross section through the wells of Niedersulz (PAPP in: PAPP et al. 1974).

Abb. 20: „Muschelgrube“ Nexing, Sarmat.

Küstensande und Lumachellen des Sarmats in Seichtwasserfazie auf der Hochscholle des Steinbergbruches. Mollusken-fauna des Holostratotypus des Sarmat nach PAPP & STEININGER (in: PAPP et al. 1974). Photo des Aufschlusses WESSELY.

Fig. 20: „Muschelgrube“ Nexing, Sarmatian.

Sand and coquinas of the Sarmatian shallow water environment on the upthrown block of the Steinberg fault. Molluscs of the Sarmatian Holostratotype after PAPP and STEININGER (in: PAPP et al. 1974). Photo of the outcrop WESSELY.

- | | |
|---|---|
| 1) <i>Pirenella disjuncta</i> (SOW.) | 7) <i>Cerastoderma vindobonense vindobonense</i> (PARTSCH-LASKAREV) |
| 2) <i>Cerithium rubiginosum</i> (EICHW.) | 8) <i>Irus gregarius gregarius</i> (PARTSCH-GOLDFUSS) |
| 3) <i>Pirenella picta picta</i> (DEFR.) | 9) <i>Maetra vitaliana eichwaldi</i> (LASKAREV) |
| 4) <i>Pirenella picta nympha</i> (EICHW.) | 10) <i>Ervilia dissita dissita</i> (EICHW.) |
| 5) <i>Dorsanum duplicatum duplicatum</i> (SOW.-KOLESN.) | 11) <i>Donax dentiger</i> (EICHW.) |
| 6) <i>Cerastoderma latisulcum latisulcum</i> MÜNST. | |



Abb. 22: Schottergrube Obersulz. Schotter, Sande und Mergel des Pannon. Rechts oben Überdeckung durch Löss. Photo WESSELY.

Fig. 22: Gravel pit Obersulz. Gravel, sand and marl of Pannonian age, at the upper right part covered Löss. Photo WESSELY.

Pannon (Abb. 22).

Die Schotter haben Rinnencharakter mit Einschnidungen durch Rinnenverlagerungen. Das Schottermaterial enthält neben Geröllen von Quarz und Kristallin häufig Kalkalpen-

gerölle als Hinweis auf intensive Belieferung des als „Urdonau“ anzusprechenden Flusses auch aus den Alpen. Der Mistelbacher-Hollabrunner Schotterkegel ist ja durch die Molassezone bis Krems als Serie von Höhenrücken (Relieffumkehr) zurück zuverfolgen (GRILL 1962, 1968, GYURITS & KURZWEIL 1976). Über den Mergeln und Sanden des Pannon setzt über einer geringmächtigen rotbraunen Schotterlage hangabwärts Löss ein. Wo das Pannon direkt an die Oberfläche herantritt, ist starke Kryoturbation ausgeprägt, wobei z. T. limonsierte Sandpartien in die Pannonmergel eingewürgt sind.

Der Aufschluss liegt wie der Aufschluss Nexing auf der Hochscholle und die Schichten sind ebenfalls im Vergleich zur östlich davon abgesenkten Tiefscholle geringmächtig.

Stop 7: Anhöhe des Steinbergrückens bei Zistersdorf

Überblick über Geologie und Entwicklung des Aufschlusses von der Fundbohrung Gösting 2 bis zur Übertiefbohrung Zistersdorf ÜT2a.

Schon die Morphologie des Steinberggebietes zeigt die Verhältnisse des geologischen Untergrundes an: Eine ausgeprägte Hochzone, das Steinberg Hoch, wird gegen Osten durch den Steinbergbruch von einer tiefen Absenkungszone getrennt. Der Abschiebungsbetrag zwischen dem Top Untergrund auf der Hochscholle mit -200 m und dem Top Untergrund auf der Tiefscholle mit -5800 m beträgt 6000 m

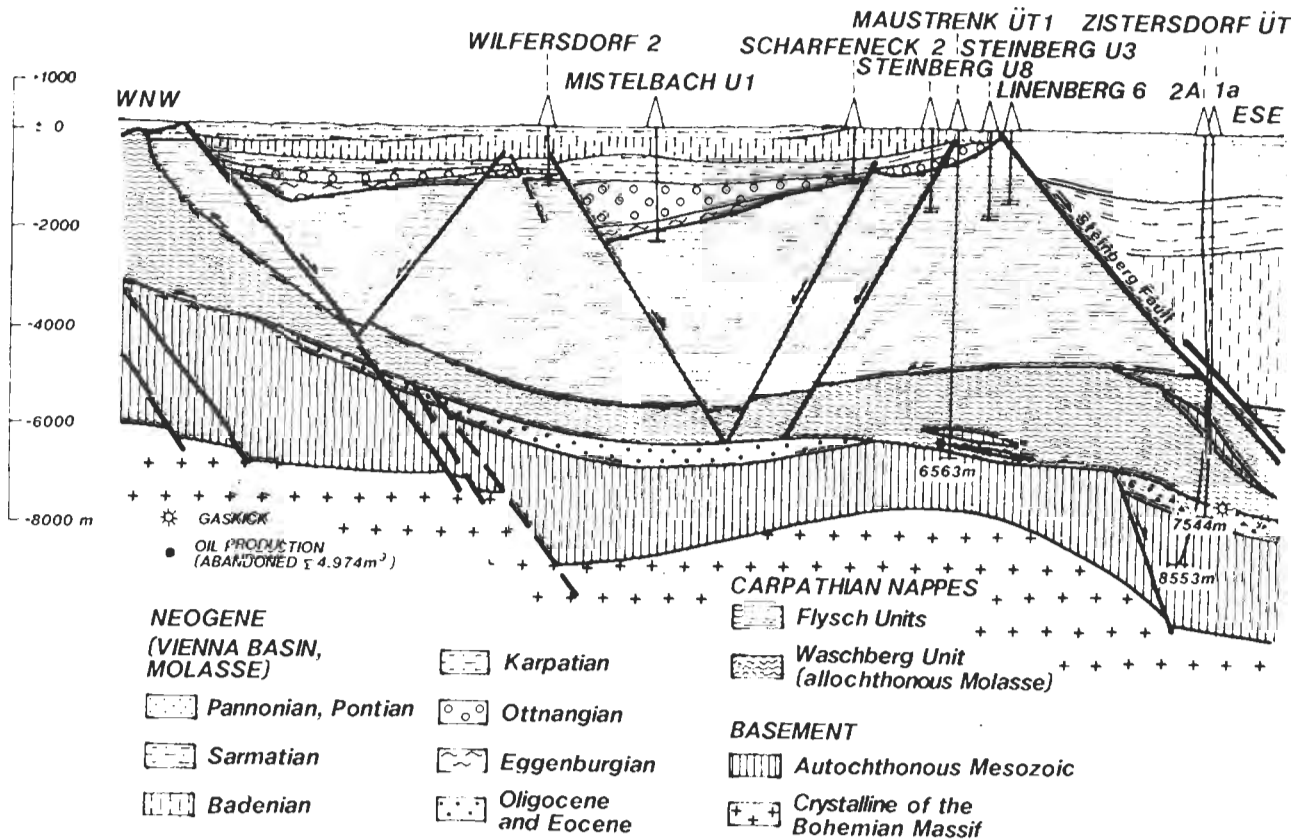
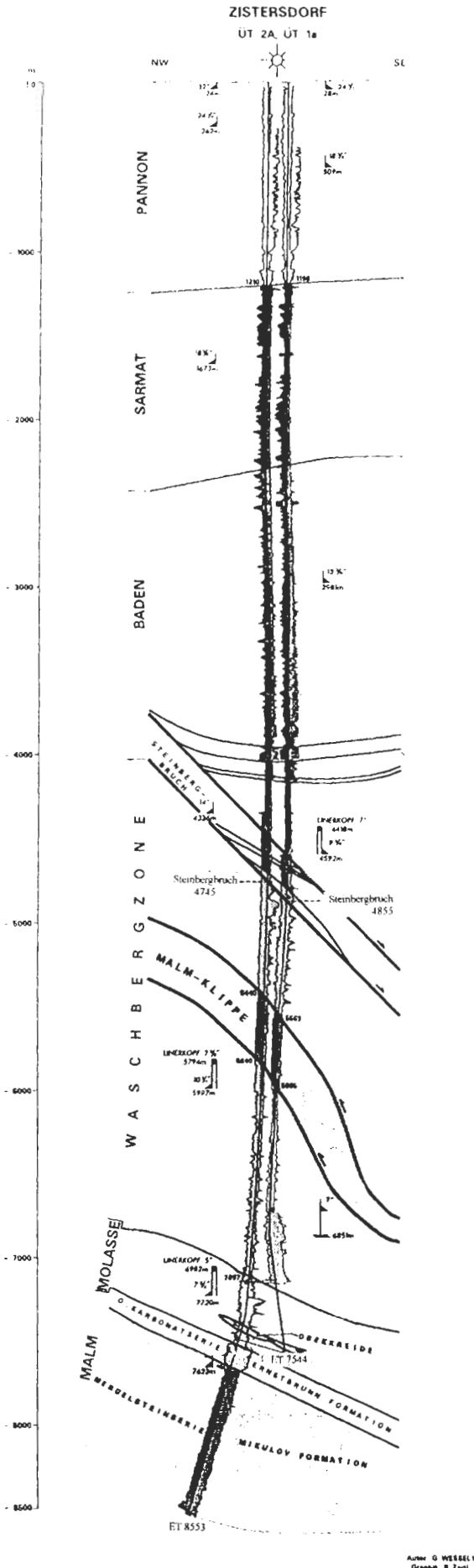


Abb. 23: Geologischer Schnitt durch die Übertief Bohrung von Zistersdorf (nach LADWEIN et al. 1991).

Fig. 23: Geological cross section through the super deep drillings of Zistersdorf (after LADWEIN et al. 1991).



(Abb. 24). Der Bruch ist synsedimentär seit dem Baden. Das Neogen der Hochscholle ist geringmächtig und besitzt Seichtwasserentwicklung.

Die Basis bildet Flyschschutt des tieferen Neogen. Das Baden ist überwiegend als Lithothamnienkalk entwickelt, im Sarmat kommen neben Seichtwassersanden und Luma-chellen auch Oolithe vor, wodurch ein morphologisch resi-stenter Höhenrücken entsteht, um den sich Pannon anlegt, wobei Oberpannon fehlt. Lesesteine von Lithothamnienkalk liegen verstreut auf dem Feld im Bereich des Haltepunktes. Die Mächtigkeit der zeitäquivalenten Sedimente auf der Tiefscholle ist ein Vielfaches von der auf der Hochscholle. Von Baden bis zum Oberpannon herrschen Mergel und Sandsteine in Beckenfazies.

Neben der Abschiebungskomponente wird eine bestimmte Sinistral Komponente am Steinbergbruch zu verzeichnen sein, wie die rechtsausschreitende Kulissenanordnung der Ersatzbrüche in südlicher Fortsetzung des aushebenden Steinbergbruches annehmen läßt. Der Bruch zeigt bis 4855 m Tiefe keine Verflachung, aber die Sedimentneigung einschließ-lich der rollover-Strukturen und das pattern der Begleitbrüche weisen auf einen listrischen Charakter des Bruches hin. Bei subhorizontalem tieferen Verlauf des Bruches könnte dieser mit der Überschiebung der Waschberg-zone zusammenfallen oder in die Überdruckzone der Malm-Mergelsteine hineinlaufen.

Der Untergrund des Neogen wird von Flysch gebildet (KREUTZER 1993b), der sich in eine Abfolge (von unten her) in die Raca Decke (Harresdorfer Einheit), die Greifensteiner Decke (Göstinger und Zistersdorfer Einheit) und in die Kahlenbergdecke (Sulzer Einheit) gliedert. Ölproduktion erfolgt aus der Zistersdorfer und Göstinger Einheit. Die Bohrungen Zistersdorf Übertief und Maustrenk Übertief er-bohrten unter dem Flysch die Waschberg-Steinitzer Ein-heit.

In den Bohrungen Zistersdorf Übertief (Abb. 24) wurde autochthone Molasse mit Oligozänkonglomerat erbohrt. Es enthält Komponenten von Malmkalken und einen Oberkreideolistolithen bestehend aus Glaukonitsandstein. Darunter wurde eine 140 m mächtige Kalkfolge durchbohrt. Der höhere Teil derselben enthält Blöcke unterschiedlicher Karbonatfazies und könnte Obertithon bis Unterkreide re-präsentieren. Der tiefere Teil besteht aus Ernstbrunner Kalk des Malm. Zahlreiche Lösungshohlräume meist kleinerer Dimension sind gefüllt mit Zement oder Oberkreide-sediment. Unter der Karbonatstrecke folgt ein bis fast 1 km mächtiges Schichtpaket aus Mikulov-Mergeln bis zur Endtiefe von 8553 m. Die dunklen Mergelsteine stellen ein ausgezeichnetes Muttergestein dar. Eine Matrixporosität von bis zu 9 %, im Mittel 5 % und Permeabilitäten zwischen 0,2 und 10 mD wurden verzeichnet (MILAN & SAUER 1996). Die Mergelsteine wären somit ein gutes Beispiel für ein unkonventionelles Speichergestein für produktives „tight gas“, das bei geeigneter Produktionstechnik ein großes Po-tential darstellen könnte.

Abb. 24: Bohrprofil der Übertiefbohrung Zistersdorf.

Fig. 24: Drilling profile of the superdeep drillings of Zistersdorf.

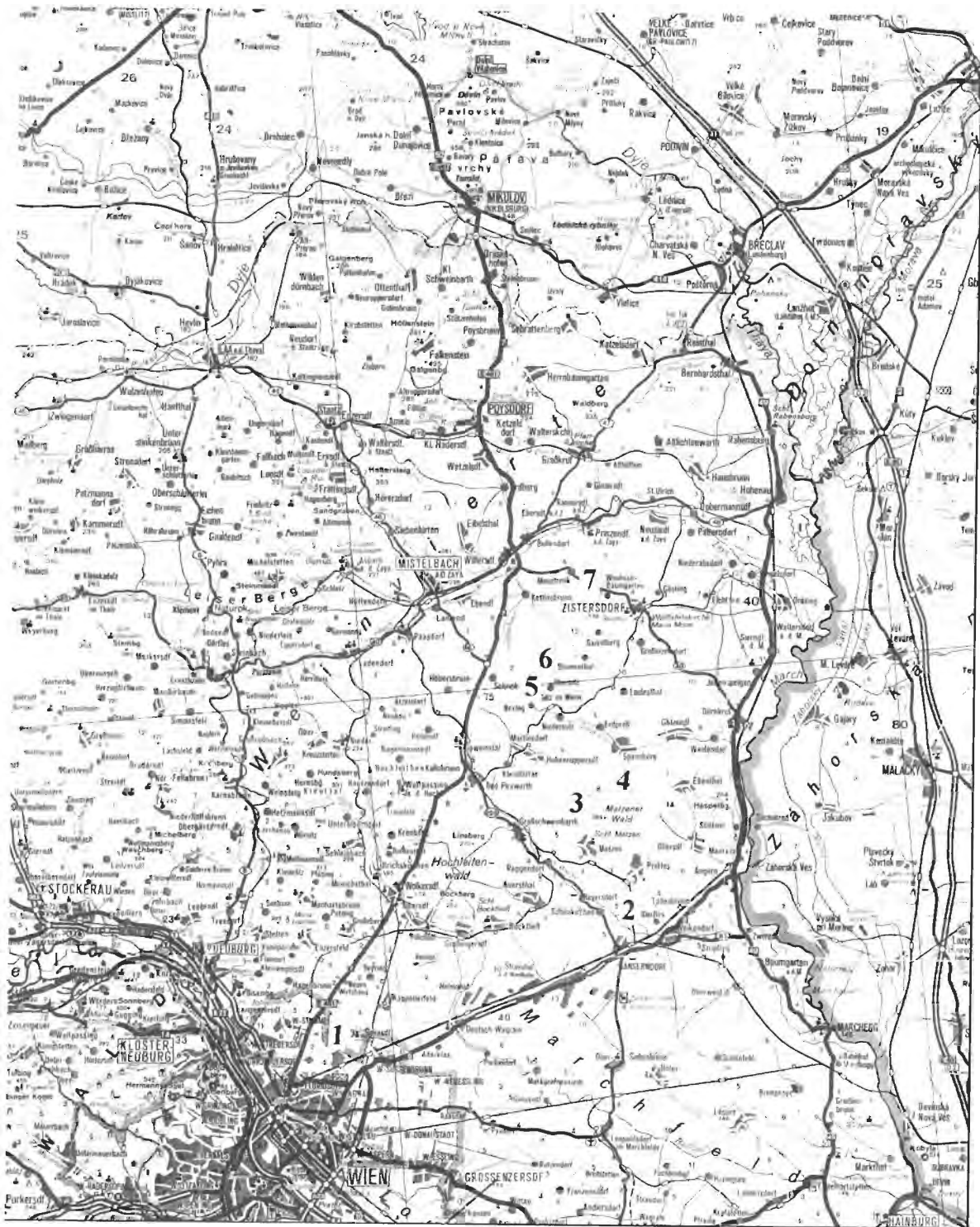


Abb. 25: Lage der Exkursionspunkte.

Fig. 25: Situation of the excursion stops.

Entlang der Hochzone des Steinberges erfolgten die ersten Explorationsaktivitäten im österreichischen Teil des Wiener Beckens. Im Jahr 1925 wurde das Gebiet von K. FRIEDL geologisch aufgenommen (FRIEDL 1937). Die erste Bohrung, Windisch-baumgarten I wurde 1930 abgeteuft. Sie durchbohrte nur Oberpannon und drang durch den Steinbergbruch in den Flysch, wo etwas Öl gefunden wurde.

Die erste wirtschaftliche Produktion erbrachte 1934 die Bohrung Gösting II aus Sandsteinen des Sarmat. Die Felder Mühlberg, Gösting, Zistersdorf und Gaiselberg wurden entdeckt. Sie förderten aus Schlepp- und rollover-Strukturen entlang des Steinbergbruches auf der Tiefscholle jeweils mehrere Mill. Tonnen Öl, sind zu einem großen Teil jedoch bereits stark verwässert. Öl wurde auch auf der Hochscholle

in basalen Aufarbeitungsbrekzien des Flysch und in darunterliegendem Flysch vor allem in Hauskirchen gefördert. Sekundär- und Tertiär-Maßnahmen führten zu verbesserter Entölung.

Das letzte Stadium der Explorationsaktivität begann 1977 mit der Bohrung Zistersdorf ÜT1. Sie wurde 5 km östlich des ausstreichenden Steinbergbruches angesetzt. Bis fast 5 km Tiefe wurde Neogen bis zum Steinbergbruch durchbohrt und darunter die Waschberg-Steinitzer Zone durchörtert (WESSELY 1990). Nach einem Gaskick bei 7544 m aus der basalen Brekzie der Molasse (rechnerisch ca. 1,3 Mio. m³/Tag) kollabierte das Bohrloch und die Ersatzbohrung Zistersdorf ÜT2a wurde 1981-1983 bis 8553 m gebohrt. Tests in den Malmkarbonaten und den Molasse-Brekzien brachten nur Anzeichen von Trockengas, die aus dem unterlagernden Mergelstein des Malm stammten. Der Porendruck war sehr hoch und erreichte in 7,5 km 1500 bar, die Temperatur betrug 240 °C.

Die Bohrung Maustrenk ÜT1a, angesetzt direkt am Steinberg-Hoch produzierte aus einer Klippe der Waschbergzone bei 6300 m mit einem Überdruck von 1385 bar 4974 m³ Öl, doch war die Speichergesteinskapazität begrenzt.

Erwähnenswert ist die nahe des Haltepunktes gelegene erste Horizontalbohrung Österreichs (Steinberg H 20, GRÜN 1992) im Flysch des Steinberges, die mit einer Horizontalstrecke von 450 m das Kluftsystem im Flyschsandstein erfasste und damit die Produktion erhöhen konnte.

Literaturverzeichnis

- BRIX, F. & SCHULTZ, O. (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich. - 1-688, Naturhistorisches Museum und F. Berger, Horn.
- ELIAS, M. & WESSELY, G. (1990): The autochthonous Mesozoic on the eastern flank of the Bohemian Massif – an object of mutual geological efforts between Austria and CSR. - (In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Eds.): 30 years of geol. cooperation between Austria and Czechoslovakia), 78-83, Geol. Survey, Prague.
- FRIEDL, K. (1937): Der Steinbergdom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. - Mitt. Geol. Ges. Wien (F.E.Süß-Festschrift), 29: 21-290, Wien.
- FUCHS, R., SCHÖFFMANN, F. & SACKMAIER, W.E. (1999): Feldentwicklung mit Richtbohrungen im Wiener Becken (Österreich). - Erdöl Ergas Kohle, 115/12: 571-574, Hamburg/Wien.
- FUCHS, W. & GRILL, R. (1984): Geologische Karte von Wien und Umgebung 1: 200.000. - Geol. B.-A., Wien.
- GRILL, R. (1941): Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe der Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasseanteilen. - Öl und Kohle, 37: 595-602, Berlin.
- GRILL, R. (1943): Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. - Mitt. R.A.f. Bodenforschung, 6: 33-44, Wien.
- GRILL, R. (1954): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt Gänserndorf. - Geol. B.-A., Wien.
- GRILL, R. (1962): Geologische Karte des nordöstlichen Weinviertels 1:75.000. - Geol. B.-A., Wien.
- GRILL, R. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. - 1-155, Wien.
- Grün, W. (1992): Im Steinberggebiet: Erste Horizontalbohrung Österreichs. - ÖMV-Gruppe Mix, 1: 22-23, Wien.
- GYURITS, K. & KURZWEIL, H. (1976): Grobkornsedimentation der pannonischen Donau in Österreich am Beispiel der Mistelbacher Schotter. - Tschermarks miner. petrogr. Mitt., 3,23: 233-249, Wien.
- HAMILTON, W. & JOHNSON, N.E.G. (1999): The Matzen Projekt – Rejuvenation of a Mature Field. - Petroleum Geoscience 1999, 5(2): 119-125, UK.
- HAMILTON, W., WAGNER, L. & WESSELY, G. (2000): Oil and Gas in Austria. - ÖGG, im Druck.
- JIRICEK, R. (1979): Tectogenetic development of the Carpathian arc in the Oligocene and Neogene. - (In: MAHEL, M. (Ed.): Tectonic profiles through the West Carpathians), Geologicky ustav D.Stura, Bratislava.
- JIRICEK, R. & SEIFERT, P. (1990): Paleogeography of the Neogene in the Vienna Basin and the adjacent part of the foredeep. - (In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Eds.): 30 years of geol. cooperation between Austria and Czechoslovakia), 89-105, Geol. Survey, Prague.
- KREUTZER, N. (1986): Die Ablagerungssequenzen der Miozänen Badener Serie im Feld Matzen und im zentralen Wiener Becken. - Erdöl, Erdgas, Kohle, 102: 492-503, Wien Hamburg.
- KREUTZER, N. (1990): The lower Pannonian sands and the Pannonian-Sarmatian boundary in the Matzen area of the Vienna Basin. - (In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Eds.): 30 years of geol. cooperation between Austria and Czechoslovakia), 105-111, Geol. Survey Prague.
- KREUTZER, N. (1993a): Das Neogen des Wiener Beckens. - (In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich), 232-248, Naturhistorisches Museum Wien und F. Berger, Horn.
- KREUTZER, N. (1993b): Lagerstätten im Neogen des Wiener Beckens und dessen Untergrund. - (In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich), 403-434, Naturhist. Museum Wien und F. Berger, Horn.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1973): Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluß im Wiener Becken. - Erdöl-Erdgas Zeitschr., 89/11: 400-413, Hamburg Wien.
- KRÖLL, A., HEINZ, H., JIRICEK, R., MEURERS, B., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., WESSELY, G. & ZYCH, D. (1993): Karten 1:200.000 über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete (mit Erläuterungen 1-22). - Geol. B.-A., Wien.
- LADWEIN, H.W., SCHMIDT, F., SEIFERT, P. & WESSELY, G. (1991): Geodynamics and generation of hydrocarbons in the region of the Vienna Basin, Austria. - (In: SPENCER, A.M. (Ed.): Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons), Spec. Publ. of the EAPG: 289-305, Oxford.
- MILAN, G. & SAUER, R. (1996): Ultra deep drilling in the Vienna Basin - a review of geological results. - (In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe), EAGE Spec. Publication 5: 109-117, London.
- PAPP, A. (1951): Das Pannon des Wiener Beckens. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 39-41 (1946-1948): 99-193, Wien.
- PAPP, A. & TURNOVSKY, K. (1953): Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon (Helvet und Torton) des Wiener Beckens. - Jb. Geol. B.-A., 96: 117-142, Wien.
- PAPP, A. (1974): Die Entwicklung des Sarmats in Österreich. - (In: PAPP, A. MARINESCU, F. & SENES, J. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen), M 5, Sarmatien. Bratislava (VEDA).
- ROYDEN, L.H. (1988): Late Cenozoic Tectonics of the Pannonian Basin System. - (In: ROYDEN, L.H. & HORVATH, F. (Eds.): The Pannonian System. A study in basin evolution), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 45: 1, Tulsa (Oklahoma).
- RUPP, C. (1986): Paläökologie der Foraminiferen in der Sand-schalerzone (Badenien, Miozän) des Wiener Beckens. - Beiträge zur Paläontologie von Österreich: 1-97, Institut für Paläontologie der Universität Wien.
- SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G. (1992): Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the adjacent Alpine-Carpathian thrustbelt in Austria. - Mitt. Österr. Geol. Ges., 85: 5-39, Wien.
- SEIFERT, P. (1996): Sedimentary-tectonic development and Austrian hydrocarbon potential of the Vienna Basin. - (In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe), 331-342, EAGE Special Publication No 5, London.

- STEININGER, F.F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L. (1986): Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the eastern Alpine foredeep. - *Giornale Geol.*, ser. 3, **48(1-2)**: 285-297, Bologna.
- VEIT, C., FUCHS, R. & FINLEY, R. (1999): „Matzen projekt“ a field re-development in Central Europe. - Proceedings SPE-PAPG, Annual Technical Conference: 223-234, Islamabad, Pakistan.
- WEISSENBÄCK, M. (1995): Ein Sedimentationsmodell für das Unter- bis Mittelmiozän (Karpatian – Badenian) des zentralen Wiener Beckens. - Ph.D.thesis, Institute of Geology, University of Vienna.
- WEISSENBÄCK, M. (1996): Miocene sedimentation in the Vienna Basin. - (In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.) Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe), 355-363, EAGE Special Publication No.5, London.
- WESSELY, G. (1988): Strukture and Development of the Vienna Basin in Austria. - (In: ROYDEN, L.H. & HORVATH, F. (Eds.): The Pannonian System. A study in basin evolution), Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **45**: 333-346, Tulsa (Oklahoma)
- WESSELY, G. (1990): Geological results of deep exploration in the Vienna Basin. - *Geol. Rundschau*, **79/2**: 513-520, Stuttgart.
- WESSELY, G. (1992): The Calcarous Alps below the Vienna Basin in Austria and their structural and facial development in the Alpine-Carpathian borderzone. - *Geologia Carpathica*, **43/6**: 347-353, Bratislav.
- WESSELY, G. (1993): Der Untergrund des Wiener Beckens, (In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich), 249-280, Naturhistorisches Museum und F.Berger, Horn.

Das kohleführende Neogen von Köflach-Voitsberg

Coal-bearing Neogene sediments in Köflach-Voitsberg

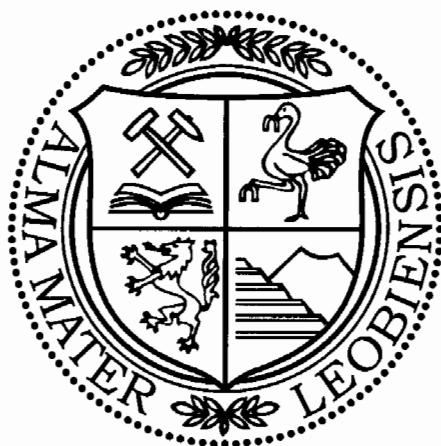
Von

Reinhard F. SACHSENHOFER, Fritz EBNER, Margit HAAS, Heinrich MALI, Barbara MELLER & Karl STINGL

mit 18 Abbildungen und 1 Tabelle
with 18 figures and 1 table

Exkursionsführer

SEDIMENT 2000



Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

Dr. Reinhard F. SACHSENHOFER, Prof. Dr. Fritz EBNER, Dr. Heinrich MALI

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften, A-8700 Leoben, Österreich, Fax: +43/3842-402-9902, sachsenh@unileoben.ac.at, fritz.ebner@unileoben.ac.at, Heinrich.Mali@unileoben.ac.at

Dr. Margit HAAS

Universität Wien, Institut für Petrologie, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien, Österreich, Fax: +43/1-518161617, haas@bit.ac.at

Dr. Barbara MELLER

Universität Wien, Institut für Paläontologie, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien, Österreich, Fax: +43/1-31336-784, Barbara.Meller@univie.ac.at

Dr. Karl STINGL

Montanuniversität Leoben, Institut für Geophysik, Paläomagnetiklabor Gams, Gams 45, A-8130 Frohnleiten, Österreich, Fax: +43/3126-5414, karl.stingl@unileoben.ac.at

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

44

S. 215-240

Wien 2000

Inhalt

Kurzfassung / Abstract.....	216
1. Einführung.....	217
2. Geologischer Rahmen.....	218
3. Köflach-Voitsberger Revier.....	219
3.1. STOP 1: Oberdorfer Mulde.....	224
Beckenkonfiguration.....	224
Stratigraphie/Paläomagnetik.....	224
Sedimentologie.....	224
Liegendeinheit.....	224
Hauptzwischenmittel.....	227
Hangendeinheit.....	227
Schwermineralanalyse.....	230
Bodenbildungen/Diagenese.....	230
Kohlenpetrographie.....	231
Paläobotanik.....	231
3.2. STOP 2: Tregistsattel.....	235
Profilbeschreibung.....	237
Charakterisierung der Tuffe.....	238
Ablagerungsraum und Herkunft der Tuffe.....	238
Dank.....	238
Literatur.....	239

Contents

Kurzfassung / Abstract.....	216
1. Introduction.....	217
2. Geological setting.....	218
3. Köflach-Voitsberg coal district.....	219
3.1. STOP 1: Oberdorf trough.....	224
Basin configuration.....	224
Stratigraphy/Paleomagnetism.....	224
Sedimentology.....	224
Footwall sediments.....	224
Main parting.....	227
Hangingwall sediments.....	227
Heavy mineral analysis.....	230
Pedogenesis/diagenesis.....	230
Coal petrology.....	231
Palaeobotany.....	231
3.2. STOP 2: Tragistsattel.....	235
Profile.....	237
Characterization of tuffs.....	238
Depositional environment and source area of tuffs.....	238
Acknowledgements.....	238
References.....	239

Kurzfassung

Das Köflach-Voitsberger Kohlerevier ist am nordöstlichen Rand des Steirischen Beckens gelegen. Es wird in mehrere Teilmulden untergliedert, die durch bis zu 350 m mächtige kohleführende Sedimente aufgefüllt wurden (Köflach-Voitsberg-Formation, Unter-Miozän). Im Osten werden die kohleführenden Sedimente mit einer Erosionsdiskordanz von limnisch-fluviatilen Sedimenten der Stallhofen-Formation (Mittel-Miozän) überlagert, die einen mehrere Meter mächtigen Tuffhorizont beinhalten.

gen Tuffhorizont beinhalten.

Die Köflach-Voitsberg-Fm. im Bereich des Tagebaus Oberdorf und der Tuffhorizont innerhalb der Stallhofen-Fm. werden im Rahmen der Exkursion besucht.

Die Köflach-Voitsberg-Fm. in der Oberdorfer Ostmulde wird von fluviatilen Sedimenten und einem bis 36 m mächtigen Lignitflöz dominiert. Die kohleführenden Sedimente beinhalten eine reiche Flora mit mehr als 120 Gattungen.

Der Tuff innerhalb der Stallhofen-Fm. wurde vor 16,0 (\pm 0,7) Mio. Jahren während eines einzigen vulkanischen

Ereignisses gebildet. Er besteht aus einem 60 cm mächtigen Lapillituff (subaqueous subaerial fallout tephra), der von mehrere Meter mächtigen umgelagerten Tuffiten überlagert wird.

a 60 cm thick lapilli tuff (subaqueous subaerial fallout tephra) overlain by several meter thick redeposited tuffites.

Abstract

The Köflach-Voitsberg coal district is located at the north-eastern margin of the Styrian Basin. It is subdivided into several troughs filled with up to 350 m thick coal-bearing sediments (Köflach-Voitsberg Formation, Early Miocene). To the east, the coal-bearing sediments are overlain unconformably by limnic-fluvial sediments of the Stallhofen Formation (Middle Miocene), which host a several meter thick tuff horizon.

The Köflach-Voitsberg Fm. in the Oberdorf opencast mine and the tuff horizon within the Stallhofen Fm. will be visited during the field-trip.

The Köflach-Voitsberg Fm. in the Oberdorf trough is dominated by fluvial sediments and contains an up to 36 m thick lignite seam. The coal-bearing sediments include a rich flora represented by more than 120 genera.

The tuff horizon in the Stallhofen Fm. formed 16.0 (± 0.7) million years ago during a single volcanic event. It contains

1. Einführung

Das Köflach-Voitsberger Revier befindet sich im nordwestlichen Teil des Steirischen Beckens. Es gliedert sich in mehrere Teilmulden und beinhaltet mit dem Tagebau Oberdorf den zur Zeit einzigen größeren Kohlebergbau Österreichs. Dieser wird von der GKB-Bergbau GmbH betrieben. Die Förderung beträgt ca. 1 Mio. t Weichbraunkohle mit einem Wassergehalt zwischen 35 und 40 %. Der Tagebau versorgt das kalorische Kraftwerk Voitsberg der Österreichischen Draukraftwerke AG mit Brennstoff, wobei der Heizwert zwischen 2900 und 3150 kcal/kg liegt.

Die kohleführenden Schichten werden als Köflach-Voitsberg-Formation (Unter-Miozän) bezeichnet. Diese wird in ihrem östlichen Teil diskordant von limnisch/fluviatilen Sedimenten der Stallhofen-Formation (Mittel-Miozän) überlagert (EBNER & STINGL 1998). Am Tregistsattel N' Voitsberg ist in die Stallhofen-Fm. ein mehrere Meter mächtiger Tuff eingeschaltet (EBNER et al. 1998). Die Sedimente

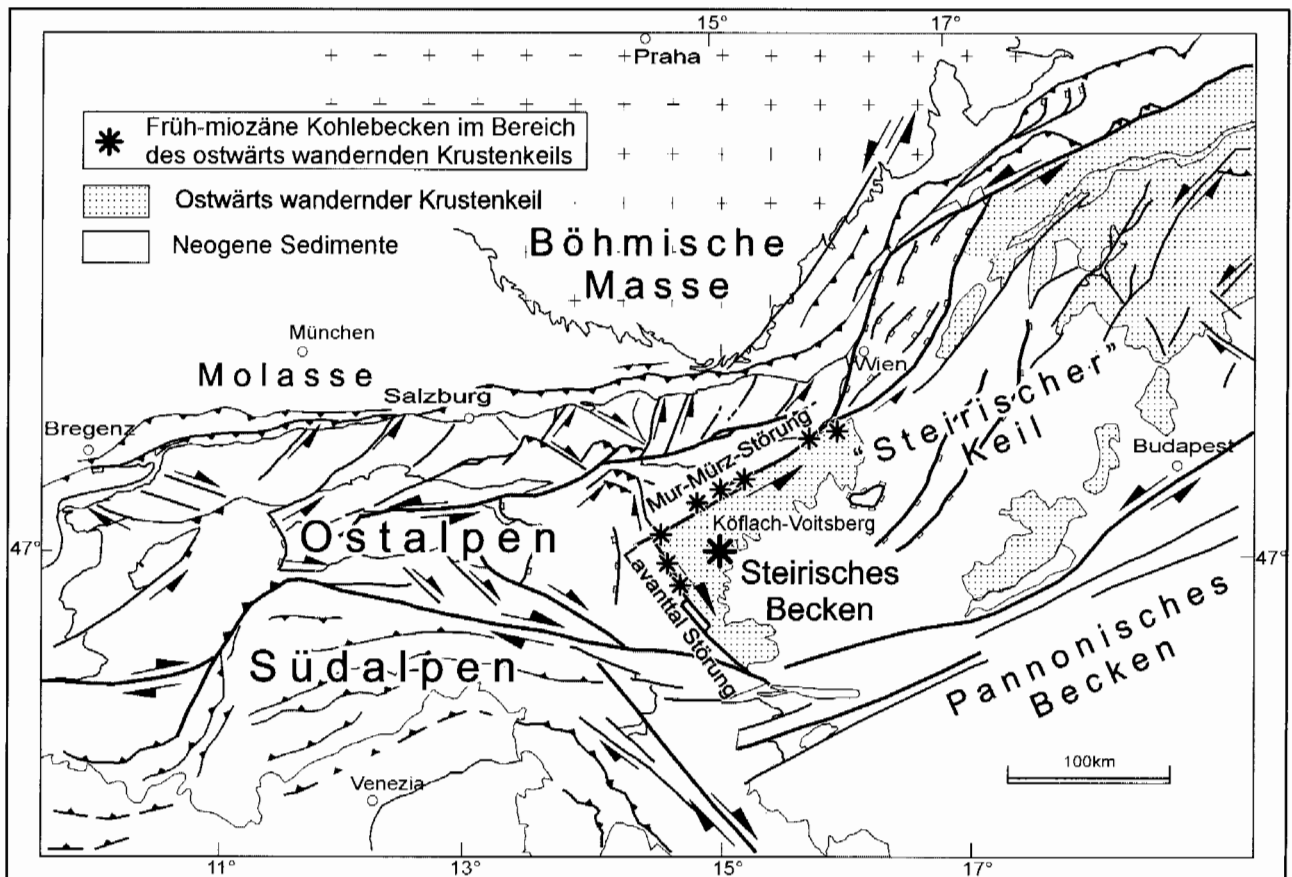


Abb. 1: Tektonische Skizze der Ostalpen und der Westkarpaten (PERESSON & DECKER 1997). Der „Steirische Krustenkeil“, der im Zuge des miozänen lateralen escapes nach Osten wanderte, wird durch Punktsignatur hervorgehoben (aus HAAS et al. 1998).

Fig.1: Tectonic map of the Eastern Alps and Western Carpathians (PERESSON & DECKER 1997). Dashed areas show the “Styrian crustal wedge”, which moved eastward during Miocene lateral escape (from HAAS et al. 1998).

der Köflach-Voitsberg-Fm. im Tagebau Oberdorf und die Tuffe des Tregistsattels bilden die Schwerpunkte der vorliegenden Übersicht.

Bis in die 80er Jahre wurde Kohle in mehreren Teilmulden des Köflach-Voitsberger Revieres gewonnen (POHL 1976, WEBER & WEISS 1983). Heute stellt die Oberdorfer Mulde die einzige Möglichkeit dar, die Entwicklungsgeschichte des Nordwestrandes des Steirischen Becken zu studieren. Dies gab Anlass zu einer vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (FWF) geförderten multidisziplinären Studie in deren Rahmen geophysikalische, sedimentologische, kohlenpetrographische und paläontologische Untersuchungen durchgeführt wurden. Die Ergebnisse sind in zahlreichen Einzelarbeiten publiziert. Kurze Darstellungen der wichtigsten Ergebnisse finden sich in einem von STEININGER (1998) editierten Sonderband des Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt. Diesen und jüngeren Arbeiten folgt vorliegende Beschreibung.

2. Geologischer Rahmen

Die miozäne Tektonik der Alpen wird durch das (nord)ostgerichtete „lateral escape“ der Ostalpen kontrolliert (z. B. RATSCHBACHER et al. 1991). Die Bewegungen der ostwärts wandernden Krustenkeile erfolgten entlang sinistraler und dextraler Strike-Slip Störungszonen. Zahlreiche kohleführende Miozänbecken sind an diese Störungszonen gebunden (z. B. Mur-Mürz und Lavanttal Störungssysteme, Abb. 1). Dehnung und Beckenbildung waren jedoch nicht auf die Ränder des Krustenkeils beschränkt. Extreme früh/mittelmiozäne E-W Extension (TARI 1996) führte zur Bildung des Steirischen Becken am Top des ostwärts wandernden „Steir-

ischen“ Krustenkeils, zu magmatischer Aktivität und zum Aufstieg metamorpher Kernkomplexe (z. B. Rechnitz Fenster).

Die Entwicklungsgeschichte des mehr als 4 km tiefen Steirischen Beckens kann in einem einfachen Modell in eine früh-miozäne Syn-rift Phase (Ottungium-Karpatium) und eine nachfolgende Post-rift Phase eingeteilt werden. Die Beckensubsidenz endete während des späten Miozäns und wird von einer bedeutenden quartären Hebungsphase abgelöst (EBNER & SACHSENHOFER 1995, SACHSENHOFER et al. 1997). Ausgedehnte Vulkanbauten (Abb. 2), die heute allerdings meist unter jüngeren Sedimenten begraben sind, sind Ausdruck miozänen (Karpatium-Unterbadenum) Magmatismus. Dieser setzte während der Syn-rift Phase ein, dauerte aber bis in die frühe Post-rift Phase an. Ein zweite magmatische Phase förderte basische Gesteine in plio-pleistozäner Zeit.

Eine markante Grundgebirgsschwelle (Mittelsteirische Schwelle) gliedert das Steirische Becken in das größere Oststeirische und das kleinere Weststeirische Becken. Untergeordnete Grundgebirgsschwellen unterteilen letzteres in die Eibiswalder, Florianer, Stallhofener und Köflach-Voitsberger Bucht (KRÖLL et al. 1988). Während der Syn-rift Phase wurden im Steirischen Becken fluviatile und limnische Sedimente abgelagert, die im Weststeirischen Becken kohleführend sind (Eibiswald, Köflach). Ein Meeresvorstoß im Karpatium war auf das Oststeirische Becken beschränkt. Syn- und post-rift Sedimente werden durch eine Diskordanz getrennt. Ein erneuter Meeresvorstoß im Badenium erreicht nun auch das Weststeirische Becken (Florianer Bucht). Im Oststeirischen Becken reichen die Sedimente stratigraphisch bis ins Pannonium. Post-badenische Sedimente im Weststeirischen Becken treten hingegen nur in Randlagen auf.

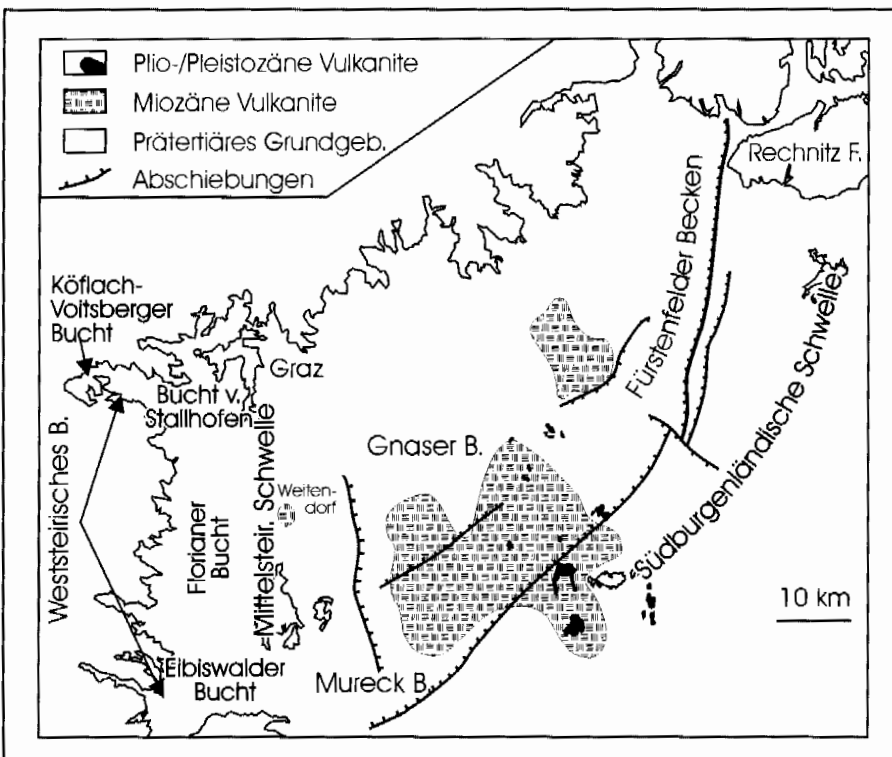


Abb. 2: Skizze des Steirischen Beckens.

Fig. 2: Sketch map of the Styrian Basin.

3. Köflach-Voitsberger Kohlerevier

Das in mehrere Teilmulden gegliederte Köflach-Voitsberger Revier bildet die nordwestliche Randbucht des Weststeirischen Beckens (Abb. 3, POHL 1976, WEBER & WEISS 1983). Der Beckenuntergrund umfasst Gesteine des mittelostalpinen Kristallins, Karbonate des Grazer Paläozoikums, dem heute auch die sandigen Dolomite, Kalke und Quarzite der Raasberg Folge zugeordnet werden, sowie oberkretazische Klastika der Kainacher Gosau.

Die kohleführende, fluviatile bis limnische Beckenfüllung (Köflach-Voitsberg-Fm.) erreicht eine Mächtigkeit von 350 m (EBNER & STINGL 1998). Die einzelnen Teilmulden zeigen eine unterschiedliche Faziesentwicklung.

In der westlichen *Piberstein-Lankowitzer Mulde* sind an den

Lignite sind Teil dieses verzweigten Flusssystem (Auwälder) und bilden keine korrelierbaren Flözhorizonte. In den Bohrungen lassen sich aber zwei Phasen verstärkter Lignitbildung, getrennt durch eine Abfolge mit deutlicher Sandvormacht (stärkerer fluviatiler Einfluss) unterscheiden (Bohrprofil 1494, Abb. 4).

Die Sedimente der *Graden Mulden* (Obergraden-, Untergraden-, Schaflos-, Rosental-, und Hl. Geist Teilmulden) zeigen eine zur *Piberstein-Lankowitzer Mulde* unterschiedliche Entwicklung. Die Basis bilden nur einige Meter mächtige, fast matrixlose Dolomitbreccien, die als Hangschutt (Talus) interpretiert werden. Darüber folgt eine mächtige Flözbildung, die sich zum Muldenzentrum in ein Ober- und ein Unterflöz teilt. Das Zwischenmittel und das Hangende wird von Silt-Ton Rhythmiten dominiert, die als See-

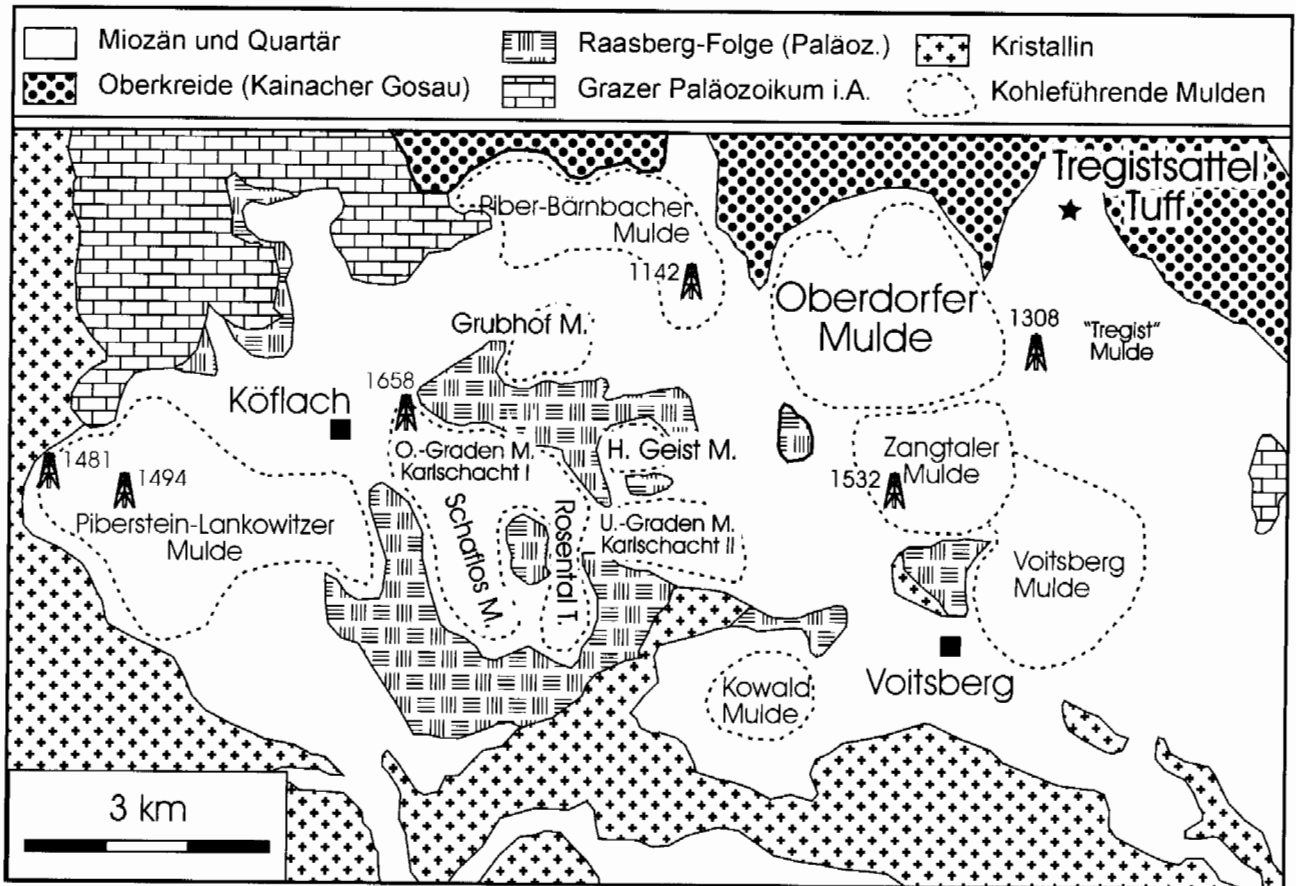


Abb. 3: Geologische Karte des Köflach-Voitsberger Kohlereviers.

Fig. 3: Geological map of the Köflach-Voitsberg coal district.

Muldenrändern Grobklastika (hauptsächlich matrixgestützte Breccien) ausgebildet. Diese Grobklastika werden als „debris flow“ dominierte Alluvialfächersedimente interpretiert (Bohrprofil 1481, Abb. 4). Im Hangenden und zur Muldenmitte gehen diese in eine Wechselfolge von Lignitflözen, Sanden, Silten und Tonen mit linsenförmig eingeschalteten Grobsanden und Kiesen über. Interpretiert wird diese Wechselfolge als Überschwemmungsebene eines verzweigten Flusssystem. Die linsenförmigen Grobsand- und Kieseinschaltungen repräsentieren fluviatile Rinnenfüllungen. Die

sedimente interpretiert werden (Bohrprofil 1658, Abb. 4).

Die *Piber-Bärnbacher Mulde* zeigt an der Basis ebenfalls grobklastische Sedimente. Diese bestehen einerseits aus matrixgestützten Breccien, die wieder als „debris-flows“ interpretiert werden, andererseits aber zusätzlich aus deutlich normal gradierten Abfolgen von sandigen Konglomeraten zu siltig-tonigen Sedimenten. Diese normal gradierten Abfolgen werden als „high-density“ Turbidite interpretiert. Im Gegensatz zur *Piberstein-Lankowitzer Mulde*, wo die

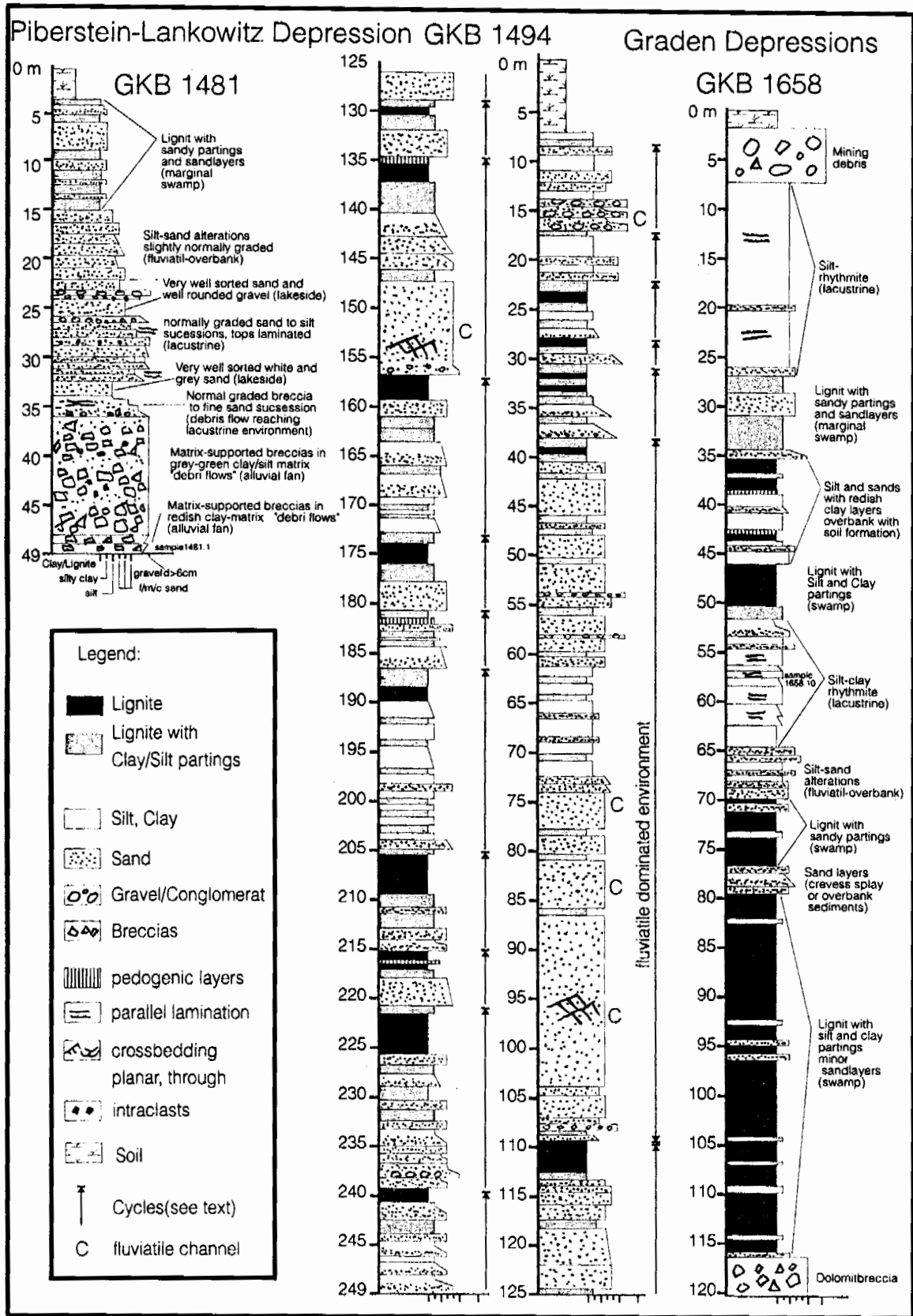


Abb. 4: Bohrprofile von der Pibersteiner-Lankowitz Mulde (1481: Muldenrand, 1494: Muldenzentrum) und der Graden Mulde (1658). Position der Bohrungen siehe Abb. 3.

Fig. 4: Lithology of boreholes in the Pibersteiner-Lankowitz (1481: basin margin, 1494: basin center) and Graden troughs (1658). See Fig. 3 for position of boreholes.

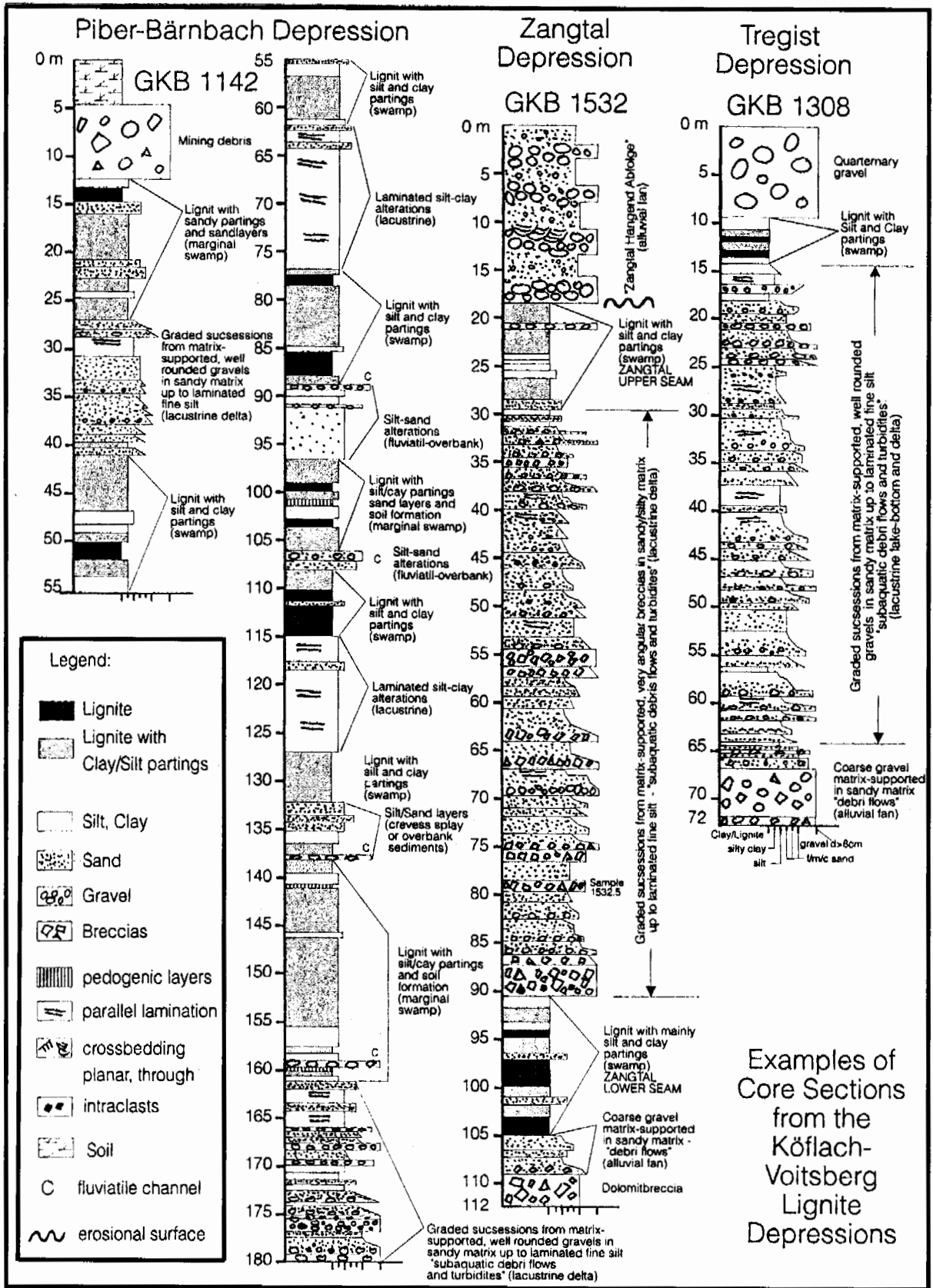


Abb. 5: Bohrprofile von der Piber-Bärnbacher Mulde (1142), der Tregist Mulde (1308) und der Zangtal Mulde (1532). Position der Bohrungen siehe Abb. 3.

Fig. 5: Lithology of boreholes in the Piber-Bärnbach (1142), Tregist (1308) and Zangtal troughs (1532). See Fig. 3 for position of boreholes.

Alluvialfächersedimente distal in ein fluviatiles System übergehen kam es in der *Piber-Bärnbacher Mulde* zeitweise zur Ausbildung von lakustrinen Fächerdeltas (Bohrprofil 1142, Abb. 5). Die Lignitflöze bilden mehrere Horizonte, die entweder von Seesedimenten (Silt-Ton Rhythmiten) oder von fluviatilen Sedimenten getrennt werden. Zwei Lignitbildungszyklen, getrennt durch eine weitere grobklastische Schüttung (ähnlich dem Fächerdelta an der Basis der Mulde), sind erkennbar.

In der *Oberdorfer Mulde* (siehe STOP 1) ist ein Hauptflöz vorhanden, das sich im Zentrum des Westteils der Mulde (Westmulde) in eine Ober- und eine Unterbank spaltet (Abb. 6). Die Ausbildung der Sedimentfüllung ist ähnlich der *Piber-Bärnbacher Mulde*, zeigt aber eine Dominanz fluviatiler Sedimente gegenüber den lakustrinen Ablagerungen.

In der südöstlich an die Oberdorfer Mulde anschließenden *Zangtalmulde* liegt das Zangtaler Unterflöz, das mit dem Oberdorfer Flöz korreliert. Es wird im Bereich der Muldenränder von Dolomitbreccien (Hangschutt) gefolgt von Alluvialfächersedimenten unterlagert. Im Hangenden des Flözes folgen Breccien und Konglomerate, die als Ablagerungen eines Fächerdeltas interpretiert werden. Mit einem „fining upward“ Trend gehen diese Sedimente in das Zangtaler Hangendflöz über (Bohrprofil 1532, Abb. 5). Diese Flözbildung

greift auch in die Oberdorfer Mulde über, die von der neuerlichen starken Absenkung in der Zangtalmulde (Fächerdelta zwischen Zangtaler Unter- und Oberflöz) nicht betroffen war. Die Bildung des Zangtaler Oberflözes wurde durch die Ablagerung von bis zu 1,5 m mächtigen Diatomeenmergeln, gefolgt von blauen Tonen und Mergeln beendet. Im Bohrprofil 1532 fehlen diese feinklastischen Sedimente erosionsbedingt. Diskordant mit einem Erosionshorizont, an dem teilweise auch das Zangtaler Oberflöz aufgearbeitet ist, folgen grobe Gneisschotter sowie trogförmig kreuzgeschichtete Kiese und Sande (Stallhofen-Fm. = Zangtal Hangendabfolge, Bohrprofil 1532). Die Schotter werden als Alluvialfächersedimente mit fluviatiler Dominanz (im Gegensatz zu den „debris-flow“ dominierten Alluvialfächern der Köflach-Voitsberg-Fm.) interpretiert. Die Schotter greifen über die ehemaligen Muldenränder der Kohlenmulden hinaus und zeigen eine Verschiebung des Absenkungszentrums und eine deutliche Hebung des westlichen Hinterlandes mit der Schüttung von vorwiegend Gneisen, Amphiboliten und Glimmerschiefern. Im Bereich der feinkörnigen Basis der Gneisschotter treten Tuffe und Tuffite auf (siehe STOP 2).

Im Osten schließt an die *Oberdorfer Mulde* die „*Tregistmulde*“ an, die den Übergang in die Bucht von Stallhofen

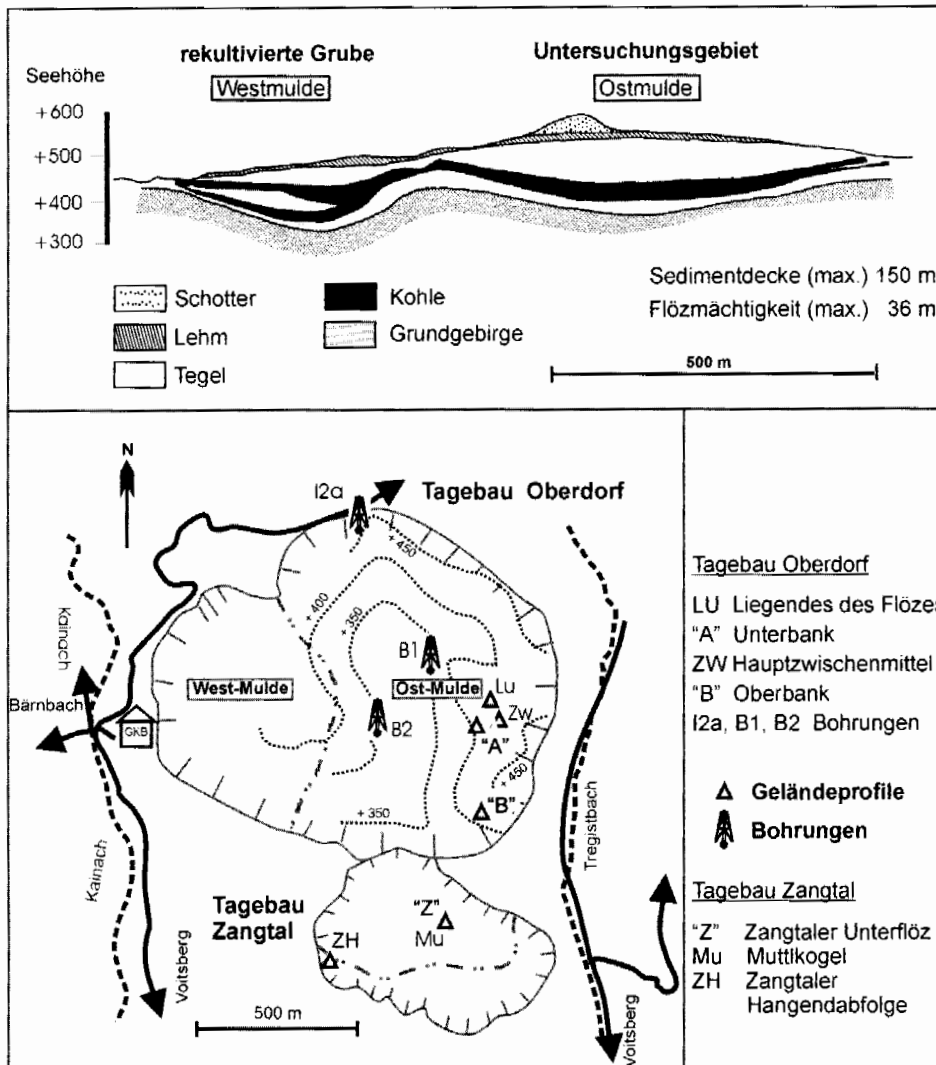


Abb. 6: Skizze der Oberdorfer und Zangtalmulden mit Position der untersuchten Profile und Bohrungen. Isolines zeigen die Tiefe des prä-neogenen Untergrundes (nach WEBER & GRASSL 1997).

Fig. 6: Sketch of the Oberdorf and Zangtal troughs with position of studied profiles and boreholes. Isolines indicate the depth of the pre-Neogene basement (after WEBER & GRASSL 1997).

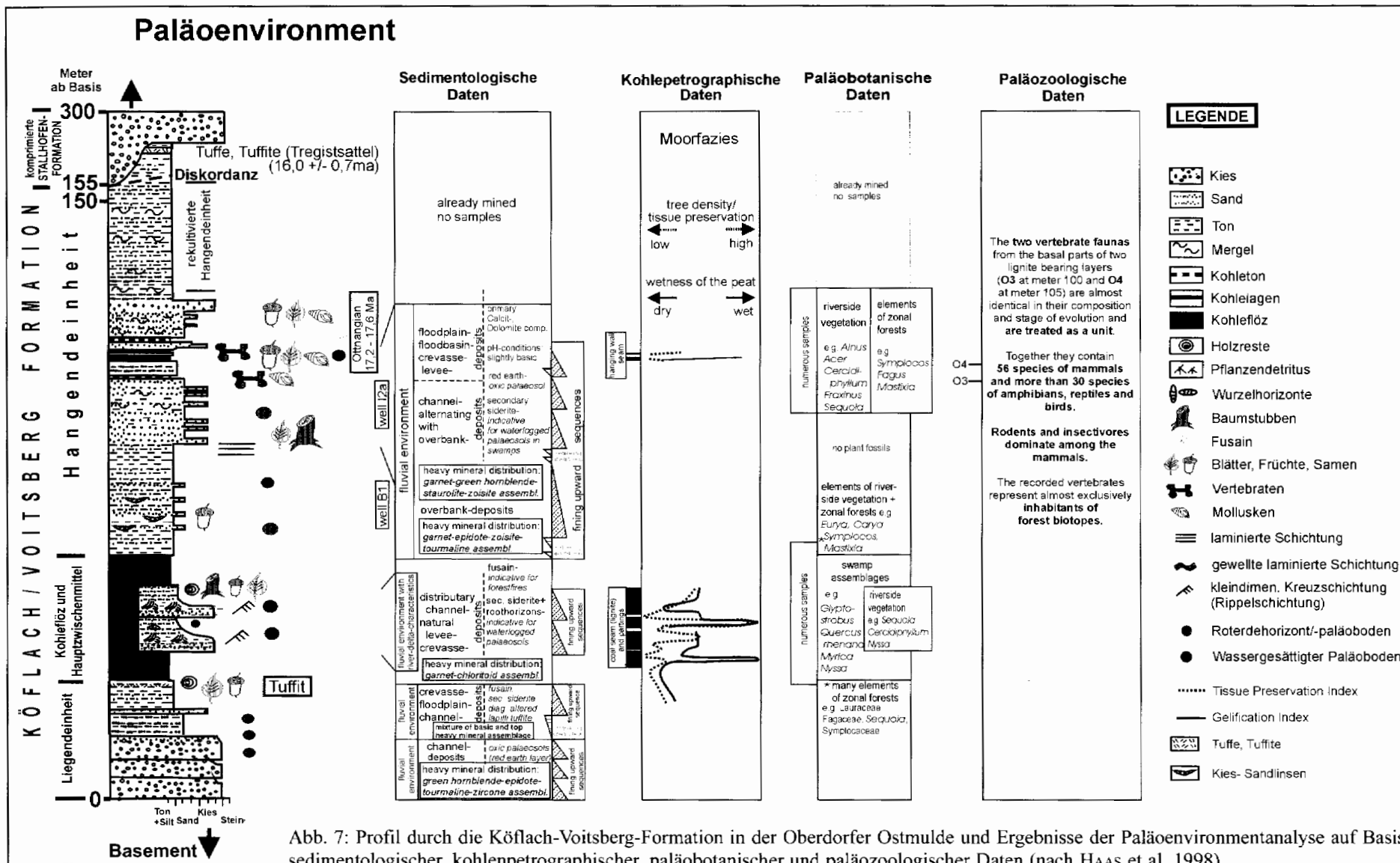


Abb. 7: Profil durch die Köflach-Voitsberg-Formation in der Oberdorfer Ostmulde und Ergebnisse der Paläoenvironmentalanalyse auf Basis sedimentologischer, kohlenpetrographischer, paläobotanischer und paläozoologischer Daten (nach HAAS et al. 1998).

Fig. 7: Palaeoenvironmental reconstruction of the Early Miocene Köflach-Voitsberg Formation in the Oberdorf open cast mine by sedimentological, coal petrological, palaeobotanical and palaeozoological data (after HAAS et al. 1998).

bildet. Deren Füllung wird von teilweise turbiditischen Seesedimenten dominiert. An Lignitbildungen sind nur zwei dünne Kohlenschmitzen vorhanden (Bohrprofil 1308, Abb. 5).

Die unterschiedliche Ausbildung der Sedimentfüllung der einzelnen Mulden könnte durch die verschiedenen Lithologien im Beckenuntergrund erklärt werden. Als Reaktion auf die tektonischen Bewegungen, die zur Bildung der Kohlebecken führten, dürfte es bei den rigiden Dolomiten im Beckenuntergrund der *Graden Mulde* zur einer deutlicheren und schnelleren Blockverstellung gekommen sein als bei den Glimmerschiefern der *Piberstein-Lankowitz* Mulde.

3.1. STOP 1: Oberdorfer Mulde

Lokalität: Tagbau Oberdorf der GKB

Thema: Köflach-Voitsberg-Formation

Stratigraphie: Ottnangium

Beckenkonfiguration

Die Oberdorfer Mulde wird durch eine Grundgebirgsschwelle in eine Westmulde und in eine Ostmulde gegliedert (Abb. 6). In der Westmulde war das Kohleflöz durch ein mächtiges Zwischenmittel zweigeteilt. Dieser Teil des Beckens ist nach erfolgtem Kohleabbau bereits rekultiviert. Heute beschränkt sich der Abbau auf die Ostmulde, in der ein mächtiges Zwischenmittel nur am Ostrand der Ostmulde entwickelt ist. Äquivalente des Zwischenmittels lassen sich jedoch bis in das Beckenzentrum verfolgen, so dass auch hier eine „Unterbank“ von einer „Oberbank“ unterschieden werden kann.

Stratigraphie/Paläomagnetik

Die Beckenfüllung der Oberdorfer Mulde besteht aus einer Liegendeinheit, dem Kohleflöz - einschließlich eines bis zu 22 m mächtigen Zwischenmittels - und einer Hangendeinheit (Abb. 7). Magnetostratigraphische Untersuchungen (MAURITSCH & SCHOLGER 1998) ergaben für den tieferen Teil der Köflach-Voitsberg-Fm. inklusive der Sedimente der Hangendeinheit bis 13 m über dem Flöz inverse Magnetisierung, der übrige hangende Teil zeigt normale Magnetisierung. Aufgrund einer reichen Wirbeltierfauna der Neogenen Säugetierzone MN4 aus den Sedimenten der höheren Hangendabfolge (DAXNER-HÖCK 1998, DAXNER-HÖCK et al. 1998 a, b) kann der normal magnetisierte Teil biostratigraphisch mit dem Chron C5Dn und der liegende, invers magnetisierte Teil des Profils mit dem Chron C5Dr korreliert werden. Nach der GPTS (Geomagnetic Polarity Time Scale)

ist das Alter des Polaritätswechsel C5Dr/C5Dn bei 17,6 Ma. Damit wird für das Kohleflöz von Oberdorf ein Ottnangisches Alter postuliert (STEININGER et al. 1998).

Paläomagnetische Untersuchungen definieren die Position des Untersuchungsgebietes während des Ottnangiums mit $34^\circ \pm 5^\circ$ nördlicher Breite und belegen eine Drehung um 20° gegen den Uhrzeigersinn (MAURITSCH & SCHOLGER 1998).

Sedimentologie

Die sedimentologische Untersuchung wurde an Geländeaufschlüssen (LU, ZW, MU) sowie an Bohrungen (B1, B2 und I2a) durchgeführt (Abb. 6; HAAS 1998, 1999, HAAS et al. 1998). Wesentliche Ergebnisse werden in den Abb. 8 bis 11 zusammengefasst.

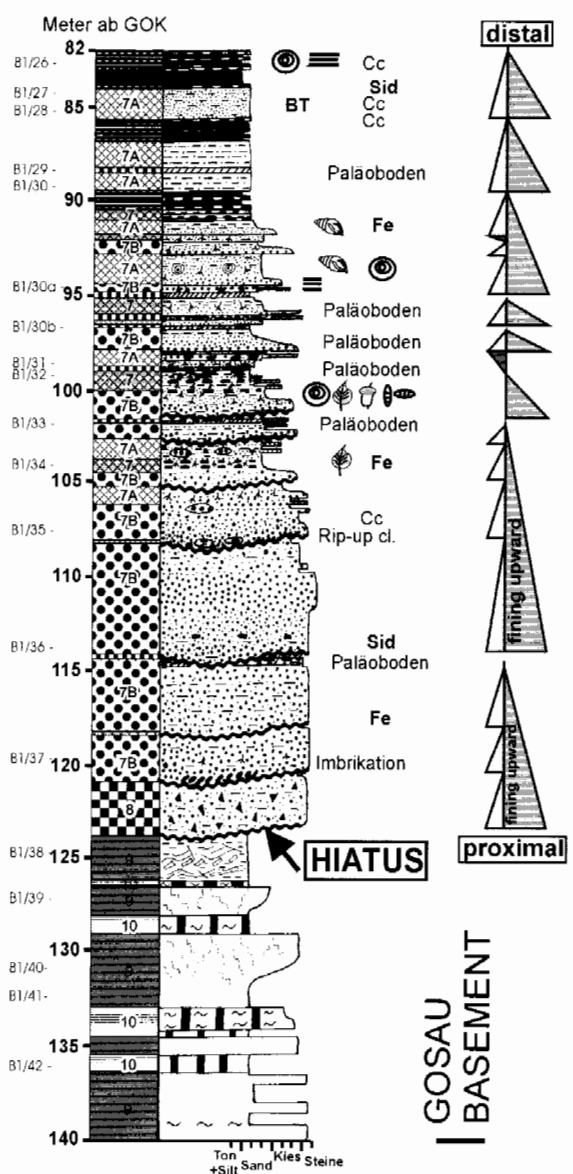
Liegendeinheit (LU, B1, B2): Das präneogene Basement wird von Gesteinen der Kainacher Gosau und paläozoischen Gesteinen aufgebaut. Letztere sind am *Ostrand der Ostmulde* in einer Antiklinalstruktur aufgeschlossen. Die Kompression der miozänen Sedimente in diesem Bereich resultiert im häufigen Auftreten von kleindimensionalen Gleitfalten („slumping-like“ structures). Der Zeitraum des tektonischen Einflusses wird deshalb als syn- bis postsedimentär betrachtet.

Die Liegendeinheit der Köflach-Voitsberg-Fm. in der Ostmulde des Tagebaues Oberdorf kann einer Randfazies eines fluviatilen Environments zugeordnet werden, obwohl ein kurzfristiger lakustriner Einfluß nicht auszuschließen ist. In den basalen Einheiten der *Bohrungen B1* (Abb. 8) und *B2* sind bis zu 15 m mächtige, grobklastische Entwicklungen vorherrschend, welche aus mehreren überlagernden Rinneentwicklungen zusammengesetzt sind und nur kurzfristig durch die Ausbildung roter Paläoböden unterbrochen werden. Bei Bohrmeter 105 (Bohrung B1) wechselt die proximale fluviatile Sedimentationsentwicklung, welche mit einer „braided river“-Entwicklung vergleichbar ist, in eine distalere Entwicklung, die charakterisiert wird durch feinklastische Überflutungssedimente, erhöhte TOC-Gehalte (bis zu 8,7 %) und das Auftreten von Pflanzenresten und Wurzelspuren. Das häufige Auftreten von roten, oxischen Paläoböden ist ein Indiz, dass die Subsidenz zu diesem Zeitpunkt noch gering war. Die ab Meter 90 (B1) einsetzende Kohletonentwicklung führt sukzessive in die Liegendbank des Oberdorfer Flözes über. Das Auftreten von Sideritoiden deutet auf Paläobodenentwicklung unter wassergesättigten Bedingungen hin. Das ca. 25 m mächtige Kohleflöz zeigt geringmächtige feinklastische Zwischenmittel, die kurzfristige Paläobodenentwicklungen mit erhöhtem Siliziklastikaeintrag der Überflutungsebene darstellen. Der bereichsweise erhöhte Gehalt an anorganischem Kohlenstoff (TIC) ist zu einem Großteil auf das Auftreten von Siderit zurückzuführen. XRD- und Dünnschliffanalysen zeigen keine

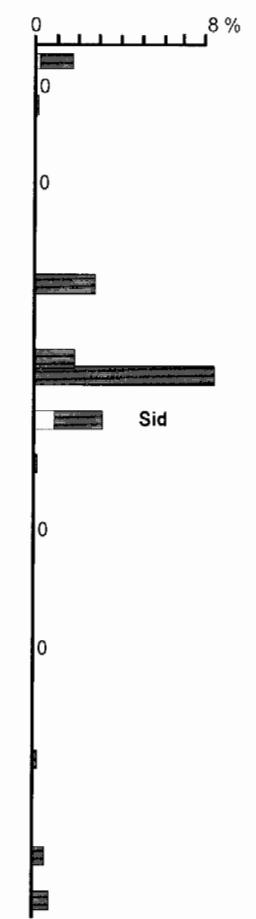
Abb. 8: Sedimentologisches Profil der Liegendeinheit der Ostmulde (Bohrung 1), Kohlenstoffgehalte und charakteristische Kornsummenkurven (nach VISHNER 1969).

Fig. 8: Sedimentological profile of footwall sediments in the Oberdorf Trough (borehole 1), carbon contents, and characteristic log-probability curves of grain size distributions (after VISHNER 1969).

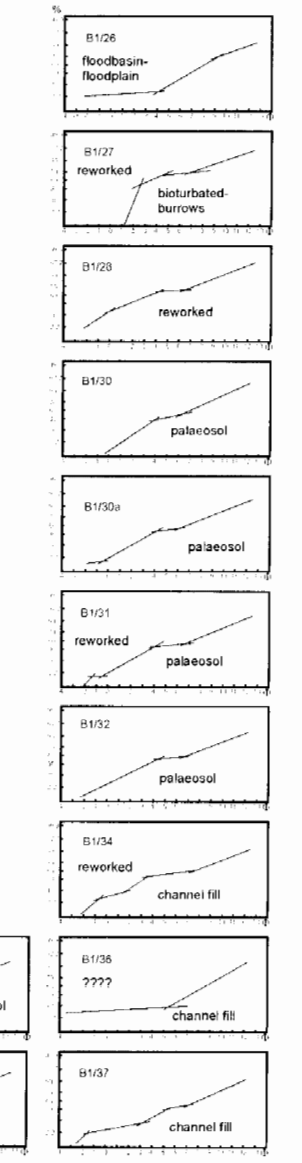
Liegendeinheit im Tagebau Oberdorf, Ostmulde Bohrung 1 (82 - 140 m)



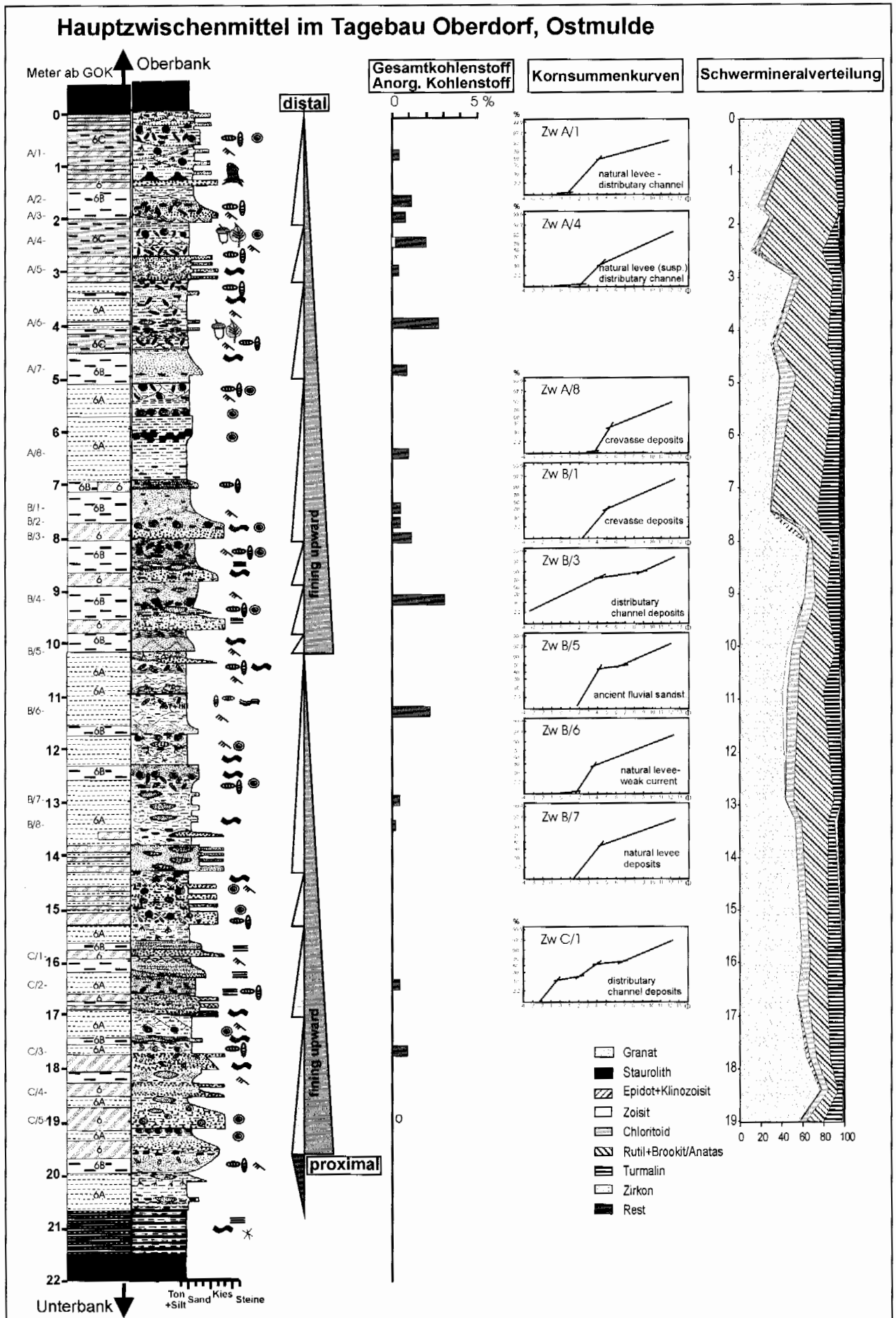
Gesamtkohlenstoff
Anorg. Kohlenstoff



Kornsummenkurven
im Wahrscheinlichkeitsnetz



- 1 1a: Hauptflöz (Ober-, Unterbank), geringmächtige Kohlebänder. 1a: Kohlton tw. mit Blattresten und Pflanzenhäckseln. Wechsellagerung von Kohlton und Lignit.
- 3 3a: Massive Sandkörper mit Bereichsweise erhöhtem Matrixanteil (Silt/Ton). 3a: Wechsellagerung von Sand, Kies, Steinen; Auftreten von Kieslinsen und "Rip-up elasts"; Die Sedimente entsprechen "channel fillings" und deren ufernahen Begleitfazien
- 4: Geringmächtige siltig/sandige Einschaltungen. 4a: Mergelige Ablagerungen, tw. mit Mollusken (schlechter Erhaltungszustand), Pflanzenhäckseln und Blattresten. Die Sedimente sind distale, fluviale Ablagerungen einer zeitweilig unter Wasser stehenden "floodplain/floodbasin".
- 5: Roterde/Paläoboden. 6: Mittelkies, meist gut sortiert; häufiges Auftreten von Holzresten (<50cm); normale Gradierung, vereinzelt Wechsellagerung von Silten, Fein- und Mittelsanden. 6A/A': Siltig/tonige Sedimente; Feinsandlinsen und kleindimensionale Rippel; vereinzelt Holzreste; hoher Anteil an Pflanzendetritus.
- 6B: Fein-Mittelsand mit hohem Siltanteil, flache Kreuzschichtung und tw. kleindimensionale Rippel wechseln mit ebener bis welliger Lamination; vereinzelt Wechsellagerung von Feinkies-Feinsand; Sedimentstrukturen sind in Bereichen mit lagiger Anhäufung von sekundär veränderten Holzresten (Wurzelschizonte?) nicht erkennbar. 6C: Siltig-tonige Sedimente, braunschwarz; hoher Anteil an organ. Material.
- 7: Ton-Silt mit kohligem Lagen, Kohleschmitzen oder erhöhtem Anteil an org. Material. 7A: Sandiger Silt-Mittelsand, vereinzelt Pflanzenhäckseln. 7B: Mittel-Grobkies, siltig-sandige Matrix, Rinnenfüllungen ("channel fillings"), tw. mit Imbrikationen, sandig-kiesige gut sortierte Linsen im cm-Bereich, vereinzelt Pflanzenhäckseln, diag. veränderte Holzreste und rip-up clasts, erosive Basis als Übergang zu nächster Channel-Sequenz.
- 8: Massiver Verwitterungshorizont, Hiatus. 9, 10: Ablagerungen der Gosau. 9: Siltig-tonige verfestigte Lagen, Gradierung, tektonisiert, Rutschstrukturen, Turbidit? Fein-grobklastische Einschaltungen. 10: Dunkelgraue-schwarze, mergelige Lagen, tw. schiefrig, vereinzelt Auftreten von Karbonat-Knollen (cm-Bereich).



nennenswerten Anteile anderer Karbonate.

Das häufige Auftreten von Fusainlagen im cm-Bereich weist auf ehemalige Waldbrände hin. Diese sind auch aus rezenten subtropischen bis tropischen Sümpfen bekannt und spielen eine System-regulierende Rolle (STACH et al. 1982).

Im unmittelbar Liegenden des Flözes war kurzfristig eine pflanzenführende tuffitische Lage mit 100 m lateraler Erstreckung und einer Mächtigkeit von 5-7 cm aufgeschlossen (KOVAR-EDER et al., eingereicht b, siehe auch „Paläobotanik“). Die Grenzen des Lapilli-führenden Tuffs sind scharf. Die Lapillis sind gut gerundet, meist aber geplättet und zeigen auf Grund der Alteration zu Kaolinit eine weißliche Verwitterungsfarbe. Der maximale Durchmesser der Lapilli beträgt 8 mm an der Basis und lässt eine normale Gradierung erkennen. Die Lapillis gelangten in den tonig-siltigen „backswamp“ durch Aschenfall. Ein kurzer fluvialer Transport ist jedoch nicht auszuschließen. Ein Vergleich der Oberdorfer Tuffite ist auf Grund der stratigraphischen Position der Liegendeinheit (älter als 17,6 Ma) mit jenen des „Lower Rhyolit Tuff“ im ungarischen Mecsek-Gebirge (ÁRVA-SÓS et al. 1983, SZÉKY-FUX et al. 1987, ÁRVA-SÓS & MÁTHÉ 1992) möglich und schließt somit ein Alter des Oberdorfer Tuffs an der Grenze Eggenburgium-Ottangium nicht aus. Eine Herkunft aus dem Steirischen Vulkangebiet erscheint dagegen auf Grund des Alters unwahrscheinlich.

Hauptzwischenmittel (ZW): Im östlichen Bereich der Ostmulde tritt ein ca. 22 m mächtiges Hauptzwischenmittel zu Tage (Abb. 9), welches gegen das Beckenzentrum hin deutlich ausdünn. Seine sandig/siltige Entwicklung unterscheidet sich deutlich von der basalen kiesigen und fortan siltig/tonigen Entwicklung der Liegendeinheit. Innerhalb des Profils ist der rasche Übergang von sandig/feinkiesigen zu siltig/tonigen Sedimenten charakteristisch. Das Auftreten von kleindimensionaler Rippelschichtung, dm-großen Feinsandlinsen und normal gradierten Sedimentlagen verweist auf ein Ablagerungsmilieu einer fluvialen Randfazies mit untergeordneten Charakteristiken eines Fluß-Delta-Environments. Die Kornsummenkurven können mit rezenten „tributary channel deposits“, „natural levee“ und „crevasse deposits“ verglichen werden (VISHNER 1969). Der Nachweis von Pflanzengesellschaften der Flußuferbereiche (KOVAR-EDER 1998, MELLER 1998 a, b) bestätigt den sedimentologischen Befund. Das isolierte Auftreten von Baumstubben führt sukzessive von siliziklastisch- zu organisch-dominierter Sedimentation und endet in der Ausbildung der Oberbank. Siderit und Fusain sind in geringen Mengen vorhanden.

Das Aufspalten der Kohle am Ostrand der Ostmulde und die Bildung des Hauptzwischenmittels wird autosedimentär erklärt. Dies setzt ein (nicht aufgeschlossenes) mäandrierendes Flusssystem östlich bis südöstlich des Tagebaues

Oberdorf und variierende Subsidenzverhältnisse voraus. Wie von MARCHIONI (1982) betont, ist das Aufspalten von Kohleflözen oft auf Avulsion zurückzuführen, der schnellen Überdeckung von tiefliegenden Mooren durch Dammbuch-, Rinnen- und assoziierte Überflutungssedimente. In Abhängigkeit vom Verhältnis der Subsidenzrate zur Migration ist das Top der Kohle mehr oder weniger erodiert (vgl. COLLINSON 1978). Im Falle der Oberdorfer Ostmulde wurden keine Hinweise auf massive Erosion gefunden. Erst durch eine Verlagerung des Flußlaufes wird die lokal unterbrochene Torfakkumulation fortgesetzt, welche nach Beendigung der organischen Sedimentation in die Ablagerung der siliziklastischen Hangendeinheit mündet.

Hangendeinheit (Bohrungen B1, I2a): Die ca. 100 m mächtige siliziklastische Hangendentwicklung setzt in der Bohrung B1 (Abb. 10) mit braunschwarzen siltig-tonigen Sedimenten ein und weist hohe Gehalte an organischem Material auf (TOC bis 6 %) auf. Die deutliche „coarsening upward Sequenz“ in den ersten Metern beendet die Torf/Kohlebildung. Mehrere „fining upward Sequenzen“ folgen. In weiterer Folge dominieren ufernahe Sedimente („natural levee“) eines hochenergetischen Strömungsregimes. Eine massive 7 m mächtige siltig-tonige Lage deutet auf ein Mega-Floodevent hin. Die sandig-siltige Entwicklung setzt bei 25 m abrupt aus und wird durch mittel-grobkiesige Einheiten erosiv überlagert. Eine Änderung des Liefergebietes wird nicht nur aus den geänderten sedimentären Inhalten deutlich, sondern spiegelt sich auch in der Schwermineralverteilung wider (vgl. Kapitel „Schwerminerale“).

Die 70 m tiefe Bohrung I2a erbohrte die hangendsten Sedimente der Köflach-Voitsberg-Fm. (Abb. 11, DAXNER-HÖCK et al. 1998a). An ihrer Basis treten matrixgestützte, sehr schlecht sortierte, angulare Grobkiese und Steine (> 63mm) auf, welche als „debris flows“ interpretiert werden. In den darauf folgenden „fining upward“ Sequenzen wird die Sedimentation im proximalen Bereich eines fluvialen Environments deutlich. Kornsummenkurven lassen ein fluviales Environment mit Rinnensedimenten („channel fillings“) und deren charakteristischer Randfazies mit strömungslaminierten Sedimenten („current laminated sediments“), Uferdammsedimenten („natural levee“) und distalen Uferdammlagerungen („natural levee suspension deposits“) erkennen (Abb. 11). Gut sortierte Sand- und Feinkieslinsen sowie Eisen-Konkretionen und sulfidische Residuale sind häufig. Geringmächtige „coarsening upward“ Sequenzen sind typisch für Dammdurchbruchsfächer („crevasse splays“) und Dammdurchbruchrinnen („crevasse channel deposits“). Einschaltungen von kohligem Ton mit Pflanzendetritus und Blattresten deuten auf niedrig-energetische Strömungsverhältnisse eines „back swamps“

Abb. 9: Sedimentologisches Profil des Hauptzwischenmittels am Ostrand der Ostmulde, Kohlenstoffgehalte, charakteristische Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz (nach VISHNER 1969) und die Verteilung der Schwerminerale. Definition der Lithotypen siehe Abb. 8.

Fig. 9: Sedimentological profile of the main parting at the eastern margin of the Oberdorf Trough, carbon contents, characteristic log-probability curves of grain size distributions (after VISHNER 1969), and heavy mineral distributions. See Fig. 8 for the definition of lithotypes.

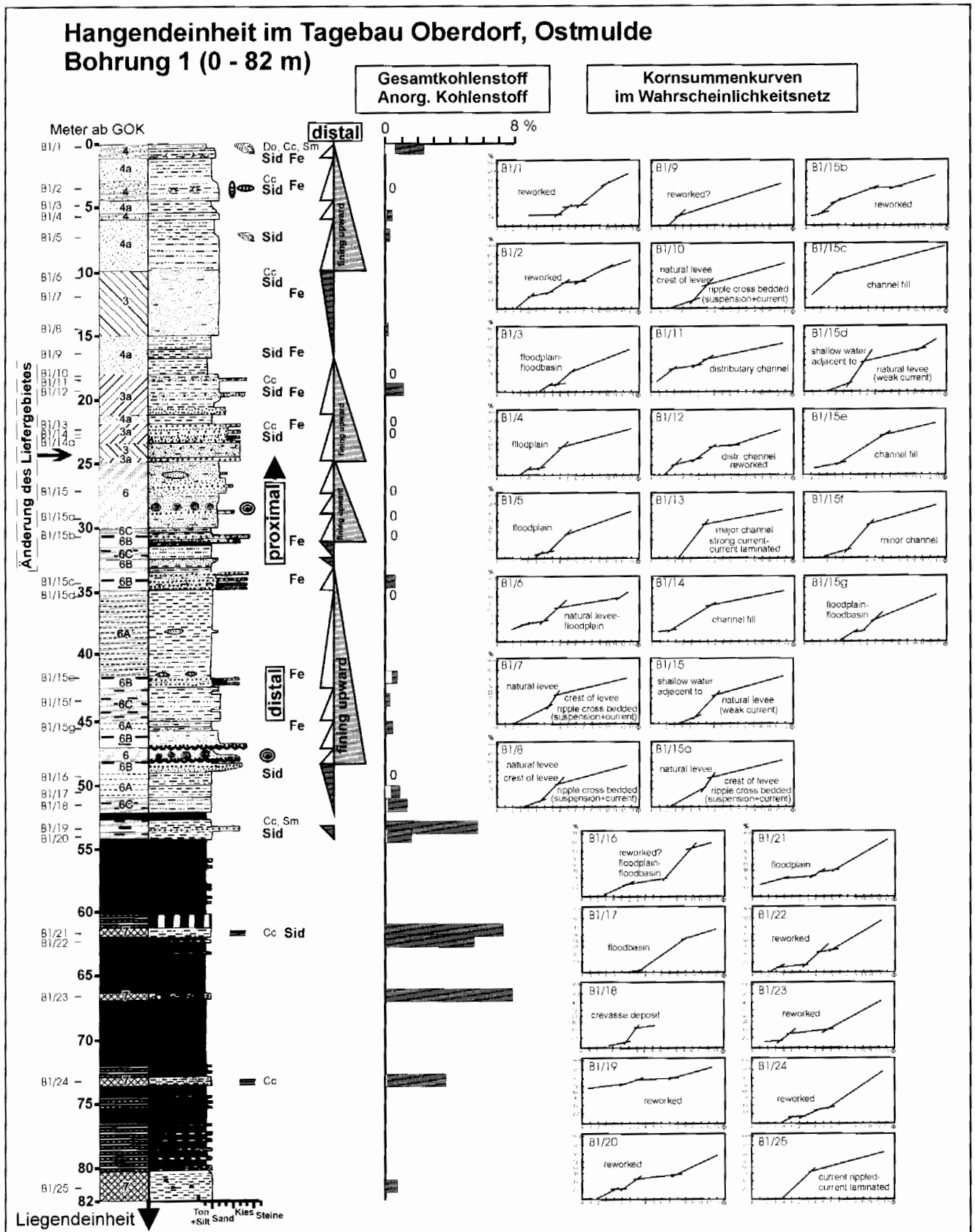
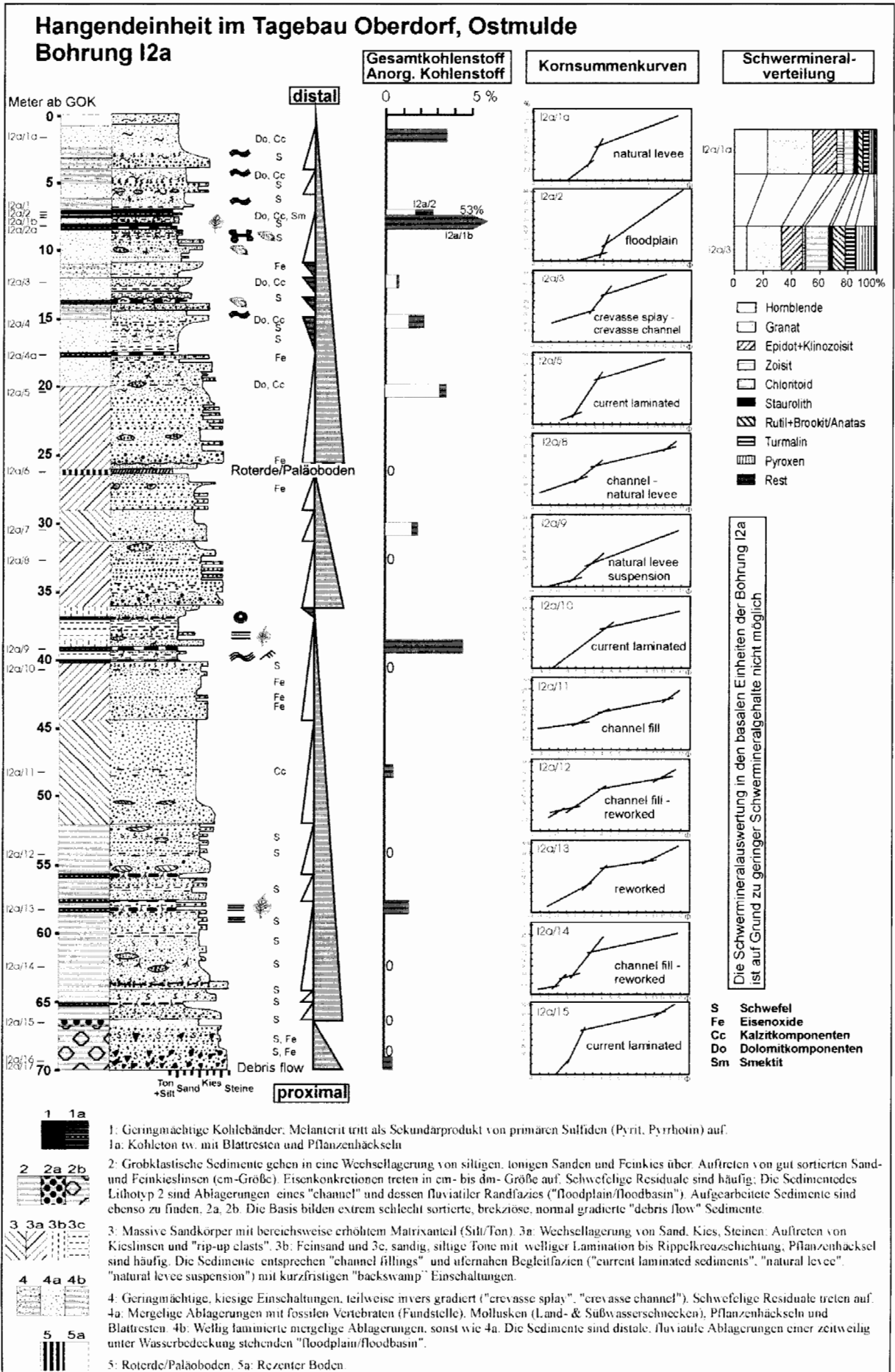


Abb. 10: Sedimentologisches Profil der Hangendeinheit der Ostmulde (Bohrung 1), Kohlenstoffgehalte, sowie charakteristische Kornsummenkurven (nach VISHNER 1969). Definition der Lithotypen siehe Abb. 8.

Fig. 10: Sedimentological profile of the hangingwall sediments in the Oberdorf Trough (borehole 1), carbon contents, and characteristic log-probability curves of grain size distributions (after VISHNER 1969). See Fig. 8 for the definition of lithotypes.



hin. Lokal kam es zur Ausbildung dünner Kohlelagen. In unmittelbarer Nachbarschaft zur Bohrung wurden an der Basis der Kohlelagen zwei Wirbeltierfaunen (O3, O4, Abb. 7) entdeckt, die sehr reich an Amphibien, Echsen, Schlangen und Säugetieren sind (DAXNER-HÖCK 1998, DAXNER-HÖCK et al. 1998 a, b). Über 80 Wirbeltierarten sind fast ausschließlich durch isolierte Zähne und Einzelknochen belegt. Diese Auswahl und die Art der Konzentration der Fossilien sind als Ergebnis taphonomischer Prozesse zu sehen. Die meisten Säugetiere waren Pflanzenfresser, zum Teil auch Alles- und Insektenfresser. Sie nützten die Wälder als Lebensraum (siehe Paläobotanik) und ihr reiches Angebot an Früchten, Beeren, Samen, Blättern und Wurzeln als Nahrung. Die Mehrzahl der Kleinwirbeltiere dürfte unter der Erde in Grabgängen, im Gebüsch und unter vermodernenden Bäumen gelebt haben, während die Flughörnchen hohe Bäume für ihre Aktivitäten benötigten.

Schwermineralanalyse: Die Schwermineraldaten im Bereich der Tagebaue Oberdorf und Zangtal lassen zwei unterschiedliche Erosionsgebiete erkennen.

Ein Liefergebiet ist amphibolitfazial geprägt und zeigt auf Grund der Dominanz eines Granat-Grüne Hornblende-Stauroolith-Zoisit (+Epidot +Klinozoisit) dominierten Spektrums einen mittleren Metamorphosegrad an. Als Ursprungsgebiet wird dadurch das mittelostalpine Kristallin (Kor-, Stub-, Gleinalm) definiert.

Die Schwermineralverteilung des Hauptzwischenmittels und der Sedimente, die das Kohleflöz in der Bohrung B1 unmittelbar überlagern, ist hingegen Granat-Chloritoid-dominiert. Dieses Schwermineral-Spektrum ist für die obere Grünschieferfazies charakteristisch. Als Liefergebiet kommt daher das schwach metamorphe Grazer Paläozoikum, aber auch die Kainacher Gosau mit aufgearbeiteten älteren Sedimenten in Frage.

Die Sedimentzufuhr in das Becken erfolgte demnach wechselnd von polymetamorphen Einheiten aus dem Nordwesten, Westen und Südwesten und von schwachmetamorphen Einheiten aus dem Norden.

Bodenbildungen/Diagenese: Primäres Karbonat ist nur in der Hangendeinheit häufig (Abb. 11). Die Kohlebänder im Bereich der Säugerfundstelle sind Schwefel-reich und somit Indikatoren für neutrale bis leicht basische pH-Bedingungen (KOLCON & SACHSENHOFER 1998), wodurch die Erhaltung von fossilen Mollusken und Vertebraten in diesem Bereich erklärt wird. Dies stimmt mit dem in Abb. 12 vorgestellten Modell überein, wonach Knochen, Zähne, Schnecken-schalen, Blattreste, Früchte und Samen unter wasser-gesättigten Bodenbedingungen in einem Frischwassermilieu nur bei einem pH 7 (neutral) und einem Redoxpotential Eh zwischen +200 und 0 mV erhalten bleiben.

Im hangenden Kohleband tritt das Eisensulfat Melanerit

[FeSO₄ · 7(H₂O)] auf, welches ein Umwandlungsprodukt von primären Sulfiden, wie zum Beispiel Pyrit ist. Wird der sekundär gebildete Melanerit gelöst, kann Schwefelsäure entstehen, welche zersetzend auf Karbonatkomponenten und fossile Karbonatschalen wirkt. Damit ist neben der lösenden Wirkung von Huminsäuren eine weitere mögliche Erklärung für das Fehlen von kalkschaligen Fossilien und die geringen Gehalte an primärem Karbonat in der Liegendeinheit und im Hauptzwischenmittel gegeben.

Die Bildung von ehemals wassergesättigten Paläoböden wird durch die vielfach bläulich/grünliche Farbe der silt-tonigen Sedimente der Hangendeinheit bestätigt. Dieser Bodentyp (Oberflächenwassergleye) entsteht in flachen Überflutungsbecken („floodbasins“) im Bereich der Überflutungsebene („floodplain“) durch die Umwandlung von roten und braunen Eisenoxiden und Eisenhydroxiden durch anaerobe, mikrobielle Vorgänge (RETALLACK 1997). Die Reduktion von Fe³⁺ zu Fe²⁺ ist charakteristisch für Gleybildung. Die Mobilisation von Eisen wird weiters durch die sekundäre Ausbildung von Sphärosiderit und Sideritoiden in wassergesättigten Sumpfböden deutlich. Die bis zu 400µ großen Sideritkomponenten zeigen eine radiale Struktur mit einer Serie konzentrischer Schalen und werden als geochemische Indikatoren für Süßwasserenvironments angesehen (STACH et al. 1982). DIESEL (1992) führt dies grundsätzlich auf die Anreicherung von Kalzium und Magnesium in marinen Wässern zurück, während in fluvialen Environments die Anreicherung von Eisen charakteristisch ist und somit Siderit bevorzugt zur Ausfällung kommt. Diese frühdiagenetischen Bildungen treten im Tagebau Oberdorf in der Liegend- und Hangendeinheit auf, konnten im Hauptzwischenmittel jedoch nicht beobachtet werden. Die Ausbildung mehrerer Siderit-Zementgenerationen ist zu erkennen. Die Porosität wurde durch die Zementation mit blockigem, gleichförmigen Siderit um die Sphärosiderite eingeleitet, welcher typisch für meteorische Bildungsbereiche oder Versenkungsdiagenese ist. Eine 2. Zementationsphase verfüllte den verbleibenden bzw. durch Lösungsprozesse sekundär gebildeten Porenraum mit zirkumgranularem bis columnarem Sideritzement.

Die Ausbildung von Eisenkonkretionen (cm) in wasser-gesättigten Sumpfböden kann auf Grund des konzentrischen Aufbaus und der sekundären dolomitischen Ausfällungen auch als ein Indiz für ein subtropisches bis tropisches Paläoklima angesehen werden und zeigt zusätzlich ein zeitweiliges Trockenfallen des Bodens an (DAXNER-HÖCK et al. 1998 a, b, vgl. RETALLACK 1997).

In einer verhärteten Lage in den Hangendschichten des Tagebaues Zangtal sind die meist siliziklastischen Komponenten durch kalzischen Mikrit verfestigt. Die Herkunft des Mikrits ist durch Ausfällungen in einem flachen Süßwassersee zu erklären, in dem durch Algentätigkeit (z. B. Charophyten, vgl. TUCKER & WRIGHT 1990) beachtliche Mengen an Mikrit produziert werden können. Auch Ooide

Abb. 11: Sedimentologisches Profil der Hangendeinheit am Nordrand der Ostmulde, Kohlenstoffgehalte, charakteristische Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz (nach VISHNER 1969) und die Verteilung der Schwerminerale.

Fig. 11: Sedimentological profile of the hangingwall sediments at the northern margin of the Oberdorf Trough, carbon contents, characteristic log-probability curves of grain size distributions (after VISHNER 1969) and heavy mineral distributions.

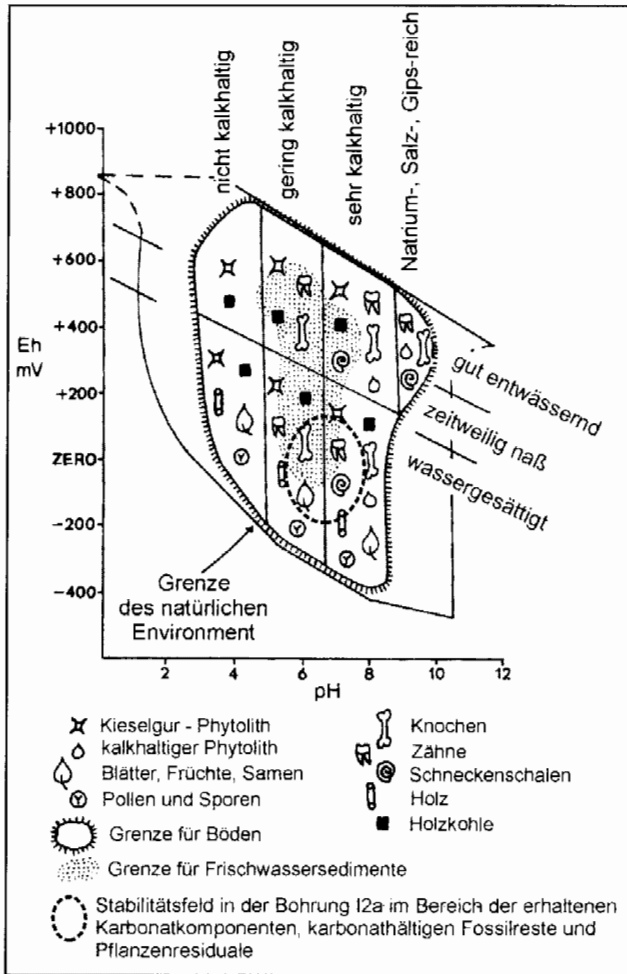


Abb. 12: Eh-pH Stabilitätsfeld für die Erhaltung gängiger, terrestrischer Fossilien in Paläoböden (nach RETALLACK 1984).

Fig. 12: Eh-pH stability fields for the preservation of terrestrial fossils in soils (after RETALLACK 1984).

und Onkoide werden in diesem Bildungsmilieu beobachtet.

Kohlenpetrographie

Detaillierte makro- und mikropetrographische Untersuchungen an der Kohle des Köflach-Voitsberger Revieres wurden von KOLCON (1998) und KOLCON & SACHSENHOFER (1998, 1999) durchgeführt. Teilergebnisse dieser Studie sind in den Abb. 13, 14 graphisch dargestellt. Zusätzlich werden die Schwefelgehalte der Kohle mitgeteilt. Diese hängen vom pH-Wert im Moor (S-reduzierende Bakterien bevorzugen pH-Werte um 7) und vom Sulfatgehalt der Moorwässer ab und erlauben somit zusätzliche Aussagen zum Ablagerungsmilieu (CASAGRANDE 1987).

Oberdorfer Ostmulde: Die häufigste Makrolithotype des Oberdorfer Flöztes ist xylo-detritische Kohle (ca. 50 %). Zahlreiche geringmächtige Zwischenmittel spalten das Flöz auf und belegen dessen Ablagerung in einem Niedermoor. Aufgrund der petrographischen Indizes nach DIESEL (1986)

wird ein nasses Baummoor als Ablagerungsmilieu angenommen.

Die Unterbank besteht aus einem aschereichen Teil, der nur im Muldenzentrum von einem aschearmen Teil überlagert wird. Die Abnahme der Zahl und Mächtigkeiten der silttonigen Taublagen, die als Dammbroschsedimente gedeutet werden, reflektiert zunehmende Entfernung eines fluviatilen Systems. Die Zusammensetzung der Kohle wird charakterisiert durch eine Zunahme xylo-detritischer Kohle und des Geweberhaltungs-Index (TPI) nach oben. Eine gute Korrelation des TPI mit dem Anteil an *Taxodiaceae-Cupressaceae* Pollen in palynologischen Präparaten zeigt, dass dies vor allem durch eine Zunahme der gegen Abbau resistenten Koniferen gesteuert wird. Geringe Gehalte an (Degrad-)Fusinit sprechen gegen längere trockene Episoden. Generell feuchte Verhältnisse werden auch durch einen relativ hohen Gelifizierungs-Index (GI, DIESEL 1986) angezeigt. Sapropelische Kohle, die subaquatisch in stagnierenden Gewässern abgelagert wurde, tritt ebenso auf wie vereinzelte Stubben, die den autochthonen Charakter der Vegetation anzeigen.

Die Unterbank wird von der Oberbank durch das fluviatile Hauptzwischenmittel getrennt. Die Oberbank ist wiederum aschereich. Kontinuierlich feuchte Verhältnisse werden wiederum durch hohe GI-Werte angezeigt. Am Ostrand der Mulde ist Inertinit, der von Waldbränden innerhalb oder außerhalb des Moores stammt, besonders häufig. Ansonsten wird auch die Oberbank durch eine Zunahme des TPI gegen das Hangende charakterisiert.

Der Schwefelgehalt der Kohle ist für nicht-marine Kohlen ungewöhnlich hoch und höher als in allen anderen Mulden des Köflach-Voitsberger Revieres. Besonders hohe Schwefelgehalte an der Basis des Flöztes werden auf eine Konzentration sulfatreicher Wässer über dem impermeablen Untergrund zurückgeführt. Karbonat-reiche Wässer aus dem Grazer Paläozoikum erhöhten den pH-Wert im Moor und kontrollierten damit den (Asche-) und den Schwefelgehalt in jenen Flözpartien, die von der basalen Schwefelanreicherung unbeeinflusst sind.

Zangtal: In der Zangtaler Mulde treten zwei Flöztes auf. Petrographisch untersucht wurde nur das Unterflöz, das mit der Oberbank der benachbarten Oberdorfer Mulde korrelieren soll (FARAZANDEH 1967). Petrographisch unterscheidet sich die Kohle des Zangtaler Unterflöztes von jener der Oberdorfer Oberbank vor allem durch einen deutlich höheren Anteil detro-xylytischer und xylytischer Kohle (KOLCON 1998). Dies weist auf einen höheren Anteil an Koniferen hin. Der Schwefelgehalt ist, obwohl noch immer über dem Durchschnitt des Köflach-Voitsberger Revieres, deutlich geringer als in der Oberdorfer Mulde.

Paläobotanik

Obwohl im Köflach-Voitsberger Braunkohlerevier bereits seit 200 Jahren Braunkohle abgebaut wird, galt das Revier bis vor wenigen Jahren als fossilarm. Die Hauptursache dürfte wohl einerseits der Erhaltungszustand sein, da das inkohlte Pflanzenmaterial bei Austrocknung sofort zerfällt, und andererseits die damals fehlenden Präparations-

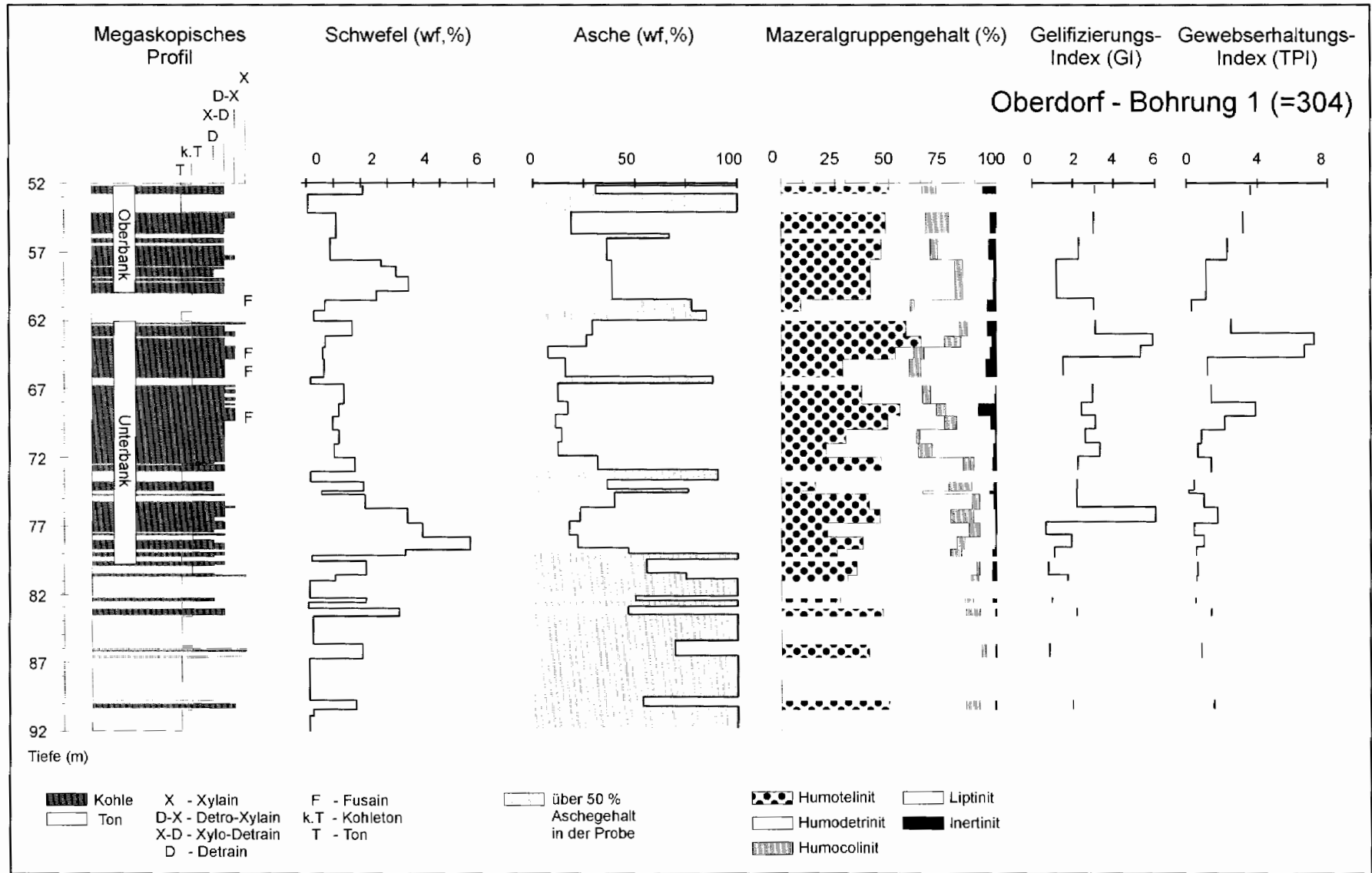
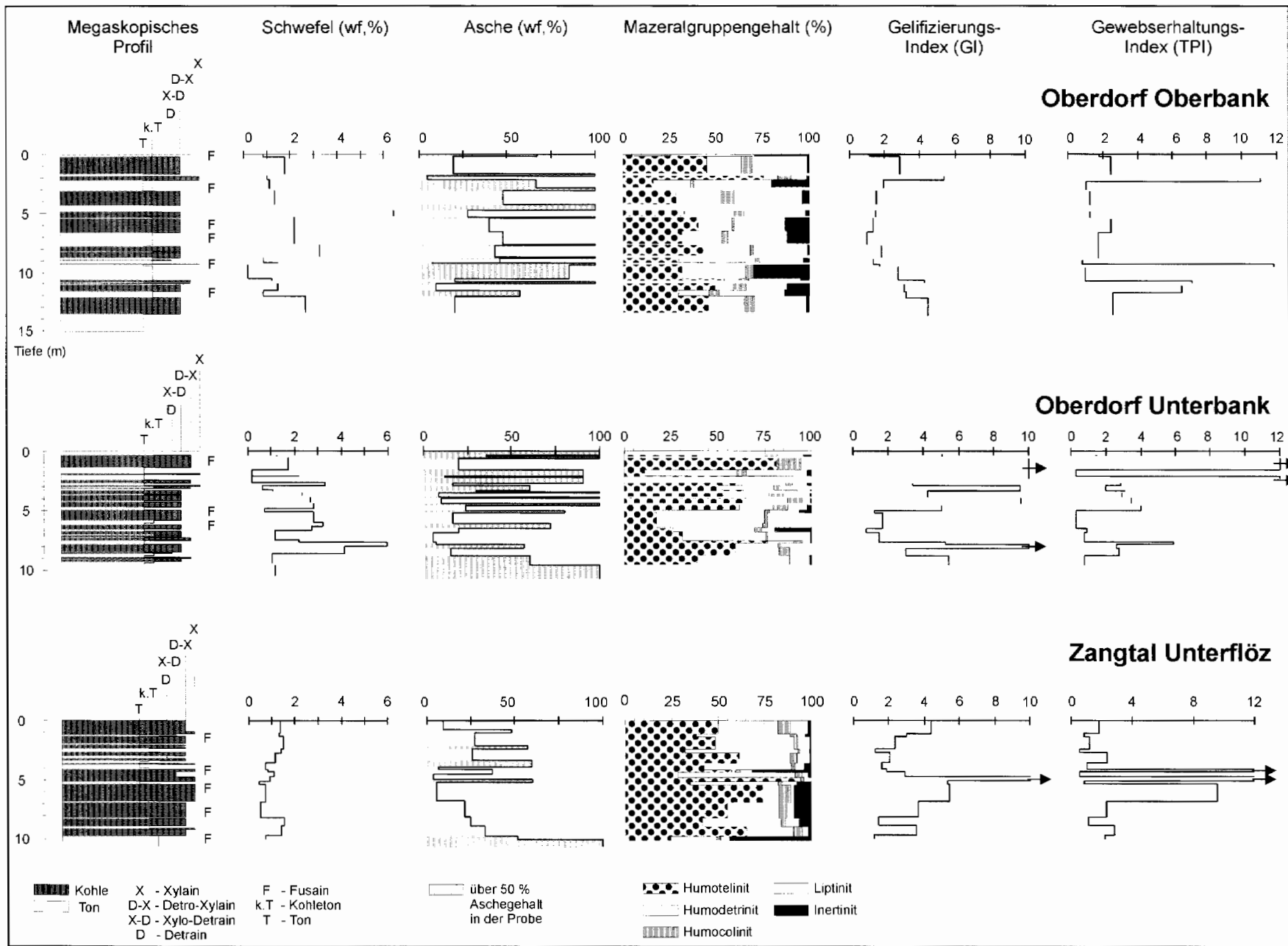


Abb. 13: Megaskopisches Flözprofil, Schwefel- und Aschegehalte, Mazeralgruppen und Faziesindikatoren der Kohle in der Bohrung 1(=304, Oberdorfer Ostmulde).

Fig. 13: Megascopic profile, sulphur content, ash yield, maceral groups and facies indicators of the coal seam in borehole 1 (=304, Oberdorf Trough).



methoden. Palynologische Untersuchungen gab es ebenfalls nicht, abgesehen von einer Ausnahme (KLAUS 1954).

In dem Ende der 70er Jahre neu erschlossenen Tagebau Oberdorf begannen 1982 umfangreiche paläobotanische Untersuchungen. Die umfassende vertikale und laterale Probennahme ergab, dass inkohlte Pflanzenreste (Blätter, Pollen und Sporen, Fruktifikationen, Hölzer) in fast allen Profilbereichen des Tagebaues vorkommen. Im Rahmen der zwischen 1995 und 1998 durchgeführten multidisziplinären Studie wurden alle Pflanzenorgane als auch taphonomische und biochemische Prozesse untersucht. Durch die Kombination paläobotanischer Ergebnisse mit jenen aus den sedimentologischen und kohlenpetrologischen Projekten waren weitgehende paläoökologische Rekonstruktionen möglich (HAAS et al. 1998). Detaillierte botanisch-systematische als auch paläoökologische Ergebnisse sind u.a. in KOVAR-EDER (1996), MELLER (1998a, b), MELLER et al. (1999), KOVAR-EDER & MELLER (in Druck a, b) und KOVAR-EDER et al. (eingereicht a, b) dargestellt.

Die Pflanzenfossilien repräsentieren zusammen mehr als 120 verschiedene Gattungen und 80 Familien. Anhand der Fruktifikationen und Palynomorphen wurden jeweils mehr als 100 Taxa nachgewiesen, basierend auf Blattfossilien nur 20 Taxa (Tab. 1). Der Unterschied in der Taxa-Anzahl bei Blättern zu jener der anderen Organe lässt sich durch das im allgemeinen höhere Erhaltungspotential von Fruktifikationen und Palynomorphen erklären. Eine Ausnahme bilden die Lauraceen und Magnoliaceen, die aufgrund ihrer fossil nicht erhaltungsfähigen Pollen allein durch Blätter und Fruktifikationen dokumentiert sind. Einige Gattungen konnten sogar mit Blättern, Pollen/Sporen und Fruktifikationen nachgewiesen werden (*Osmunda*, *Acer*, *Alnus*, *Cercidiphyllum*, *Fraxinus*, *Salix*, *Trigonobalanopsis*, *Zelkova*). Die Auswertung aller Pflanzenreste ergibt somit das maximal mögliche floristische Spektrum und damit die optimale Grundlage zur Vegetationsrekonstruktion.

Die Köflach-Voitsberg-Fm. des Tagebaues Oberdorf lieferte insgesamt ein sehr einheitliches floristisches Spektrum. Unterschiede in der Zusammensetzung und Häufigkeit der Taxa zwischen den verschiedenen Profilbereichen sind allein faziell begründet und nicht auf klimatische Ursachen zurückzuführen.

Aufgrund des erhaltenen Artenspektrums, der Häufigkeit einzelner Taxa in bestimmten Sedimenttypen, den teilweise unterschiedlichen Erhaltungszuständen der Pflanzenorgane und des Vergleichs mit den rezenten Vorkommen und Standorten der nachgewiesenen Gattungen lassen sich Pflanzenvergesellschaftungen rekonstruieren, die für bestimmte Vegetationstypen charakteristisch sind:

Unter den aus Kohlentonen gewonnenen Pflanzenresten dominieren *Glyptostrobus*-Zweige, Zapfen und Samen, vergesellschaftet mit u.a. *Myrica*, "*Quercus*" *rhenana*, *Nyssa*, *Sparganium*, *Decodon* und *Saururus*. Daraus lässt sich ein *Glyptostrobus*-**Sumpfwald** mit wenig diversen

Holzgewächsen und einer krautigen Bodenschicht bzw. Riedfazies ableiten (Abb. 15). Auch wenn der komprimierte Erhaltungszustand der Hölzer in der Kohle keine Bestimmung erlaubt (CICHOCKI 1998) und die hier schlecht erhaltenen Taxodiaceen-Pollen keine generische Unterscheidung zulassen (ZEITZER 1998), ist anzunehmen, dass *Glyptostrobus* einer der Hauptbraunkohlenbildner war.

Auffallend im Vergleich mit anderen braunkohleführenden Lokalitäten ist das seltene Vorkommen von **Wasserpflanzen**. So sind die Nymphaeaceen nur mit einem einzigen Samen vertreten, Wasserfarne fehlen vollständig und *Stratiotes*, *Ceratophyllum* und *Potamogeton* kommen nur in ein bis zwei Proben vor.

Viele der nachgewiesenen Taxa können als Bestandteile der **flußbegleitenden Wälder** angesehen werden. Die Flußuferdämme und Überflutungsebenen boten durch ihre, wenn auch geringen, Reliefunterschiede diversen Pflanzenvergesellschaftungen Raum. *Salix*, *Alnus*, *Fraxinus* wuchsen wahrscheinlich in den häufiger überfluteten Bereichen. In den nur gelegentlich überfluteten Gebieten als auch auf den Flußuferdämmen waren *Acer*, *Celtis*, *Cephalotaxus*, *Gordonia*, *Liquidambar*, *Magnolia*, *Prunus*, *Pterocarya*, *Rubus*, *Vitis* vertreten. Diese Taxa können aber auch außerhalb der Überflutungsbereiche als Bestandteile mesophytischer Wälder vorkommen. Bemerkenswert ist das gemeinsame und häufige Vorkommen von *Sequoia* und *Cercidiphyllum* in siltig-tonigen Sedimenten zusammen mit charakteristischen Taxa der flußbegleitenden Wälder, da diese beiden Genera bisher meist nur als Bestandteile zonaler mesophytischer Wälder interpretiert worden waren. Ein längerer Transportweg aus dem Hinterland zum Sedimentationsgebiet erscheint unwahrscheinlich, da z. B. die *Cercidiphyllum*-Balgfrüchte häufig noch im Verband vorliegen. Weiterhin kommt *Sequoia* rezent auch in Alluvialgebieten vor. Daher werden *Sequoia* und *Cercidiphyllum* in Oberdorf als Elemente der Niederungsflußwälder betrachtet (Abb. 16). Unklar bleibt aber, ob sie innerhalb der Überflutungsgebiete auf höher gelegenen, nicht überfluteten Standorten wuchsen oder/und in den nur gelegentlich überfluteten Bereichen.

Artenreiche **mesophytische Wälder** sind vor allem in Sedimenten im Übergangsbereich zwischen Liegendeinheit und Braunkohle gut dokumentiert. Sie sind auch in den Sanden des Hauptzwischenmittels und der Hangendabfolge repräsentiert, aber weniger divers. Charakteristisch für diese Wälder sind die zahlreichen immergrünen (z. B. Mastixiaceae, Symplocaceae, Lauraceae, Sapotaceae, Rutaceae) und laubwerfenden (z. B. Aceraceae, Betulaceae, Hamamelidaceae, Juglandaceae) Elemente. Derartige fossile Pflanzenvergesellschaftungen werden auch als "Jüngere Mastixioideen-Floren" (sensu MAI 1964) bezeichnet. Pflanzengesellschaften mit ähnlicher Zusammensetzung kommen heute in Asien im nördlichen Teil und in den

Abb. 14: Megaskopisches Flözprofil, Schwefel- und Aschegehalte, Mazeralkgruppen und Faziesindikatoren der Kohle der Oberdorfer Oberbank, der Oberdorfer Unterbank und des Zangtaler Unterflözes (Muttikogl).

Fig. 14: Megascopic profile, sulphur content, ash yield, maceral groups and facies indicators of the coal seam in the Oberdorf Trough (Upper Seam, Lower Seam) and the Zangtal (Muttikogl) Trough (Zangtal Lower Seam).

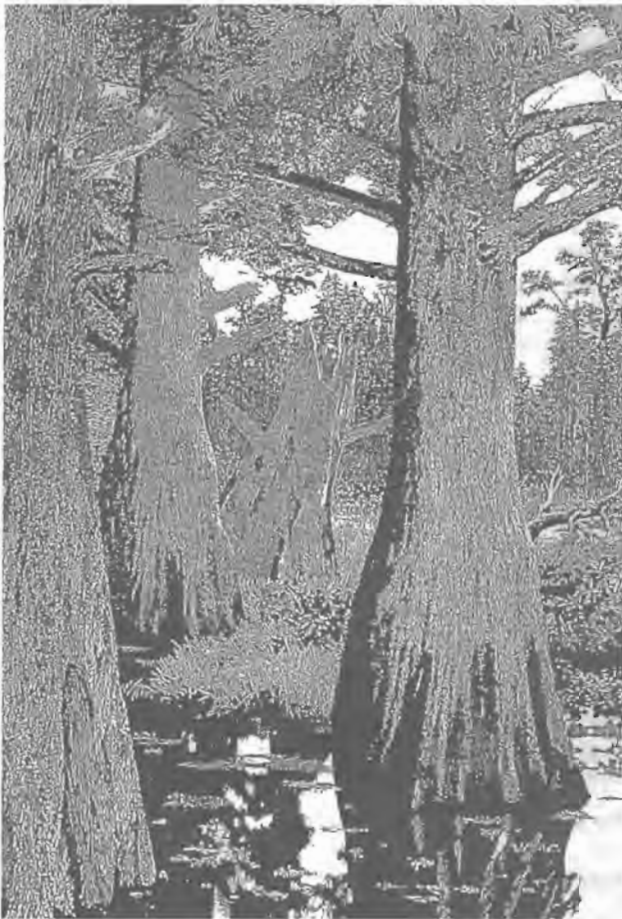


Abb. 15: Rekonstruktion eines Sumpfwaldes im Bereich von Oberdorf (gezeichnet von W. Lumpe) (aus KOVAR-EDER et al. eingereicht a, leicht verändert).

Fig. 15: Reconstuction of a swamp forest in the Oberdorf area (drawn by W. Lumpe) (modified after KOVAR-EDER et al. submitted a).

Gebirgsregionen der Evergreen Broad-Leaved Forests und in den südlichen Bereichen der Mixed Mesophytic Forests vor. Die Temperaturen betragen dort im jährlichen Durchschnitt zwischen 15 und 20 °C, die Niederschläge liegen zwischen 900 und 2000 (-3000) mm im Jahr.

Im obersten Bereich der Liegendeinheit, übergehend in die Braunkohle, konnte in der Ostmulde des Tagebaues Oberdorf kurzfristig eine **tuffitische** Lage mit Pflanzenresten beobachtet werden (KOVAR-EDER et al. eingereicht b). Die Pflanzenreste zeichnen sich durch einen überwiegend hohen Zersetzungsgrad aus. Unter den Blättern dominieren immergrüne Taxa gegenüber laubwerfenden (normalerweise ist es eher umgekehrt), Knospen und Knospenschuppen sind extrem häufig, desgleichen Pollenklumpen und Antherenmaterial, währenddessen die Fruktifikationen selten und schlecht erhalten sind. Die Kombination dieser Erscheinungen deutet darauf hin, dass die den Asche- und Lapilli-Niederschlag verursachende vulkanische Eruption zu einem Zeitpunkt stattfand, als die Blüten zahlreicher Pflanzen noch unreif und die Blätter der laubwerfenden Arten als auch die

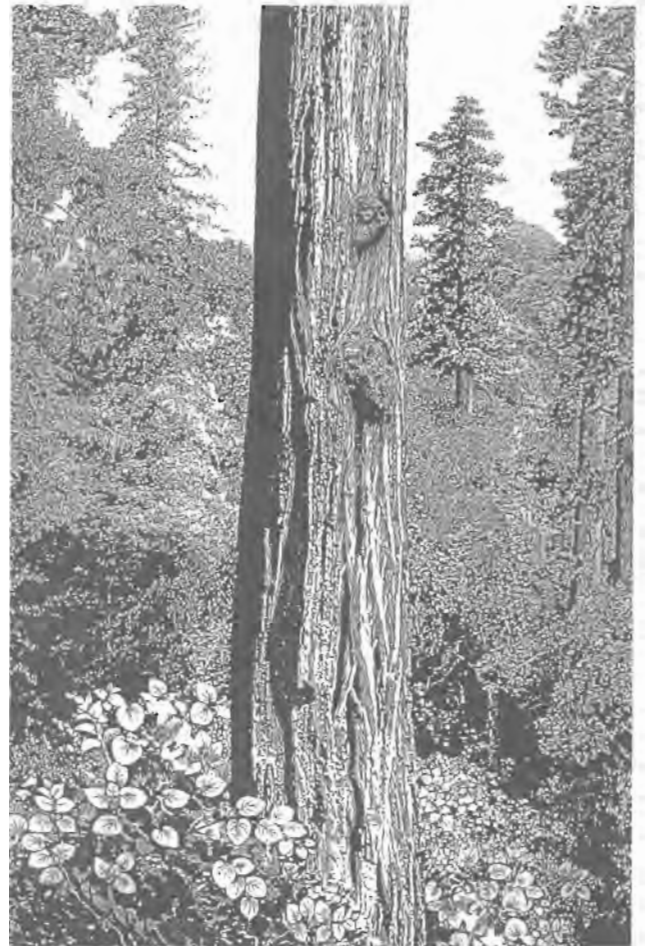


Abb. 16: Rekonstruktion eines Flußniederungswaldes im Bereich von Oberdorf mit *Sequoia* und *Cercidiphyllum* im Vordergrund (gezeichnet von W. Lumpe) (aus KOVAR-EDER et al. eingereicht a, leicht verändert).

Fig. 16: Reconstuction of a riparian forest in the Oberdorf area (drawn by W. Lumpe) (modified after KOVAR-EDER et al. submitted a).

Fruktifikationen noch nicht entwickelt waren.

Aufgrund der Untersuchung aller erhaltenen Pflanzenfossilien konnte eine für das österreichische Tertiär in dieser Zusammensetzung einmalig reiche Flora nachgewiesen werden. Die Ergebnisse schließen eine Kenntnislücke über die Vegetation und das Klima in dieser Region im Unter-Miozän als auch über die Vegetations- und Klimaentwicklung im Neogen Österreichs.

3.2. STOP 2: Tregistsattel

Lokalität: Tregistsattel (ÖK 163)

Thema: Tuffe/Tuffite der Lobmingberg-Subformation innerhalb der Stallhofen-Formation

Stratigraphie: Unterbadenum

Am Lobmingberg Rücken sind über der feinklastischen

Familie	Gattung	Organ	Familie	Gattung	Organ	Familie	Gattung	Organ
Pteridophyta			Ericaceae	<i>Rhododendron</i>	- P -	Rosaceae	<i>Prunus</i>	- P F
Bryophyta	gen. indet.	B - -	Ericaceae	gen. indet.	- P F	Rosaceae	gen. indet.	- P -
Bryophyta	<i>Sphagnum</i>	- P -	Fagaceae	* <i>Castanopsis</i> *	B - -	Rubiaceae	<i>Cephalanthus</i>	-- F
Lycopodiaceae	<i>Lycopodium</i>	- P -	Fagaceae	<i>Castanopsis</i>	- - F	Rutaceae	? <i>Fagaropsis</i>	-- F
Osmundaceae	<i>Osmunda</i>	B P F	Fagaceae	<i>Fagus</i>	- P F	Rutaceae	<i>Toddalia</i>	-- F
Polypodiaceae	gen. indet.	- P F	Fagaceae	<i>Lithocarpus</i>	- P -	Rutaceae	<i>Zanthoxylum</i>	- P F
Selaginellaceae	<i>Selaginella</i>	- P F	Fagaceae	<i>Quercus</i>	- P -	Rutaceae	gen. indet.	- P -
Gymnospermae			Fagaceae	* <i>Quercus</i> * <i>rhenana</i>	B - -	Sabiaceae	<i>Meliosma</i>	- P F
Cephalotaxaceae	<i>Cephalotaxus</i>	B - F	Fagaceae	<i>Trigonobalanopsis</i> +	B P F	Sabiaceae	<i>Sabia</i>	-- F
Cupressaceae	<i>Tetraclinis</i>	B - F	Fagaceae	gen. indet.	- P -	Salicaceae	<i>Salix</i>	B P F
Cupressaceae	gen. indet.	- P -	Flacourtiaceae	<i>Poliathyrsis</i>	-- F	Sapotaceae	gen. indet.	- P -
Ephedraceae	<i>Ephedra</i>	- P -	Haloragaceae	<i>Proserpinaca</i>	-- F	Saururaceae	<i>Saururus</i>	-- F
Pinaceae	<i>Cathaya</i>	- P -	Hamamelidaceae	<i>Distylium</i>	- P F	Solanaceae	cf. <i>Hyoscyamus</i>	-- F
Pinaceae	<i>Pinus</i>	- P -	Hamamelidaceae	<i>Liquidambar</i>	- P F	Staphyleaceae	<i>Turpinia</i>	-- F
Pinaceae	<i>Picea</i>	- P -	Hamamelidaceae	<i>Parrotia</i>	B P -	Staphyleaceae	<i>Staphylea</i>	-- F
Pinaceae	<i>Abies</i>	- P -	Hamamelidaceae	gen. indet.	- P F	Sterculiaceae	<i>Reveesia</i>	- P -
Pinaceae	gen. indet.	-- F	Juglandaceae	<i>Carya</i>	- P F	Styracaceae	<i>Rehderodendron</i>	- P -
Taxaceae	<i>Taxus</i>	-- F	Juglandaceae	<i>Cyclocarya</i>	- P ? F	Symplocaceae	<i>Symplocos</i>	- P F
Taxodiaceae	<i>Glyptostrobus</i>	-- F	Juglandaceae	<i>Engelhardia</i>	- P -	Theaceae	<i>Eurya</i>	-- F
Taxodiaceae	<i>Sequoia</i>	B - F	Juglandaceae	<i>Platycarya</i>	- P -	Theaceae	? <i>Cleyera</i>	B - F
Taxodiaceae	<i>Glyptostrobus et/ vel</i>	B - -	Juglandaceae	<i>Pterocarya</i>	- P F	Theaceae	<i>Temstroemia</i>	-- F
Taxodiaceae	gen. indet.	- P -	Lauraceae	<i>Cinnamomum s.l.</i>	-- F	Theaceae	<i>Temstroemites</i> +	B - -
Taxodiaceae	<i>Sciadopitys</i>	- P -	Lauraceae	<i>Daphnogene</i> +	B - -	Theaceae	? <i>Gordonia</i>	B - -
Angiospermae / Dicotyledoneae			Lauraceae	<i>Laurophyllum</i> +	B - -	Theaceae	gen. indet.	- P -
Aceraceae	<i>Acer</i>	B P F	Lauraceae	<i>Laurus</i>	B - -	Theligonaceae	<i>Theligonum</i>	- P -
Actinidiaceae	<i>Actinidia</i>	- P F	Lauraceae	<i>Litsea</i>	-- F	Tiliaceae	<i>Tilia</i>	- P -
Alangiaceae	<i>Alangium</i>	- P -	Leguminosae	<i>Apios</i>	- P -	Tiliaceae	gen. indet.	- P -
Apiaceae	gen. indet.	- P F	Leguminosae	* <i>Podocarpium</i> * +	- P -	Toricelliaceae	<i>Toricellia</i>	-- F
Apiaceae	<i>Umbelliferopsis</i> +	-- F	Loranthaceae	<i>Arceuthobium</i>	- P -	Ulmaceae	<i>Celtis</i>	-- F
Aquifoliaceae	<i>Ilex</i>	- P F	Loranthaceae s.l.	<i>Viscum vel Loranthus</i>	B P F	Ulmaceae	<i>Gironniera</i>	-- F
Araliaceae	<i>Pentapanax</i>	-- F	Lythraceae	<i>Decodon</i>	- P F	Ulmaceae	<i>Ulmus</i>	B P -
Araliaceae	<i>Aralia</i>	-- F	Magnoliaceae	<i>Magnolia</i>	B - F	Ulmaceae	<i>Zelkova</i>	B P F
Araliaceae	gen. indet.	- P -	Magnoliaceae	<i>Manglietia</i>	-- F	Valerianaceae	<i>Valeriana</i>	- P -
Betulaceae	<i>Alnus</i>	B P F	Mastixiaceae	<i>Eomastixia</i>	-- F	Verbenaceae	<i>Clerodendrum</i>	- P -
Betulaceae	<i>Betula</i>	- P -	Mastixiaceae	<i>Mastixia</i>	- P F	Violaceae	<i>Viola</i>	-- F
Betulaceae	<i>Carpinus</i>	- P F	Mastixiaceae	gen. indet.	- P -	Vitaceae	<i>Ampelopsis</i>	? B - F
Buxaceae	<i>Buxus</i>	- P -	Menispermaceae	<i>Sinomenium</i>	-- F	Vitaceae	<i>Parthenocissus</i>	- P F
Caprifoliaceae	<i>Weigela</i>	- P -	Moraceae	<i>Morus / Moroides</i>	-- F	Vitaceae	<i>Tetrasigma</i>	-- F
Caprifoliaceae	<i>Lonicera</i>	- P -	Myricaceae	<i>Myrica</i>	B P F	Vitaceae	<i>Vitis</i>	- P F
Caprifoliaceae	<i>Sambucus</i>	-- F	Nymphaeaceae	<i>Irtyszenia</i> +	-- F	Vitaceae	gen. indet.	- P -
Caryophyllaceae	gen. indet.	- P F	Nyssaceae	<i>Nyssa</i>	- P F	Angiospermae / Monocotyledoneae		
Caryophyllaceae	<i>Moehringia</i>	-- F	Oleaceae	<i>Fraxinus</i>	B P F	Arecaceae	gen. indet.	- P -
Ceratophyllaceae	<i>Ceratophyllum</i>	-- F	Oleaceae	gen. indet.	- P -	Araceae	<i>Urospathites</i> +	-- F
Cercidiphyllaceae	<i>Cercidiphyllum</i>	B P F	Onagraceae	<i>Ludwigia</i>	- P -	Cyperaceae	<i>Carex</i>	-- F
Chenopodiaceae	gen. indet.	-- F	Plantaginaceae	<i>Plantago</i>	- P -	Cyperaceae	<i>Scirpus</i>	-- F
Chenopodiaceae	<i>Chenopodium</i>	- P -	Platanaceae	<i>Platanus</i>	- P -	Cyperaceae	gen. indet.	- P F
Compositae	<i>Cirsium</i>	- P -	Polygonaceae	<i>Polygonum</i>	- P -	Hydrocharitaceae	<i>Stratiotes</i>	-- F
Comaceae	<i>Comus</i>	- P F	Primulaceae	<i>Naumburgia</i>	-- F	Potamogetonaceae	<i>Potamogeton</i>	-- F
Dipsacaceae	gen. indet.	- P -	Ranunculaceae	<i>Ranunculus</i>	-- F	Poaceae	gen. indet.	- P -
Ebenaceae	<i>Diospyros</i>	- P -	Rhamnaceae	gen. indet.	- P -	Sparganiaceae	<i>Sparganium</i>	-- F
Elaeagnaceae	<i>Elaeagnus</i>	- P -	Rosaceae	<i>Rubus</i>	- P F	Typhaceae	<i>Typha</i>	-- F

Tab. 1: Gesamtliste aller in Oberdorf nachgewiesenen Gattungen. (B = Blätter, P = Pollen/ Sporen, F = Fruktifikationen, + = Formgattung).

Table 1: List of all genera detected in the Oberdorf Trough (B = leaves, P = pollen/spores, F = fructifications, + = fossil genera).

Basalentwicklung der badenischen Stallhofen-Fm. bis über 4 m mächtige rhyolithische, teilweise zu Bentonit umgewandelte Glastuffe (Lobmingberg-SbFm.) eingelagert (EBNER 1981, EBNER & GRÄF 1982, EBNER et al. 1998, EBNER &

STINGL 1998). Sie sind einem Niveau zuzuordnen, das W der Kapelle Kote 611 auf Seehöhe 565 m ansteht und mit 3° nach E absinkt.

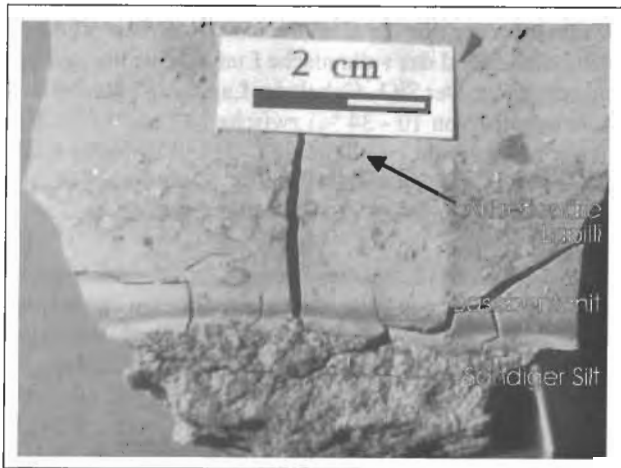


Abb. 17: Kontakt der pyroklastischen Lobmingberg-SbFm. (Basisbentonit mit akkretionären Lapilli) mit dem unterlagernden Sediment.

Fig. 17: Contact between the pyroclastic Lobmingberg-Member (bentonite with accretionary lapillis) and the underlying sediment.

Profilbeschreibung

Liegend der Tuffe/Tuffite treten feinkörnige, siltig/sandige Sedimente eines niederenergetischen Süßwasser-Abtragungsraumes mit *Cepaea* sp., *Pomatias gaali* WENZ und den verkalkten Endokarpnien einer Ulmaceae (*Celtis lacunosa* (REUSS) KIRCHHEIMER) auf (MAURIN 1959). Über diesen setzen sich scharfer Grenze die Tuffe/Tuffite ein. Sie führen mm-große, idiomorphe Biotitplättchen, sind bergfeucht schmutzgrau, besitzen getrocknet ein kreidig/weißes Aussehen und sind von Schrumpfrissen durchzogen. Die untersten 60 cm sind frei von sedimentären Beimengungen und zeichnen sich durch zahlreiche Lagen ellipsoidischer bis kreisrunder akkretionärer Lapilli (Ø 2 - 4 mm, Lapillituffe, Abb. 17) aus. Darüber folgen bis zu 420 cm umgelagerte Tuffe/Tuffite, die ± stark von sandigem und z. T. eingeregelter Kristallinmaterial durchsetzt sind. Die Basis der Tuffe bildet ein wenige bis 60 cm mächtiger grünlichgrauer Basisbentonit. Auch darin sind phantomhaft akkretionäre Lapilli erkennbar. Die Grenze zwischen den Lapillituffen und umgelagerten Tuffen/Tuffiten ist durch eine Schichtfuge an der vereinzelt Belastungsstrukturen auftreten markiert. Im Hangenden gehen die umgelagerten Tuffe/Tuffite entweder kontinuierlich in graugüne, siltige Sedimente vom Typus der Liegendsedimente über, oder sie werden (mitunter

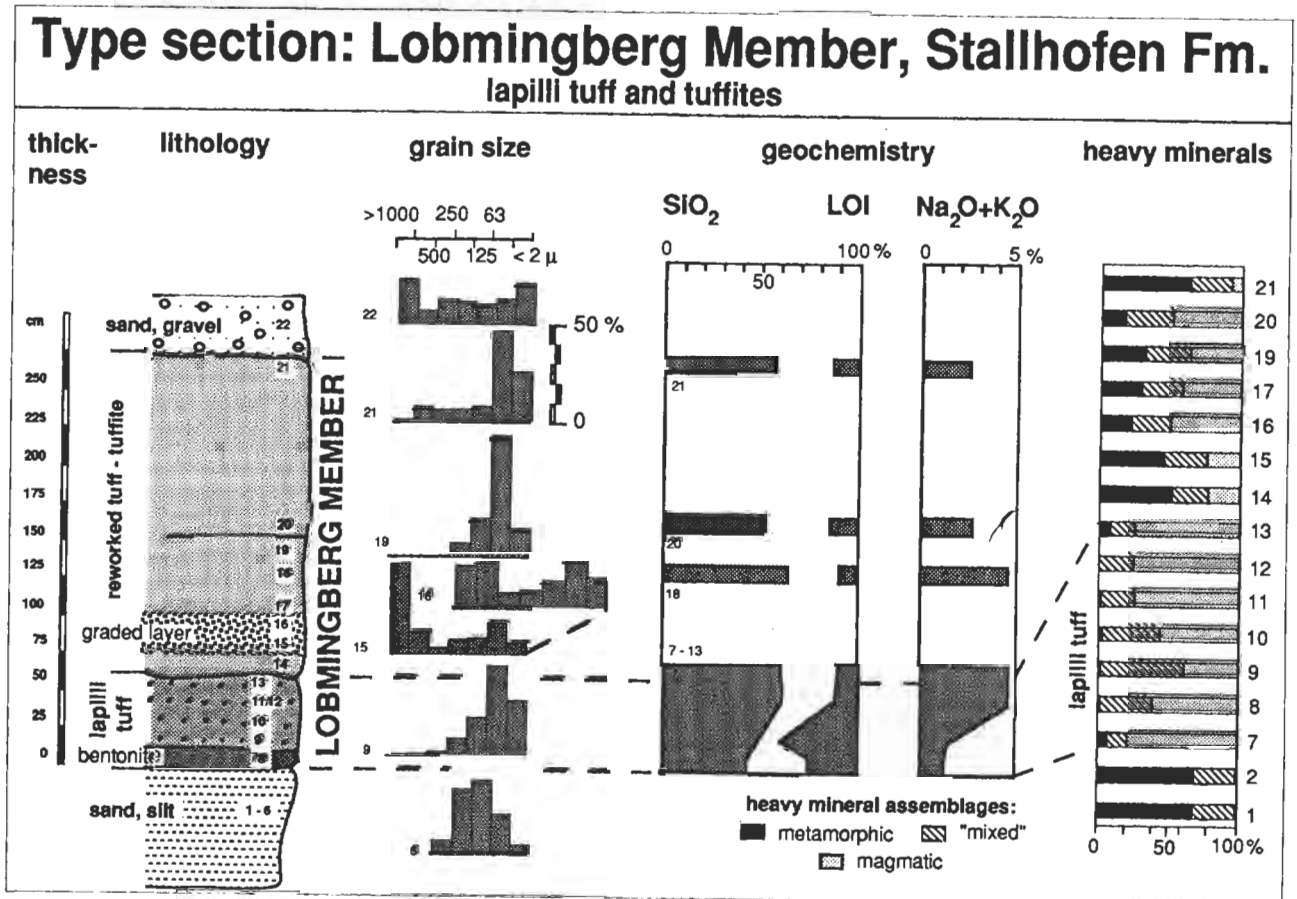


Abb. 18: Detailprofil der Tuffe des Exkursionspunktes W der Kapelle Kote 611 am Lobmingberggrücken, Seehöhe 565 m (EBNER et al. 1998).

Fig. 18: Type section of the tuffs of the Lobmingberg Member at the Lobmingberg Ridge (EBNER et al. 1998).

entlang einer Erosionsfläche) von sandigen Kiesen überlagert. Generell sind Profile mit feinklastischer Überlagerung mächtiger als solche mit Kiesüberlagerung.

Charakterisierung der Tuffe

Die Petrographie der gut sortierten Lapillituffe mit einem Korngrößenanteil <63 µm zwischen 60 und 85 % wird durch vulkanisches Glas, dessen tonige Alterationsprodukte, magmatische Phänokristalle und akkretionäre Lapilli bestimmt.

Der Anteil an vulkanischem Glas kann bis zu 80 % ausmachen. Die Glaskomponenten sind klar/durchsichtig bis weißlich/trüb und bis 0,3 mm groß. Morphologisch treten dickwandige, grobe, teils zu Ton umgesetzte Scherben, Scherbenhäufen und hochvesikulierte Scherben auf. Die Lapilli bestehen aus feinstem Glas- und Tonmaterial. Sie entsprechen dem „rim type“ (SCHUMACHER & SCHMINCKE 1991). Die Glastuffe sind unterschiedlich zu smektistischen Tonmineralen mit wechselnd illitischem und chloritischem Anteil umgewandelt. Besonders häufig tritt diese Bentonitisierung in cm- bis dm-Mächtigkeit an der Basis der primären Tufflage (Basisbentonit) auf. Ein gutes Maß für den Grad der Alteration, die durch Abfuhr von SiO₂ und der Alkalien und Zunahme von Al₂O₃ und MgO bestimmt wird, ist der Glühverlust (Abb. 18).

Die Phänokristalle zeichnen sich durch idio- bis hypidiomorphe Kristalle, teilweiser Verwachsung mit Glas und durch vereinzelte Glas-/Gaseinschlüsse aus: kaersutitische Hornblende, Pyroxen (Hypersthen), Biotit, Rutil, Ilmenit, Magnetit, Apatit, Zirkon, Orthit, Quarz (Pseudomorphosen nach Beta-Quarz), Plagioklas, Sanidin. Dominant sind intermediäre Plagioklasse, Biotit und Hypersthen. Hypersthen- und Hornblendekristalle zeigen mitunter angelöste Enden.

In den umgelagerten Tuffen/Tuffiten tritt bei Wegfall der Lapilli zusätzlich fluviatil eingetragenes Sedimentmaterial eines metamorphen Liefergebietes hinzu. Es besteht aus gerundeten Gesteinsfragmenten (Gneis, Glimmerschiefer) und Mineralkomponenten, die vor allem die größeren Kornfraktionen ausmachen. An Leichtmineralen treten undulös auslöschende Quarze und Muskovit auf.

Die Schwermineralspektrum spiegelt die lithologische Gliederung des untersuchten Profils wider. Ein vom Hinterland dominiertes Schwermineralspektrum findet sich in den klastischen Liegendsedimenten und den umgelagerten Tuffen/Tuffiten. Für die Lapillituffe sind als Schwerminerale magmatische Phänokristalle charakteristisch. Indexminerale für die Sedimentbeimengung sind neben Granat (bis über 50 %), Zoisit (bis über 20 %), Epidot, Disthen und grüne Hornblende. Dazu treten weitere Minerale, die in der Abb. 18 als „mixed“ zusammengefaßt wurden und aus magmatischen wie auch nicht magmatischen Liefergebieten stammen können. Sie werden für die Unterscheidung primärer und umgelagerter Tuffe nicht berücksichtigt.

Der Chemismus der Tuffe ist aufgrund der starken Alter-

ation, der Sedimentbeimengungen und allfälliger äolischer Frachtsonderung für die Zusammensetzung des primären Tuffmaterials und das vulkanische Liefergebiet nur bedingt aussagekräftig. Der SiO₂-Gehalt der Lapillituffe beträgt (bei Glühverlusten von 10 - 34 %) zwischen 47 und 63 %. Der mit der Mikrosonde ermittelte SiO₂-Gehalt isolierter Glaskomponenten liegt zwischen 71 und 79 %, der von Glaseinschlüssen in Hypersthen und Hornblende bei 69 %.

Ar/Ar- und K/Ar Altersdatierungen an (zu stark alterierten) Bentoniten erbrachten keine zufriedenstellenden Ergebnisse. Mikrosondenanalysen von Biotiten zeigten ihre starke Alteration durch eine Abreicherung von K, Fe, Mg und Anreicherung von Si, Al und OH. Gute Ergebnisse zeigten hingegen Zirkon-Spaltspuren Untersuchungen mit 16,0 ± 0,7 Ma (EBNER et al. 2000). Diese Einstufung in das untere Badanium stimmt gut mit dem bisher aus der regional-geologischen Situation abgeleiteten Alter überein.

Ablagerungsraum und Herkunft der Tuffe

Der Ablagerungsraum der Tuffe/Tuffite war ein wechselnd energetischer limnisch/fluviatiler Bereich. Ihre messerscharfe Liegendgrenze über tonigen Silten, die lagenförmig angereicherten Lapilli und Bioturbation weisen die Lapillituffe als eine primäre Fallablagerung aus, die in einem Stillwasserbereich mit konstanter Mächtigkeit (heute 60 cm im kompaktierten Zustand) abgelagert wurden (subaqueous subaerial fallout tephra, FISHER & SCHMINCKE 1984).

Bei den umgelagerten Tuffen/Tuffiten wird in einem Bewegtwassermilieu primäres Tuffmaterial mit Sediment gemeinsam eingetragen. Die schwankenden Mächtigkeiten der umgelagerten Tuffe/Tuffite (60 - 420 cm) werden durch lokal wechselnde Akkumulations- und Erosionsphasen erklärt.

Die Herkunft der Tuffe ist nach wie vor ungeklärt. Sie sind aus einem kalireichen Magma trachyandesitischer, dazitischer und rhyolithischer Zusammensetzung ableitbar. Ihrem Pauschalchemismus entspricht im Steirischen Becken lediglich der Rhyolith des Schaufelgrabens/Gleichenberg. Im Bestand der Phänokristalle bestehen zu den miozänen steirischen Vulkaniten jedoch gravierende Unterschiede. Der Gesamtchemismus ist aufgrund der starken Alteration der Tuffe, der Sedimentbeimengungen und ? äolischer Frachtsonderung nur bedingt für Hinweise auf das Liefergebiet geeignet.

Geochemie, Petrographie und Geländebefunde deuten auf ein einziges vulkanisches Ereignis. Hochvesikulierte Scherben- und Bimsfragmente sowie „bubble wall shards“ weisen auf eine magmatische Explosion, bei der blockige und schlecht vesikulierte Scherben als Hinweise für hydro-magmatische Pulse/Interaktionen bei der Eruption dienen.

Dank

Die hier vorgestellten Ergebnisse wurden größtenteils im Rahmen von vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung finanzierten Projekten (FWF Nr. P 10332-

10339-GEO) durchgeführt. Die Autoren profitierten von bereit gestellten Daten und zahlreichen Diskussionen mit den Projektmitarbeitern O. Cichocky, G. Daxner-Höck, K. Decker, I. Dunkl, H. Graßl, J. Eder-Kovar, I. Kolcon, E. Niesner, H. Mauritsch, J. Obenholzner, R. Scholger, F.F. Steininger, N. Vávra, W. Vortisch, F. Weber, J. Wieser und R. Zetter. Besonderer Dank gilt der Graz-Köflach-Eisenbahn und Bergbaugesellschaft (GKB) für die Unterstützung der einzelnen Projekte.

Literatur

- ÁRVA-SÓS, E., BALOGH, K., HÁMOR, G., JÁMBOR, A. & RAVASZ-BARANYAI, L. (1983): Chronology of Miocene pyroclastics and lavas of Hungary. - *Ann. Inst. Geol. Geof. A*, **61**: 353-358, Budapest.
- ÁRVA-SÓS, E. & MÁTHÉ, Z. (1992): Mineralogical and petrographic study of some Neogene tuff layers of the Mecsek Mountains (South Hungary) and their K/Ar dating. - *Acta Geol. Hung.*, **35**: 177-192, Budapest.
- CASAGRANDE, D.J. (1987): Sulphur in peat and coal. - (In: A.C. Scott (Hrsg.), *Coal and Coal-Bearing Strata: Recent Advances*), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **32**: 87-105, Oxford.
- CICHOCKI, O. (1998): Petrified, lignified and carbonized wood remains from the Early Miocene opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)*), *Jahrbuch Geol. Bundesanst.*, **140**: 469-473, Wien.
- COLLINSON, J. D. (1978): Alluvial sediments. - (In: READING, H.G. (Hrsg.): *Sedimentary environments and facies*, 2nd ed.), 15-60, (Blackwell) Oxford.
- DAXNER-HÖCK, G. (1998): Palaeozoological investigations from the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)*), *Jahrbuch Geol. Bundesanst.*, **140**: 477-481, Wien.
- DAXNER-HÖCK, G., HAAS, M. & MELLER, B. (1998a): Wirbeltiere aus dem Unter-Miozän des Lignit-Tagebaues Oberdorf (Weststeirisches Becken, Österreich), 1. Fundstelle, geologischer und sedimentologischer Überblick. - *Ann. Naturhist. Museum Wien*, **99A**: 1-11, Wien.
- DAXNER-HÖCK, G., HAAS, M., MELLER, B. & STEININGER, F.F. (1998b): Wirbeltiere aus dem Unter-Miozän des Lignit-Tagebaues Oberdorf (Weststeirisches Becken, Österreich), 10. Palökologie, Sedimentologie und Stratigraphie. - *Ann. Naturhist. Mus. Wien.*, **99A**: 195-224, Wien.
- DIESSEL, C.F.K. (1986): On the correlation between coal facies and depositional environments. - *Proc. 20th Symp., Dep. Geol., Univ. Newcastle, N.S.W.*, 19-22.
- DIESSEL, C.F.K. (1992): *Coal-bearing Depositional Systems*. - 1-721, (Springer) Berlin.
- EBNER, F. (1981): Vulkanische Tuffe im Miozän der Steiermark. - *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **111**: 39-55, Graz.
- EBNER, F., DUNKL, I., MALI, H. & SACHSENHOFER, R.F. (2000): Auf dem Weg zu einer Tephrochronologie im Miozän des Alpenostrandes. - *Mitt. Geol. Bergbaustud.*, **43**: 38-39, Wien.
- EBNER, F. & GRÄF, W. (1982): Bentonite und Glastuffe der Steiermark. - *Arch. f. Lagerst. forsch., Geol. Bundesanst.*, **2**: 31-45, Wien.
- EBNER, F., MALI, H., OBENHOLZNER, J.H., VORTISCH, W. & WIESER, J. (1998): Pyroclastic deposits from the Middle Miocene Stallhofen Formation. (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)*), *Jahrbuch Geol. Bundesanst.*, **140**: 425-428, Wien.
- EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1995): Paleogeography, subsidence and thermal history of the Neogene Styrian Basin (Panonian basin system, Austria). - *Tectonophysics*, **242**: 133-150, Amsterdam.
- EBNER, F. & STINGL, K. (1998): Geological frame and position of the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)*), *Jahrbuch Geol. Bundesanst.*, **140**: 403-406, Wien.
- FARAZANDEH, G.A. (1967): Zur Geologie und Paläogeographie der Köflacher Kohlenmulden. - *Diss., Montanuniv. Leoben*, 1-100, Leoben.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): *Pyroclastic rocks*. - 1-422, (Springer) Berlin.
- HAAS, M. (1998): Sedimentological Investigations in the Early Miocene Lignite Opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)*), *Jahrbuch Geol. Bundesanst.*, **140**: 413-424, Wien.
- HAAS, M. (1999): Die frühmiozänen Sedimente der Braunkohletagebaue Oberdorf und Zangtal – eine environmentanalytische Untersuchung (N Voitsberg, Steiermark, Österreich). - *Diss. Univ. Wien*, 1-197.
- HAAS, M., DAXNER-HÖCK, G., DECKER, K., KOLCON, I., KOVAR-EDER, J., MELLER, B. & SACHSENHOFER, R.F. (1998): Palaeoenvironmental studies in the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)*), *Jahrbuch Geol. Bundesanst.*, **140**: 483-490, Wien.
- KLAUS, W. (1954): Braunkohlen-Palynologie einiger weststeirischer Lagerstätten (vorläufiger Bericht). - *Verh. Geol. Bundesanst.*, **1954**: 170-179, Wien.
- KOLCON I. (1998): Petrographie und Palynologie des Oberdorfer Kohleflözes (Untermiozän, Steiermark) und Interpretation seines Ablagerungsmilieus. - *Diss. Montanuniv. Leoben*, 1-223.
- KOLCON I. & SACHSENHOFER R.F. (1998): Coal Petrology and Palynology of the Early Miocene Lignite Seam from the Opencast Mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)*), *Jahrbuch Geol. Bundesanst.*, **140**: 433-440, Wien.
- KOLCON I. & SACHSENHOFER R.F. (1999): Petrography, palynology and depositional environments of the early Miocene Oberdorf lignite seam (Styrian Basin, Austria). - *Int. J. Coal Geol.*, **41**: 275-308, Amsterdam.
- KOVAR-EDER, J. (1996): Eine bemerkenswerte Blätter-Vergesellschaftung aus dem Tagebau Oberdorf bei Köflach, Steiermark (Unter-Miozän). - *Mitt. Abt. Geol. und Paläont. Landesmus. Joanneum*, **54**: 147-171, Graz.
- KOVAR-EDER, J. (1998): Leaf assemblages from the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): *The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)*), *Jahrbuch Geol. Bundesanst.*, **140**: 447-452, Wien.
- KOVAR-EDER, J. & MELLER, B. (in Druck a): The plant assemblages from the main seam parting of the western sub-basin of Oberdorf, N Voitsberg, Styria, Austria (Early Miocene). - *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, Frankfurt*.
- KOVAR-EDER, J. & MELLER, B. (in Druck b): Plant assemblages from the hanging wall sequence of the opencast mine Oberdorf N Voitsberg, Styria (Austria, Early Miocene, Ottnangian). - *Palaeontogr.B., Stuttgart*.
- KOVAR-EDER, J., KVACEK, Z. & MELLER, B. (eingereicht a): Comparing Early (Middle) Miocene floras and probable vegetation types of Oberdorf N Voitsberg, Bohemia (Czech Republic), and Wackersdorf (Germany). - *Rev. Palaeobot. Palynol., Amsterdam*.
- KOVAR-EDER, J., HAAS, M., HOFMANN, C.-C. & MELLER, B. (eingereicht b): A plant assemblage severely influenced by a volcanic eruption, Styria, Austria, Early Miocene. - *Palaeontology*.
- KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Erläuterungen zu den Karten über den präter-

- tiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. - Geol. Bundesanst., 1-49, Wien.
- MAI, D.H. (1964): Die Mastixioideen-Floren im Tertiär der Oberlausitz. - Paläont. Abh.B, 2: 1-192, Berlin.
- MARCHIONI, D.L. (1982): Fluvial sedimentation in the Foybrook Formation, Wittingham Coal Measures. - Adv. Stud. Syd. Basin, 16, Newcastle Symp Proc., 13-14.
- MAURIN, V. (1959): Aufnahmsbericht 1958 über Blatt Köflach-Voitsberg (1:10.000). - Verh. Geol.B.-A., 1959: 223-226, Wien.
- MAURITSCH, H.J. & SCHOLGER, R. (1998): Palaeomagnetism and magnetostratigraphy from the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)), Jahrbuch Geol. Bundesanst., 140: 429-432, Wien.
- MELLER, B. (1998a): Systematisch-taxonomische Untersuchungen von Karpo-Taphocoenosen des Köflach-Voitsberger Braunkohlenrevieres (Steiermark, Österreich; Untermiozän) und ihre paläoökologische Bedeutung. - Jb. Geol. Bundesanst., 140: 497-655, Wien.
- MELLER, B. (1998b): Diaspore assemblages from the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)), Jahrbuch Geol. Bundesanst., 140: 453-460, Wien.
- MELLER, B., KOVAR-EDER, J. & ZETTER, R. (1999): Lower Miocene leaf, palynomorph, and diaspore assemblages from the base of the lignite-bearing sequence in the opencast mine Oberdorf, N Voitsberg (Styria, Austria) as an indication of "Younger Mastixioid" vegetation. - Palaeontogr. B, 252: 123-179, Stuttgart.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the Northern Eastern Alps (Austria): Changing paleostress in a collisional plate boundary. - Tectonophysics, 272: 125-157, Amsterdam.
- POHL, W. (1976): Zur Geologie des Braunkohlenbeckens von Köflach-Voitsberg (Steiermark). - Berg- und Hüttenmänn. Mh., 121: 420-427, Wien.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, 2. Structural analysis. - Tectonics, 10: 257-271, Washington D.C.
- RESTALLACK, G.J. (1997): A colour guide to paleosols. - 1-175, (Wiley & Sons) London.
- SACHSENHOFER R.F., LANKREIJER A., CLOETINGH S. & EBNER F. (1997): Subsidence analysis and quantitative basin modelling in the Styrian Basin (Pannonian Basin system, Austria). - Tectonophysics, 272: 175-196, Amsterdam.
- SCHUMACHER, R. & SCHMINCKE, H.U. (1991) Internal structure and occurrence of accretionary lapilli - a case study at Laacher See Volcano. - Bull. Volcanol., 53: 612-634.
- STACH, E., MACKOWSKY, M.-Th., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G.H., CHANDRA, D., TEICHMÜLLER, R., (1982): Stach's Textbook of Coal Petrology. - 1-535, (Gebrüder Bornträger) Stuttgart.
- STEININGER, F.F. (Hrsg., 1998): The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria). - Jahrbuch Geol. Bundesanst., 140: 395-496, Wien.
- STEININGER, F.F., DAXNER-HÖCK, G., HAAS, M., KOVAR-EDER, J., MAURITSCH, H.J., MELLER, B., SCHOLGER, R.M. (1998): Stratigraphy of the "basin fill" in the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)), Jahrbuch Geol. Bundesanst., 140: 491-496, Wien.
- SZÉKY-FUX, V., PÉCSKAY, Z. & BALOGH, K. (1987): Miocene volcanic rocks from boreholes in Transtibiscia (Hungary) and their K/Ar chronology. - Bull. Acad. Serbe Sci. Arts Classe Sci. Nat., 92: 109-128, Belgrad.
- TARI, G. (1996): Extreme crustal extension in the Rába River extensional corridor (Austria/Hungary). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 41: 1-17, Wien.
- TUCKER, M.E. & WRIGHT P.V. (1990): Carbonate Sedimentology. - 1-482, (Blackwell) Oxford.
- VISHER, G. S. (1969): Grain size distribution and depositional processes.- J. Sed. Petrol., 39: 1074-1106, Tulsa, Oklahoma.
- WEBER, F. & GRAß L, H. (1997): Refraktionsseismische Messungen im weststeirischen Tertiär nördlich Voitsberg (Oberdorfer Mulde). - Arch. Lagerst.forsch. Geol. Bundesanst., 20: 185-195, Wien.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der Österreichischen Braunkohlenvorkommen. - Arch. Lagerst.forsch. Geol. Bundesanst., 4: 1-317, Wien.
- ZETTER, R. (1998): Palynological investigations from the Early Miocene lignite opencast mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). - (In: STEININGER, F.F. (Hrsg.): The Early Miocene Lignite Deposit of Oberdorf N Voitsberg (Styria, Austria)), Jahrbuch Geol. Bundesanst., 140: 461-468, Wien.

Mesozoic evolution of the Tatra Mountains (Carpathians)

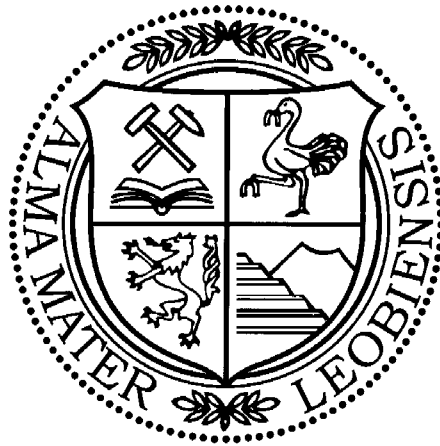
by

Józef WIECZOREK

with 21 figures

Excursion guide

SEDIMENT 2000



Address of the author:
Dr. Józef WIECZOREK
Ul. Smoluchowskiego 4/1
30-093 Krakow
Poland

Contents

1. Introduction.....	242
2. An outline of the structure and Mesozoic stratigraphy of the Tatra Mts.....	244
3. Mesozoic stages of the Tatra Mts. evolution.....	249
4. Field excursions.....	251
4.1. Field excursion: Koscieliska Valley. Main theme: Mesozoic of Tatricum (High-Tatric).....	251
4.2. Field excursion: Liliowe Pass. In memory of an excursion of IX International Geological Congress, Wien, 1903.....	255
4.3. Field excursion: Lejowa Valley. Main theme: Jurassic and Cretaceous of Fatricum (Krizna nappe, Bobrowiec unit).....	258
4.4. Field excursion: Chocholowska Valley. Main theme: Triassic of Hronicum (Choc nappe).....	260
References.....	261

1. Introduction

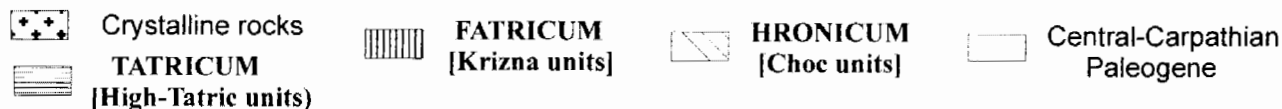
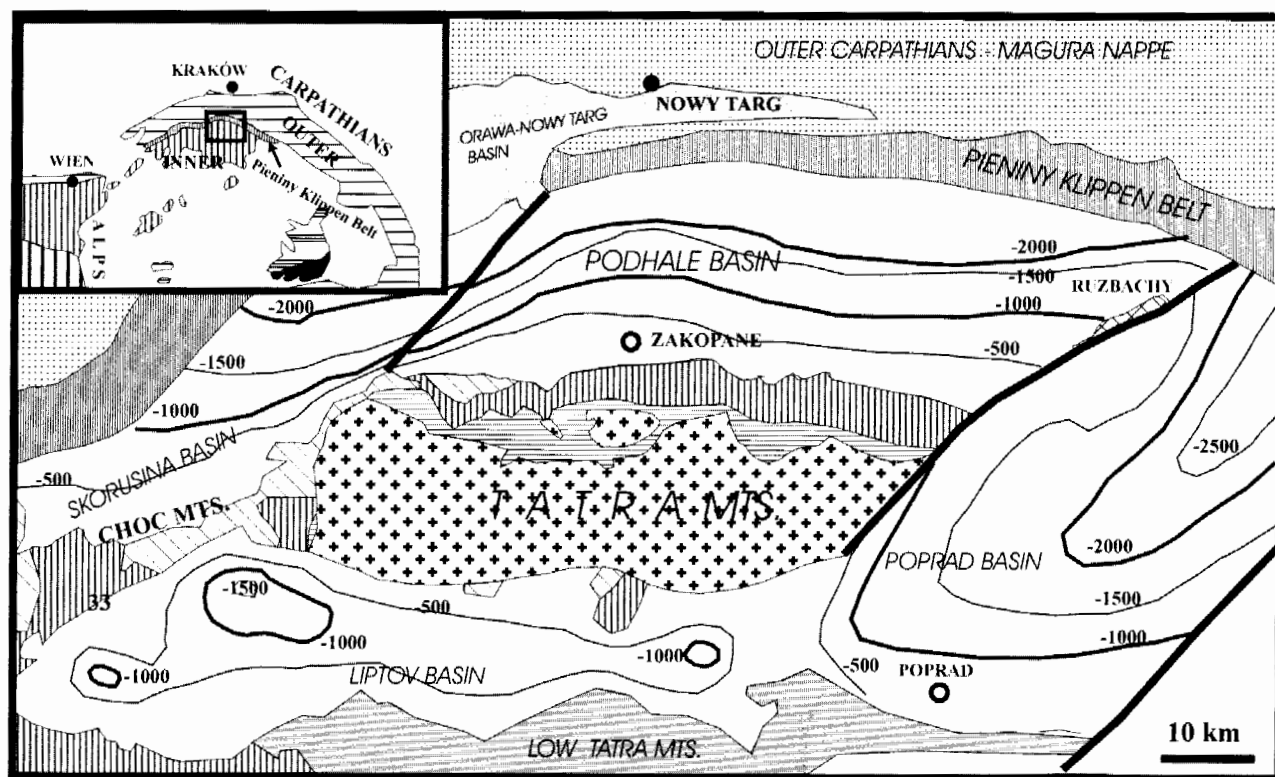
The Tatra Mts. belong to the Inner Western Carpathians which are linked in the west to the Eastern Alps (Fig. 1). The Tatra Mts., which provide Alpine-type relief, the highest in the Western Carpathians elevate up to ~ 2500 m above sea level and up to ~ 1500-1800 m above the surrounding Palaeogene basins.

The core of the Tatra Mts. is formed by Hercynian crystalline massif, which is covered by a thick pile of Mesozoic sedimentary rocks (BAC-MOSZASZWILI et al. 1979, NEMCOK et al.

1994). Generally, the massif is tilted towards the North.

The sedimentary cover of the Hercynian crystalline massif is locally undetached, but mostly it is built of several tectonic units of different dimensions, generally dipping towards the North. It is possible to recognise (see Fig. 2) the High-Tatric (Tatricum) units, Krizna (Sub-Tatric, Fatricum) and Choc (Hronicum) tectonic nappes which were transported from the South during post-Lower Turonian movements.

High-Tatric units build the highest, rocky part of the Tatra Mts. named - wierchy, while Krizna and Choc units build



○ -2000 depth of the Mesozoic basement (m b.s.l.)

Fig. 1: Location of the Tatra Mts.

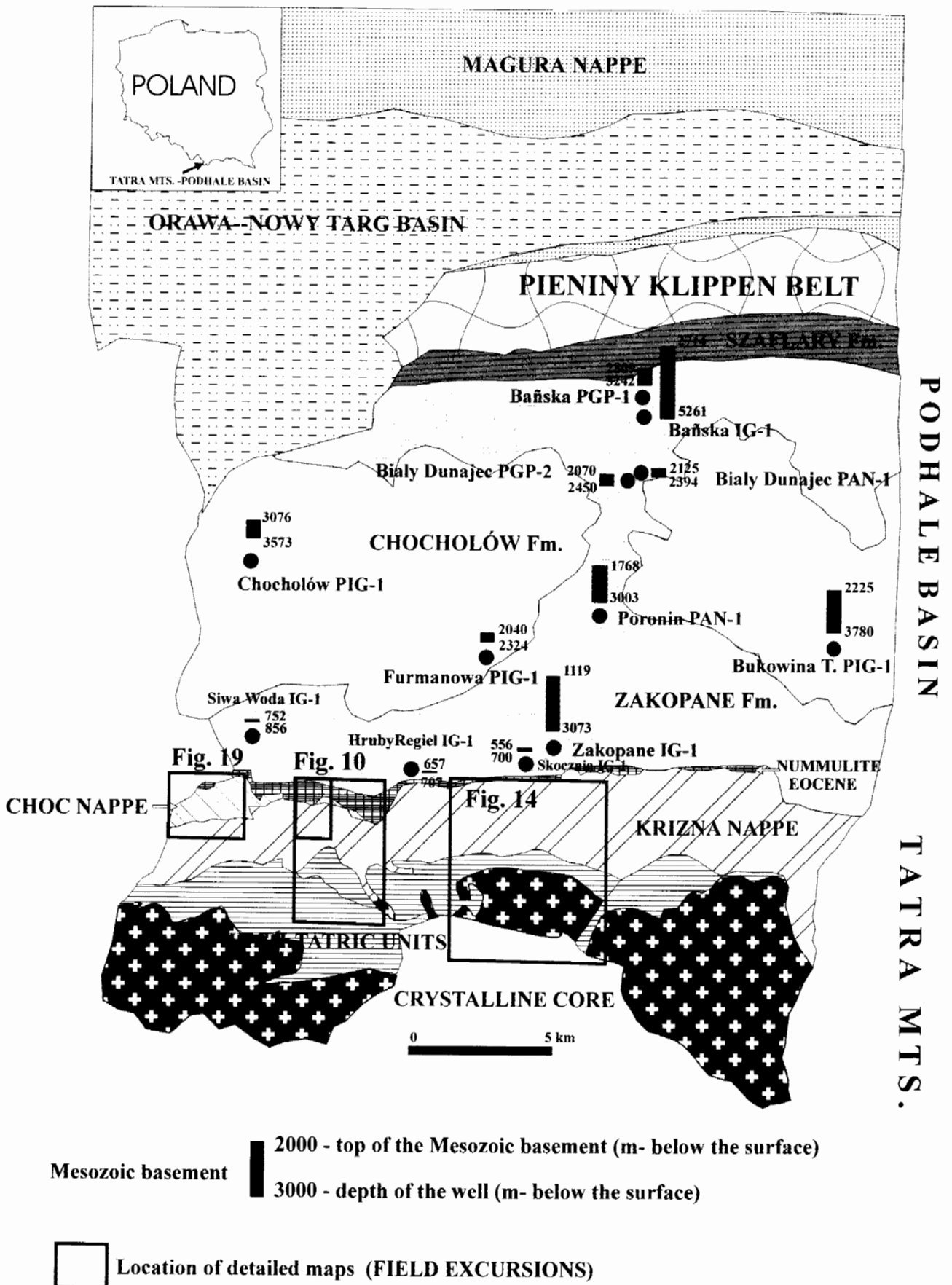


Fig. 2: Simplified geological map of the Tatra Mts.-Podhale region (with location of the detailed maps to the field excursions).

lower parts covered by forests hills, named regle (Fig. 3). Main features of the geological structure of the Tatra Mts. are well visible on a panorama from the Gubalowka Hill (Fig. 4).

Some of the tectonic units, that occur in the Tatra Mts. have been recognised also in the wells reaching the basement of the Palaeogene Podhale basin (Fig. 2). Below the Palaeogene post-overthrust sedimentary cover (middle Eocene-Oligocene-basal conglomerates, 'Nummulite Eocene' and Podhale Flysch, which attain up to 3000 m in thickness - see OLSZEWSKA & WIECZOREK 1998) the Mesozoic units stretch to the North up to the Pieniny Klippen Belt (Fig. 5).

The present structure of the Tatra Mts.-Podhale region is a result of:

- Mesozoic development of the northern margin of Apulia (Adria) (WIECZOREK 1995b, DUMONT, WIECZOREK & BOUILLIN 1996) and southern margin of the European platform
- post-Lower Turonian north directed overthrust of basement and sedimentary nappes at the beginning of the collision between Apulia (Adria) and European plates (PLASIENKA et al. 1997)
- Early-Middle Eocene extension leading to the development of Podhale Palaeogene Basin as a part of Central-Carpathian Paleogene Basin
- Early Miocene oblique collision of the Western Carpathian orogen with the North European platform (PLASIENKA et al. 1997) leading to:
 - shortening and emersion of the Podhale basin
 - Miocene and mainly post-Miocene elevation and exhumation of the Tatra Mts.

The analysis of the Mesozoic successions of Tatricum, Fatricum Hronicum enabled to distinguish: pre-rift, syn-rift, post-rift deposits related to evolution of two branches of the Western Tethys (see Fig. 6): Meliata-Hallstatt (Triassic-Jurassic) and Vahicum (Jurassic-Cretaceous) 'oceans' (MAHEL 1981, DERCOURT et al. 1990, KOZUR 1991, PLASIENKA 1995, PLASIENKA et al. 1997, WIECZOREK 1995b, 1996, DUMONT, WIECZOREK & BOUILLIN, 1996).

Some analogies of the Mesozoic successions of the Tatra Mts. to the Austrian Alps were described by many authors (e.g. UHLIG 1897, KOTANSKI 1965a, HAUSLER, PLASIENKA & POLAK 1993).

The general structure of the Tatra Mts. was studied by L. ZEUSCHNER (ZEJSZNER), R. MURCHISON - the authors of the first geological cross section from Tatra Mts. to the Pieniny Klippen Belt, (1849), by V. UHLIG - the author of geological monography and map of the Tatra Mts. (1897, 1899), M. LUGEON - the first geologist, who introduced the nappe theory to explain the structure of the Tatra Mts. (1903), F. RABOWSKI - the author of maps, numerous papers and monography of the High-Tatric zone (1959), E. PASSENDORFER - the father of geological researches in the Tatra Mts. after the second World War (1978), K. GUZIK - the author of detailed geological maps of the Tatra Mts. 1:10 000, Z. KOTANSKI - the author of numerous papers concerning the Tatra Mts. their structure, stratigraphy and sedimentology (e.g. 1961, 1965a, b, 1973a, b, 1996).

The bibliography of the geological studies in the Tatra Mts. led by Polish, Slovakian and foreign authors consist of some thousand papers.

The geology of the whole Tatra Mts. is presented on 'Geological map of the Tatra Mts.' 1:50.000 (NEMCOK et al. 1994, see also: MELLO & WIECZOREK 1993a, b, NEMCOK, WIECZOREK & ZELMAN 1993).

The geology of the Polish part of the Tatra Mts. is presented on the Geological Map of the Tatra Mts. 1: 30 000 (BAC-MOSZASZWIŁI et al. 1979).

The geology of the Mesozoic basement of the Podhale basin is studied on the basis of wells and seismic profiles (SOKOLOWSKI 1973, WIECZOREK & BARBACKI 1997, WIECZOREK & OLSZEWSKA 1999, WIECZOREK 1999).

2. An outline of the structure and Mesozoic stratigraphy of the Tatra Mts.

A thick pile of Mesozoic sedimentary rocks is built of several

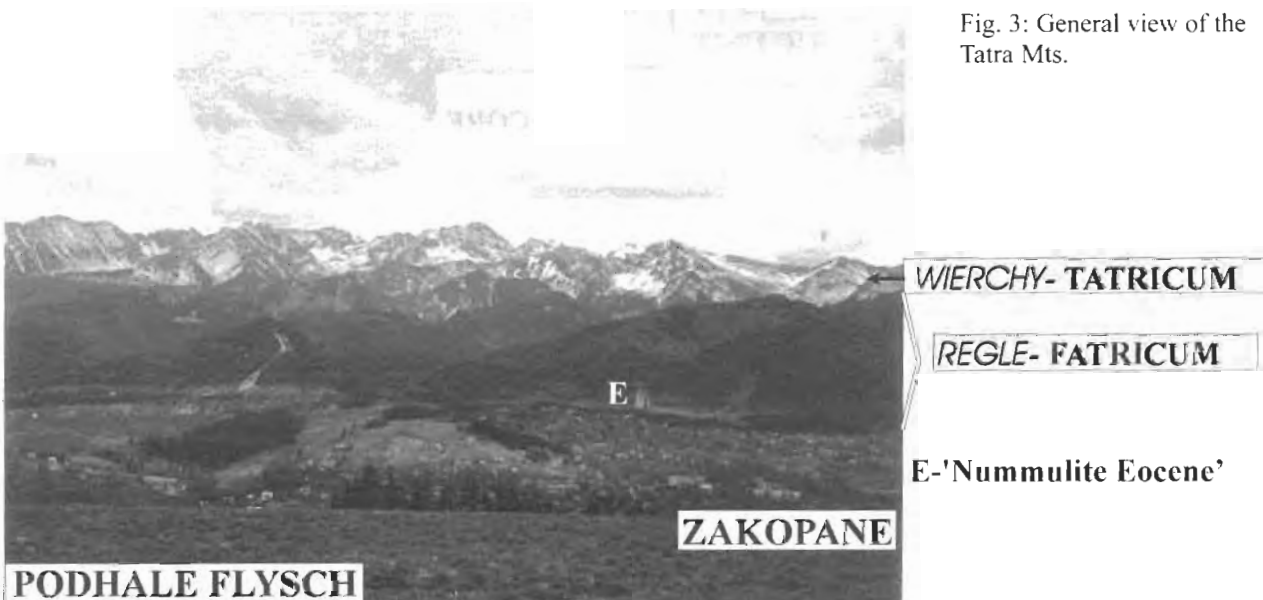


Fig. 3: General view of the Tatra Mts.

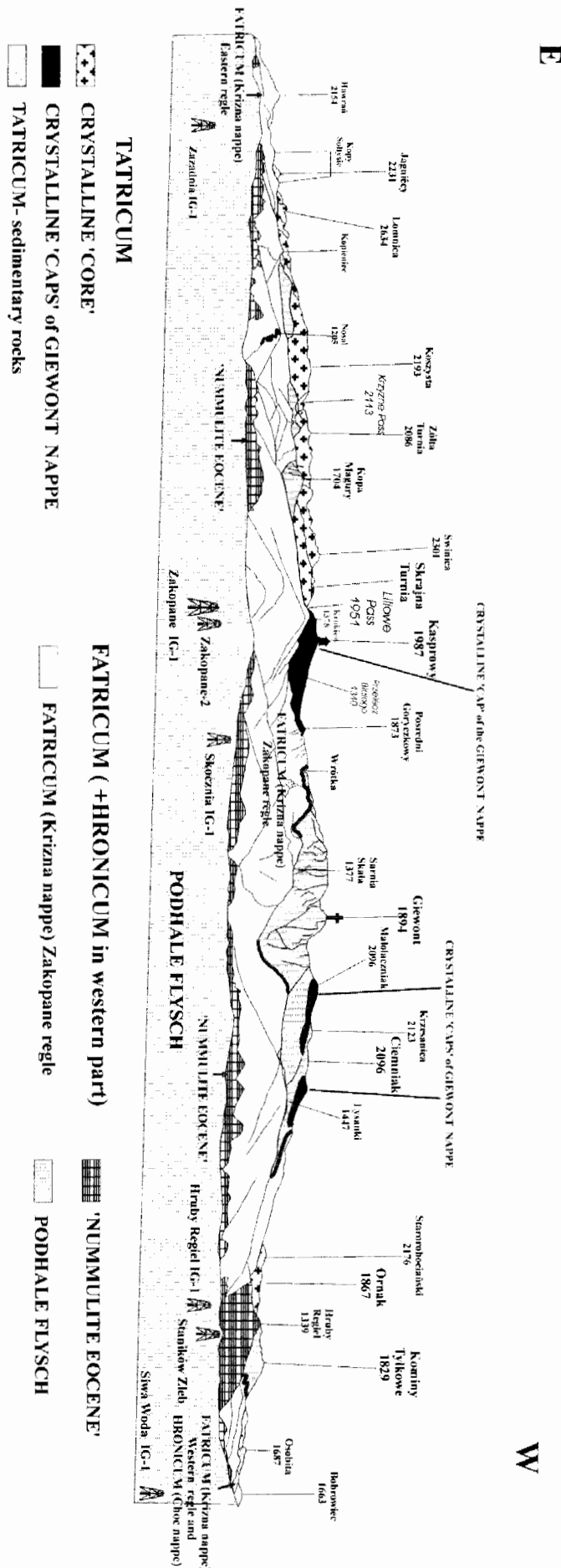


Fig. 4: Geological panorama of the Tatra Mts. from the Gubalowka Hill (after Sokolowski 1959, modified and completed).

tectonic units (nappes, scales) of different dimensions, generally dipping towards the North. Only locally the Tatricum sedimentary cover is undetached from the Hercynian crystalline massif. Among High-Tatric (Tatricum) units it is possible to distinguish Czerwone Wierchy unit, which is divided in two main elements - Zdziary and Organy (well visible at Koscieliska Valley) and a higher, basement-cover Giewont nappe, well developed in the central part of the Polish Tatra Mts. The crystalline rocks of the Giewont nappe, detached from the crystalline core, lie on sedimentary Mesozoic rocks of 'autochthonous' Tatricum, or on the Czerwone Wierchy unit forming so called crystalline 'caps' (Fig. 2).

The northern reach of Tatricum, below the Paleogene cover, has not been precisely recognised, but it is possible that it stretches up to the Pieniny Klippen Belt.

Tatricum succession is formed by ~ 2000 m thick complex of Triassic to Lower Turonian rocks (Fig. 7). Generally, it is characterised by continental clastic and shallow-marine carbonate complexes. Only Albian-Lower Turonian succession is characterised by deep-water sediments (LEFELD et al. 1985).

'Vermicular' limestones (Anisian), Carpathian Keuper, condensed red limestones with stromatolites (Bathonian), red nodular limestones (Kimmeridgian) and Urgonian limestones (Aptian) form easy to recognise horizons of thick Tatricum succession.

The presence of stratigraphic gaps is also a characteristic feature of this succession. The Upper Scythian (Campilian) level of "Rauh-wacken" formed the best level of detachment during overthrusting movements.

The Krizna nappe (Fatricum, sub-Tatric nappe) is formed by ~ 2000 m thick complex of Triassic to Aptian rocks (Fig. 8), which is divided into numerous tectonic units (partial nappes, scales - BAC-MOSZASZWILI 1998).

Usually the Campilian and Carpathian Keuper horizons formed detachment horizons. In the western part of the Tatra Mts. is recognise Bobrowiec unit (partial nappe) built of Middle Triassic-Lower Cretaceous rocks and divided on two scales.

On the Uplaz Mietusi numerous scales built mainly of Triassic rocks are recognised (see KOTANSKI 1965b). Some units, however, are built also from Jurassic-Lower Cretaceous rocks (e.g. Gladkie Uplazianskie unit).

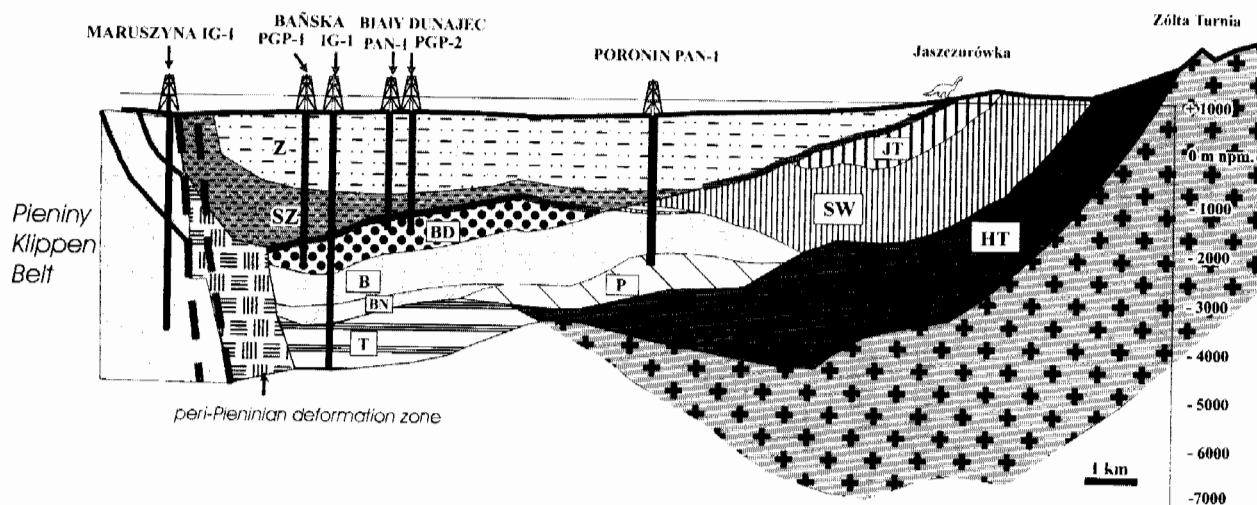
The central part of the Fatricum zone (Zakopane reple) bet-ween the Mietusia Valley and Sucha Woda Valley is built of numerous scales comprising Middle-Upper Triassic, and sporadically, also Lower Triassic and Lowermost Jurassic rocks (see Fig. 14 and GUZIK & KOTANSKI 1963).

N

S

PODHALE BASIN

TATRA MTS.



Tectonic units of the Mesozoic basement of the Podhale basin

Palaeogene of the Podhale Basin

- Zakopane Fm.
- Szaflary Fm.
- Eocene Nummulite

Fatricum (Krizna nappe)

- BD- Bialy Dunajec unit
- B-Bańska unit
- BN- ?Bańska unit (lower scale?)

- T- Tatricum ? Fatricum? unit

Tatricum (High Tatric) units

- P-Poronin unit
- JT-Jastrzëbia Turnia unit
- SW-Suchy Wierch unit
- sedimentary rocks
- crystalline rocks

Fig. 5: Simplified geological cross-section from the Tatra Mts. to the Pieniny Klippen Belt (after WIECZOREK & BARBACKI 1997, modified and completed).

The Eastern part of the Fatricum zone is built of some units with well-developed Jurassic-Lower Cretaceous succession (Kopy Solysie and Havran units) (LEFELD et al. 1985). The Mesozoic rocks belonging to the Krizna nappe were recognised also in the wells which are situated in the Podhale, north of the Tatra Mts. (WIECZOREK & OLSZEWSKA 1998).

Characteristic features of the Fatricum succession is the presence of:

- mainly dolomitic complexes of Anisian and Ladinian
- Carpathian Keuper
- organodetritic Rhaetian limestones
- marly-to-siliclastic rocks of Lowermost Jurassic
- Fleckenmergel complex (Lotharingian, locally to Bajocian)
- radiolarites and red nodular marly limestones (Middle-to-Upper Jurassic)
- maiolica (biancone) (Tithonian-Berriasian)
- grey marls with intercalations of siliclastic turbidites and of Muran (allodapic) limestones (Valanginian-?Aptian).

Generally deep-water basinal sediments prevail in Jurassic-Lower Cretaceous part of this succession. Hronicum succession (Choc nappe) is formed by ~ 1000-

?1500 m thick, mainly carbonate complex of the Middle Triassic to Lower Jurassic rocks (Fig. 9).

It differs evidently from the Tatricum and Fatricum successions by the lack of Carpathian Keuper and the presence of characteristic Wetterstein dolomites in the Triassic profile, as well as, by the lack of Fleckenmergel complex and the presence of thick complex of poorly bedded organodetritic and peloid limestones of Sinemurian-Pliensbachian age. Siliclastic sediments of Lowermost Jurassic, belonging probably to the Hronicum succession, occur only sporadically (Lejowa Valley).

The Choc nappe occurs only in the northern parts of the Chocholowska, the Lejowa and the Koscieliska valleys (Fig. 9).

In the Chocholowska Valley, Furkaska-Koryciska tectonic unit built of Ramsau dolomite, Reifling-Partnach beds and thick Wetterstein dolomite complex is recognised. It covers the lower-Siwa Woda Unit which is composed of younger rocks - Hauptdolomite complex covered by some meters thick Rhaetian limestones.

Some scales composed of Lower Jurassic carbonate rocks are recognised around the Koscieliska Valley. The Mesozoic rocks belonging to the Choc nappe were recognised also in the shallow wells situated on the foot of the western part of the Tatra Mts.

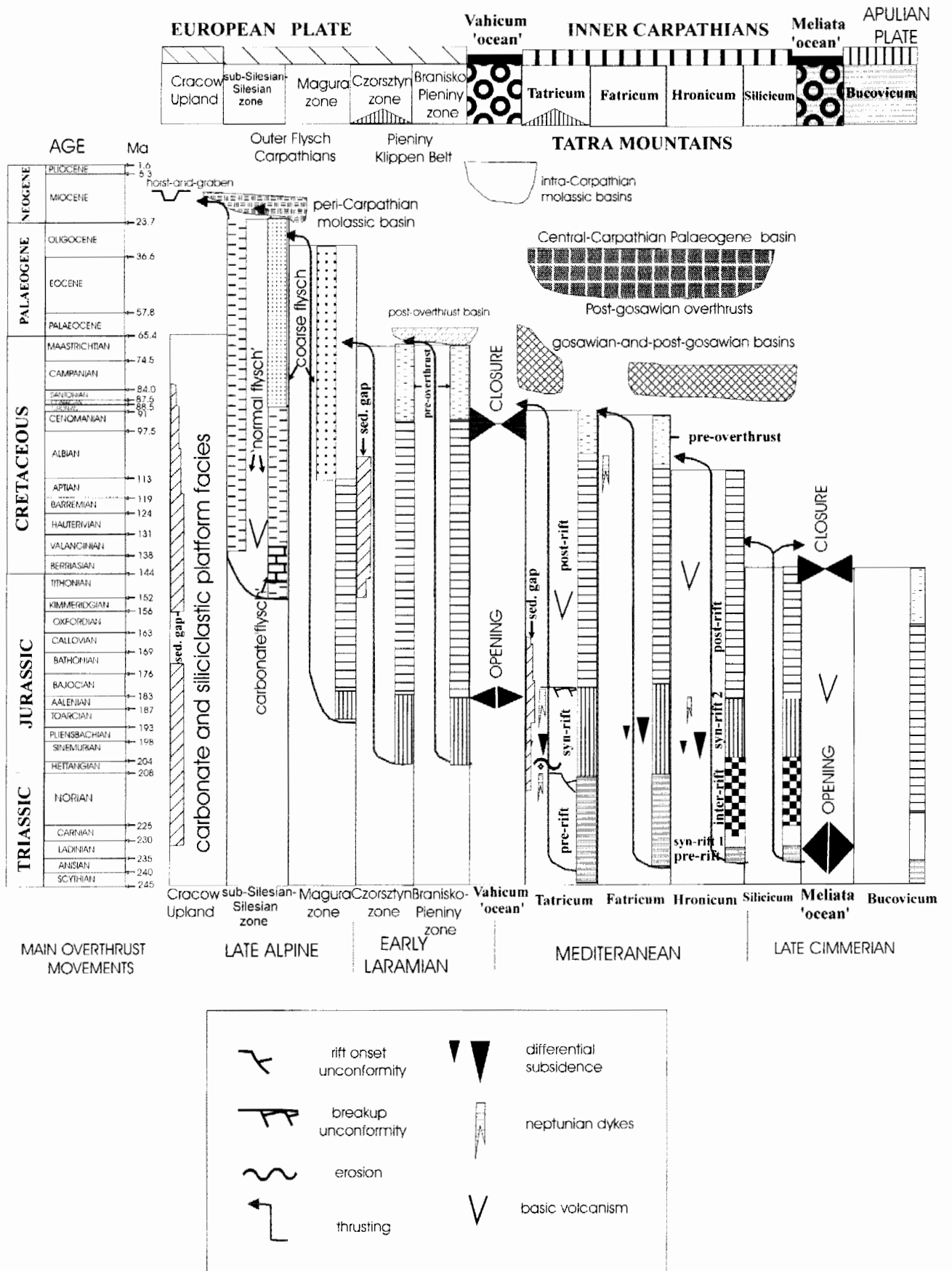
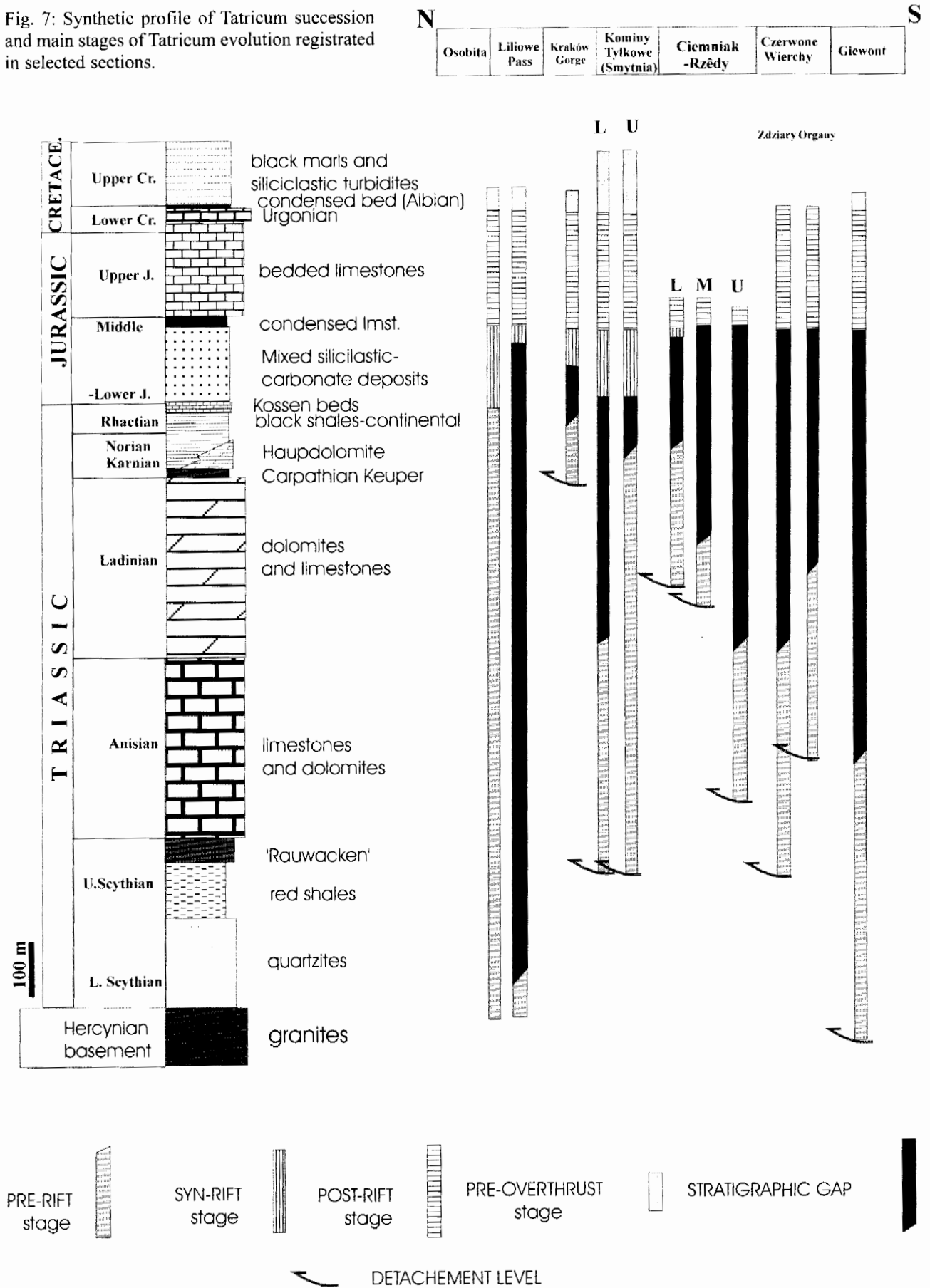


Fig. 6: Main events of the Carpathians evolution

Fig. 7: Synthetic profile of Tatricum succession and main stages of Tatricum evolution registered in selected sections.



3. Mesozoic stages of the Tatra Mts. evolution

Each nappe system recognised in the Tatra Mts. represents a different segment of continental margin in Mesozoic paleogeography (Fig. 6).

In Triassic-Jurassic times Tatricum-Fatricum-Hronicum paleogeographic domains, which belonged to the distal margin of European plate, were bordered to the south by the oceanic Meliata-Hallstatt domain (KÖZUR 1991, HAAS et al. 1995). From Middle Jurassic these domains were separated from the European margin by a new Tethyan branch called Vahicium (MAHEL 1981, PLAŠIENKA 1995) situated between Tatricum domain and the Pieniny Klippen Belt domains.

The analysis of Mesozoic successions of the Tatra Mts. enabled to distinguish some principal stages of their evolution.

Triassic stage (Pre-rift stage in Tatricum-Fatricum domain, pre-rift, syn-rift, inter-rift stages in Hronicum domain)

In Tatricum-Fatricum domains, the deposition of relatively

thin (about 100-150 m) series of siliciclastic (coarse-grained in the lower part, fine-grained in the upper part) continental deposits of Lower Scythian age was followed by development of an extensive carbonate platform reaching almost 1000 m in thickness, and persisting from Campilian to Late Ladinian. Demise of this platform was due to siliciclastic input as evidenced by Carpathian Keuper and Norian-Rhätian truly continental Tomanowa Fm.

In Hronicum domain (Furkaska-Koryciska unit in the Tatra Mts.), which belonged to a very distal part of European margin, the Early Anisian growth of carbonate platform was interrupted by a basinal sedimentation episode (Middle-Late Anisian). Development of intracratonic basin is documented by the presence of Reifling limestones, intercalations of marls (Partnach Beds) and slumpes. This event was probably related to the opening of Meliata domain.

The Ladinian Wetterstein carbonate platform prograding over basinal sediments documents the return to shallow-water sedimentation.

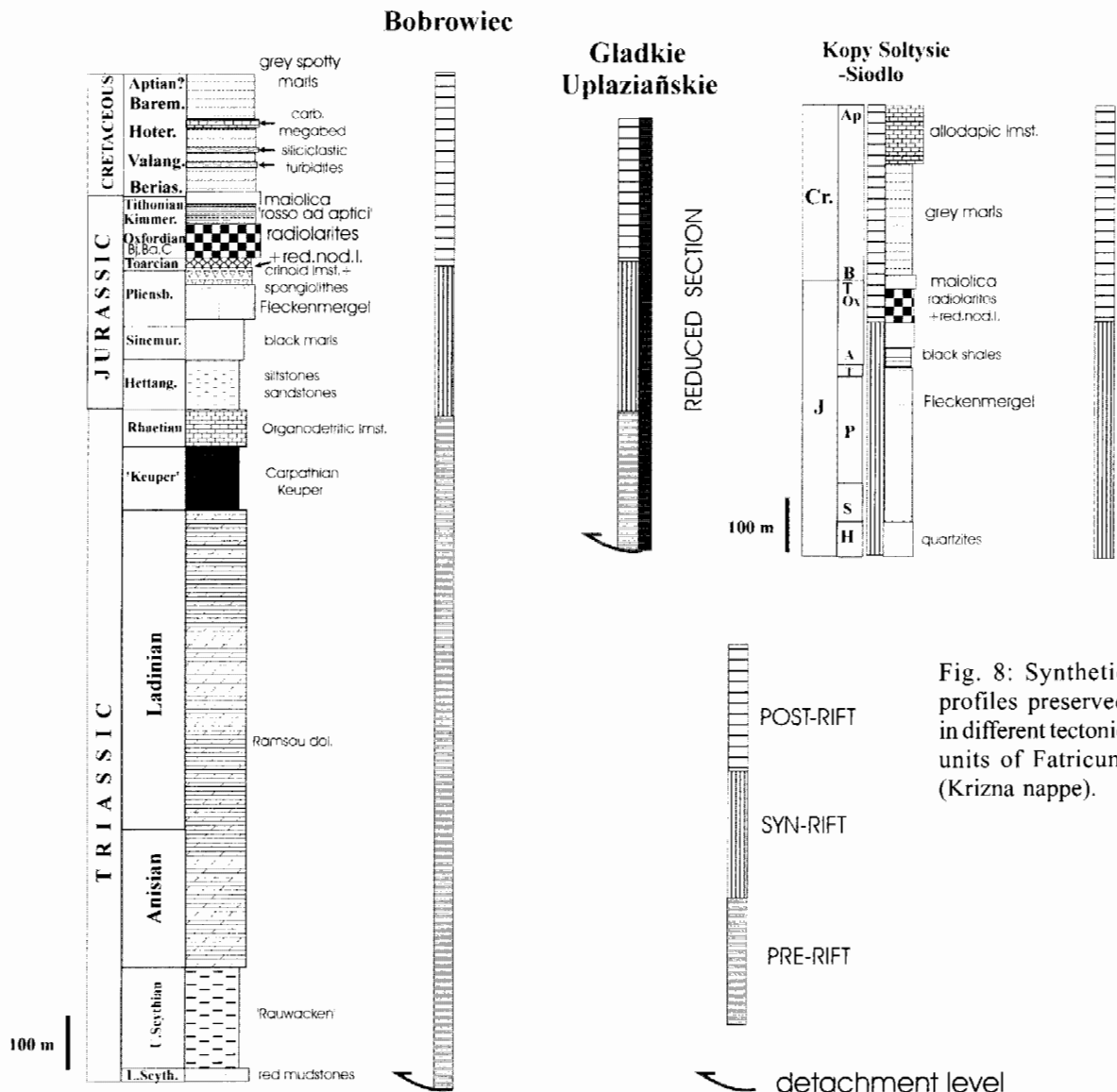


Fig. 8: Synthetic profiles preserved in different tectonic units of Fatricum (Krizna nappe).

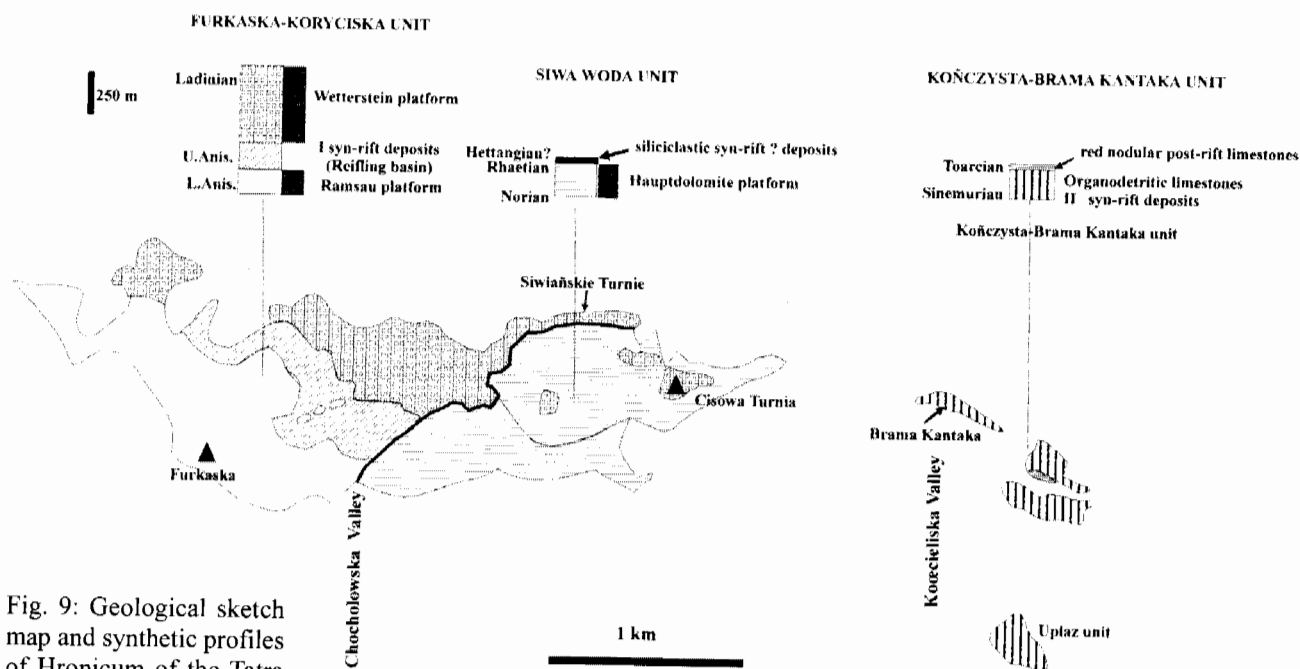


Fig. 9: Geological sketch map and synthetic profiles of Hronicum of the Tatra Mts.

Early –Middle Jurassic syn-rift stage

The abrupt changes in facies of the Jurassic formations across Tatricum-Fatricum-Hronicum domains are interpreted as related to rifting processes which preceded the opening of Vahicium domain.

In Tatricum domain an Early Jurassic erosional surface, which in the Smytnia Valley truncate (from West to East) the Norian dolomites, Carpathian Keuper, Ladinian and also Upper Anisian rocks, is interpreted as rift-onset unconformity (DUMONT, WIECZOREK & BOUILLIN 1996).

During Early-Middle Jurassic time, the Tatricum domain underwent a period of tectonically controlled subsidence combined with local uplift. It is manifested by:

- prominent thickness variations (0-500 m) of the mixed siliciclastic-carbonate deposits
- stratigraphic gaps, which span different periods
- local deposition of lithologically variable sediments, with differences in clastic input
- the periodical supply of crinoids and spiculites as well as bored Triassic pebbles

Some parts of the Tatricum zone (sedimentary area of Giewont and Czerwone Wierchy unit) probably remained emerged till Bajocian-Bathonian times. The erosion reached down the Lower Anisian. This situation is typical for rift shoulders during the syn-rift stage of the passive-margin evolution.

The effects of the rifting processes of Early Jurassic age can be detected also in Fatricum domain of generally basinal development in Jurassic-Cretaceous.

The early Jurassic (Hettangian) influx of terrigenous sediments probably reflects the beginning of syn-rift sedimentation. The overlying Fleckenmergel facies, widespread in Western Carpathians and Eastern Alps, is regarded as rift-related (EBERLI 1987). The spotty marls complex in the eastern part of the Tatra Mts. is about 400 m thick and Late

Sinemurian-Early Bajocian in age (LEFELD et al. 1985). The periodical supply of crinoids and spiculites is documented by the intercalations of encrinites and spongiolites. Chondrites-Zoophycos-Planolites trace fossil assemblages (WIECZOREK 1995a) witness the early phase of the deepening of Fatricum basin.

In the western part of the Tatra Mts. this complex dated as Sinemurian-Early Pliensbachian is reduced to some tens of meters. It is followed by spongiolites, encrinites (locally manganiferous) and by red nodular limestones.

These lateral and vertical changes could be related to block tilting during Domerian-Toarcian times.

In Hronicum domain, the stratigraphic record is very incomplete, but Early Jurassic rift-related pattern of deposition is suggested by the presence of highly variable sediments: crinoid limestones, organogenic limestones, peloid limestones and spongiolites.

The biomicritic red nodular limestones which cover these sediments and fill the neptunian dykes (UCHMAN 1988) could be interpreted as a mark of post-rift stage, that began in this domain probably earlier than in Tatricum-Fatricum one.

Middle Jurassic-Early Cretaceous post-rift stage

An important change in Mesozoic evolution of Tatricum and Fatricum domain took place in the Middle Jurassic. In Tatricum domain the Bajocian-to-Callovian beds can be regarded as early post-rift sediments as indicated by:

- the presence of condensed horizons and local angular unconformities observed at their base (breakup unconformity)
- their widespread distribution in relation to syn-rift deposits
- their deep-water characteristics

In Tatricum domain, the onset of subsidence is testified by

the succession of crinoid (Bajocian-Bathonian) to biomicritic (Bathonian to Callovian) condensed sediments covering the substratum with local angular unconformity. Neptunian dykes accompanied the drowning of Tatricum domain, which became a submarine plateau during Late Jurassic. This event could be related to the opening of Vahicum domain - a possible prolongation of Ligurian ocean.

A local Tithonian-Berriasian volcanic activity in Tatricum domain (Osobita, Bobrowiecka Valley) seems to be a response to a new rifting event recorded in the Outer Carpathians (Silesian Basin). The shallowing of Tatricum domain in Early Cretaceous led to the development of a new shallow-water carbonate platform (Urgonian platform).

In Fatricum domain, the onset of prolonged subsidence marked by Late Bathonian - Kimmeridgian radiolaritic sedimentation (POLAK, ONDREJČIKOVÁ & WIECZOREK 1998) locally separated by red nodular marly limestones (?Callovian) and followed by 'rosso ad aptici' facies (Lower Tithonian), maiolica facies (Upper Tithonian-Berriasian), spotty marls (Lower Cretaceous) witnesses the deepening of Fatricum domain, where the sedimentation was controlled mainly by oceanographic factors (WIECZOREK 1988, 1996).

The input of siliciclastic and bioclastic material recorded by ?Barremian - ?Aptian turbidites followed by the appearance of Aptian olistholites (LEFELD 1974) evidences the beginning of compression preceding the nappe emplacement.

Albian-Turonian pre-overthrust stage

This interval is recorded only in Tatricum succession and it is characterised by the presence of:

- Albian condensed sediments (glauconitic limestones with phosphatic stromatolites), which cover the Urgonian limestones and fill neptunian dykes
- Cenomanian black marls
- Lower Turonian grey marls with intercalations of siliciclastic turbidites (KRAJEWSKI 1984, OLSZEWSKA & WIECZOREK 1995).

The collapse of the Urgonian platform and the deepening of the Tatricum domain preceded post-Early Turonian overthrusting movements related to the early phase of collision with European plate and the beginning of Vahicum domain subduction (PLASIEŃKA et al. 1997).

4. Field excursions

4.1. Field excursion: Koscieliska Valley. Main theme: Mesozoic of Tatricum (High-Tatric)

along with some outcrops of Fatricum (Krizna nappe) and Hronicum (Choc nappe) (Fig. 10)

Koscieliska Valley is a unique valley in the Tatra Mts., where without climbing, during 1 hour's walk, it is possible to cross 3 main tectono-paleogeographical zones of the Inner Carpathians - Hronicum, Fatricum and Tatricum (Fig. 11). Moreover, just at the entrance to the valley, Eocene nummulite limestones crop out. Together with underlying con-

glomerates they lie discordantly on the emplaced Mesozoic units.

Stop 1 - Brama Kantaka

Choc nappe (Hronicum) - the highest nappe in the Koscieliska Valley

White and red crinoid limestones of the Lower Jurassic (Sinemurian-Pliensbachian) built the crags on both side of the valley (GRABOWSKI 1967). Other Choc crags are visible above, on the eastern slope of the Koscieliska Valley. They are built by laterally variable carbonate deposits (white and red crinoid limestones, organodetritic limestones, peloid limestones, spongiolites), which could be interpreted as a syn-rift deposits (Fig. 9). They cover the Lower Cretaceous deposits of the Krizna nappe (Bobrowiec unit) cropping out in the scarps and gullies along Koscieliska Valley.

During the walk along the valley we cross poorly exposed Krizna nappe, which overthrust the Czerwone Wierchy (Tatricum) unit. The contact of these units can be seen at the gully, not far from the next narrowing of the valley called Brama Kraszewskiego.

Stop 2 - Brama Kraszewskiego

Jurassic of the Czerwone Wierchy (Tatricum) unit

Bajocian white crinoid limestones, which lie directly on Anisian limestones with a large stratigraphic gap, are covered by pinkish and grey pelagic limestones of Callovian-Oxfordian age and by red nodular limestones of Kimmeridgian age.

Bathonian condensed red limestones, which are regarded as the first post-rift sediments, crop out on the Koscieliska slope, but they are not present in the Brama Kraszewskiego profile.

Along Koscieliska valley in the distance of some hundreds meters, we cross thick layered, grey limestones. Diploporafauna and macrofossils show the Anisian age of this profile (KOTANSKI 1961). Some layers represent so called vermicular limestones.

Campilian (Upper Scythian) marly shales are the oldest Triassic sediments preserved only locally at the base of this unit. They form a detachment level of the Czerwone Wierchy unit which thrust over parautochthonous Cretaceous deposits.

Stop 3 - Pisana Alp

In panorama to the north-east and to the north-west the trust plane of the Czerwone Wierchy unit is well visible (Triassic carbonate rocks lie upon Cretaceous marls).

On the eastern side we can see two elements of Czerwone Wierchy units, dissected by sub-vertical fault: Organy element and Zdziary element (Fig. 12).

Pisana alp is built by Cenomanian-Lower Turonian marls with intercalations of siliciclastic turbidites. Small outcrops are visible just along the valley, but a much better profile is

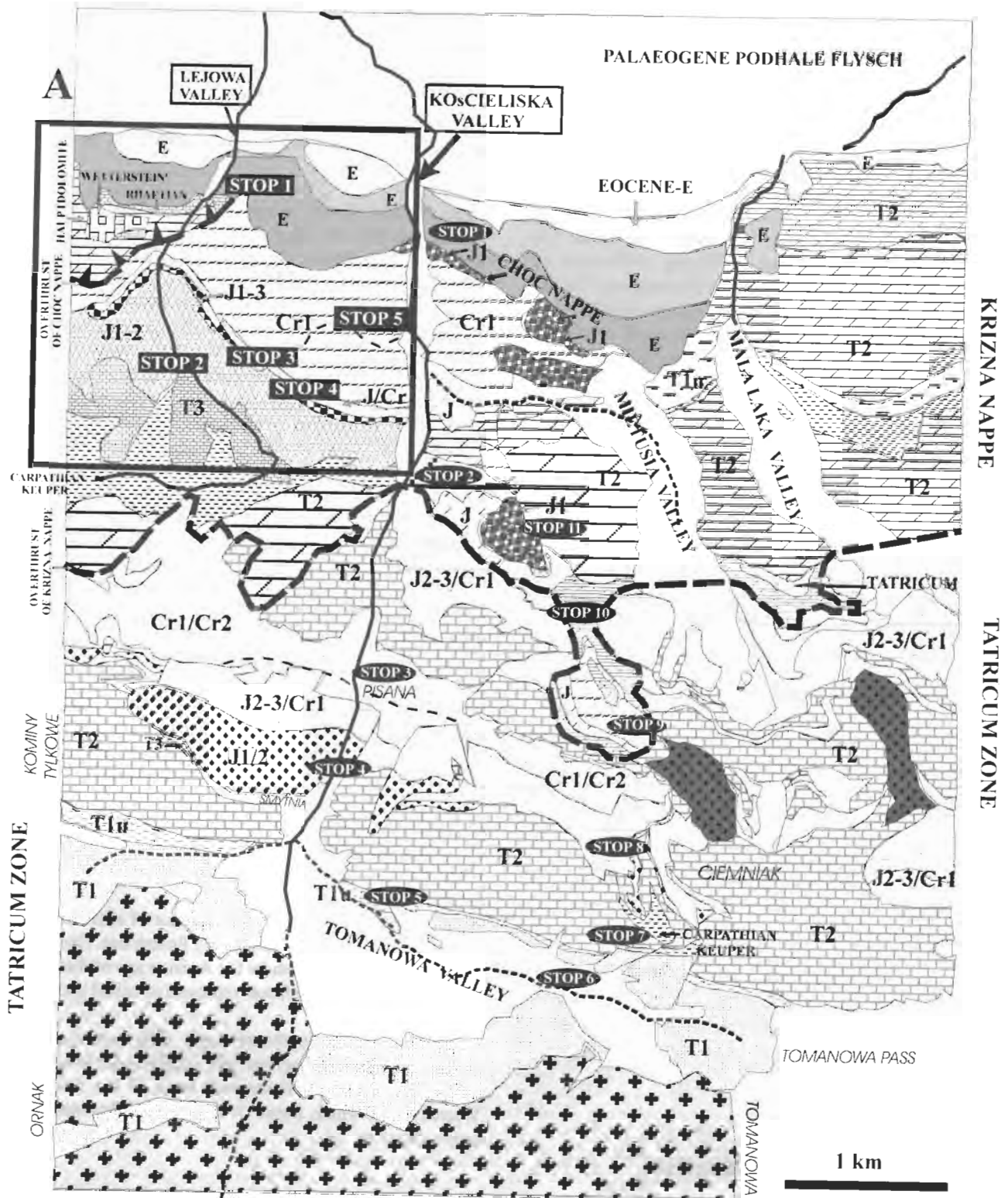


Fig. 10: Geological excursions to the Koscieliska Valley and (A) to the Lejowa Valley (geological map based on BAC-MOSZASZWILI et al. 1979, NEMCOK et al. 1994, modified).

visible in the Zelezniak gully. At the base of this deep-water sequence a some centimeters thick condensed layer of Albian age is visible (KRAJEWSKI 1984). Grey-green glauconitic limestones contain phosphoclasts and stromatolitic structures and are rich in macrofossils (ammonites- Mortonicerias, Desmoceras, Douvilleicerias) and microfossils (hedbergellids).

Urgonian reef-slope limestones, which underlie these deep-water deposits, built white crags above the Pisana alp.

Description of the route

We can observe along the valley the older Lower Cretaceous

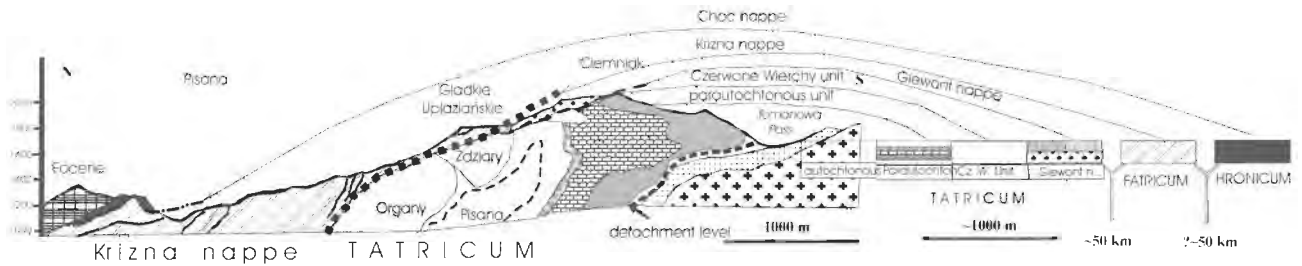


Fig. 11: Arrangement of tectonic units along the Koscieliska Valley (based on BAC-MOSZASZWILI et al. 1983, modified) and their approximate palinspastic position.

(layered shallow-water limestones) and Jurassic deposits. The high wall of Raptawica crag is built of the poorly layered Upper Jurassic white limestones, with intercalation of 2-3 m thick layer of red-nodular limestones (rosso ammonitico). At the foot of this wall a red band is visible. These Bathonian condensed red limestones with Fe-crust and locally with stromatolites mark the beginning of post-rift history of Tatricum domain. Below this layer there occurs ~ 400 m thick complex of mixed siliclastic-carbonate sediments, which contains small bored Triassic pebbles. The periodical supply of these pebbles indicates the eroded areas elevated due to uplift and differential subsidence. This complex laterally and vertically variable, with different stratigraphic gaps at its base could be interpreted as syn-rift deposits. Sandy-crinoid limestones dominate at the top. The sandstones, which occur in the middle part of the complex show cross-bedding. Spiriferina-bearing limestones, which enable the dating of the lower part of this complex as Sinemurian, could be easily found in the rubble in the forest, at the foot of the lowest cliffs.

Stop 4 - Smytnia Valley

In the Smytnia Valley- western tributary of the Koscieliska Valley, we can observe (Fig. 13) an erosional surface truncating (from West to East) the Norian dolomites, Carpathian Keuper, Ladinian and also Upper Anisian rocks. Due to erosion, the thickness of Middle Triassic series gets from about 700 m on the Kominy Tylkowe crest to ~ 100 m in the Smytnianskie Turnie. This surface is interpreted as rift-onset unconformity. The uneven, interpreted as a fossil cliff (RADWANSKI 1959), top of Norian dolomites is cut by a network of neptunian dykes filled by sandy Lower Jurassic. This is a witness of the extension at the beginning of the Jurassic. Another network of neptunian dykes, filled by pinkish pelagic limestones of Bathonian age occurs at the base of this Lower-Middle Jurassic complex. This is a witness of extensional movements at the beginning of post-rift stage.

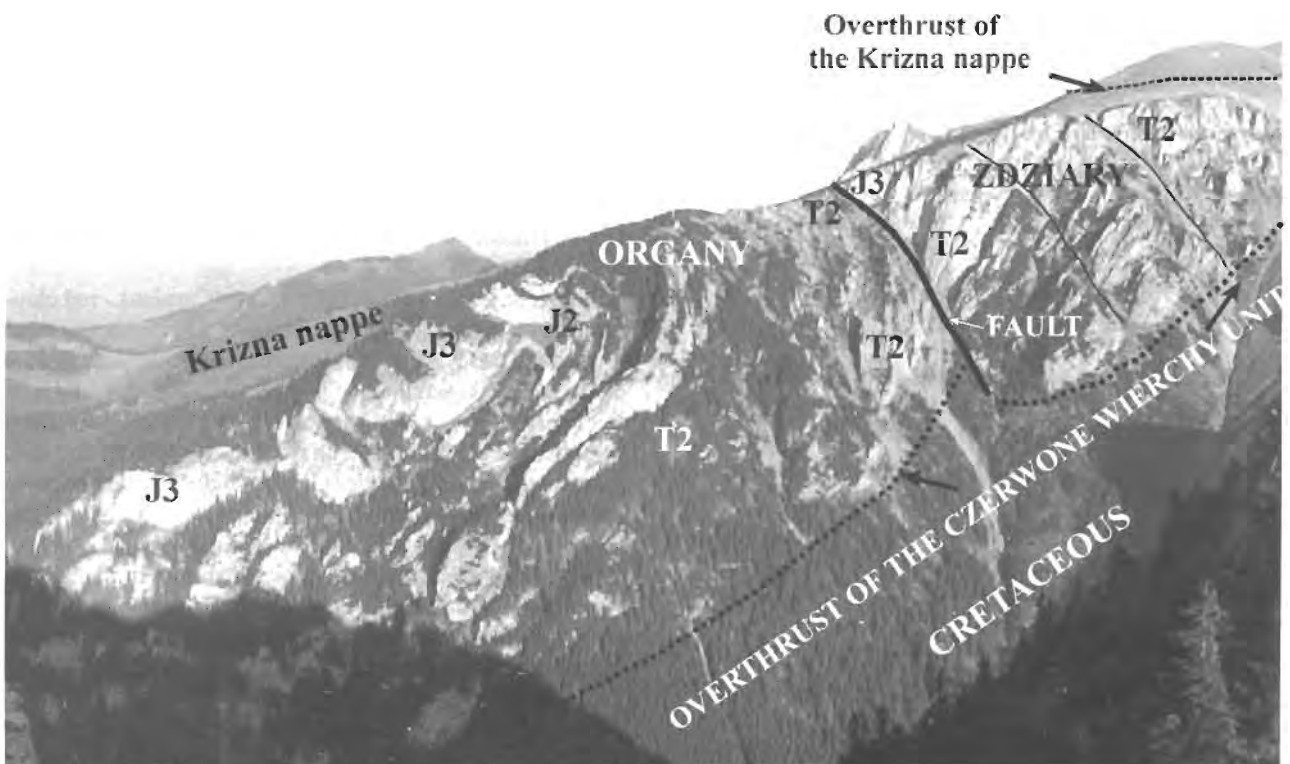


Fig. 12: General view on the overthrust of the Czerwone Wierchy unit (Tatricum) - eastern slope of the Koscieliska Valley.

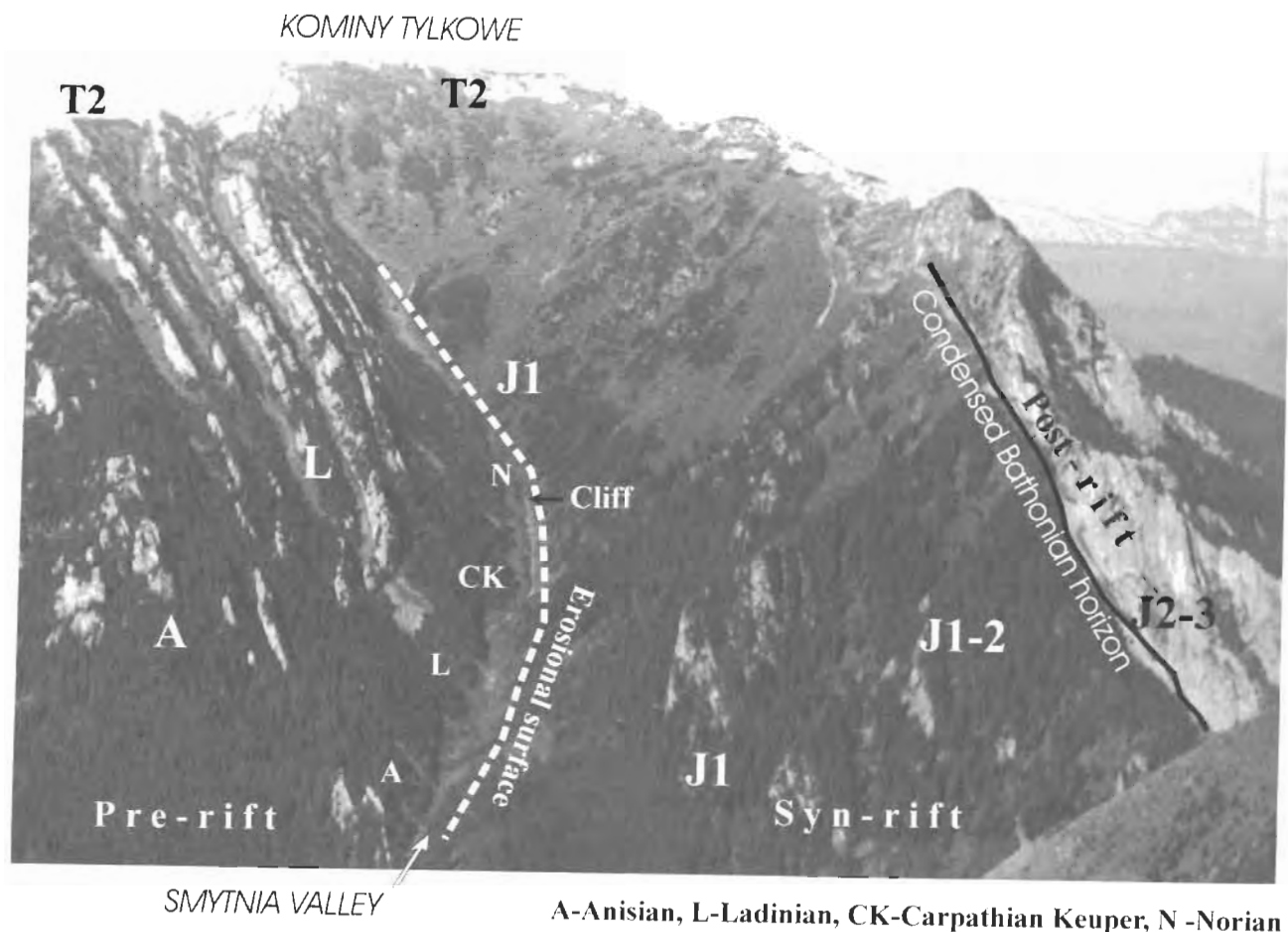


Fig. 13: Geological view on the Kominy Tylkowe massif (Smytnia Valley).

Stop 5 - Tomanowa Valley

Triassic of Tatricum

In the Tomanowa Valley we observe Lower Triassic (Werfenian) pinkish quartzites, Campilian 'Rauhwacken', and Anisian carbonates detached from Lower Triassic sedimentary cover of Hercynian granitic massif.

Stop 6 - Tomanowa Valley

Panorama of Tatricum

In a higher part of the Tomanowa Valley we observe, to the west, a panorama of Tatricum zone between the Ornak Massif and the Kominy Tylkowe Massif. Ornak is a crystalline massif, whose northern slope is covered by Lower Triassic quartzites. They occur also, as isolated 'island', in tectonic graben, on the Ornak ridge. Iwaniacka Pass (between Ornak and Kominy Tylkowe) is prepared in clayey sequence of Upper Scythian (red clays and Rhauwacken), which served as a detachment level during Alpine thrust movements. The best profile of the Triassic of Tatricum in the Tatra Mts. crops out on the slopes and on the ridge of the Kominy Tylkowe massif (PIOTROWSKI 1965).

To the east direction we observe a panorama of Tatricum zone between Tomanowa peak (Hercynian crystalline massif covered by Lower Triassic quartzites), Tomanowa Pass

(Lower Triassic), Stoly (which form recumbent syncline of Middle Triassic carbonates much better seen from Liliowe Pass – Fig. 18) and Rzedy below Ciemniak (three scales composed of Triassic and Jurassic rocks with different stratigraphic gaps).

Stop 7 - Czerwone Zlebki

Upper Triassic of Tatricum

We observe Carpathian Keuper facies (Carnian) - red claystones with intercalations of sandstones. This is a continental to lagoonal facies typical for Tatricum and Fatricum domains of the Inner Carpathians. In this profile Carpathian Keuper is covered by Tomanowa Formation (Norian-Rhaetian) composed of black shales with sideritic concretions and with intercalation of sandstones. Black shales contain famous macroflora (E-quisetum, Schizoneura, Clathropteris, Pecopteris, Palyssia and others) described by RACIBORSKI (1890). On the Slova-kian side of this massif in Tomanowa Formation footprints of reptiles (*Coelurosaurichnus taticus* MICHALIK, PLANDEROVA & SYKORA 1976) were found, which proved the terrestrial, locally swamp environment of their deposition.

Above we can see crags built by Triassic and Jurassic rocks, which form three overturned scales. Siliclastic rocks ('Lias-sic') occur only in the lowest scale, in the higher scales - Bajocian encrinetes and Bathonian condensed bed with

stromatolites rest directly on Ladinian dolomites, locally with angular unconformity (KOTANSKI 1961). The neptunian dykes filled with Middle Jurassic material (pinkish encrinites or/and red biomicrites) occur frequently in the Triassic, or rarely in 'Liassic' host rocks.

Stop. 8 Panorama of Tatricum zone

A very characteristic point named Zab (tooth) is built by siliciclastic rocks (Tomanowa Fm. and 'Liassic') in inverted position.

In panorama we can see the upper part of Krakow gorge: layered Middle Triassic limestones covered by Carpathian Keuper, Tomanowa Fm. and "Liassic" siliclastic rocks. The condensed Middle Jurassic limestones with stromatolites excellently show inverted position of the complex. The opposite (northern) side of the Krakow gorge is built of Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestones. The white organogenic and organodetrinitic limestones, which built Wysoka Turnia and the other crags above Krakow gorge belong to Urgonian (MASSE & UCHMAN 1997).

Cenomanian-Lower Turonian marls, which form topographic depressions, will be seen below the overthrust of the Krizna nappe (Gładkie Uplazianskie scale).

Traversing a slope of the Ciemniak massif we cross the crystalline 'cap' of the Giewont nappe and Triassic limestones and dolomites (Chuda Turnia crag), probably detached from their basement.

Stop 9 - Gładkie Uplazianskie

Jurassic of Fatricum (Krizna nappe)

Small tectonic scale is built of Triassic-Lower Cretaceous rocks belonging to Fatricum (Krizna) nappe system. The Triassic sequence, which is only partly preserved, formed a detachment horizon. The thinned profile of Jurassic and Lower Cretaceous rocks is composed of: Lower Jurassic sandstones, Lotharingian spotty limestones and marls (Fleckenmergel facies)

Domerian spongiolites, Toarcian crinoid limestones and red limestones with Fe-concretions, Bajocian? - Kimmeridgian radiolarites with numerous radiolarian fauna (POLAK, ONDREJCIKOVA & WIECZOREK 1998), red nodular limestones, grey, locally pinkish marls, Maiolica (Biancone) white limestones, grey marls without intercalations of siliciclastic turbidites or allodapic limestones. It contrasts (Fig. 8) evidently in thickness and also in lithology with other Fatricum profiles (Bobrowiec unit, Kopy Soltysie unit). Generally the Gładkie Uplazianskie profile from Bathonian to Early Cretaceous is a deep-water sequence of a starved basin.

Description of the route

We traverse Gładkie Uplazianskie slope observing a profile which is covered with Middle Triassic dolomites of a higher Krizna scale (Gładkie scale) Going down along the slope

we cross another Krizna scales built mainly by Triassic dolomites (rarely by Carpathian Keuper).

Stop 10 - Piec

From a crag called Piec, built of Middle Triassic dolomites (Krizna nappe, Piec scale), we can see an instructive panorama of Czerwone Wierchy (High Tatric) zone in surrounding of the Mietusia Valley. The overthrust of Krizna nappe is well visible, however one of High-Tatric scales (Niedzwiedz scale built of Upper Jurassic-Lower Cretaceous white limestones) is situated in unusual position, between two Krizna units.

In the further plane we can see Giewont nappe overthrust by other Krizna scales.

Stop 11 - Uplaz Alp

Jurassic of Hronicum (Choc nappe)

Near the shelter we can see Lower Jurassic spongiolites of Krizna nappe. Different in lithology blocks cover the alp. These are crinoid limestones, full of brachiopods, resembling Hierlatz facies. In some blocks fragments of neptunian dykes (yellowish or pinkish pelagic limestones) can be seen. These blocks belong to an isolated scale of the Choc nappe.

Other scales of the Choc nappe occur above Mietusia Valley (white crags) and are built of variable limestone facies of Lower Jurassic age, different from coeval facies of Krizna nappe.

Going down to the Koscieliska Valley we cross Lower Cretaceous and Jurassic rocks of Krizna scales.

4.2. Field excursion: Liliowe Pass

In memory of an excursion of IX International Geological Congress, Wien, 1903 (Fig. 14)

From Kuznice situated in the Krizna nappe zone (Fig. 14) we go by a cable car to Kasprowy Wierch (1987 m a.s.l.).

From a cable car, on the right, we can see the overthrust of the Krizna nappe (Suchy Wierch unit) on the Giewont nappe (High Tatric, Tatricum). We change the cable car at Myslenickie Turnie station situated on Mesozoic cliff built of Giewont nappe rocks (Middle Triassic).

On the right we observe (Fig. 15) the Giewont nappe - its crystalline basement and Mesozoic sedimentary cover (Triassic - Scythian-Lower Anisian and Middle-Upper Jurassic) well visible on the southern side of the Giewont massif.

On the left we can see (Fig. 16) Zawrat Kasprowy (Giewont nappe) - Upper Jurassic white cliff with Bajocian-Bathonian condensed sequence at its foot. They cover directly Anisian limestones and dolomites.

Kasprowy Wierch is built of Hercynian crystalline rocks that form a crystalline 'island' lying upon Mesozoic sedimentary rocks of autochthonous Tatricum (Fig. 17).



Fig. 14: Geological excursion to the Liliowe Pass (geological map based on BAC-MOSZASZWIŁI et al. 1979, NEMCOK et al. 1994, modified).

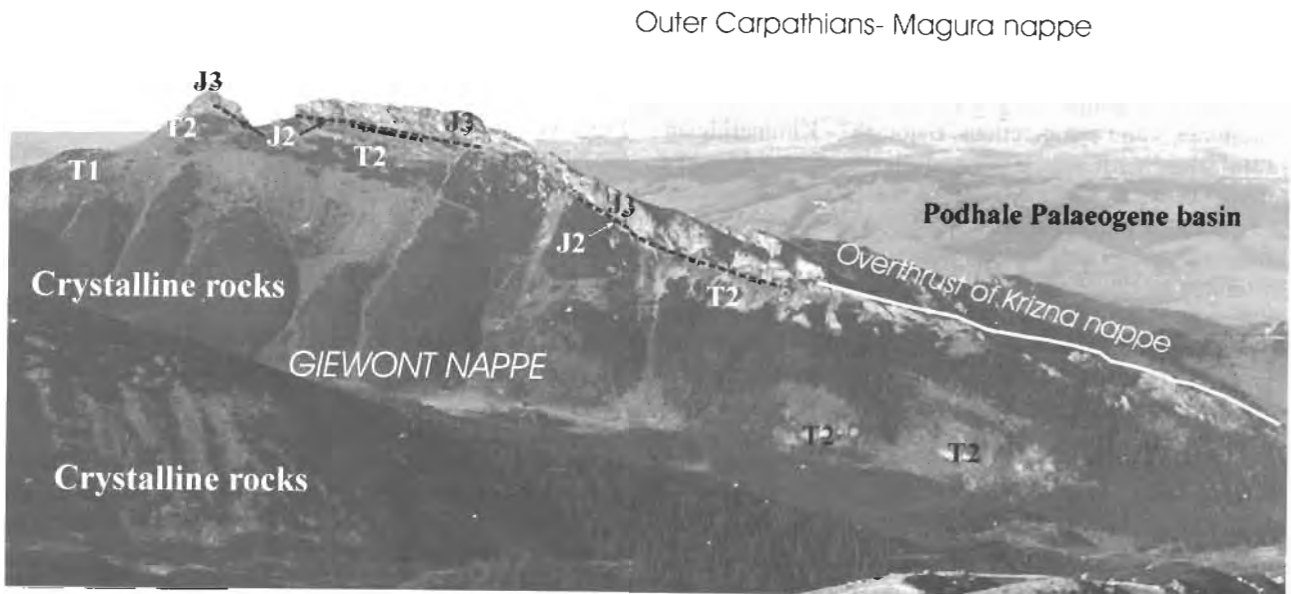


Fig. 15: General view on the southern side of the Giewont massif (Giewont nappe, Tatricum).

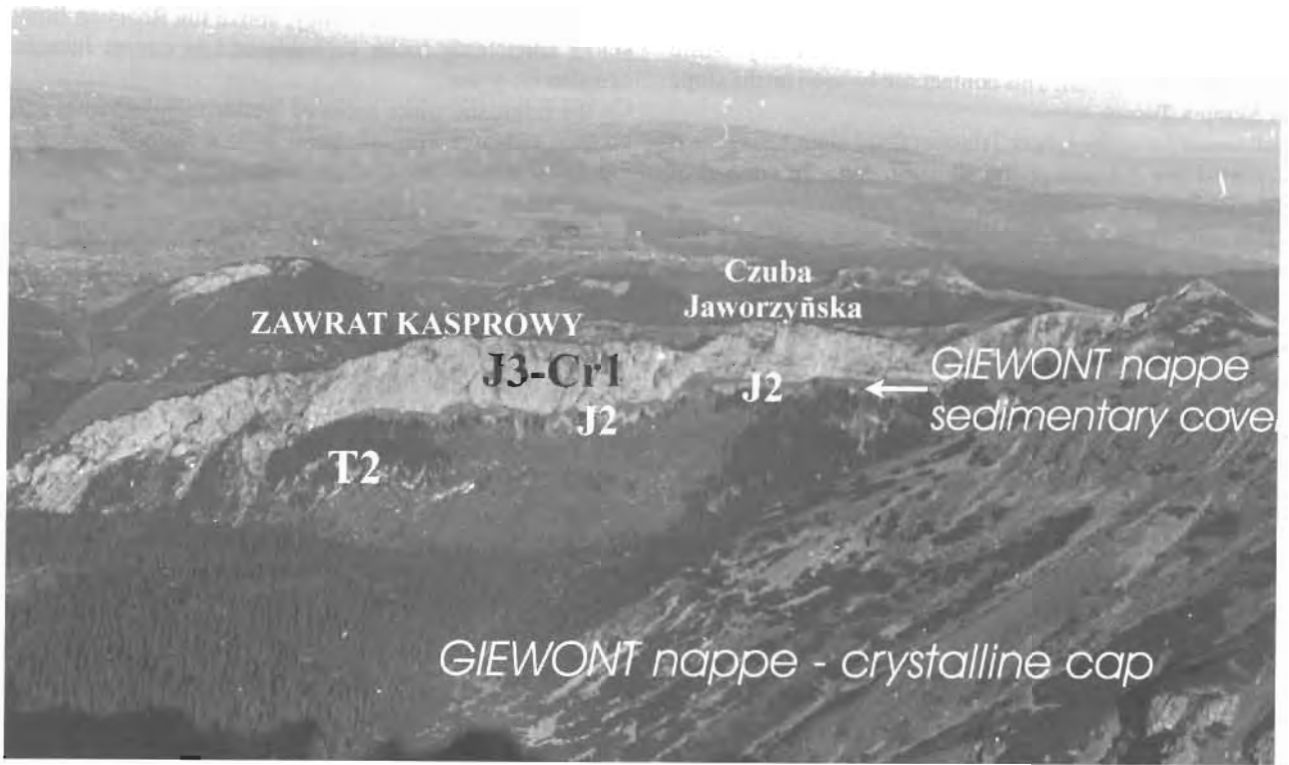


Fig. 16: View on Zawrat Kasprowy – sedimentary cover of the Giewont nappe (Tatricum).

To see better this situation we go to the Liliowe Pass, famous in the history of geology. Here, during IX International Geological Congress (Wien, 1903) a discussion between Victor Uhlig – the author of Geological Map of the Tatra Mts. and Maurice Lugeon- who had never been in the Tatra Mts. before, took place. After this heated discussion the nappe conception of the Tatra Mts. structure was accepted. On the Liliowe Pass we can notice that the crystalline rocks

of the Giewont nappe are underlain by a thin Mesozoic series (Liliowe succession - Fig. 7) which is not detached from 'autochthonous' crystalline core of the Tatra Mts. Only one small sheet of the Middle Triassic limestones lying just at the base of the Giewont nappe was detached during overthrust movements.

The pass is formed in Cenomanian-Lower Turonian marls that cover the Urgonian rocks. The profile of Mesozoic of

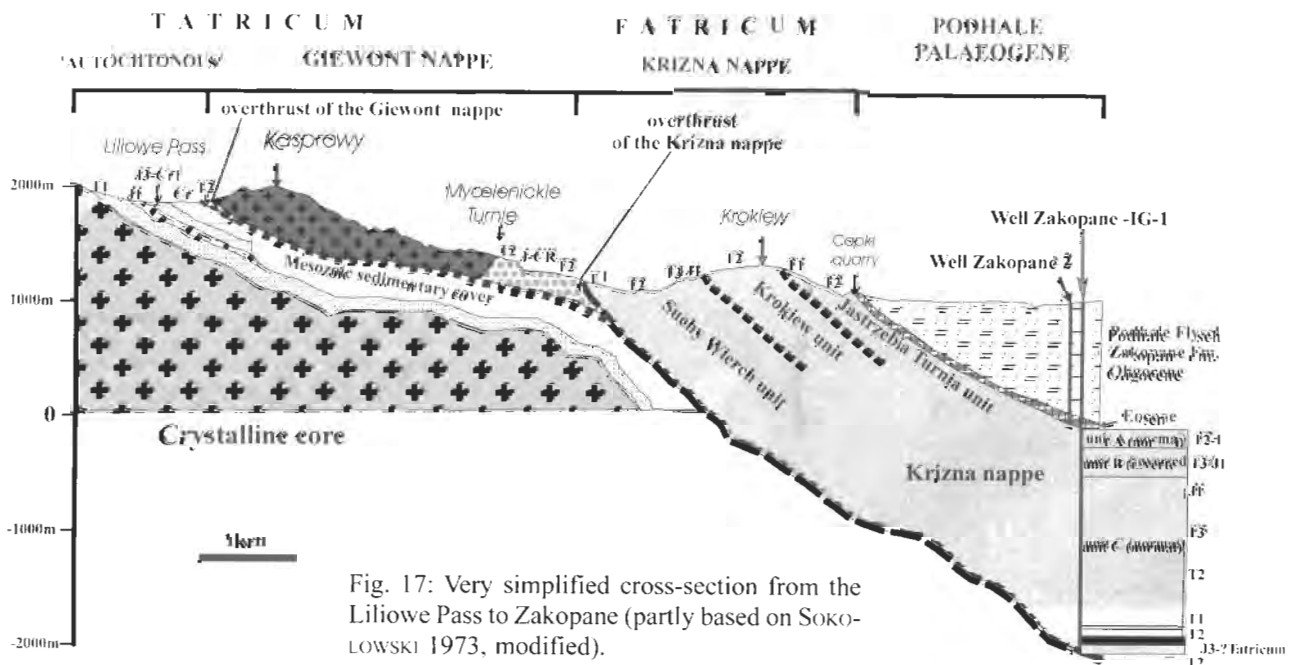


Fig. 17: Very simplified cross-section from the Liliowe Pass to Zakopane (partly based on SOKOLOWSKI 1973, modified).

this Tatricum series is incomplete due to the absence of some horizons, which probably were removed during Jurassic syn-rift erosion. The Lower Jurassic rocks lie directly on Lower Triassic quartzites, which cover the crystalline 'autochthonous' massif. This contact can be seen on the slope of Skrajna Turnia.

Better profiles of the Lower Triassic (flood plain-to-lagoonal deposits) are exposed on the slope of Zolta Turnia and of Koszysta, well seen from the Kasprowy Wierch.

From Liliowe Pass we can observe the back (southern) side of Czerwone Wierchy massif with Stoly recumbent syncline (Fig. 18). This kind of folds closed from the south and open to the north, is a characteristic feature of the structure of Tatra Mts., which proves a tectonic transport from the South.

4.3. Excursion: Lejowa Valley. Main theme: Jurassic and Lower Cretaceous of Fatricum (Krizna nappe, Bobrowiec unit)

along with some Triassic outcrops of Fatricum (Krizna nappe) and Hronicum (Choc nappe) (Fig. 10 (A))

In the Lejowa Valley it is possible to observe generally deep-water profile of Jurassic of Fatricum (Krizna nappe, Bobrowiec unit).

At the entrance to the valley one can see Eocene nummulite limestones, which along with underlying conglomerates lie discordantly on the Rhaetian limestones of Hronicum (Siwa Woda unit).

Stop 1 - Rhaetian of Hronicum

(Siwa Woda unit)

Below the Eocene complex the Rhaetian organodetrritic limestones (Norovica Fm.) yielding rich fauna of brachiopods (*Rhaetina gregaria*), corals and forams (*Triassina hantkeni*) - (GAZDZICKI 1974, MICHALIK & GAZDZICKI 1981) crop out.

They cover grey, yellowish weathered, layered dolomites - Hauptdolomite complex.

On the same slope of the valley, above the Rhaetian limestones siliciclastic rocks, probably of Lowermost Jurassic age also crop out..

On the ridge, the white rocks of Wetterstein dolomites can be seen (Cisowa Turnia). They form a tectonic cap of a higher Hronicum unit (Furkaska-Koryciska unit), which is much better exposed in the Chocholowska Valley (Fig. 9, Fig. 19).

Description of the route

Waking along the valley we cross the contact between Hauptdolomite of Hronicum and Lower Cretaceous grey marls of Bobrowiec unit (Krizna nappe, Fatricum).

On the slopes we can see Jurassic radiolarites. At the bottom of the valley, spotty marls of Fleckenmergel facies (Lotharingian) crop out. Further, we can see black marls without burrows (Lower Sinemurian) - a witness of anoxic condition at the beginning of Fatricum basin deepening.

Stop 2 - Huty Lejowe Alp

Upper Triassic-Lower Jurassic of Fatricum

In the scarps, and at the bottom of the valley grey marls of the Kopieniec Fm. (in older literature known as Gresten beds) crop out. They contain some intercalation of sandstones (better visible in outcrops 1 km further). In a lower part of the profile there also occur intercalations of black organogenic limestones. The bottom of the Kopieniec Fm. is diachronous (GAZDZICKI & IWANOW 1976), however it generally corresponds to the beginning of Hettangian. The influx of siliclastic material followed by anoxic basin sediments is a turning point in the evolution of Fatricum domain, which could be regarded as the beginning of syn-rift sedimentation. In a tributary of the Lejowa valley Rhaetian profile com-

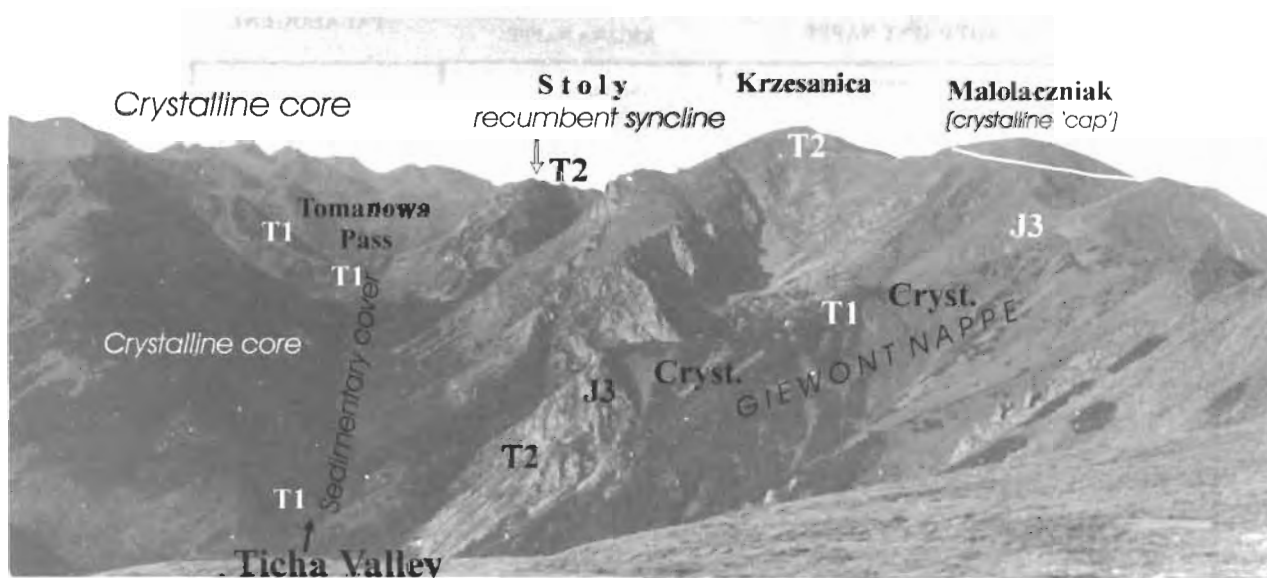


Fig. 18: Geological view on the Ticha Valley from the Liliowe Pass.

posed of black organogenic limestone with brachiopods and megalodonts (GAZDZICKI 1974) can be seen.

Stop 3 - Gully in Posrednia Kopka
Jurassic of Fatricum

In the gully we can see grey spotty limestones with numerous traces of Zoophycos, Chondrites, Planolites (WIECZOREK 1995a). Black shales intercalations are devoid of traces. Macrofossils are represented by belemnites, ammonites (Echioceras), rarely by nautilids .

Their age is determined as Lotharingian. The thickness of this complex (~ 100 m) is about 5 times thinner than in the Kopy Solysie profile (Eastern Tatra Mts.).

In the upper part intercalation of spongiolites could be seen. Spongiolites are covered by crinoid limestones and red limestones with Fe-concretions (rarely with stromatolitic structures) and macrofauna: ammonites, belemnites, and nautilids. Their Toarcian age is proved by the presence of ammonites of the zone Hildoceras bifrons (LEFELD et al. 1985).

These beds are better exposed on the ridge between Lejowa and Chochołowska valley where Fe-concretion were exploited in the XIX century. We can see another outcrops of this profile along our route on the Swinska Turnia.

This complex, variable in thickness and in lithology, is interpreted as syn-rift sequence.

A more monotonous post-rift sequence of radiolarites and red nodular limestones (Bathonian-Kimmeridgian) we can observe in the small cliff. Lying above, about 20 m thick profile of grey marls with intercalations of reddish marls with aptychids can be interpreted as rosso ad aptici facies (Kimmeridgian/Tithonian). It is followed by a thick layered white limestone of Maiolica facies (Tithonian/Berriassian), and by grey marls with intercalations of silicilastic turbidites (Valanginian).

Stop 4 - Swinska Turnia
Lower Jurassic of Fatricum

On the Swinska Turnia crag we observe a profile of spongiolites with intercalations of crinoid limestones, covered by true crinoid limestones and red nodular limestones with Fe-concretions (some traces of ancient exploitation).

Descending from the ridge to the Koscieliska Valley we observe Carpathian Keuper below the Kominarski Przyslop Pass. On the cliffs, which are visible on the left, the Jurassic radiolarites and red nodular lime-stones crop out.

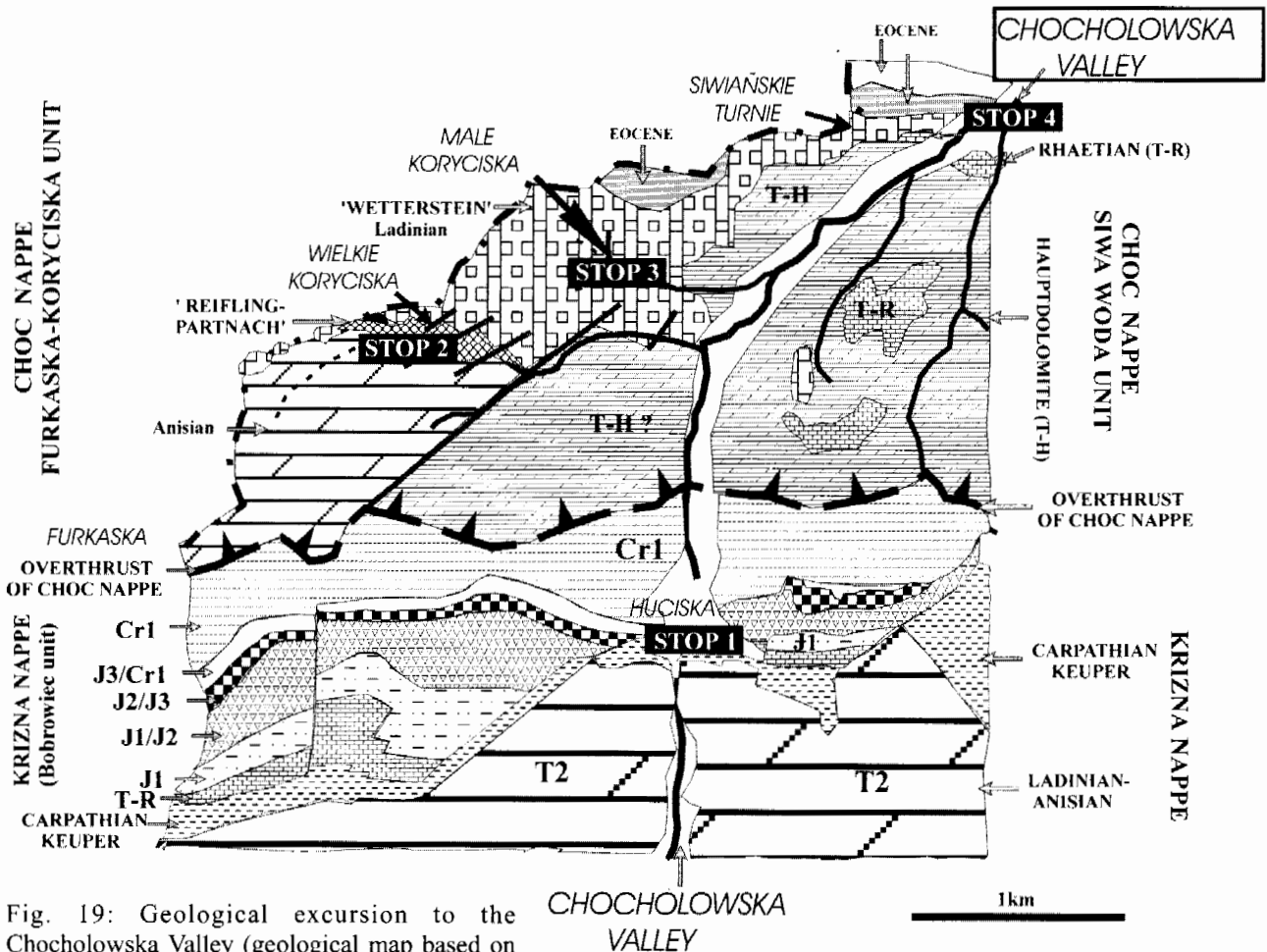


Fig. 19: Geological excursion to the Chochołowska Valley (geological map based on BAC-MOSZASZWILI et al. 1979, NEMCOK et al. 1994, modified).

Stop 5 - Wsciekly Zleb

Lower Cretaceous of Fatricum

At Koscieliska Valley we turn left to a gully (Wsciekly Zleb), where we can observe Lower Cretaceous (Valanginian-?Aptian) marls (spotty marls), with intercalations of siliciclastic turbidites and megabeds of alladapic limestones (Muran limestones) composed of shallow-water material (redeposited from shallow carbonate platform).

4.4. Excursion: Chocholowska Valley

Main theme: Triassic of Choc nappe (Hronicum) (Fig.19)

It is the longest Valley in the Western Polish Tatra Mts. It cuts the Eocene at the entrance, and further, the Choc nappe (Triassic), the Krizna nappe (Bobrowiec unit) and the High Tatric (Tatricum) zone.

Stop 1 - Huciska Alp

Mesozoic of Fatricum

We can see a panorama around the Huciska alp. This alp is prepared in clayey Carpathian Keuper, which served as a detachment horizon between two scales of the Bobrowiec unit (Krizna nappe). The lower one is built by Middle Triassic rocks. They form characteristic white crags visible in panorama. We can see some outcrops some tens of meters south of Huciska Alp. The upper scale is built of Jurassic-Lower Cretaceous rocks. The exposures of Maiolica – white, layered limestones, inclined to the north, and of the Lower Cretaceous marls are seen on both sides of the Huciska alp. The older part of the Bobrowiec unit (Kopieniec Fm., Fleckenmergel, crinoid limestones, radiolarites) profile crops out in the Długa Valley and on the Wierch Banie hill, where Toarcian Fe-concretions were exploited in the 19-th century (KRAJEWSKI & MYSZKA 1958).

The hills, visible to the north, are built of Triassic rocks of the Furkaska-Koryciska unit (IWANOW & WIECZOREK 1989), the highest unit in the Tatra Mts. belonging to the Choc nappe, which we will observe in two small tributary valley of Chocholowska Valley. KOTANSKI (1973a) considers it as the Strazow nappe (Silicium).

Stop 2 - Wielkie Koryciska Valley

Middle Triassic of Hronicum (Reifling and Partnach beds)

We cross the Wetterstein dolomites, which form a large crag at the entrance to the valley. They belong to Furkaska – Koryciska unit, which is in tectonic contact with the lowest-Siwa Woda unit, built in this region by layered dolomites (Hauptdolomite complex - Norian?).

Further in the valley we can see Reifling limestones – grey-brown nodular limestones containing ammonites (Arcestes, Dinarites), pelecypods (Daonella), foraminifers and conodonts, which date this level as Upper Anisian (KOTANSKI 1973a, b, ZAWIDZKA 1972)

In the Reifling complex there occur two, some meters thick

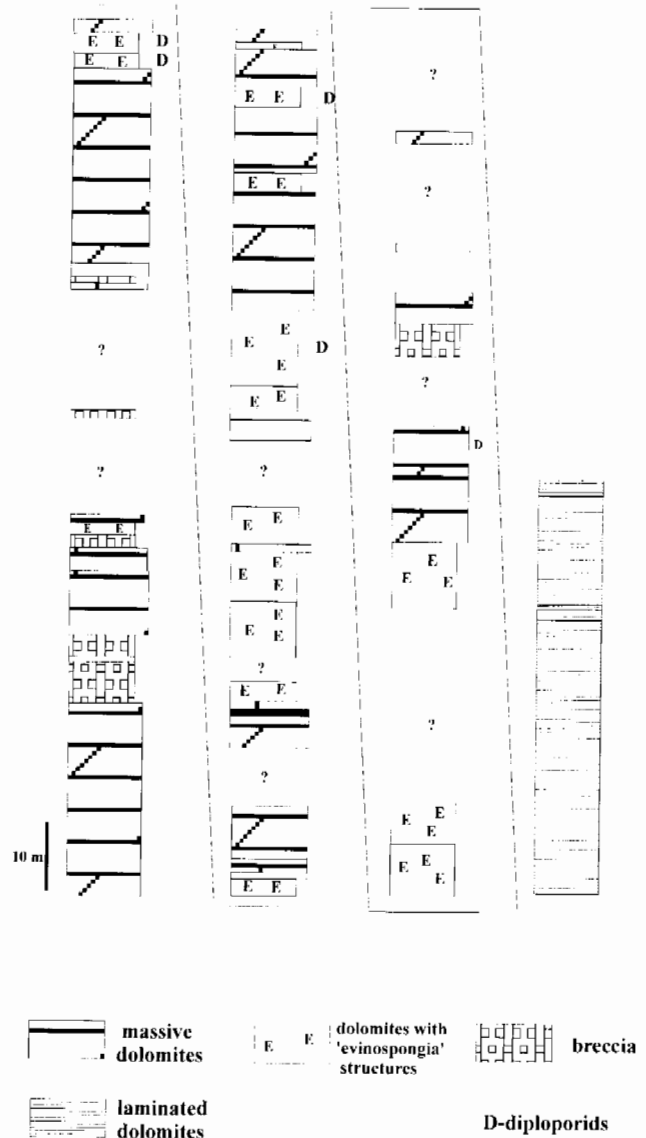


Fig. 20: Profile of Wetterstein dolomites in the Male Koryciska Valley.

intercalations of grey marls called Partnach beds (with analogy to the Northern Calcareous Alps). At this level KOTANSKI (see 1996) found fragments of labyrinthodont described as *Tatrasuchus kulczyckii* gen et sp, n. by MARYANSKA & SHISKIN (1996).

In a gully we will see a slump with limestone blocks containing corals. The Reifling-Partnach complex could be interpreted as deposits of intraplateform small basin (see also MASARYK, LINTNEROVA & MICHALIK 1993). This complex pass is covered by shallow-water Wetterstein dolomites. The contact is sedimentary.

To see better the profile of Wetterstein dolomites we go to Male Koryciska Valley.

Stop 3 - Male Koryciska Valley

Wetterstein dolomites

At the entrance to Male Koryciska valley we can see

N

S

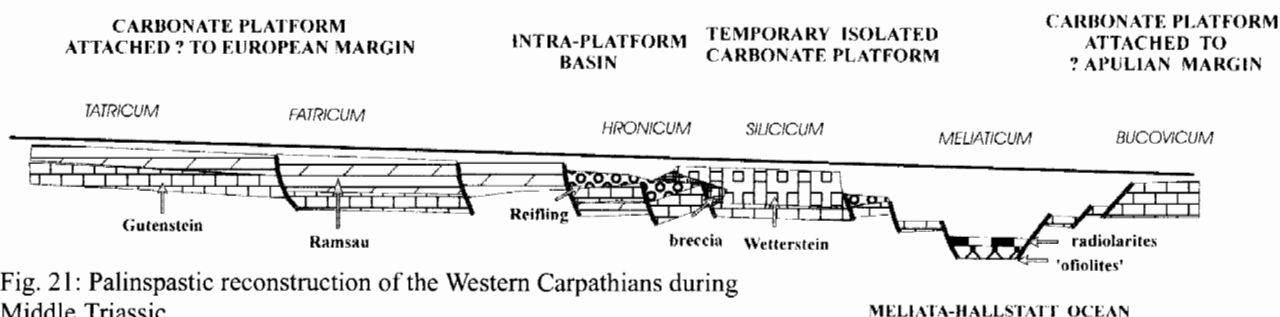


Fig. 21: Palinspastic reconstruction of the Western Carpathians during Middle Triassic.

Hauptdolomite complex - layered dark-grey dolomites with intercalations of black shales (Siwa Woda unit).

Further we can see the Wetterstein dolomites (Furkaska-Koryciska scale), which lie above the Hauptdolomite complex in tectonic contact.

In the valley we observe about 200 m thick complex of Wetterstein dolomites (Fig. 20) composed of massive dolomites, brecciated dolomites, layers with 'evinospongia' structures, layers with large diploporids (*Teutlopora*) and algae, and laminated dolomites. The Wetterstein complex dated as Ladinian (KOTANSKI 1973a) is interpreted as platform deposits belonging to passive margins of Meliata ocean (Fig. 21 and Fig. 6).

Similar deposits, much better exposed, are well known from the Northern Calcareous Alps (BRANDNER & RESCH 1981, HENRICH 1983).

Stop 4 - Siwianskie Turnie

Rhaetian of Hronicum

At the foot of Siwianskie Turnie, which are built of Wetterstein dolomites a section of Rhaetian rocks (Norowica Fm.) - dark-grey, layered, organodetrinitic limestones with brachiopods, corals, forams and the youngest conodonts (*Misikella*) crop out (GAZDZICKI 1978). They lie above the Hauptdolomite complex (exposures mainly on the other side of Chocholowska valley) and belong to the Siwa Woda unit. The prolongation of this unit to the east is well-known in the Lejowa Valley. This unit is also recognised in the Siwa Woda situated some km to the north of the Chocholowska Valley.

References

- BAC-MOSZASZWILI, M. (1998): Geology of the Subtritic units, Western Tatra Mts., Poland. - *Studia Geol. Polonica*, **111**: 113-136, Warszawa.
- BAC-MOSZASZWILI, M., BURCHART, J., GLAZEK, J., IWANOW, A., JAROSZEWSKI, W., KOTANSKI, Z., LEFELD, J., MASTELLA, L., OZIMKOWSKI, W., RONIEWICZ, P., SKUPINSKI, A. & WESTWALEWICZ-MOGILSKA, E. (1979): Geological map of the Polish Tatra Mountains 1:30.000, Wyd. Geol., Warszawa.
- BRANDNER, R. & RESCH, W. (1981): Reef development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. - *SEPM Special Publications*, **30**: 203-231, Tulsa.
- DERCOURT, J., RICOU, L.E., ADAMIA, S., CSASZAR, G., FUNK, H., LEFELD, J., RAKUS, M., SANDULESCU, M., TOLLMANN, A. & TCHOUMACHENKO, P. (1990): Anisian to Oligocene paleogeography of the European Margin of Tethys (Geneva to Baku). - *Mem. Soc. Geol. France, nouv. ser.*, **154 (III)**: 159-190, Paris.
- DUMONT, T., WIECZOREK, J. & BOUILLIN, J.-P. (1996): Inverted Mesozoic rift structures in the Polish Western Carpathians (High-Tatric units). Comparison with similar features in the Western Alps. - *Eclogae Geol. Helv.*, **89**: 181-202, Basel.
- EBERLI, G.P. (1984): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). - *Eclogae Geol. Helv.*, **81**: 175-214, Basel.
- GAZDZICKI, A. (1974): Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. - *Acta Geol. Polonica*, **24**: 17-96, Warszawa.
- GAZDZICKI, A. (1978): Conodonts of the Genus *Misikella* KOZUR and MOCK, 1974 from the Rhaetian of the Tatra Mts. (West Carpathians). - *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sc. Terre*, **26**: 341-350, Warszawa.
- GAZDZICKI, A. & IWANOW, A. (1976): The diachronism of the Rhaetian and "Gresten" Beds in the Tatra Mts. (West Carpathians). - *Bull. Acad. Pol. Sci. Terre*, **24**: 117-122, Warszawa.
- GRABOWSKI, P. (1967): Budowa geologiczna choczańskich łusek Uplazu, Konczystej i Bramy Kantaka na wschód od Doliny Koscieliskiej. - *Acta Geol. Polonica*, **17**: 670-696, Warszawa.
- GUZIK, K. & KOTANSKI, Z. (1963): Tektonika regli zakopińskich. - *Acta Geologica Polonica*, **13**: 387-412, Warszawa.
- HAAS, J., KOVACS, S., KRYSZYN, L. & LEIN, R. (1995): Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. - *Tectonophysics*, **242**: 19-40, Amsterdam.
- HAUSLER, H., PLASIENKA, D. & POLAK, M. (1993): Comparison of Mesozoic successions of the Central Eastern Alps and the Central Western Carpathians. - *Jb. Geol. B.-A.*, **136**: 715-739, Wien.
- HENRICH, R. (1983): Der Wettersteinkalk am Nordwestrand des tirolischen Bogens in den Nördlichen Kalkalpen: der jüngste Vorstoß einer Flachwasserplattform am Beginn der Obertrias. - *Geologica et Palaeontologica*, **17**: 137-177, Marburg/Lahn.
- IWANOW, A. & WIECZOREK, J. (1987): Problem najwyższych jednostek tektonicznych w Tatrach. - *Przegląd Geol.*, **10**: 525-528, Warszawa.
- KOTANSKI, Z. (1961): Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach. - *Acta Geologica Polonica*, **11**: 187-476, Warszawa.
- KOTANSKI, Z. (1965a): Analogie litologiczne triasu tatrzańskiego z triasem wschodnioalpejskim. - *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **35**: 143-162, Krakow.
- KOTANSKI, Z. (1965b): Budowa geologiczna pasma reglowego między Dolina Malej Łaki i Dolina Koscieliska. - *Acta Geol. Polonica*, **15**: 257-330, Warszawa.

- KOTANSKI, Z. (1973a): Upper and middle subalpine nappes in the Tatra Mts. - *Bull. Acad. Pol. Sci., ser. sci. geol., geogr.*, **21**: 25-83, Warszawa.
- KOTANSKI, Z. (1973b): Ammonites, nautiloids and nautiloids from the Upper Subalpine Triassic in the Tatra Mts. - *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **43**: 439-451, Krakow.
- KOTANSKI, Z. (1996): History of discovery and age of labyrinthodont remains in the Tatra Mts, Poland. - *Prace Muzeum Ziemi*, **3**: 47-52, Warszawa.
- KOZUR, H. (1991): The evolution of the Meliata - Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. - *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **87**: 109-135, Amsterdam.
- KRAJEWSKI, K. (1984): Early diagenetic phosphate cements in the Albian condensed glauconitic limestone of the Tatra Mountains, Western Carpathians. - *Sedimentology*, **31**: 443-470, Amsterdam.
- KRAJEWSKI, R. & MYSZKA, J. (1958): Wapienie manganowe w Tatrach między Dolina Chocholowska Lejowa. - *Biul. IG*, **149**: 209-257, Warszawa.
- LEFFELD, J. (1974): Middle - Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the Sub-Tatric succession in the Tatra Mts. *Acta Geol. Polonica*, **24**: 277-363, Warszawa.
- LEFFELD, J. (Ed.) GAZDZICKI, A., IWANOW, A., KRAJEWSKI, K. & WÓJCIK, K. (1985): Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. - *Studia Geol. Polonica*, **84**: 1-93, Warszawa.
- LUGEON, M. (1903): Les nappes de recouvrement de la tatra et l'origin des Carpathes. - *Bull. Lab. Geol. Univ. Lausanne*.
- MAHEL, M. (1981): Island character of Klippen Belt: Vahicium continuation of Southern Penninicium in West Carpathians. - *Geol. Zb., Geol. Carpath.*, **32**: 293-305, Bratislava.
- MARYANSKA, T. & SHISKIN, M. (1996): New cyclostaurid (Amphibia: Temnospondyli) from the Middle Triassic of Poland and some problems of interrelationships of capitosauroids. - *Prace Muzeum Ziemi*, **43**: 53-83, Warszawa.
- MASARYK, P., LINTNEROVA, O. & MICHALIK, J. (1993): Sedimentology, lithofacies and diagenesis of the sediments of the Reifling interplatform basins in the Central Western Carpathians. - *Geol. Carpath.*, **44**: 233-249, Bratislava.
- MASSE, J.-P. & UCHMAN, A. (1997): New biostratigraphic data on the Early Cretaceous platform carbonates of the Tatra Mountains, Western Carpathians, Poland. - *Cretaceous Research*, **18**: 713-729, Amsterdam.
- MELLO, J. & WIECZOREK J. (1993a): Kriznansky prikrov (veporikum). - (In: *Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier, 1:50.000*), 36-49, Bratislava.
- MELLO, J. & WIECZOREK, J. (1993b): Chocsky prikrov (hronikum). - (In: *Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier, 1:50.000*), 50-57, Bratislava.
- MICHALIK, J. & GAZDZICKI, A. (1983): Stratigraphic and environmental correlations in the Fatra- and Norovica Formation (Upper Triassic, Western Carpathians). - *Osterr. Akad. Wissenschaft., Schrift. Erdwiss. Kom.*, **5**: 267-276, Wien.
- MICHALIK, J., PLANDEROVA, E. & SYKORA, M. (1976): To the stratigraphic and paleogeographic position of the Tomanova - Formation in the Uppermost Triassic of the West Carpathians. - *Geol. Zb., Geol. Carpathica*, **27**: 299-318, Bratislava.
- MURCHISON, R. (1849): On the geological structure of the Alps, Apennines and Carpathians. - *Quart. J. Geol. Soc.*, **5**: 157-313, London.
- NEMCOK, J., WIECZOREK, J. & ZELMAN, J. (1993): Tatrikum. - (In: *Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier, 1:50.000*), 25-35, Bratislava.
- NEMCOK, J., BEZAK, V., BIELY, A., GOREK, A., GROSS, P., HALOUZKA, R., JANAK, M., KAHAN, S., KOTANSKI, Z., LEFFELD, J., MELLO, J., REICHWALDER, P., RACZKOWSKI, W., RONIEWICZ, P., RYKA, W., WIECZOREK, J. & ZELMAN, J. (1994): Geological map of the Tatra Mountains. - (In: NEMCOK, J. (Ed.): *Regionalne geologicke mapy Slovenska, 1:50.000*), Geol. Ustav. D. Stura, Bratislava.
- OLSZEWSKA, B. & WIECZOREK, J. (1995): Preliminary report on foraminifers from the youngest (Middle-Upper Cretaceous) deposits of the Tatra Mts. (Western Carpathians). - *Annual Assembly IGCP 362, 1995*: 61-62, Maastricht.
- OLSZEWSKA, B. & WIECZOREK, J. (1998): The Paleogene of the Podhale Basin (Polish Inner Carpathians) - micropaleontological perspective. - *Prz. geol.*, **46**: 721-728, Warszawa.
- PASSENDORFER, E. (1978): Rozwój poglądów na budowę geologiczną Tatr w okresie powojennym. - *Prace Muzeum Ziemi*, **28**: 3-33, Warszawa.
- PIOTROWSKI, J. (1965): Trias środkowy masywu Kominów Tylkowych i jego tektonika. - *Acta Geol. Polonica*, **15**: 255-292, Warszawa.
- PLASZENKA, D. (1995): Passive and active margin history of the northern Tatricum (Western Carpathians, Slovakia). - *Geol. Rundsch.*, **84**: 748-760, Stuttgart.
- PLASZENKA, D., GRECULA, P., PUTIS, M., KOVAC, & HOVORKA, D. (1997): Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. in: *Geological evolution of the Western Carpathians - (In: GRECULA, P., HOVORKA, D. & PUTIS, M. (Eds.): Mineralia Slovaca-Monograph)*, 1-24, Bratislava.
- POLAK, M., ONDREJČIKOVA, A. & WIECZOREK, J. (1998): Lithobiostratigraphy of the Zdiar Formation of the Krizna nappe (Tatry Mts.). - *Slovak Geol. Mag.*, **4**: 35-52, Bratislava.
- RABOWSKI, F. (1959): Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich. - *Prace Inst. Geol.*, **27**: 5-178, Warszawa.
- RACIBORSKI, M. (1890): Flora retycka w Tatrach. - *Rozpr. Akad. Um.*, **21**: 292-326, Warszawa.
- RADWANSKI, A. (1959): Struktury litoralne w liasie w Dolince Smytniej. - *Acta Geol. Polonica*, **9**: 231-280, Warszawa.
- SOKOŁOWSKI, S. (1959). Outlines of geology of the Tatra Mountains. - *Biul. IG*, **149**: 71-98, Warszawa.
- SOKOŁOWSKI, S. (1973): Geologia paleogenu i mezozoicznego podłoża południowego skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem. - *Biul. IG*, **265**: 5-74, Warszawa.
- UCHMANN, A. (1988): Red limestones - the youngest lithological unit of the Choc nappe, Tatra Mts. - *Ann. Soc. Geol. Polon.*, **58**: 277-286, Krakow.
- UHLIG, V. (1897): Geologie des Tatrgebirges. - *Anz. Akad. Wiss. math.-nat. Kl.*, Bd. **64**: 643-684, Wien.
- UHLIG, V. (1899): Geologische Karte des Tatrgebirges. - *Anz. Akad. Wiss. math.nat.Kl.*, Bd. **68**, Wien.
- WIECZOREK, J. (1988): Maiolica. A unique facies of the Western Tethys. - *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **68**: 255-276, Krakow.
- WIECZOREK, J. (1995a): Trace fossils from Fleckenmergel facies (Jurassic) of the Tatra Mts. - *Geobios, M.S.* **18**: 425-431, Lyon.
- WIECZOREK, J. (1995b): Mesozoic evolution of the Tatra Mts. (Western Carpathians). - *Geol. Soc. Greece, sp. Publ.*, **4**: 139-142, Athens.
- WIECZOREK, J. (1996): Jurassic of the Tatra Mts. - Carpathian sector of the Western Tethys. - (In: RICCARDI, A.C. (Ed.): *Advances in Jurassic Research*), *GeoResearch Forum*, vol. **1-2**: 397-404, Transtec Pub. Switzerland.
- WIECZOREK, J. (1999): Geological framework of the Tatra Mountains-Podhale geothermal system (Carpathians). - *Bulletin d'Hydrogeologie*, **17**: 261-269, Neuchatel.
- WIECZOREK, J. & BARBACKI, A. (1997): Geological cross-section of the Podhale basin and its substratum based on the seismic and borehole data; implications for geothermics. - *Prz. Geol.*, **7**: 715-720, Warszawa.
- WIECZOREK, J. & OLSZEWSKA, B. (1999): Mesozoic basement of the Podhale basin (Western Carpathians, Poland). - *Geologica Carpathica*, **50**: 84-86, Bratislava.
- ZAWIDZKA, K. (1972): Stratigraphic position of the Furkaska limestones (Choc nappe, the Tatra Mts). - *Acta Geol. Polonica*, **22**: 459-466, Warszawa.

Die Salzlagerstätte Hallein - Bad Dürrenberg

The salt mine of Hallein - Bad Dürrenberg

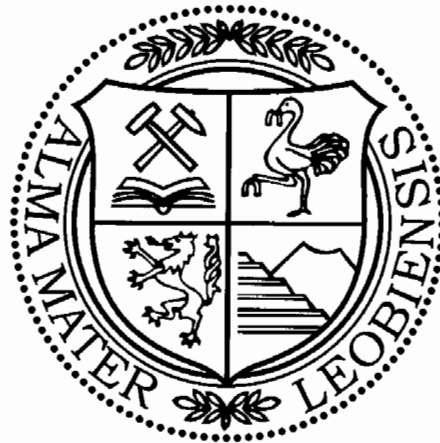
Von

Hans-Jürgen GAWLICK & Richard LEIN

mit 11 Abbildungen
with 11 figures

Exkursionsführer

SEDIMENT 2000



Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

Dr. Hans-Jürgen GAWLICK
Montanuniversität Leoben,
Institut für Geowissenschaften:
Prospektion und Angewandte Sedimentologie
Peter-Tunner-Str. 5
A-8700 Leoben,
Österreich,
gawlick@unileoben.ac.at
Dr. Richard LEIN
Institut für Geologie der Universität Wien
Geozentrum Althanstraße 14
A-1090 Wien,
Österreich.
Richard.Lein@univie.ac.at

Inhalt

1. Einleitung, geologische und tektonische Übersicht.....	264
2. Die Stollenprofile im Hallein – Bad Dürrnberger Salzberg.....	267
2.1. Der Jakobbergstollen.....	267
2.2. Der Wolfdietrichstollen.....	270
3. Zusammenfassung.....	275
Dank.....	278
Literaturverzeichnis.....	278

Contents

1. Introduction, geologic and tectonic overview.....	264
2. The galleries in the Hallein – Bad Dürrnberg salt mine.....	267
2.1. Jakobberg horizon.....	267
2.2. Wolfdietrich horizon.....	270
3. Summary.....	275
Acknowledgements.....	278
References.....	278

1. Einleitung, geologische und tektonische bersicht

The salt mine of Hallein – Bad Dürrnberg is one of the classic localities of the nappe tectonic and division in the Northern Calcareous Alps. Located in the prominent area of the Hallein – Berchtesgaden – Hallstatt zone the galleries were reinvestigated. By facies and stratigraphic investigations it can be shown, that the classic subdivision of the Juvavic nappes in the Northern Calcareous Alps can not be confirmed by the results.

Diese Exkursion führt zu einer klassischen Lokalität der alpinen Deckentektonik im Bereich der Hallein – Berchtesgadener Hallstätter Zone. In den Stollensystemen der Salzlagerstätte Hallein – Bad Dürrnberg wurde seinerzeit die klassische Deckengliederung der Hallstätter Gesteine der Nördlichen Kalkalpen mitbegründet. In jüngster Zeit wurden diese Stollensysteme neu kartiert und stratigraphisch und faziell neu untersucht. Diese Neuergebnisse, die die bisherige lokaltektonische Deckengliederung nicht bestätigen, werden im Rahmen dieser Exkursion untertags vorgestellt und diskutiert.

Die im Bereich von Hallein - Bad Dürrnberg auftretenden Hallstätter Schichtfolgen sind Teil des Hallein - Berchtesgadener Hallstätter Schollenregion (Abb. 1). Die Hallstätter Schichtfolgen sollen dabei als „Tiefjuvavikum“ das „Hochjuvavikum“ der Berchtesgadener Decke unterlagern (u. a. PICHLER 1963, ZANKL 1971, TOLLMANN 1985, LANGENSCHIEDT 1994).

Der Zeitpunkt der Platznahme der Hallstätter Schichtfolgen des „Tiefjuvavikums“ der Hallein – Berchtesgadener Schollenregion ist allerdings bis heute umstritten; angenommen wurde bisher der Zeitraum zwischen dem höheren Ober-Jura und der höheren Unter-Kreide (vgl. u. a. PLÖCHINGER 1955, 1976, 1984, 1996, TOLLMANN 1985, 1987, ZANKL 1971,

SCHWEIGL & NEUBAUER 1997). In jüngerer Zeit wird auf der Basis neuerer Untersuchungen eine Platznahme im frühem Ober-Jura wahrscheinlich (LEIN 1987b, GAWLICK 1996, GAWLICK & LEIN 1997).

Geologische Übersichten über die Hallein - Berchtesgadener Hallstätter Zone bzw. die Hallein – Bad Dürrnberger Hallstätter Schollenregion in jüngerer Zeit geben u. a. PLÖCHINGER (1955, 1984, 1996) und GAWLICK & LEIN (1997).

Das Salinar selbst (vgl. SCHAUBERGER 1949, 1953, 1979) wurde in jüngerer Zeit von SPÖTL (1988, 1989) untersucht und war wiederholt Gegenstand von Meldearbeiten der Montanuniversität Leoben (WURDINGER 1961, RAUCHEGGER 1983, DÖRFLER & MALLY 1984, PACHER 1987).

Die bis heute umstrittene (vgl. u. a. TOLLMANN 1985, SCHWEIGL 1997, PLÖCHINGER 1996, SCHWEIGL & NEUBAUER 1997) tektonische Stellung der Hallein - Berchtesgadener und speziell der Hallein – Bad Dürrnberger Hallstätter Schollenregion (Abb. 1, Abb. 2) ist seit dem frühem 19. Jahrhundert und besonders in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts Gegenstand der Diskussion. Zunächst standen dabei stratigraphische Untersuchungen der Hallstätter Kalke und des Salinars, später tektonische Untersuchungen und Erklärungsversuche im Vordergrund (u. a. v. LILIENBACH 1830, SCHAFFHAUTL 1851, v. LIPOLD 1854, GÜMBEL 1861, SCHMIDT 1872, BITTNER 1882, MOJISOVICS 1889, SCHLOSSER 1898, FUGGER 1907, HAHN 1913, BEYSCHLAG 1922, BIRNBACHER 1925, SEIDL 1927, LEUCHS 1948, KOBER 1949, 1955). Die Arbeiten dieser Zeit konzentrierten sich dabei meist auf die geologischen Verhältnisse an der Oberfläche, Aufnahmen im Bereich der Stollen blieben selten (SCHMIDT 1872, SCHLOSSER 1898).

Erste Interpretationsversuche der Lagerungsverhältnisse mit geologischen Profilen durch das Hallein-Dürrnberger Salinar stammen von SCHMIDT (1872), in neuerer Zeit u. a. von PETRASCHKE (1947, 1949), MEDWENITSCH (ab 1949), SCHAUBERGER (1953, 1954 in BRANDNER 1954) und PLÖCHINGER (1955, 1996). Erste Untersuchungen und Auf-

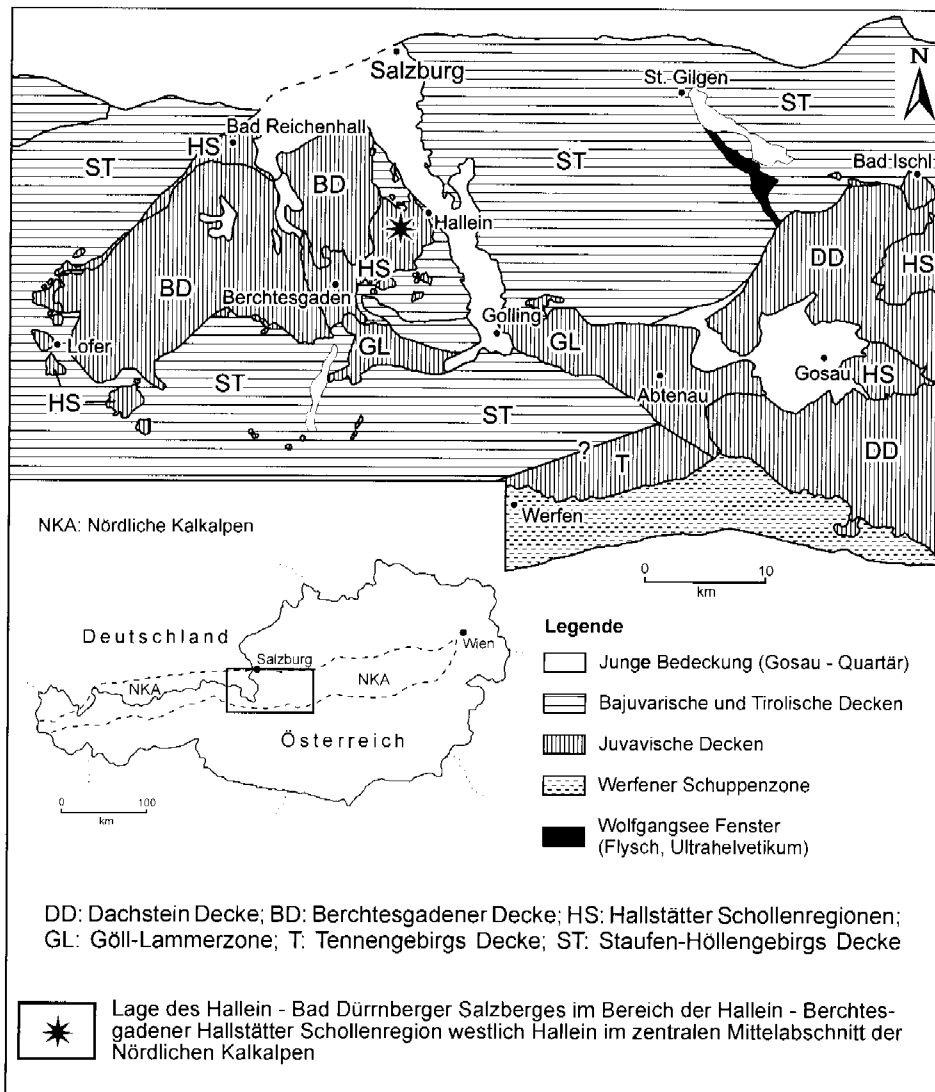


Abb. 1: Geologische und tektonische Übersicht des zentralen Teiles des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen und Lage des Hallein - Bad Dürnrberger Salzberges, verändert nach TOLLMANN (1985) und GAWLICK et al. (1994).

Fig. 1: Geologic and tectonic overview of the central part of the Northern Calcareous Alps and geographic position of the Hallein - Bad Dürnrberger salt mine, modified after TOLLMANN (1985) and GAWLICK et al. (1994).

nahmen im Bereich der Stollen (SCHMIDT 1872, SCHLOSSER 1898) und der Bohrungen im Bereich des Hallein-Dürnrberger Salzberges stammen von AMPFFERER (1936 - Bohrung 1), PETRASCHKE (1947 - Bohrung IV).

MEDWENITSCH (1949-1963) kartierte und interpretierte als erster systematisch die Profile des Halleiner Salzberges. Im Vordergrund standen dabei die Bearbeitung des Jakobberg- und Wolfdietrichstollens. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind ausführlich dargestellt in diesen Arbeiten (MEDWENITSCH (1949, 1958, 1962, 1963a, b). Dabei unterscheidet er zwei faziell unterschiedliche Hallstätter Decken - eine untere, mergelreiche Hallstätter Decke (Zlambachdecke des Salzkammergutes) und eine obere, kalkreiche Hallstätter Decke (Sandlingdecke des Salzkammergutes). PLÖCHINGER (1955) dagegen konnte nur eine einzige Hallstätter Decke feststellen (vgl. auch PICHLER 1963).

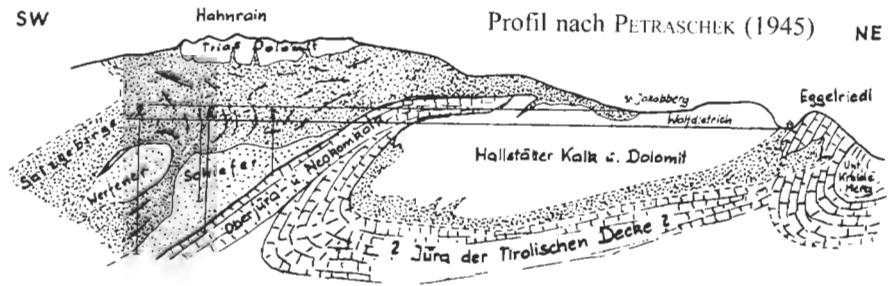
Neuinterpretationen der Stollenprofile von MEDWENITSCH (ab 1949) geben in neuerer Zeit u. a. TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970) im Sinne einer einheitlichen Halleiner Hallstätter Decke (vgl. u. a. TOLLMANN 1973), PLÖCHINGER (1976, 1983, 1984, 1990, 1996) im Sinne einer im späten Ober-Jura (intramalmisch) synsedimentär eingegliederten

Schollenmasse bzw. einer einheitlichen Hallstätter Decke und KELLERBAUER (1996) im Sinne einer in die Tauglbodenschichten eingegliederten Schollenmasse (vgl. auch BRAUN 1998).

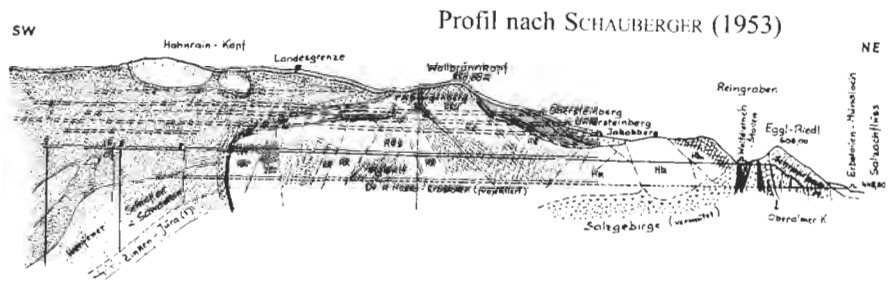
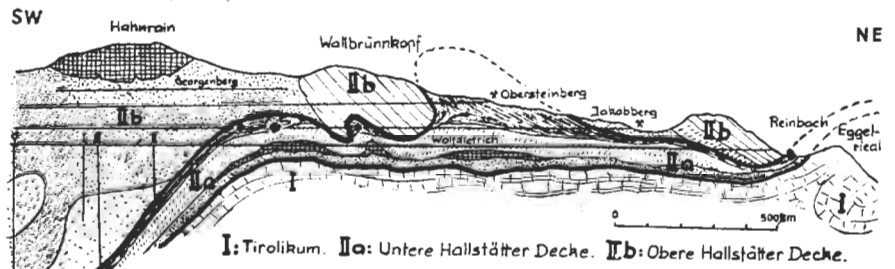
GAWLICK & LEIN (1997) interpretieren auf Grund der Neukartierung des Jakobberg- und Wolfdietrichstollens sowie von ergänzenden stratigraphischen und faziellen Untersuchungen an ausgewählten Hallstätter Kalk-Vorkommen die einzelnen Hallstätter Schichtfolgen als jeweils isolierte Schollen im Sinne der jurassischen Gleittektonik.

Von entscheidender Bedeutung für die Interpretation des tektonischen Bauplanes der Hallein - Bad Dürnrberger Hallstätter Schollenregion sind u. a. die Grubenaufschlüsse des Hallein - Bad Dürnrberger Salzberges.

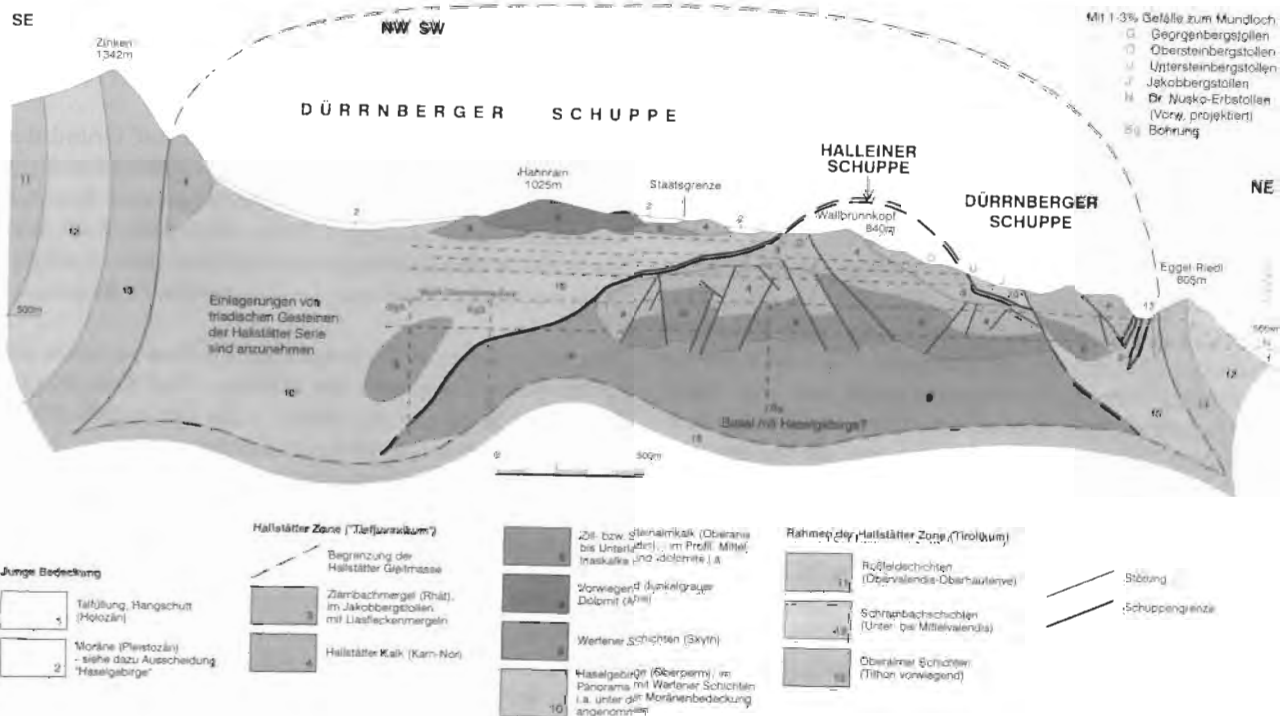
Auf der Basis der neuen stratigraphischen und faziellen Daten aus den Stollenprofilen und den Ergebnissen der geologischen Neuaufnahme an der Oberfläche mit ergänzenden stratigraphischen und faziellen Untersuchungen wird sowohl die stratigraphisch-fazielle Entwicklung der Schichtfolgen im Bereich der Halleiner Hallstätter Zone als auch die regionalgeologische Interpretation des tektonischen Bauplanes des Hallein - Bad Dürnrberger Salinars auf eine neue



Profil nach MEDWENITSCH (1948), z. T. ergänzt nach PLÖCHINGER (1955). Aus MEDWENITSCH (1960)



Schematisierter geologischer Schnitt durch die intramalmsch eingegitterte Hallstätter Masse von Hallein-Berchtesgaden (unter Verwendung der geologischen Schnitte von G. SCHAUBERGER (1953), W. MEDWENITSCH (1960) und G. FEITZINGER (1994) interpretiert von B. PLOCHINGER, 1996)



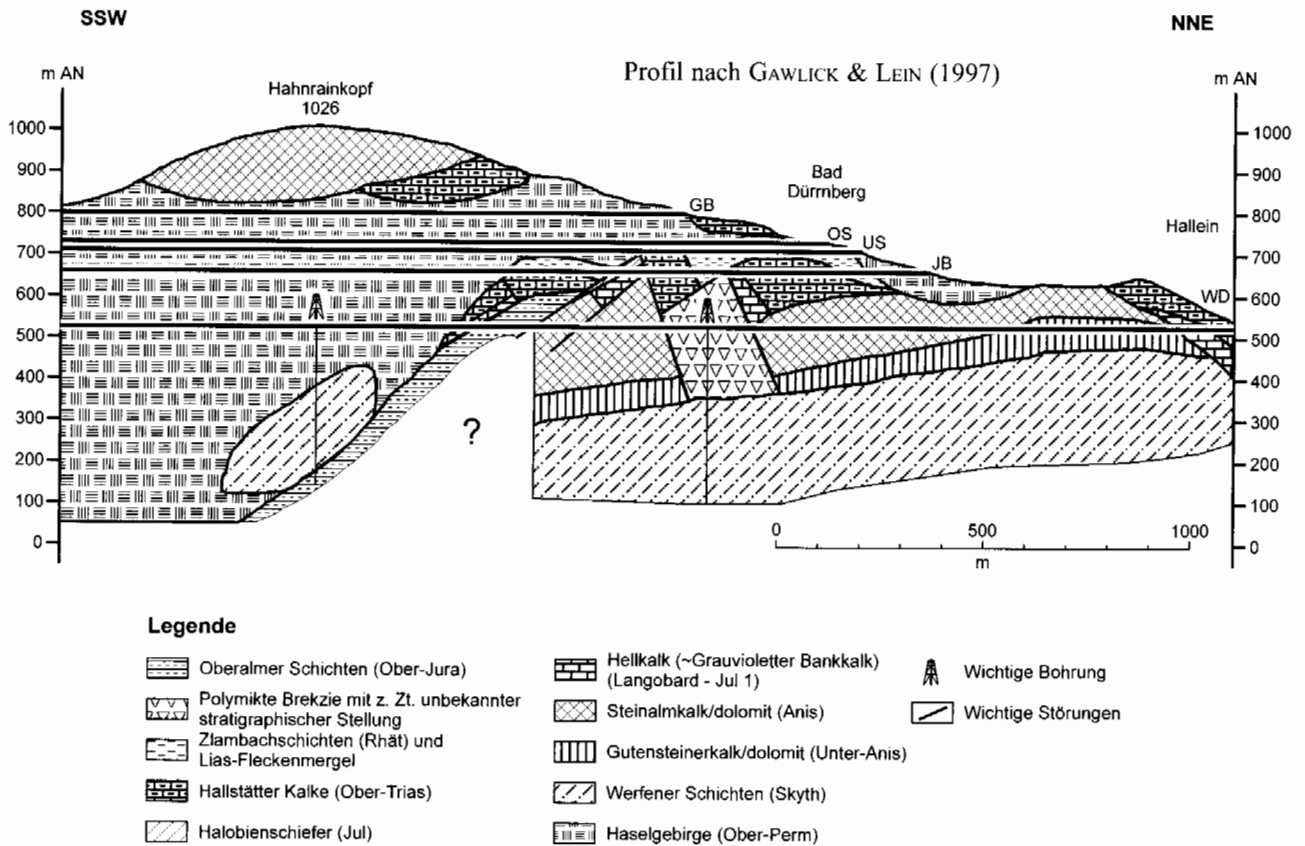


Abb. 2: Bisherige Vorstellungen des geologischen Aufbaues und Querprofile in der Achse des Wolfdietrichstollens. Profile nach PETRASCHKE (1945), MEDWENITSCH (1948) und SCHAUBERGER (1953) aus MEDWENITSCH (1960). Profil links unten aus PLÖCHINGER (1996), gerinfügig verändert. Profil oben aus GAWLICK & LEIN (1997), geringfügig verändert.

Fig. 2: Older interpretations of cross sections in the line of the Wolfdietrich horizon. Cross sections after PETRASCHKE (1945), MEDWENITSCH(1948) and SCHAUBERGER (1953) from MEDWENITSCH (1960). Cross section left from PLÖCHINGER (1996) and cross section after GAWLICK & LEIN (1997).

Grundlage gestellt. Die stratigraphischen und faziellen Untersuchungen zeigen, daß die im Bergbau angetroffenen Abfolgen mit den an der Oberfläche auftretenden Hallstätter Serien gut übereinstimmen.

The tectonic style of the Hallein - Bad Dürnberg salt mine and adjacent areas was discussed very controversially in the last decades. Aim of the work was to proof the existing different interpretations of the tectonics. The today main established interpretations of the tectonics of the Hallein - Bad Dürnberg salt mine are:

1. Two tectonic nappes: a lower one (Zlambach nappe) and an upper one (Hallstatt nappe).
2. One Hallstatt nappe with a lot of intern faults.

Mapping of the galleries (Jakobberg and Wolfdietrich horizon) in the salt mine together with stratigraphic and facies investigations show, that we need a new interpretation of the tectonic style: the entire sequences, belonging to the Hallstatt Salzberg Facies are part of an Upper Jurassic gliding nappe, which was dismembered by NE-vergent deformation.

2. Die Stollenprofile im Hallein – Bad Dürnberger Salzberg

Eine Neukartierung des Jakobberg- und Wolfdietrichstollens mit umfangreichen stratigraphischen und faziellen Untersuchungen der Hallstätter Kalk- bzw. Ober-Jura Schichtfolge erfolgte durch GAWLICK & LEIN (1997 – cum lit.). Im folgenden sind diese Ergebnisse unter Berücksichtigung von neuen stratigraphischen Daten dargestellt (vgl. auch GAWLICK et al. in Druck), da diese für die Interpretation der Querprofile durch den Hallein – Bad Dürnberger Salzberg von Bedeutung sind.

2.1. Der Jakobbergstollen

Erste detailliertere Stollenaufnahmen mit einer Beschreibung der im Jakobbergstollen auftretenden Gesteine und einem Vergleich mit den in der Hallein - Berchtesgadener Schollenregion auftretenden Serien liegen u. a. von SCHLOSSER (1898) vor. Neuere Untersuchungen im Jakobbergstollen stammen von PETRASCHKE (1947), der die Zlambachschichten z. T. als Werfener Schichten und z. T. als Schram-

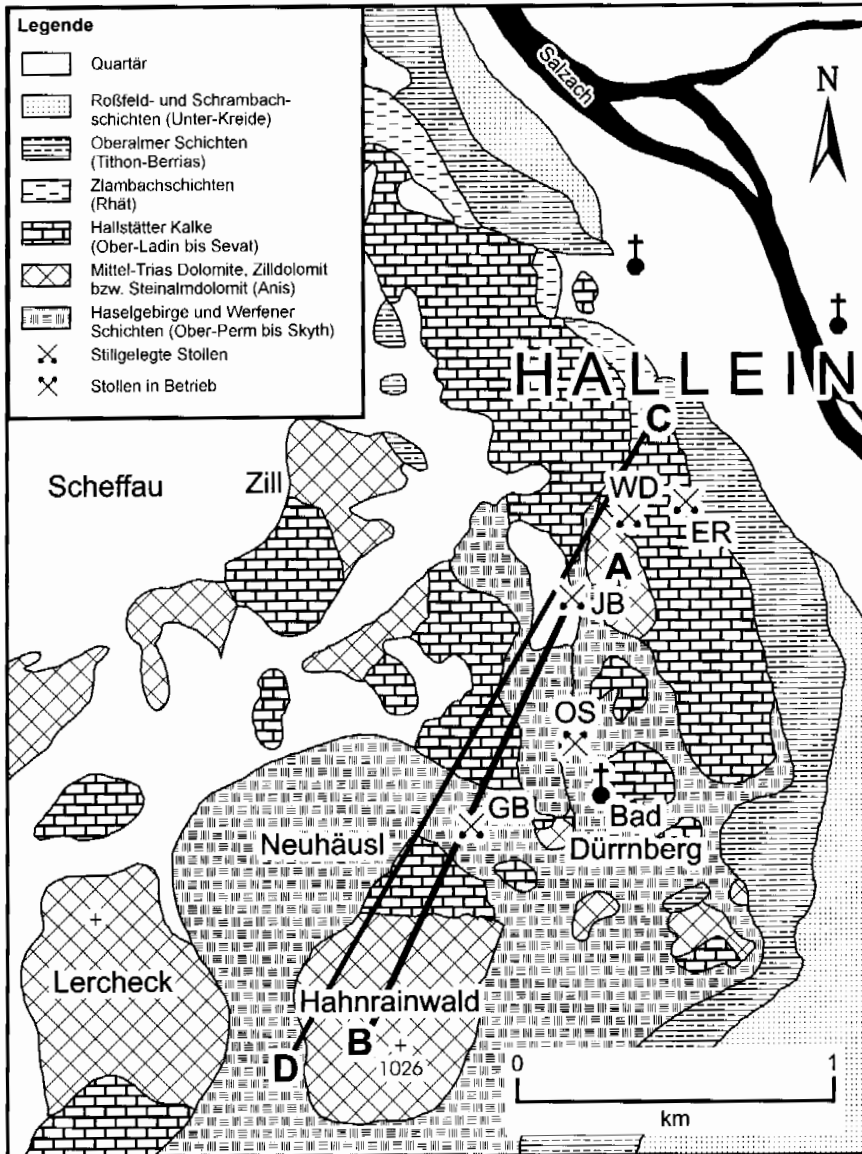


Abb. 3: Stark vereinfachte geologische Karte der Halleiner Hallstätter Zone im Bereich Bad Dürrenberg-Hallein auf der Basis einer Neukartierung unter Berücksichtigung der Kartierungen von PICHLER (1963), PLÖCHINGER (1955, 1987, 1996) und PYTEL (1999) unter Ergänzung der stratigraphischen und faziellen Daten von GAWLICK & LEIN (1997), GAWLICK et al. (in Druck) und Lage der Profile (A-B: in der Achse des Jakobbergstollens, Abb. 10, C-D: in der Achse des Wolfdietrichstollens, Abb. 11).

Es bedeuten:
 GB = Georgenbergstollen;
 OS = Obersteinbergstollen;
 JB = Jakobbergstollen;
 WD = Wolfdietrichstollen;
 ER = Eggriedelstollen.

Fig. 3: Simplified geological map of the Hallein Hallstätt Zone in the area of Bad Dürrenberg. New map on the base of PICHLER (1963), PLÖCHINGER (1955, 1987, 1996) and PYTEL (1999), stratigraphic data by GAWLICK & LEIN (1997) and GAWLICK et al. (in press). Cross sections (A-B: in the line of the Jakobberg horizon, Fig. 10, C-D: in the line of the Wolfdietrich horizon, Fig. 11).

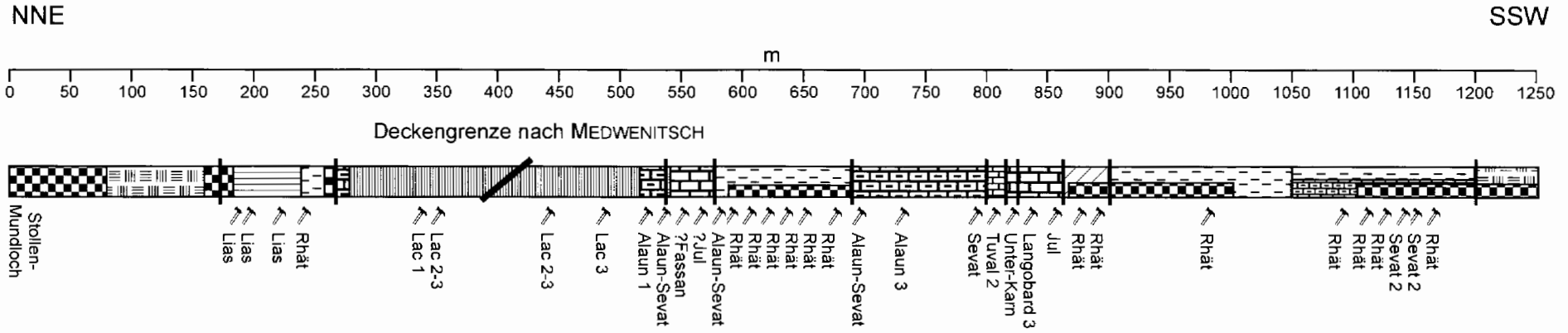
GB: Georgenberg horizon;
 OS: Obersteinberg horizon;
 JB: Jakobberg horizon;
 WD: Wolfdietrich horizon;
 ER: Eggriedel horizon.

bachschichten interpretierte. Detaillierte Kartierungen des Jakobbergstollens und Beschreibungen der Schichtfolge liegen besonders von MEDWENITSCH (1958, 1962, 1963a, b) und SCHAUBERGER (1953) vor. Detailprofilaufnahmen der Zlambachschichten liegen u. a. aus dem Bereich des alten Wetterschurfes (= Jakobbergrolle) vor (GEISSLER & HELING 1952). Auf der Basis seiner Kartierungen untergliederte MEDWENITSCH (ab 1949) zwei Hallstätter Decken: eine untere, mergelreiche Zlambach-Decke (Anis bis Lias) und eine obere, kalkige Hallstätter Decke (Anis bis Nor).

Die im Jakobbergstollen aufgeschlossene Hallstätter Schichtfolge umfaßt stratigraphisch Ober-Ladin bis Lias (GAWLICK & LEIN 1997). Ein durchgehendes, lückenloses Profil ist allerdings im Jakobbergstollen nicht erhalten (Abb. 4). Es handelt sich bei dieser Rekonstruktion um eine aus verschiedenen, jeweils tektonisch voneinander getrennten, Teilprofilen zusammengesetzte Schichtfolge (Abb. 5). Die Basis der Schichtfolge bildet ein massig bis undeutlich gebankt ausgebildeter **Hellkalk des Ober-Ladin** (?Unter-Ladin – JB 2/99) bis Jul 1 (JB 1/97, JB 5/97, JB 8/97, JB 9/97, A 2522, A 2523) als Äquivalent des Grauvioletten Bank-

kalkes. Mikrofazial handelt es sich dabei um einen lithoklastenreichen biogenführenden Mikrit mit Filamenten, Crinoiden, Foraminiferen, Radiolarien und Ammonoideen (Abb. 9/2). Darüber folgen die **Halobienschiefer** (MEDWENITSCH 1962, 1963b, KOLLMANN & OBERHAUSER in MEDWENITSCH 1963b), in die stellenweise detritusreiche Kalkbänke eingelagert sind (A 2604). Diese unterkarnischen Halobienschiefer werden von knolligen, massigen bis undeutlich gebankten Hell- und Rotkalken (~ **Roter Bankkalk**) überlagert (JB 7/97). Darüber folgt der oft kataklastisch zerlegte **Massige Hellkalk** des Lac 1-3. Mikrofazial handelt es sich meist um biogenführende Mikrite mit Radiolarien, Ostracoden, Crinoiden, Gastropoden, Schwammnadeln, Filamenten, Foraminiferen und Ammonoideen (A 2600, JB 2/97, JB 3/97, A 2601 - s. Abb. 9/3). Darüber folgen der als Knollenkalk ausgebildete biogenreiche **Hangendrotkalk** (JB 4/97, A 2524, A 2603) und der **Hangendgraukalk** (JB 10/97, JB 3/99, JB 5/99, JB 6/99, JB 11/99, MEDWENITSCH 1963a, b), der hier oft rötlich gefärbt ist. Der meist als Knollenkalk ausgebildete Hangendgraukalk (Abb. 9/4-6), der hier stratigraphisch bis in das Sevat 2 nachgewiesen werden konnte, wird zuerst von oligomikten Brekzienlagen

Jakobbergstollen



Legende

- vermauerter bzw. verzimmerter Bereich
- Liasfleckenmergel (Jakobbergserie)
- Zlambachschichten (Rhät)
- Hangendgraukalk (Sevat)
- Hangendrotkalk (Alaan)
- Massiger Hellkalk (Lac)
- Hellkalk (Tuval)
- Halobienchiefer (Jul)
- Hellkalk, z. T. auch roter Knollenkalk (~Grauvioletter Bankkalk) (?Fassan - Jul 1)
- Haselgebirge (Ober-Perm)
- Probenpunkt, mit stratigraphischer Einstufung
- Wichtige Störungen

Abb. 4: Schematisches Stollenprofil des Jakobbergstollens, Lage der Proben und stratigraphische Einstufung der Schichtfolgen (aus GAWLICK & LEIN 1997, geringfügig verändert und ergänzt). Zur Litho- und Mikrofazies sowie der stratigraphischen Einstufung der Proben siehe GAWLICK et al. (in Druck).

Fig. 4: Schematic profile of the Jakobberg horizon, localities of the samples and stratigraphy (GAWLICK & LEIN 1997, completed). Litho-/microfacies and stratigraphy: GAWLICK et al. (in press).

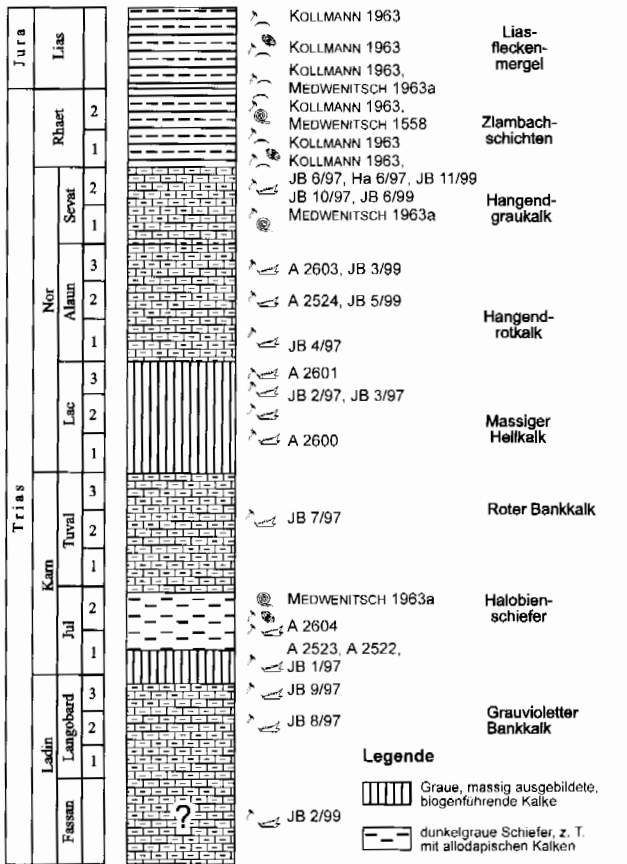


Abb. 5: Schematische Rekonstruktion der Hallstätter Schichtfolge (?Unter-Ladinian bis Lias) im Jakobbergstollen auf der Basis der stratigraphischen und fazziellen Bearbeitung und unter Verwendung vorliegender stratigraphischer Daten (verändert nach GAWLICK & LEIN 1997 – cum lit.). Probennummern vgl. GAWLICK et al. (in Druck).

Fig. 5: Reconstruction of the Hallstatt sequence (?Early Ladinian to Early Jurassic) on the base of the stratigraphic and facies data (after GAWLICK & LEIN 1997, completed). Samples: see GAWLICK et al. (in press).

(Ha 6/97) und schließlich von detritusreichen Kalkbänken der unteren **Zlambachschichten** (JB 6/97) und schließlich von fossilbelegten Zlambachmergeln (MEDWENITSCH 1958, 1963a, KOLLMANN 1960, KOLLMANN & OBERHAUSER in MEDWENITSCH 1963b) überlagert. Das Hangende der Schichtfolge bilden die **Allgäuschichten i. w. S.** (Jakob-

bergserie - KOLLMANN & OBERHAUSER in MEDWENITSCH 1963b).

Eine Decken-Zweigliederung im Sinne von MEDWENITSCH (ab 1949) kann im Jakobbergstollen auf Grund der Ergebnisse von GAWLICK & LEIN (1997) nicht bestätigt werden. Es handelt sich hier vielmehr um eine stratigraphisch weitgehend vollständige Hallstätter Kalk Schichtfolge, die nur durch jüngere Störungen zerrissen und gegeneinander versetzt wurde (Abb. 4).

2.2. Der Wolfdietrichstollen

Erste detailliertere Stollenaufnahmen mit einer Beschreibung der im Wolfdietrichstollen auftretenden Gesteine und einem Vergleich mit den in der Hallein - Berchtesgadener Schollenregion auftretenden Serien liegen u. a. von SCHLOSSER (1898) vor. Neuere Kartierungen des Wolfdietrichstollens und Beschreibungen der Schichtfolge geben besonders MEDWENITSCH (1958, 1962, 1963a) und SCHAUBERGER (1953).

Die Neukartierung des Wolfdietrichstollens in Kombination mit stratigraphischen und fazziellen Untersuchungen der Schichtfolge zeigt, daß eine Decken-Zweigliederung im Sinne von MEDWENITSCH (ab 1949) auch im Wolfdietrichstollen nicht bestätigt werden kann. Von Bedeutung für die Neuinterpretation der Lagerungsverhältnisse ist besonders der Nachweis der Oberalmer Schichten (vgl. Abb. 6).

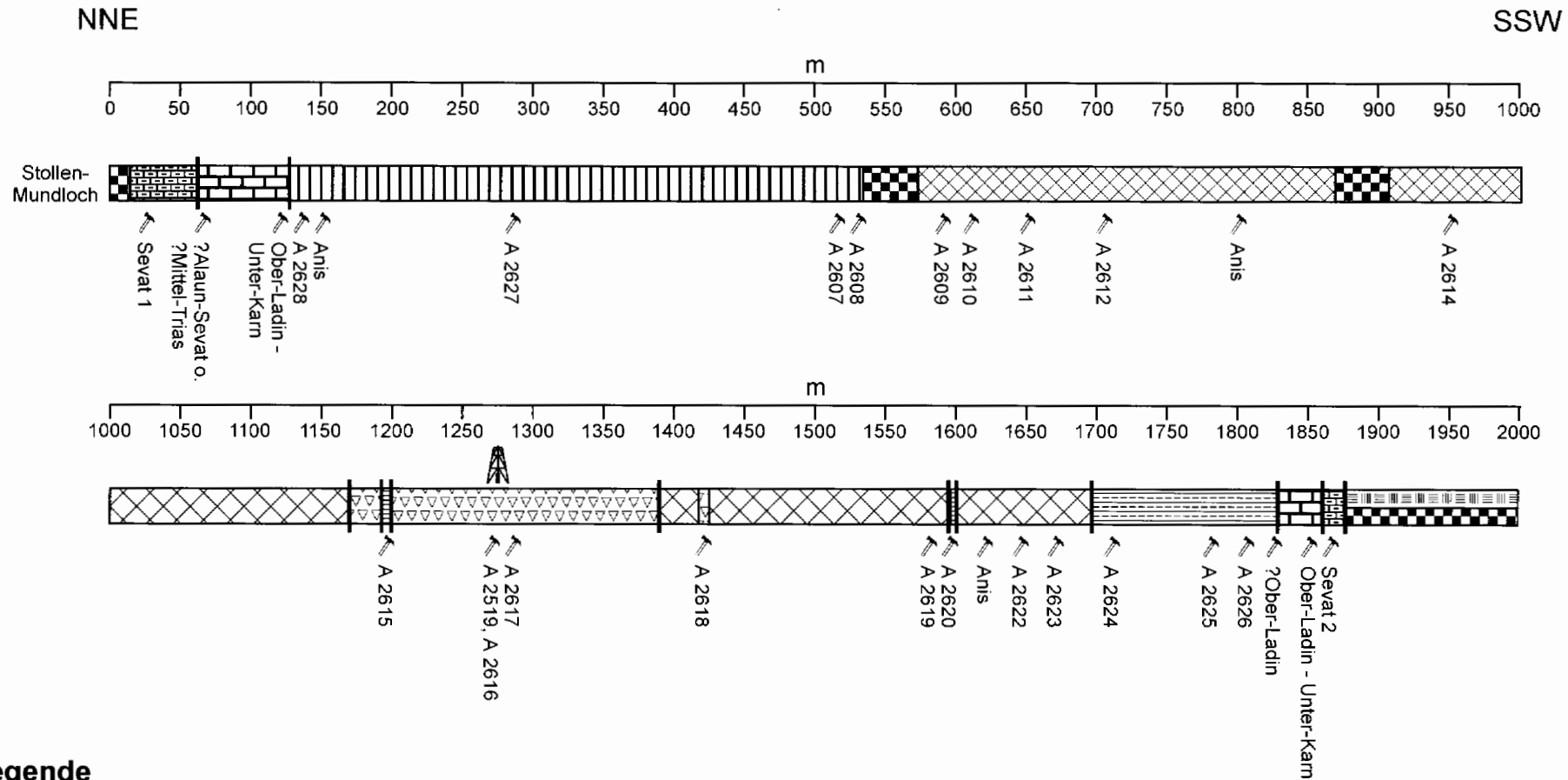
Im Wolfdietrichstollen sind keine durchgehenden Hallstätter Schichtfolgen aufgeschlossen. Es handelt sich hier vielmehr um jeweils tektonisch voneinander isolierte Schollen bzw. Späne. Dabei lassen sich insgesamt drei verschiedene stratigraphische Niveaus unterscheiden (Abb. 7):

1. Ein anisches Niveau: Gutensteiner Kalk (A 2515) und Gutensteiner Dolomit sowie Steinalmkalk und Steinalmdolomit (Abb. 8/1-7). Von MEDWENITSCH war der Steinalmkalk und -dolomit als Ramsaudolomit (= Ladin-Unter-Karn) ausgeschieden worden. Sein anisches Alter ist allerdings durch *Meandrospira dinarica* 1966 KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC (A 2611, A2613, A2619, A 2622) sowie durch reiche Algenflore (GAWLICK et al. in Druck) hinreichend belegt.
2. Ein oberladinisches bis unterkarnisches Niveau: rotgraue bis graue, meist massige Kalke als Äquivalent des Grauvioletten Bankkalkes (WD 1/97, WD 2/97, WD 3/97, WD 8/97, A 2520).
3. Ein obertriassisches Niveau: Hangendrotkalk (WD 9/97) und Hangendgraukalk (WD 10/97, A 2606, MEDWENITSCH 1962, 1963b).

Abb. 6: Schematisches Stollenprofil des Wolfdietrichstollens, Lage der Proben und stratigraphische Einstufung der Schichtfolgen (aus GAWLICK & LEIN 1997, geringfügig verändert und ergänzt). Zur Litho- und Mikrofazies sowie der stratigraphischen Einstufung der Proben siehe GAWLICK et al. (in Druck).

Fig. 6: Schematic profile of the Wolfdietrich horizon, localities of the samples and stratigraphy (GAWLICK & LEIN 1997, completed). Litho-/microfacies and stratigraphy: GAWLICK et al. (in press).

Wolfdietrichstollen



Legende

- | | | | | | |
|--|---|--|---|--|--|
| | vermauerter bzw. verzimmerter Bereich | | Hellkalk, z. T. rotgrau (~Grauvioletter Bankkalk) (Langobard - Jul 1) | | Probenpunkt, z. T. mit stratigraphischer Einstufung, z. T. mit Nummer (vgl. GAWLICK et al. in Druck) |
| | Oberalmer Schichten (Tithonium) | | Steinalmkalk/-dolomit (Anis) | | Wichtige Störungen |
| | Polymikte Brekzie mit z. Zt. unbekannter stratigraphischer Stellung | | Gutensteinerkalk/-dolomit (Unter-Anis) | | Bohrung |
| | Hangendrotkalk (Alaun) und Hangendgraukalk (Sevat) | | Haselgebirge (Ober-Perm) | | |

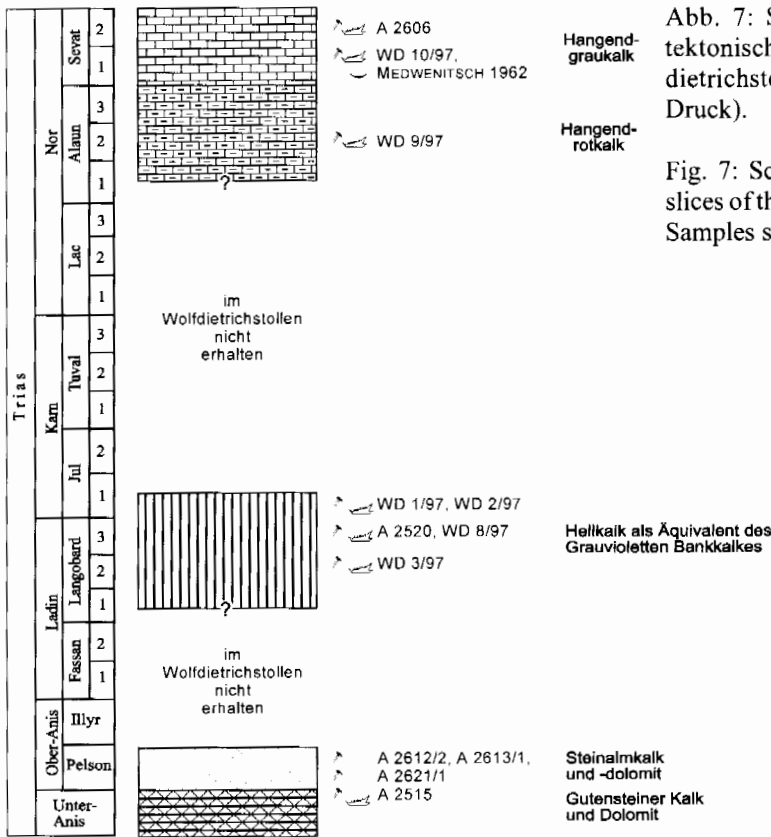


Abb. 7: Schematische Rekonstruktion der einzelnen, tektonisch isolierten Hallstätter Schichtfolgen im Wolfdietrichstollen. Probennummern vgl. GAWLICK et al. (in Druck).

Fig. 7: Schematic reconstruction of the tectonic isolated slices of the Hallstatt sequences in the Wolfdietrich horizon. Samples see GAWLICK et al. (in press).

Decken-Zweigliederung im Sinne von MEDWENITSCH (ab 1949) auch im Wolfdietrichstollen nicht bestätigt werden kann. Von Bedeutung für die Neuinterpretation der Lagerungsverhältnisse ist besonders der Nachweis der Oberalmer Schichten (GAWLICK & LEIN 1997). Die Profilbeschreibung ist in Abb. 6 und GAWLICK et al. (in Druck) dargestellt.

Wichtig für die Interpretation des Salinars von Hallein – Bad Dürrenberg sind zudem die im Wolfdietrichhorizont abgeteufte Bohrungen, die seit 1928 zur Erkundung und Ausdehnung des Salinars niedergebracht wurden.

Die Bohrung I wurde 1928 im Lethschacht des Wolfdietrichstollens bei einer Teufe von 339 m beendet. Diese Bohrung ist dargestellt in AMPFERER (1936). In den Jahren 1933/34 folgte

die Bohrung II 250 m nordöstlich von der Bohrung I (Bohrtiefe 166 m - Unter-Kreide als Basis). 1942 und 1943 folgten die Bohrungen III (Bohrtiefe 449 m) und IV (Bohrtiefe 282 m) in der Nähe von Bohrung I und 1943 die Bohrung V 250 m (Bohrtiefe 460 m) südwestlich der Bohrungen I, III und IV. Die Ergebnisse der Bohrungen II bis V sind in PETRASCHKE (1947) dargestellt (vgl. dazu RAUCHEGGER 1983, DÖRFLER & MALLY 1984). Sie hatten zum Ergebnis, daß das Haselgebirge von Oberalmer bzw. Schrambachschichten unterlagert wird (vgl. u. a. AMPFERER 1936, PETRASCHKE 1947, MEDWENITSCH 1958, PLÖCHINGER 1990, 1996 - Bohrung III - *Calpionella alpina* LORENZ 1902, *Calpionella elliptica* CADISCH 1932 und *Tintinopsella carpathica* MURGEANU & FILIPESCU 1933 (LEISCHNER in MEDWENITSCH 1962, 1963a (zuerst als Lias-Fleckenmergel oder Zlambachschichten nach MEDWENITSCH (1958) gedeutet).

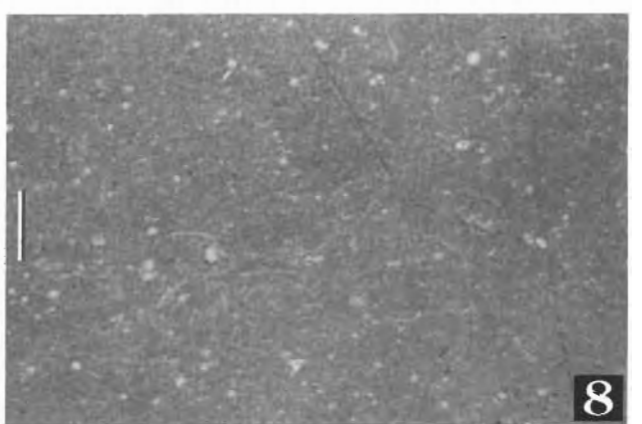
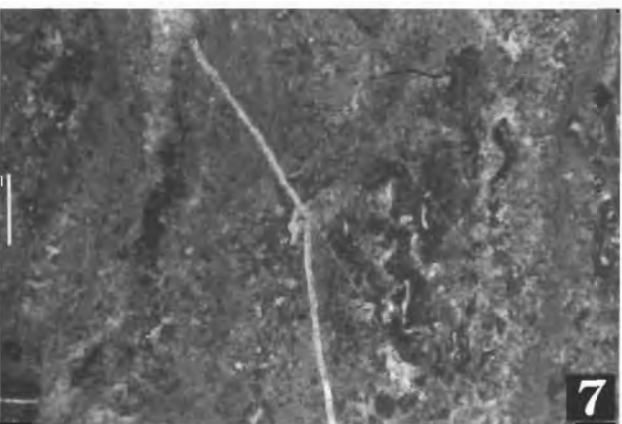
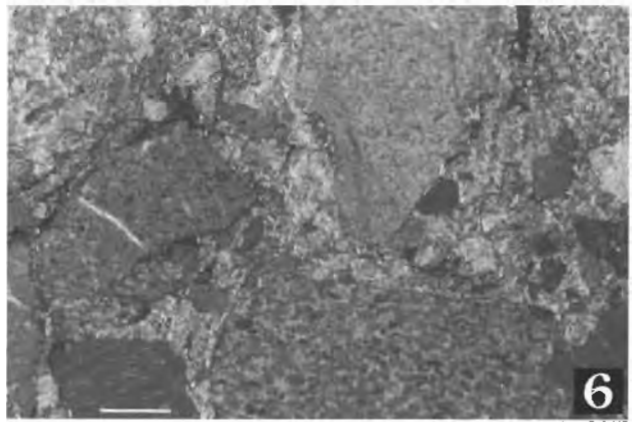
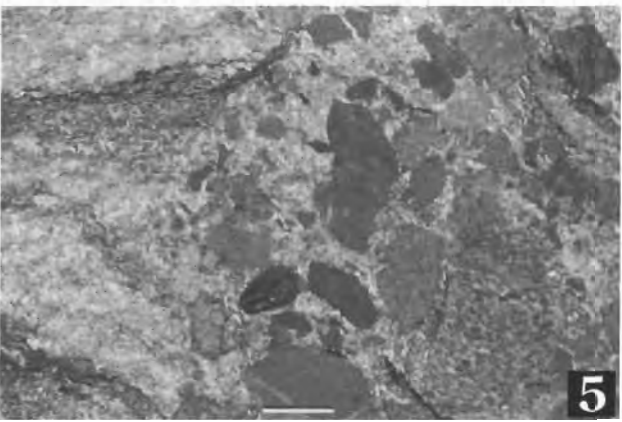
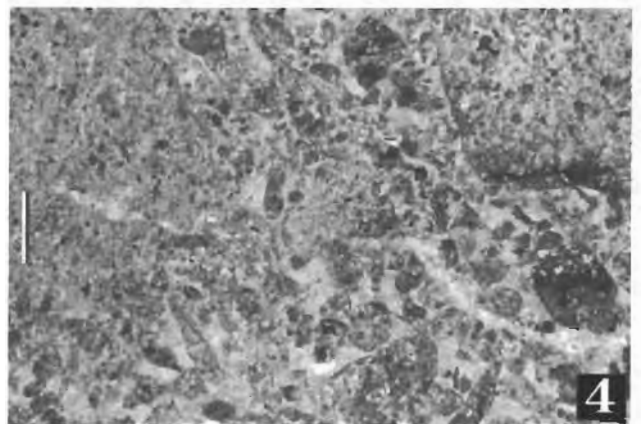
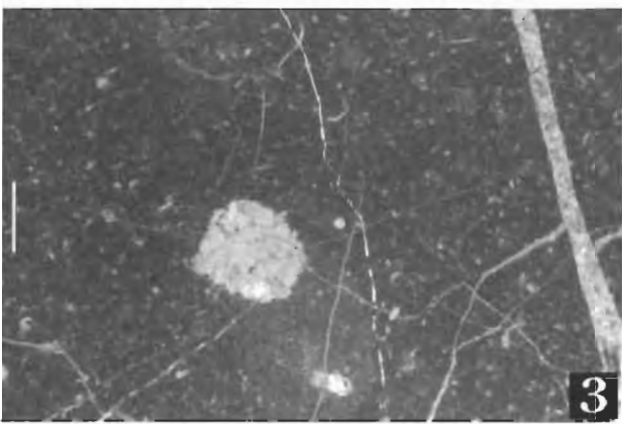
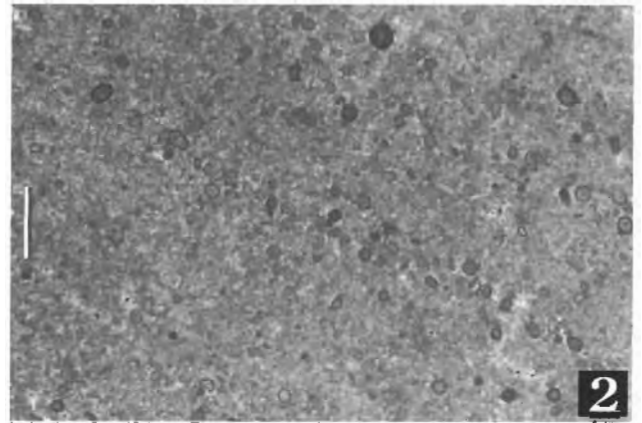
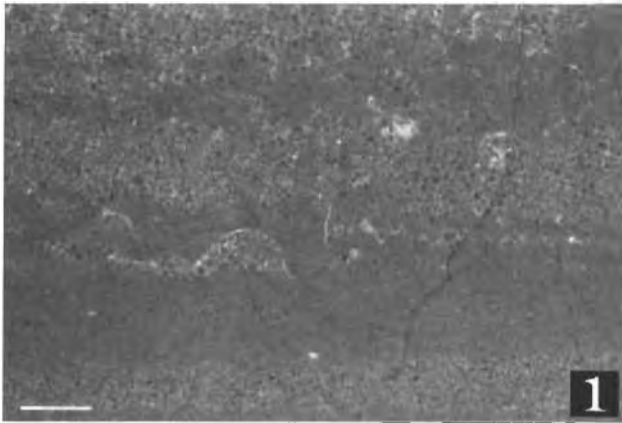
Legende

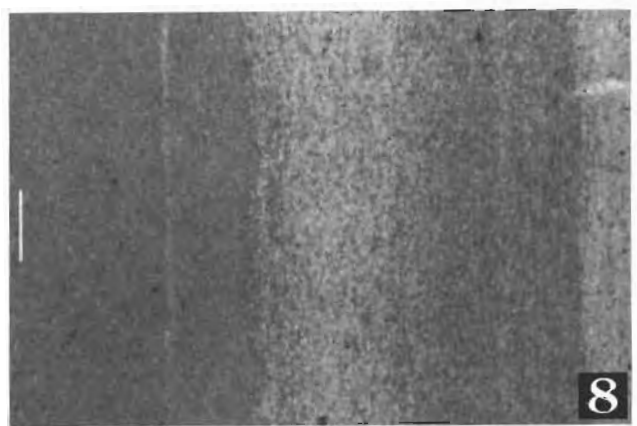
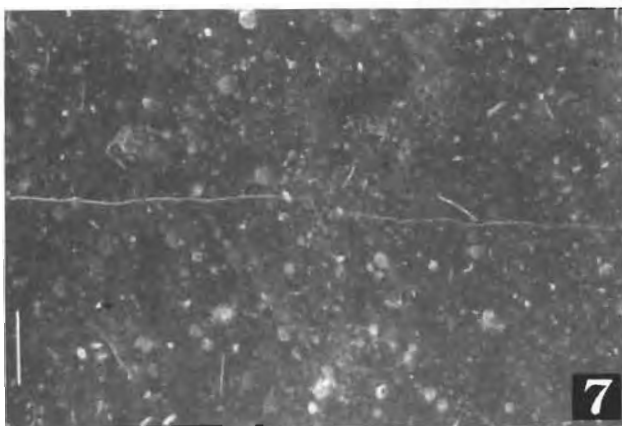
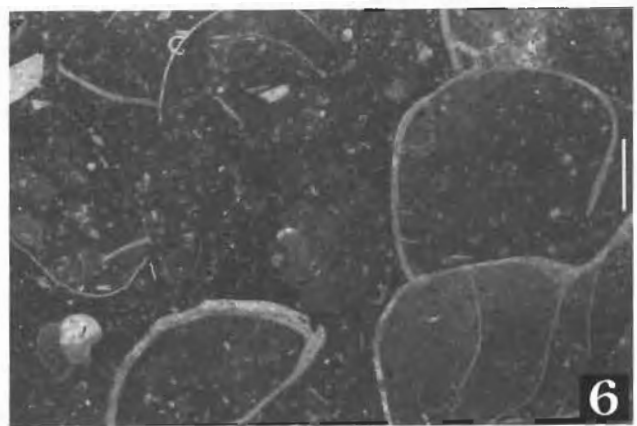
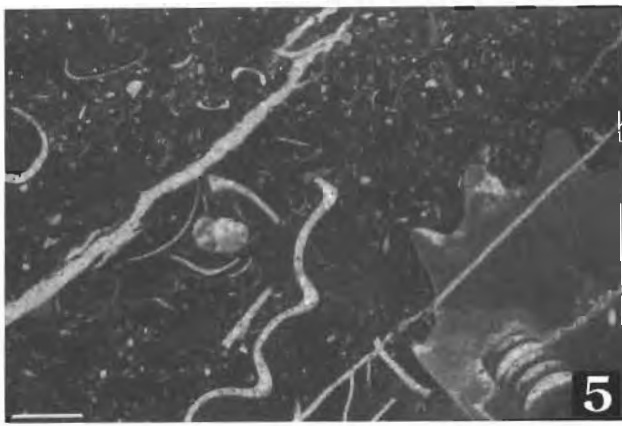
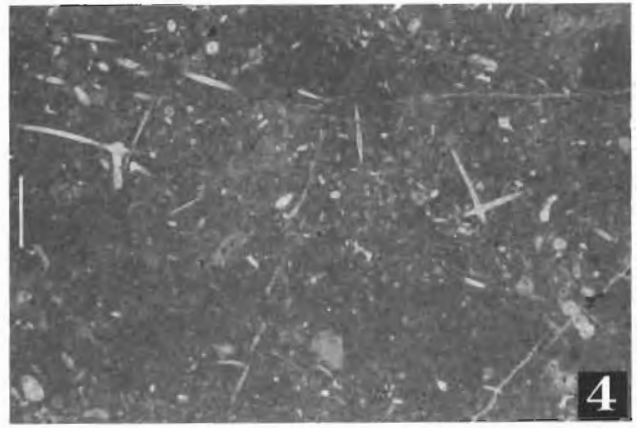
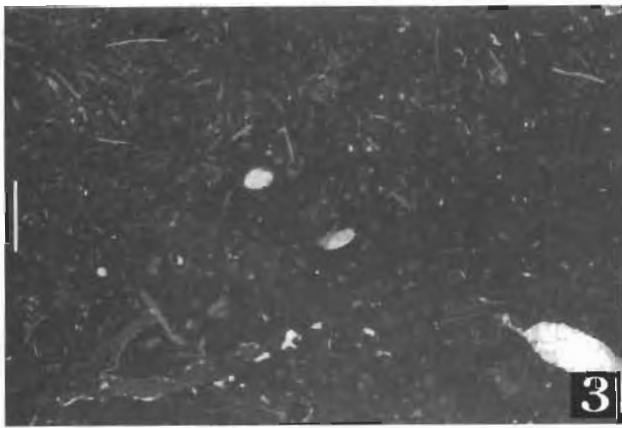
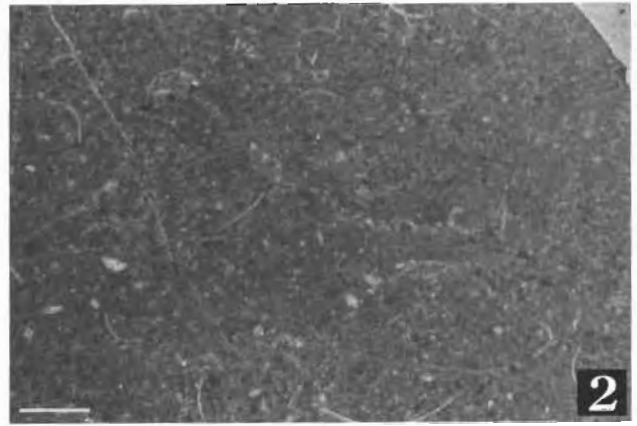
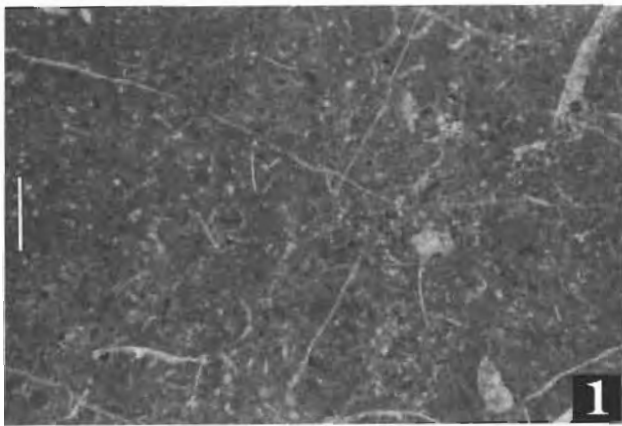
- Graue, massig ausgebildete, biogenführende Kalke
- hellgraue Flachwasserkalke und -dolomite
- Meist rote, knollige, biogenführende Kalke
- Rotgraue, z. T. knollige, biogenführende Kalke
- Dunkelgraue Flachwasserkalke und -dolomite
- Probenpunkt, mit Probennummer
- Kalkalgen
- Conodonten
- Halobien

Zusätzlich treten noch Oberalmer Schichten (hoher Ober-Jura - Abb. 8/8, Abb. 9/8) und eine Brekzie mit bisher unbekannter stratigraphischer Stellung (wahrscheinlich Mittel-Trias, Gutensteiner Kalk - Abb. 8/5, 6) auf. Diese Neukartierung des Wolfdietrichstollens in Kombination mit stratigraphischen und faziellen Untersuchungen der Schichtfolge von GAWLICK & LEIN (1997) zeigt, daß eine

Abb. 8: 1) Gutensteiner Kalk, A2616, Wolfdietrichstollen, m 1280, (= Lage im Brekzienniveau); Wechselfolge von Pelsparit- und Wackestonelagen. 2) Gutensteiner Kalk, A2627, Wolfdietrichstollen, m 291; pelsparitischer Grainstone mit Pisoiden. 3) Übergangsbereich Gutensteinerkalk/Steinalmkalk, Wolfdietrichstollen, m 535; Wackestone mit Peloiden und Biogenen (Foraminiferen, Schwammnadeln). 4) Steinalmkalk (brekziiert), A 2607, Wolfdietrichstollen, m 517; Intraklastenführender Grainstone. 5) + 6) Brekzie mit Komponenten aus Gutensteiner Kalk, A2618/1, Wolfdietrichstollen, m 1433. 7) Steinalmkalk, A2515, Wolfdietrichstollen, m 135; Algenrhythmit. 8) Oberalmer Schichten, A2624/2, Wolfdietrichstollen; radiolarienführender Wackestone. - = 1 mm.

Fig. 8: 1) Gutenstein limestone, A2616, Wolfdietrich horizon, m 1280; layers of pelsparit and wackestones. 2) Gutenstein limestone, A2627, Wolfdietrich horizon, m 291, pelsparitic grainstone with pisoids. 3) Transition Gutenstein/Steinalmk limestone, Wolfdietrich horizon, m 535; wackestone with peloids, foraminifera and spicula. 4) Steinalmk limestone (brecciated), A 2607, Wolfdietrich horizon, m 517; graistone with intraclasts. 5) + 6) Breccia with components of Gutenstein limestone, A2618/1, Wolfdietrich horizon, m 1433. 7) Steinalmk limestone, A2515, Wolfdietrich horizon, m 135; laminated algae. 8) Limestone of the Oberalm Formation, A2624/2, Wolfdietrich horizon, m 1710; wackestone with radiolarians. - = 1 mm.





In den Jahren 1983 und 1984 kamen die Bohrungen XVIII bis XXIV hinzu, die die Lagerstättengrenze genauer erfassen sollten (DÖRFLER & MALLY 1984) und die sowohl die Lobkowitz-Einlagerung als auch eine eigenständige Kalk-Dolomit-Scholle im Grenzbereich der Lercheck-Scholle mehrfach erreichten (DÖRFLER & MALLY 1984). Genauere Beschreibungen bzw. Untersuchungen der erbohrten Kalke und Dolomite wurden allerdings nicht vorgenommen. Bei 1270 m im Bereich des Wetterschurfes wurde eine weitere Bohrung (Bohrung WD II, 1972) mit einer Tiefe von 404,4 m abgeteuft, die nach PLÖCHINGER (1996) in karnisch-norischem Hallstätter Kalk ansetzt, darunter Zill- bzw. Steinalmkalk durchteuft und schließlich Werfener Schichten erreicht und in diesen endet. Die Originalbohrprofilaufnahme von SCHAUBERGER (1972 - zitiert in einem internen Bericht der Saline 1972; dargestellt und ergänzt in DÖRFLER & MALLY 1984) verzeichnet am Bohransatzpunkt einen mylonitisierten Bereich (= Brekzienhorizont - vgl. Abb. 11), darunter Hallstätter Kalk und schließlich, im Liegenden, einen lithologisch nicht näher charakterisierten Bereich, der nach DÖRFLER & MALLY (1984) keinesfalls aber Werfener Schichten darstellt. SCHAUBERGER (1972 - zitiert in einem internen Bericht der Saline 1972) beschreibt aus Cuttings bis 5 m einen dolomitischen Kalk, in einer Tiefe von 66-68 m eine Störungszone mit schwarzgrauen Mergeln und Schiefen und ab 176 m bis zur Endteufe Werfener Schichten in flacher Lagerung anhand von 8 Kernen, die zwischen 176 m und 379 m gewonnen wurden.

3. Zusammenfassung

Auf der Basis der Neukartierung der Oberfläche und der Stollenprofile im Jakobberg- und Wolfdietrichstollen (GAWLICK & LEIN 1997) kann sowohl eine Decken-Zweigliederung im Sinne von MEDWENITSCH (ab 1949) als auch die Existenz einer einheitlichen Hallstätter Decke im Sinne von PLÖCHINGER (1996) und TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN

(1970) nicht bestätigt werden.

Die stratigraphischen und faziellen Untersuchungen zeigen vielmehr, daß es sich bei den Hallstätter Serien innerhalb der Stollenprofile und an der Oberfläche um lithologische Abfolgen in jeweils tektonisch isolierten Schollen handelt, wie sie für den Hallstätter Salzbergfaziesraum durchaus typisch sind: über einem hellen, dickbankigem Kalk des Ober-Ladin/Unter-Karn als Äquivalent des Grauvioletten Bankkalkes folgt das unterkarnische Terrigenintervall, darüber der Rote Bankkalk, der Massiger Hellkalk, der Hangendrot- und -graukalk, Zlambachschichten und schließlich Allgäuschichten i. w. S., die hier im Bereich Hallein - Bad Dürrnberg als Jakobbergserie (vgl. KOLLMANN 1963) bezeichnet werden. Diese Abfolge, wie sie im Stollenprofil des Jakobbergstollens rekonstruiert werden kann, ist auch in den Hallstätter Kalk Vorkommen an der Oberfläche zwischen Hallein und Bad Dürrnberg komplett gleichartig entwickelt aufgeschlossen, auch der bisher fehlende Nachweis der Jakobbergserie bzw. liassischer Hallstätter Folgen konnte neuerdings erbracht werden (SUZUKI, MISSONI & GAWLICK 2000). Die bisher als Zlambachschichten gedeuteten Serien im Bereich südlich der Barmsteine (u. a. PLÖCHINGER 1996) sind auf Grund der enthaltenen Radiolarienfauna in das Sinemur zu stellen.

Grundlage für die Neuinterpretation des tektonischen Bauplanes des Hallein - Bad Dürrnberger Salzberges und seines Rahmens sind die Neukartierungen des Wolfdietrichstollens und des Jakobbergstollens (GAWLICK & LEIN 1997) sowie die Ergebnisse der Neukartierung obertags (PYTEL 1999) und stratigraphische und fazielle Untersuchungen der Schichtfolgen (GAWLICK & LEIN 1997, GAWLICK et al. in Druck).

Trotz der geringen Vertikaldistanz von nur 100 m zwischen diesen beiden übereinanderliegenden und weitgehend gleich orientierten Stollen (Abb. 3) unterscheiden sich diese beiden Aufschlußgruppen in ihrem Stoffbestand beträchtlich. Ursache dafür ist eine SSW-NNE streichende Störung

Abb. 9: 1) Mitteltriadischer Hallstatt limestone (= Bank unmittelbar unter den Halobienschiefen), A2604, Jakobbergstollen, m 788; biogenführender Wacke- bis Packstone mit Daonellenschalen, Radiolarien und Foraminiferen. 2) Mitteltriadischer Hallstätter Kalk, A2523/1, Jakobbergstollen, m 765 (= Lokalität einer der von MEDWENITSCH erwähnten "Diploporenfundstellen"); biogenführender Wackestone. 3) Obertriadischer Hallstätter Kalk (Massiger Hellkalk), A2601, Jakobbergstollen, m 400; biogenführender Wackestone mit Halobienschalen, kalzitgefüllten Sphären (?Radiolarien), bioturbat durchmischt. In den Stollenaufnahmen von MEDWENITSCH ist dieses Schichtglied als "Wettersteinkalk" geführt. 5) + 6) Obertriadischer Hallstätter Kalk (Hangendgraukalk), A2521, Jakobbergstollen, m 990; biogenführender Wackestone mit Ammoniten und Gastropoden. 7) Hallstätter Kalk, A2606, Wolfdietrichstollen, m 1865; radiolarienführende Wackestone. 8) Oberalm Schichten, A2628, Wolfdietrichstollen, m 148; Wechselfolge von sterilen Mudstones mit Pelsparitfolgen. - = 1 mm.

Fig. 9: 1) Hallstatt limestone (middle Triassic), A2604, Jakobberg horizon, m 788; wacke- and packstone with Daonella, radiolarians and foraminifera. 2) Hallstatt limestone (middle Triassic), A2523/1, Jakobberg horizon, m 765, wackestone (see MEDWENITSCH: "Wetterstein limestone"). 3) Hallstatt limestone (upper Triassic), "Massiger Hellkalk", A2601, Jakobberg horizon, m 400; wackestone with Halobiidae, calcitic ?radiolarians, bioturbated (see MEDWENITSCH: "Wetterstein limestone"). 4) Hallstatt limestone (upper Triassic), "Hangendgraukalk", A2525, Jakobberg horizon, m 260, wackestone with spicula and foraminifera. 5) + 6) Hallstatt limestone (upper Triassic), "Hangendgraukalk", A2521, Jakobberg horizon, m 990; wackestone with ammonites and gastropods. 7) Hallstatt limestone, A2606, Wolfdietrich horizon, m 1865; wackestone with radiolarians. 8) Limestone of the Oberalm Formation, A2628, Wolfdietrich horizon, m 148; mudstones and pelsparit. - = 1 mm.

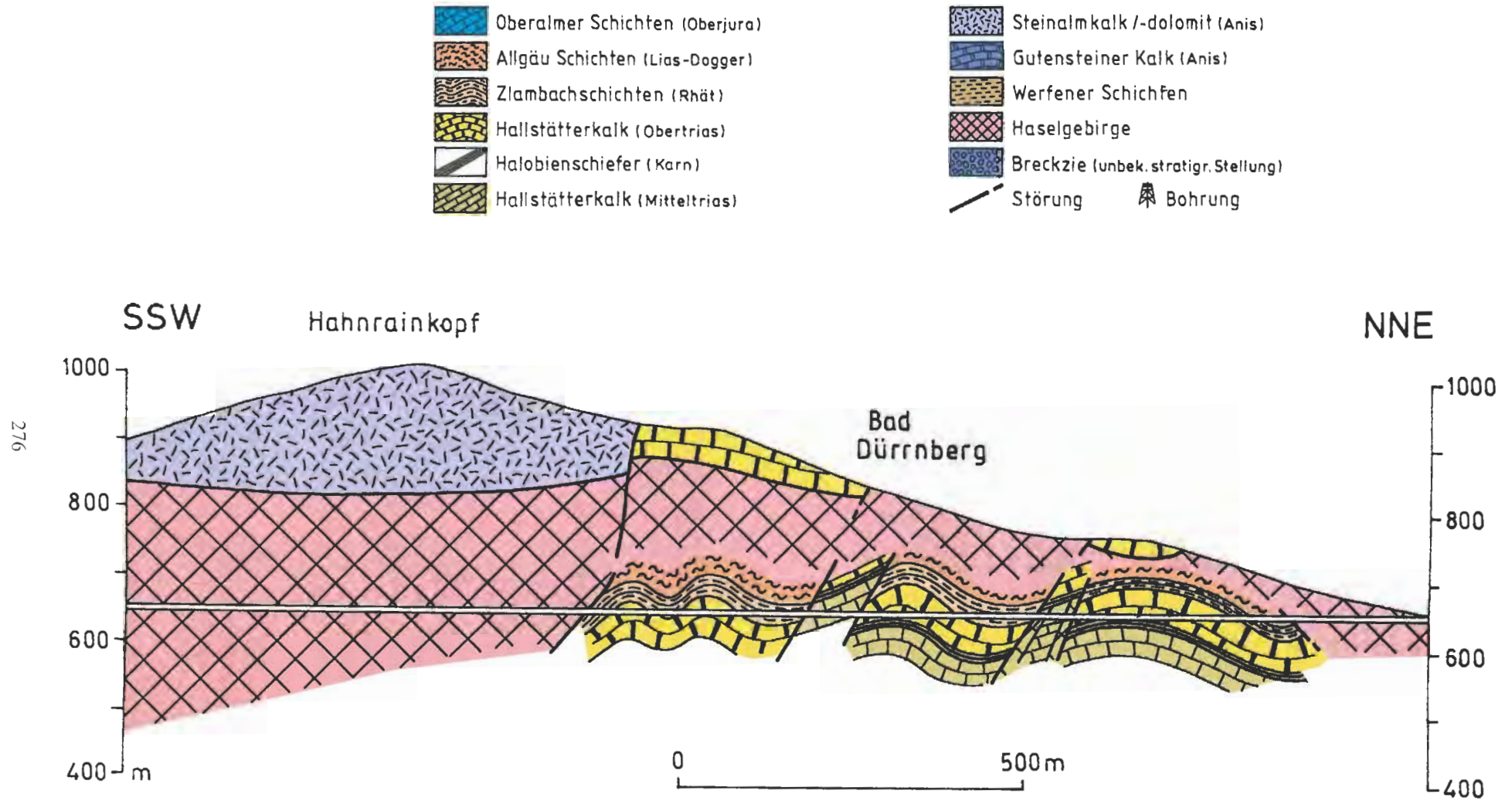


Abb. 10: Querprofil durch den Hallein - Bad Dürrnberger Salzbergin der Linie des Jakobbergstollens. Zur Lage des Profiles vgl. Abb. 2.

Fig. 10: Cross section of the Hallein - Bad Dürrnberg salt mine in the line of the Jakobberg horizon (see Fig. 2).

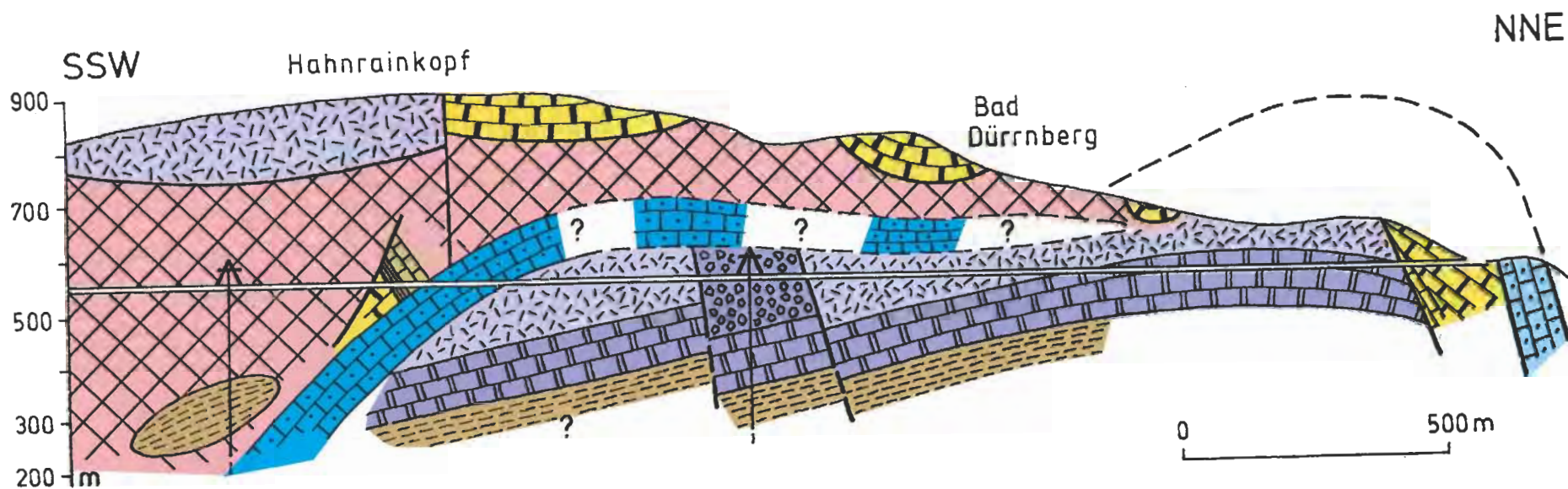
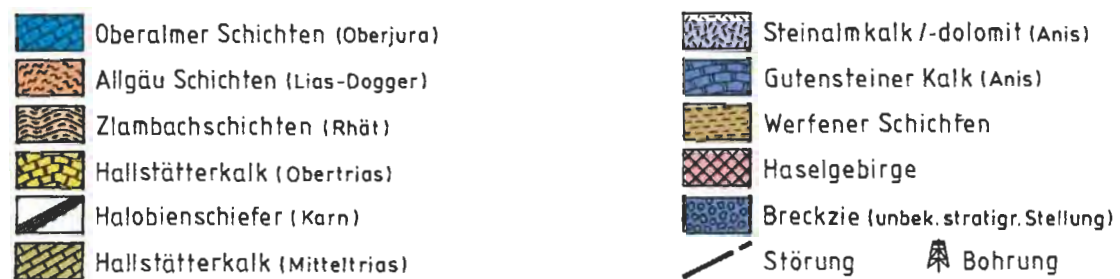


Abb. 11: Querprofile durch den Hallein - Bad Dürrnberger Salzberg in der Linie des Wolfdietrichstollens. Zur Lage des Profiles vgl. Abb. 2.

Fig. 11: Cross sections of the Hallein – Bad Dürrnberger salt mine in the line of the Wolfdietrich horizon (see Fig. 2).

zwischen den beiden Stollen.

Während im Wolfdietrichstollen einerseits die Hallstätter Kalke und andererseits die Oberalmer Schichten tektonisch direkt an anisische Kalke und Dolomite (Gutensteiner Kalk/dolomit, Steinalmkalk/-dolomit) grenzen, die den größten Teil der Strecke aufbauen (Abb. 6), ist im Jakobbergstollen nur eine, wenn auch mehrfach gestörte bzw. verdoppelte, Hallstätter Schichtfolge vom Ober-Ladin bis in den Lias aufgeschlossen (Abb. 5).

Die Oberalmer Schichten überlagern dabei die mitteltriassischen Abfolgen und werden ihrerseits von Haselgeirge und mitverfrachteten Hallstätter Kalk-Schollen überlagert (vgl. Abb. 11). Indem die im Jakobbergstollen zwischen 265-516 m und von MEDWENITSCH (ab 1949) als Wettersteinkalk gedeutete Serie nunmehr als Teil der Hallstätter Buntkalkentwicklung erkannt worden ist, fehlt nun ein wichtiger Anknüpfungspunkt zu den Seichtwasserkarbonaten (= Steinalmkalk/-dolomit) des Wolfdietrichstollens. Die räumliche Verbindung dieser beiden Stollenprofile in der Art, wie sie bisher (vgl. Abb. 2) angedeutet wurde, ist somit hypothetisch. Auch das Querprofil von GAWLICK et al. (in Druck) stellt daher nur den prinzipiellen geologischen Aufbau im Sinne von isolierten Einzelschollen dar, die durch jüngere Störungssysteme zusätzlich gegeneinander versetzt worden sind.

Deshalb wird in den Profilen (Abb. 10, Abb. 11)

a) in der Linie des Jakobbergstollens (Abb. 10)

b) in der Linie des Wolfdietrichstollens (Abb. 11)

keine Projektion mehr vorgenommen, da die beiden Stollen jeweils durch tektonisch voneinander isolierte Schollen bzw. Schuppen verlaufen.

Als Gefügeinventar ist eine generell Nordnordost-vergent gerichtete Zerlegung und Zergleitung der Schichtfolgen festzustellen, wobei an den einzelnen Störungen immer wieder Haselgebirge eingeschuppt ist (GAWLICK & LEIN 1997, Abb. 4, Abb. 6). Diese Nordnordost-Vergenz der Störungen steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit einem relativ jungen Auftrieb des Haselgebirges im Bereich des Hallein - Bad Dürrnberger Salzberges.

GAWLICK & LEIN (1997) interpretieren die verschiedenen Schichtfolgen, die im Bereich der Hallein - Bad Dürrnberger Hallstätter Zone auftreten, als ursprünglich jeweils voneinander isolierte Gleitschollen (im Sinne der Jurassischen Gleittektonik), die durch jüngere Störungen zerlegt wurden. Der Zeitpunkt der Platznahme der einzelnen Schollen kann im Bereich Hallein - Bad Dürrnberg allerdings nicht endgültig beantwortet werden. Es kommt der frühe Oberjura (Radiolarit-Niveau – GAWLICK 1996, GAWLICK et al. 1999) als Zeitpunkt der tektonischen Platznahme der Schollen in Frage. Die obertriassischen Hallstätter Kalke wurden im Zuge der (wahrscheinlich sehr) jungen Platznahme des Haselgebirges im Raum Bad Dürrnberg huckepack mitgeschleppt. Sie schwimmen heute ausnahmslos auf Haselgebirge (Abb. 10, Abb. 11).

Bei den einzelnen Hallstätter Schichtfolgen handelt es sich um jeweils isolierte Schollen im Sinne der jurassischen Gleittektonik (GAWLICK & LEIN 1997) mit einer Platznahme zur Zeit des höheren Oxford (= unteres Radiolaritniveau), was durch das Auftreten von liassischen Folgen aus dem

Hallstätter Faziesbereich im Bereich der Hallein - Bad Dürrnberger Hallstätter Schollenregion und faziell gleichartigen und gleichalten Brekzienkomponenten in Kiesel-sedimenten des höheren Oxford im Bereich der Torrener-Joch-Zone (= Lammer Becken; Strubbergsschichten – GAWLICK 1996) bestätigt wird (SUZUKI, MISSONI & GAWLICK 2000).

Dank

Wir bedanken uns bei Herrn P. Wallmann (Betriebsleiter der Saline) für die Erlaubnis, die Profile im Jakobberg- und Wolfdietrichhorizont neu untersuchen zu können und seine Unterstützung bei der Einsichtnahme in unveröffentlichte Berichte der Saline. Prof. Dr. L. Krystyn (Wien) überprüfte die Conodontenfaunen und gab Hinweise zur stratigraphischen Einstufung. Prof. Dr. W. Piller (Graz) bestimmte die Foraminiferen.

Literaturverzeichnis

- AMPFERER, O. (1936): Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung. - Jb. Geol. B.-A., **86**: 89-114, Wien.
- Bericht über die Tiefbohrung WD II im Wolfdietrichstollen des Salzbergbaues Dürrnberg bei Stollenmeter 1270. - Unveröffentl. Bericht der Saline, 1-8, Beil. 1-3, Hallein.
- BEYSLAG, F. (1922): Der Salzstock von Berchtesgaden als Typus alpiner Salzlagerstätten verglichen mit norddeutschen Salzhorsten. - Z. prakt. Geol., **30**: 1-6, Halle (Saale).
- BIRNBACHER, R. (1925): Der Dürrnberger Salzbergbau. - 1-63, (Zaurith) Salzburg.
- BITTNER, A. (1882): Aus dem Halleiner Gebirge. - Verh. Geol. R.-A., **1882**: 235-240, Wien.
- BRANDNER, R. (1954), mit Beiträgen von SCHAUBERGER, O. und HELI, M.: Salzbergwerk Hallein-Dürrnberg. - 1-49, (Gabriel & Co) Salzburg.
- BRAUN, R. (1997): Torrener-Joch-Zone/Jenner/Hoher Göll – eine durch Kontinent/Kontinent-Kollision ausgelöste Gleitdecke in den Tauglbodenschichten (mittlerer Oberjura) der Berchtesgadener Alpen. - Unveröff. Diss. Philipps-Universität Marburg/Lahn, 1-249, 4 Beil., Marburg/Lahn.
- CADISCH, J. (1932): Ein Beitrag zum Calpionellenproblem. - Geol. Rundsch., **23**: 241-257, Berlin.
- DÖRFLER, K. & MALLY, E. (1984): Die Bohrungen XVIII bis XXIV im Wolf-Dietrich-Horizont des Salzberges Dürrnberg bei Hallein. - Unveröff. Meldearb. Montanuniv. Leoben, Anlagen, 1-18, Leoben.
- FUGGER, E. (1907): Geologische Karte der Österreichisch-ungarischen Monarchie, Blatt Hallein und Berchtesgaden 1:75000 mit Erläuterungen. - 1-34, Geol. R.-A, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberrjurassischen Brekzien der Stubbergsschichten im Lammertal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **39/40**: 119-186, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & BÖHM, F. (in Druck): Sequence and Isotope stratigraphy of Late Triassic distal periplatform limestones – an example from the Northern Calcareous Alps (Kälberstein quarry, Berchtesgaden Hallstatt Zone). - Geol. Rundsch., Berlin.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. - Geol. Rundsch., **87**: 644-657, Berlin.

- GAWLICK, H.-J., KRYSZYN, L. & LEIN, R. (1994): CAI-Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - *Geol. Rundsch.*, **83**: 660-664, Berlin.
- GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (1997): Neue stratigraphische und fazielle Daten aus dem Jakobberg- und Wolfdietrichstollen des Hallein - Bad Dürnberger Salzberges und ihre Bedeutung für die Interpretation der geologischen Verhältnisse im Bereich der Hallein - Berchtesgadener Schollenregion. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **22**: 199-225, Innsbruck.
- GAWLICK, H.-J., LEIN, R., PIROS, O. & PYTEL, C. (in Druck): Zur Stratigraphie und Tektonik des Hallein - Bad Dürnberger Salzberges - Neuergebnisse auf der Basis von stratigraphischen und faziellen Daten (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). - *Abh. Geol. B.-A.*, 00: 000-000, Wien.
- GEISSLER, P. & HELING, D. (1952): Salzbergwerk Dürnberg bei Hallein. I. Geologische Aufnahme des alten Wetterschurfes am Jakobberg-Hauptstollen. Probennahme. - Unveröff. Meldearb. Montanuniv. Leoben, 1-6, Anlagen, Leoben.
- GÜMBEL, C.W. v. (1861): Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. - I-XX, 1-950, (Perthes Verlag) Gotha.
- HAHN, F.F. (1913): Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. - *Mitt. geol. Ges. Wien*, **6**, Teil I: 238-356, Teil II: 374-501, Wien.
- KELLERBAUER, S. (1996): Geologie und Geomechanik der Salzlagertätte Berchtesgaden. - *Münchner Geol. Hefte, Reihe B: Angewandte Geologie*, **2**: 1-101, 1 Geol. Karte, München.
- KOBER, L. (1949): Moderne Alpengeologie und der Salzbergbau. - *Berg- und Hüttenm. Mh.*, **94** (3): 41-42, Leoben.
- KOBER, L. (1955): Bau und Entstehung der Alpen. - 2. Aufl., 1-379 (Deuticke) Wien.
- KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. & PANTIC, S. (1966): Meandrosira gen. n., un nouveau genre de Foraminifères du Trias alpin. - *Riv. Ital. paleont.*, **75/4**: 697-704, Milano.
- KOLLMANN, K. (1960): Ostracoden aus der alpinen Trias Österreichs. I. Parabairdia n. g. und Ptychobairdia n. g. (Bairdiidae). - *Jb. Geol. B.-A.*, Sbd. 5: 79-106, Wien.
- KOLLMANN, K. (1963): Ostracoden aus der alpinen Trias. II. Weitere Bairdiidae. - *Jb. Geol. B.-A.*, **106**: 121-203, Wien.
- LANGENSCHIEDT, E. (1994): Geologie der Berchtesgadener Berge. - 1-155, Nationalparkverwaltung Berchtesgaden, (Berchtesgadener Anzeiger) Berchtesgaden.
- LEIN, R. (1987a): Evolution of the Northern Calcareous Alps During Triassic Times. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Ed.): *Geodynamics of the Eastern Alps*), 85-102, (Deuticke) Wien.
- LEIN, R. (1987b): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Pyhrn-Passes. - *Oö. Geonachrichten*, **2**, Folge 2: 21-37, Linz.
- LEUCHS, K. (1948): Orogenese im Kalkalpengebirge in Trias-, Jura- und Unterkreidezeit. - *Sitzber. österr. Akad. Wiss. math.-natwiss. Kl., Abt. A*, **157**: 39-53, Wien.
- LILJENBACH, L. v. (1830): Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutung auf die Karpathen. - *N. Jb. Min. Geol.* **1**: 153-220, Heidelberg.
- LIPOLD, M. v. (1854): Der Salzberg am Dürnberg nächst Hallein. - *Jb. Geol. R.-A.*, **1854**: 590-610, Wien.
- LORENZ, T. (1902): Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies. II. Der südliche Rhätikon. - *Ber. naturforsch. Ges. Freiburg/Br.*, **12**: 35-95, Freiburg/Br.
- MEDWENITSCH, W. (1949): Fossilfund im Halleiner Salzberg. - *Berg- und Hüttenmänn. Mh.*, **94** (3): 65-66, Leoben.
- MEDWENITSCH, W. (1958): Zur Geologie des Halleiner Salzberges. Die Profile des Jakobberg- und Wolfdietrichstollens. - *Mitt. geol. Ges. Wien*, **51**: 197-218, Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1962): Die Bedeutung der Grubenaufschlüsse des Halleiner Salzberges für die Geologie des Ostrand der Berchtesgadener Schollenregion. - *Z. dt. Geol. Ges.*, **113**: 463-494, Hannover.
- MEDWENITSCH, W. (1963a): Zur Geologie des Halleiner und Berchtesgadener Salzberges. - *Mitt. Naturwiss. Arbeitsgem. Haus der Natur*, **1963**: 1-18, Salzburg.
- MEDWENITSCH, W. (1963b): D III: Halleiner Salzberg (Dürnberg). - [In: GRILL, R., KOLLMANN, K., KÜPPER, H. & OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Exkursionsführer für das Achte Europäische Mikropaläontologische Kolloquium in Österreich*], *Verh. Geol. B.-A.*, Sonderheft **F**: 67-81, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1889): Nachweis der Zone des *Tropites subbulatus* in den Hallstätter Kalken bei Hallein. - *Verh. Geol. R.-A.*, **1889**: 277-280, Wien.
- MURGEANU, G. & FILIPESCU, M.G. (1933): *Calpionella carpathica* n. sp. dans les Carpathes roumaines. - *Notat. biol.*, **1**: 4-63.
- OBERHAUSER, R. (1960): Foraminiferen und Mikrofossilien "incertae sedis" der iadinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. - *Jb. Geol. B.-A.*, **5**: 5-46, Wien.
- OTT, E. (1967): Dasycladaceen (Kalkalgen) aus der nordalpinen Obertrias. - *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, **7**: 207-226, München.
- PACHER, W. (1987): Geologische Untersuchungen zur Festlegung einer Zielbohrung zur Ableitung der Teufenbach Selbstwässer beim Salzbergbau Hallein der Österreichischen Salinen AG. - Unveröff. Meldearb. Montanuniv. Leoben, 1-11, Anlagen, Leoben.
- PETRASCHEK, W.E. (1947): Der tektonische Bau des Hallein-Dürnberg Salzberges. - *Jb. Geol. B.-A.*, **XC** (1945): 3-19, Wien.
- PETRASCHEK, W.E. (1949): Die geologische Stellung der Salzlagertätte von Hallein. - *Berg- und Hüttenmänn. Mh.*, **94** (3): 60-63, Leoben.
- PIA, J.V. (1920): Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. - *Abh. zool. bot. Ges. Wien*, **11/2**: 1-263, Wien.
- PICHLER, H. (1963): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. - *Beih. Geol. Jb.*, **48**: 129-204, Hannover.
- PLÖCHINGER, B. (1955): Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. - *Jb. Geol. B.-A.*, **98**: 93-144, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1974): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg), mit einem Beitrag von I. DRAXLER. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1974**: 71-88, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden, mit Beiträgen von K. BADER und H. HOLZER. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **151**: 304-324, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1983): Salzburger Kalkalpen. - *Samml. geol. Führer*, **73**: 1-144, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). - *Geol. Rdsch.*, **73**: 293-306, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, 94 HALLEIN. - *Geol. B.-A.* 1987, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1990): Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein im Salzkammergut der österreichischen Karte der Republik Österreich 1:50000. - 1-76, *Geol. B.-A.*, **1990**: Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1995): Tectonics of the Northern Calcareous Alps: a review. - *Mem. Sci. Geol.*, **47**: 73-86, Padova.
- PLÖCHINGER, B. (1996): Das Halleiner Salinargebiet (Salzburg) im Geotopenschutz-Projekt. - *Jb. Geol. B.-A.*, **139**: 497-504, Wien.
- PYTEL, C. (1999): Stratigraphie, Fazies und Tektonik im Bereich der Salzlagertätte Bad-Dürnberg-Hallein (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). - Unveröff. Dipl. Arb. Montanuniv. Leoben, 1-108, Leoben.
- RAUCHEGGER, F. (1983): Die Geologie des Hallein-Dürnberg Salzstockes. - Unveröff. Meldearb. Montanuniv. Leoben, 1-23, Anlagen, Leoben.
- SCHAFHÄUTL, K.E. v. (1851): Geognostische Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges. - 1-206, Taf. 1-45, München.
- SCHAUBERGER, O. (1949): Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. - *Berg- und Hüttenmänn. Mh.*, **94** (3): 46-56, Leoben.
- SCHAUBERGER, O. (1953): Salzlagertätte Dürnberg-Hallein. - Ex-

- kursionsführer Mineralogentagung, Leoben.
- SCHAUBERGER, O. (1979): Die alpinen Salzlagerstätten. - Verh. Geol. B.-A., 1979: 455-459, Wien.
- SCHLOSSER, M. (1898): Das Triasgebiet von Hallein. - Z. dt. Geol. Ges., 50: 333-385, Berlin.
- SCHMIDT, A.R. (1872): Über die Salzlagerungsverhältnisse am Dürnberg bei Hallein. - Österr. Z. Berg. u. Hüttenw., 1872: 323-324, 1 Beilage, Wien.
- SCHWEIGL, J. (1997): Kinematik der zentralen Nördlichen Kalkalpen (Ostalpen). - Unveröff. Diss. Univ. Salzburg., 1-213, Salzburg.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. - Eclogae geol. Helv., 90: 303-323, Basel.
- SEIDL, E. (1927): Die Salzstöcke des deutschen (germanischen) und des Alpen-Permsalz-Gebietes. - Kali, 21: 346-360, Halle/Saale.
- SPÖTL, Ch. (1988): Schwefelisotopdatierungen und fazielle Entwicklung permoskythischer Anhydrite in den Salzbergbauen von Dürnberg/Hallein und Hallstatt (Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 34/35: 209-229, Wien.
- SPÖTL, Ch. (1989): The Alpine Haselgebirge Formation, Northern Calcareous Alps (Austria): Permo-Skythian evaporites in an alpine thrust system. - Sedimentary Geology, 65: 113-125, Amsterdam.
- SUZUKI, H., MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2000): Radiolarien aus unterliassischen Beckensedimenten der Hallstätter Zone aus polymikten oberjurassischen Brekzienkörpern der Torrener-Joch-Zone (Nördliche Kalkalpen, Königsbachgraben, Berchtesgadener Land, Deutschland). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 43: 131-132, Wien.
- TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. - 1-404, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1987): Late Jurassic/Neocomian Gravitational Tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Ed.): Geodynamics of the Eastern Alps), 112-125, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E. (1970): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. - Geologica et Palaeontologica, 4: 87-145, Marburg/Lahn.
- WURDINGER, H. (1961): Untersuchungen über den Streckenausbau in alpinen Salzlagerstätten. - Unveröff. Staatsprüfungsarb., Montanuniv. Leoben, 1-65, Leoben.
- ZANKL, H. (1971): Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. - (In: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. (Ed.): Sedimentology of parts of Central Europe), 147-185, (Kramer) Frankfurt.

ERRATUM

zu

Schesa-Bruchkessel, Bürserberg-Vorarlberg: Mehrphasiger Murschuttfächeraufbau, Ausräumungsgeschichte, Sanierung durch Rückböschung

Schesa-Gully, Bürserberg-Vorarlberg: Polyphasal Mud Flow Fan, History of Erosion, Stabilising trough Mining

von

Heiner BERTLE

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	42	S. 139-179	Wien 1999
---------------------------------------	----	------------	-----------

Anschrift des Verfassers, address of the author:
DDr. HEINER BERTLE
Ingenieurkonsulent für Technische Geologie
Kronengasse 6
A-6780 Schruns
Austria

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	44	S. 281-288	Wien 2000
---------------------------------------	----	------------	-----------

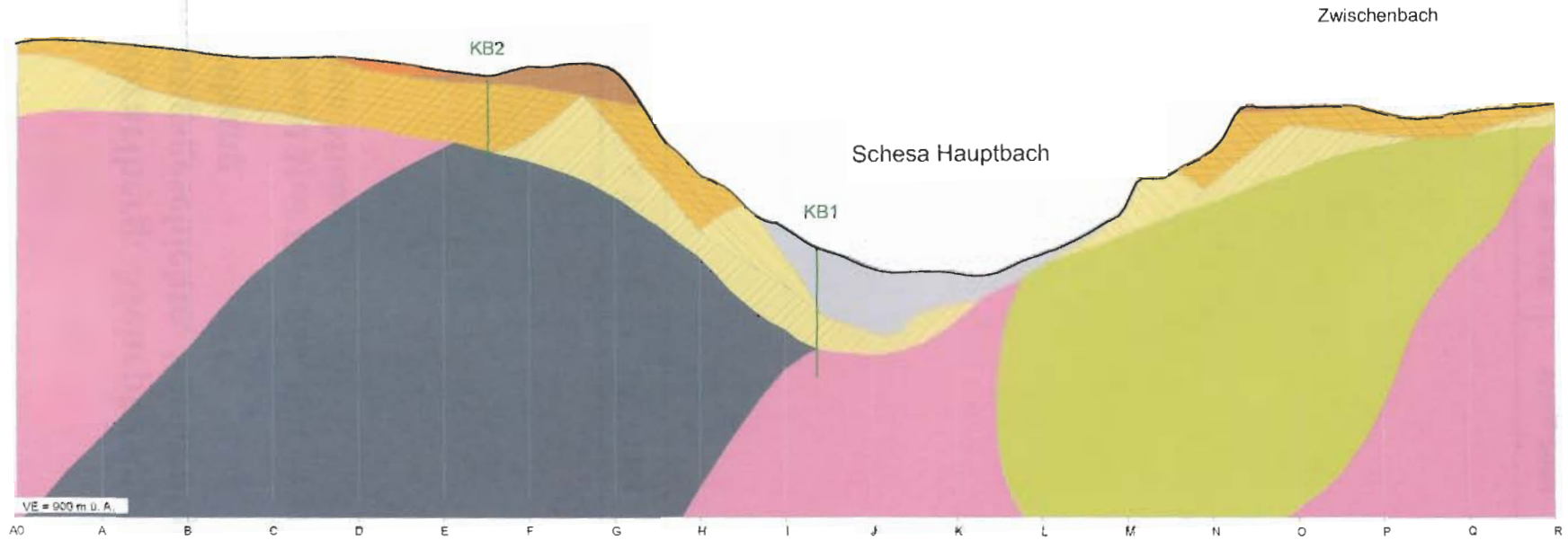
TAFEL 1

Geologischer Profilschnitt 7 mit Sedimentstrukturen. / Cross section 7 with sedimentary structures.

PROFIL: 7

**Pilotprojekt Schesasanierung
Geol. Abschlußbericht im Rahmen der
erweiterten Hauptstudie**

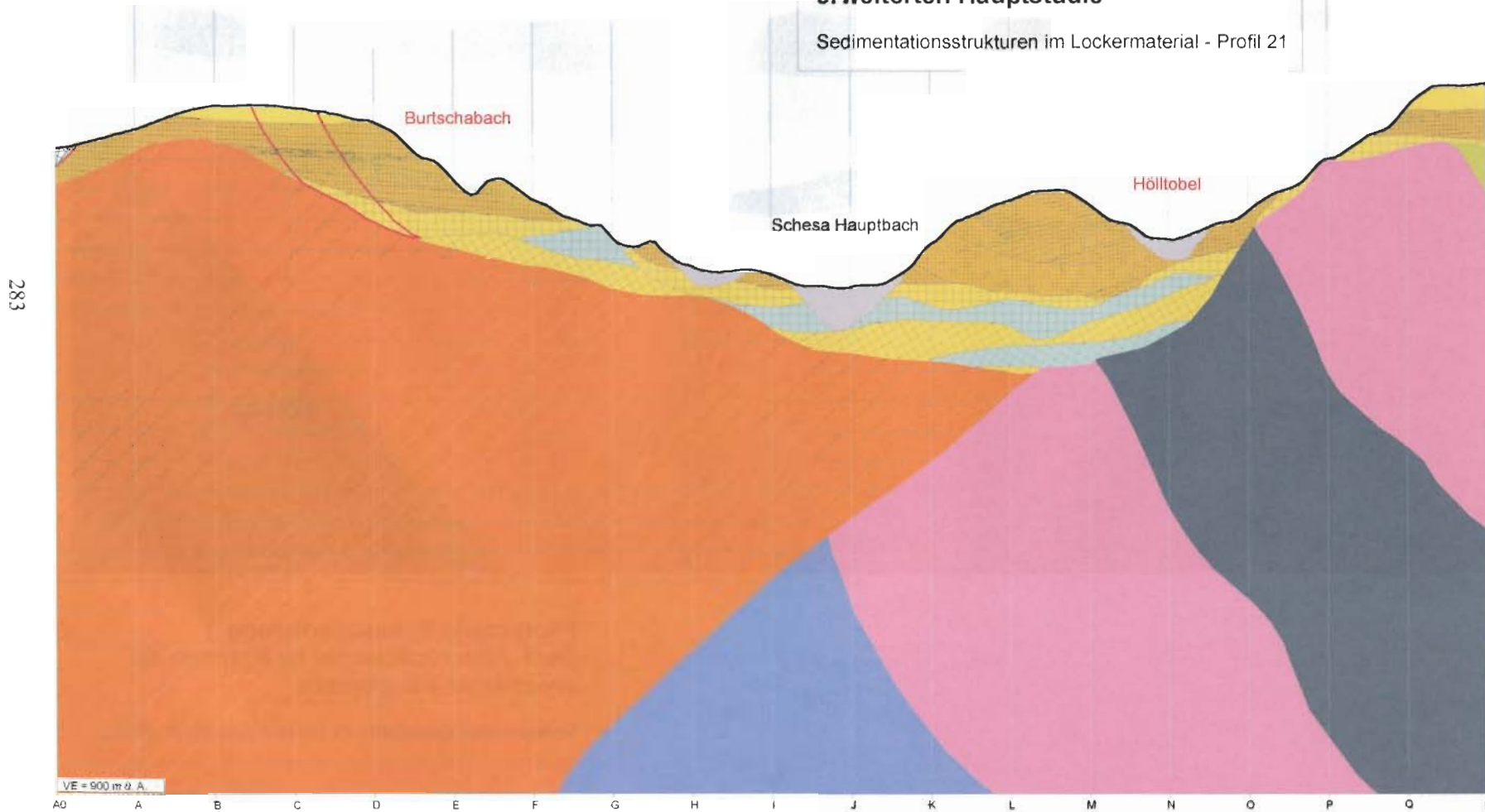
Sedimentationsstrukturen im Lockermaterial - Profil 7



PROFIL: 21

Pilotprojekt Schesasanierung Geol. Abschlußbericht im Rahmen der erweiterten Hauptstudie

Sedimentationsstrukturen im Lockermaterial - Profil 21



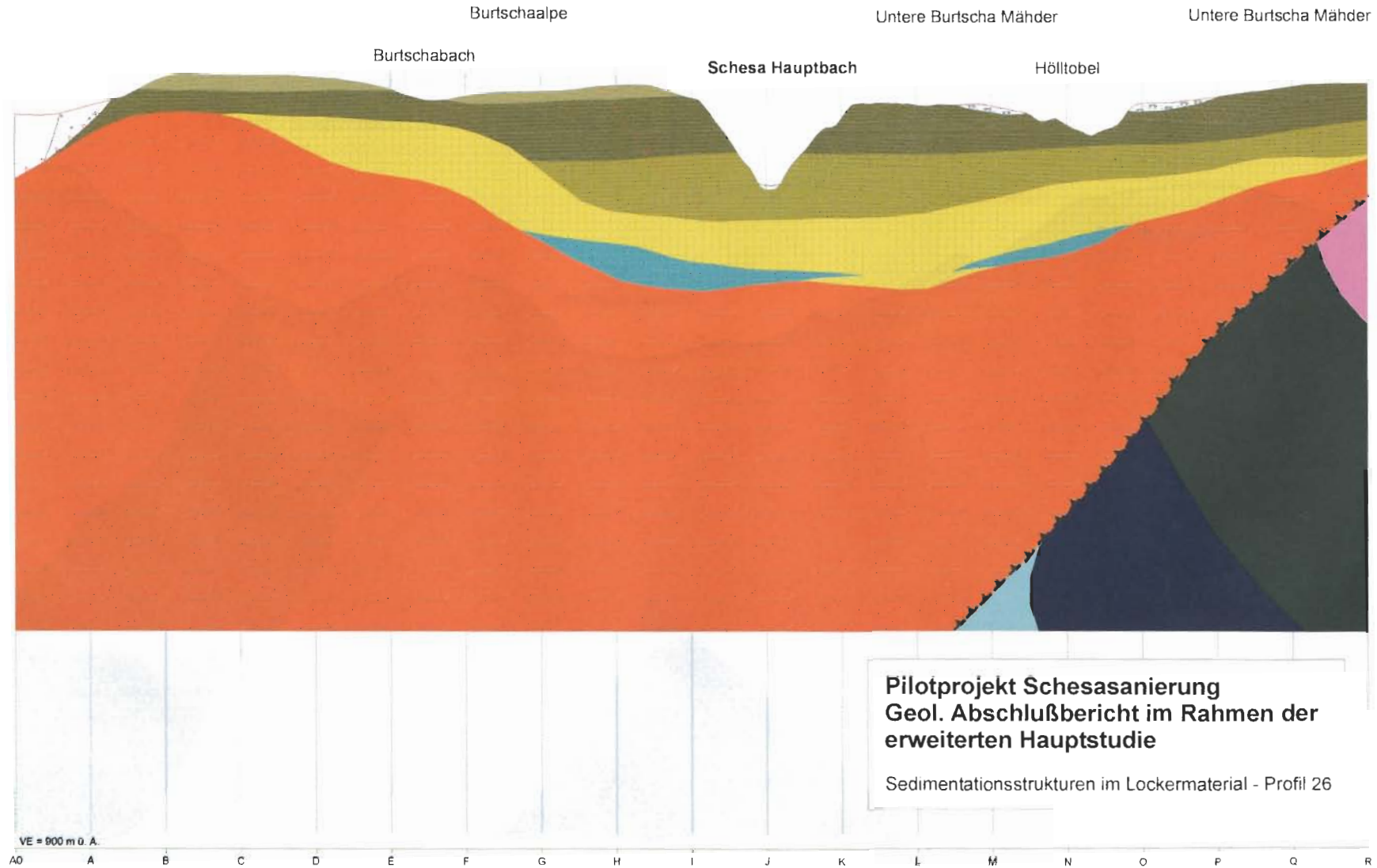
Geologischer Profilschnitt 21 mit Sedimentstrukturen. / Cross section 21 with sedimentary structures.

TAFEL 2

TAFEL 3

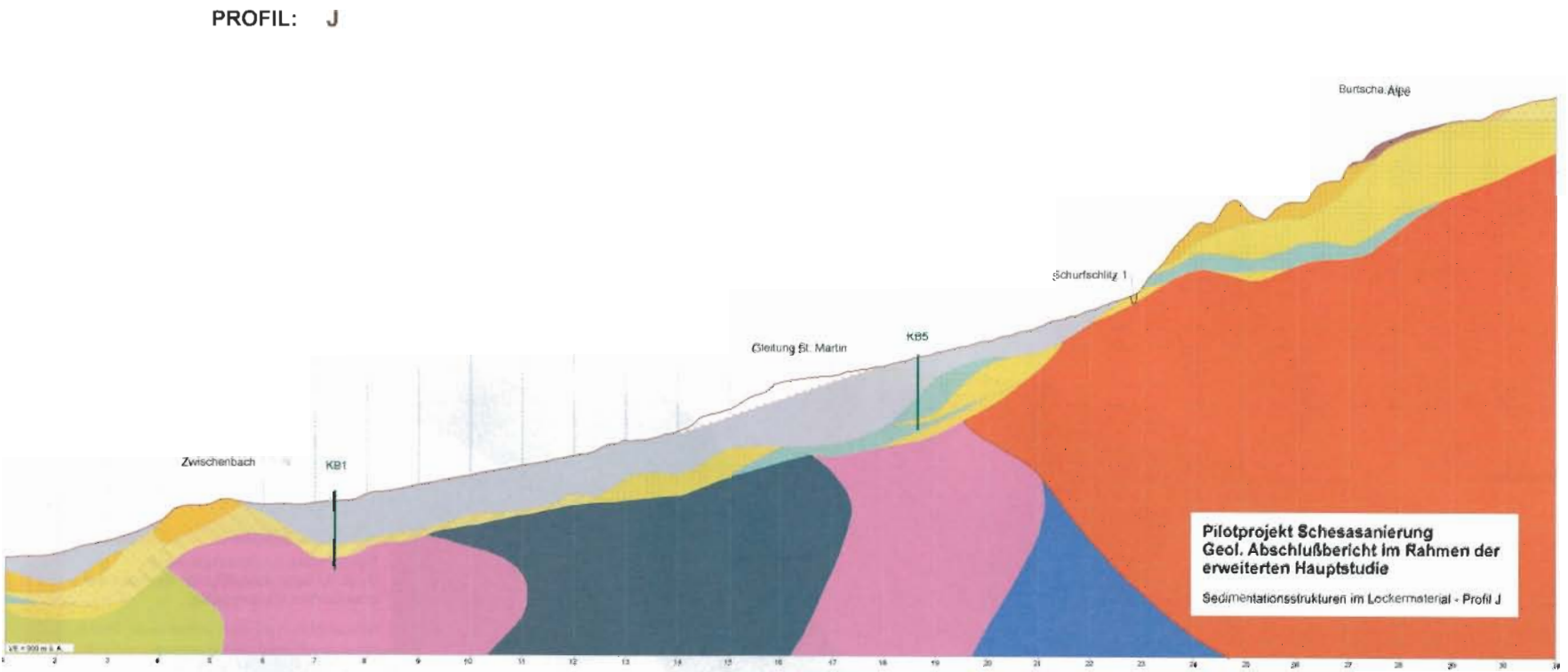
Geologischer Profilschnitt 26 mit Sedimentstrukturen. / Cross section 26 with sedimentary structures.

PROFIL: 26



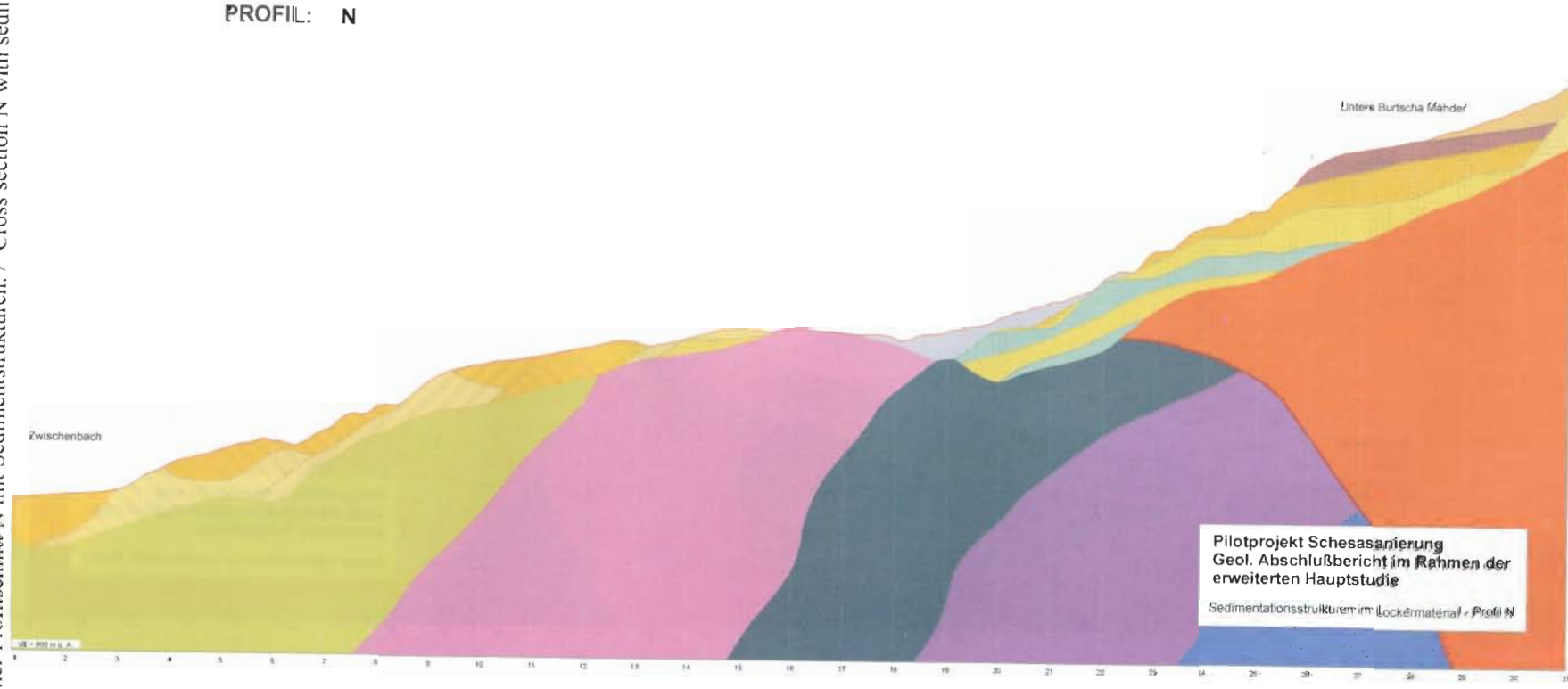
TAFEL 4

Geologischer Profilschnitt J mit Sedimentstrukturen. / Cross section J with sedimentary structures.



TAFEL 5

















































Geologischer Profilschnitt N mit Sedimentstrukturen. / Cross section N with sedimentary structures.



TAFEL 6

Legende zu den Profilschnitten Taf. 1-5. / Legend of cross sections Plates 1-5.

LEGENDE:

	Schesa-Jungschutt		Arosazone nicht differenziert
	Hangschutt		Raibler Gips
	Gleitungsmasse		Raibler Formation
	Felssturzmasse		Arlberg Formation
	Rückzug- Übergußschichten		Partnach Formation
	Rückzugsfächer Brenner		Alpiner Muschelkalk Formation
	Rückzugsmoräne Brenner		Quellen
	Rückzugsfächer Zwischenbach		Gerinne
	Rückzugsmoräne Zwischenbach		Vernässungsbereich
	Rückzugsfächer Gaschiera II		Schichtung d. Lockermassen undiff.
	Rückzugsmoräne Gaschiera II		Torf u.a. organogene Ablagerungen
	Rückzugsfächer Gaschiera I		schluffig-tonig-feinsandige Stausedimente
	Rückzugsmoräne Gaschiera I		sandig-kiesige Ablagerungen
	Rückzugsfächer Ilmkopf II		Grobschotter unverfestigt und Konglomerate und Breccien
	Rückzugsmoräne Ilmkopf II		Deckengrenze
	Übergußschichten Schesa		Abriß- u. Hauptbewegungsfugen von Hangbewegungen
	Deckschichte Schesa (Vorstoß)		Felsoberfläche
	Vorstoßmoräne Ilmkopf		Bohrpunkte
	Rückzugsfächer Ilmkopf I (Schesahauptschüttung)		Schurfschlütze
	Rückzugsmoräne Ilmkopf I		Seismik-Profile
	Rückzugsmoräne Burtschaalpe		Altersdatierung und/oder Pollennachweis
	Grundmoräne Würm jung		Glaciale und Eisrandbildungen
	Interstadial Würm jung		Lage der Profilschnitte 1-31; A-R
	Grundmoräne Würm mittel		
	Interstadial Würm alt		
	Grundmoräne Würm alt		

TAFEL 7

3-D-Modelle der Felsoberfläche (Fig. 1), der Oberfläche der älteren, ausgeräumten Würm-Interstadialfüllung (Fig. 2) und der Oberfläche der jüngeren Würm-Interstadial-Füllung des Bruchkessels (Fig. 3). / 3-D-model of the bed rock (fig. 1); the surface of the older, eroded Würm-interstadial-filling (fig. 2) and the surface of the younger Würm-interstadial-filling of the Schesa-gully (fig. 3).

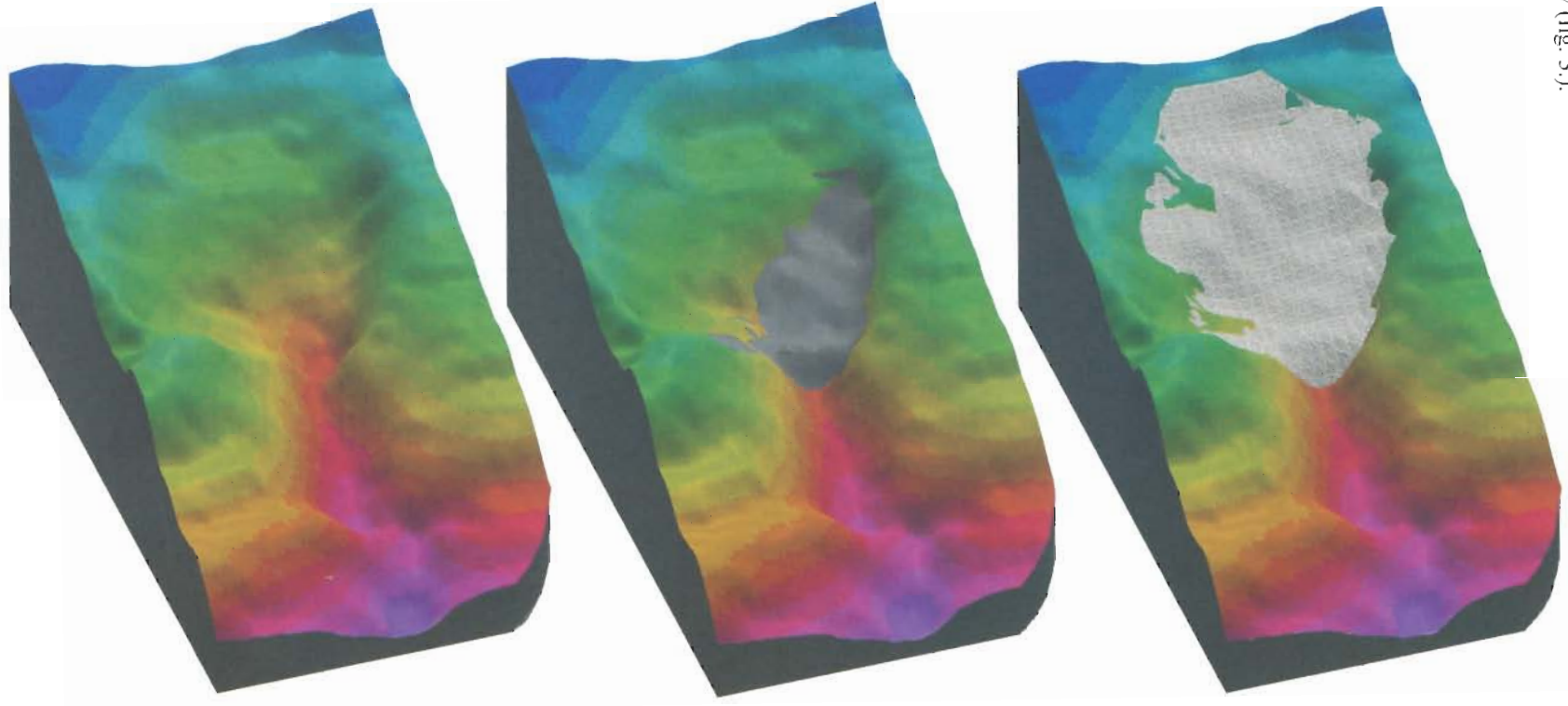


Fig. 1) 3-D Modell der Felsoberfläche

Fig. 2) 3-D Modell der Oberfläche der älteren, ausgeräumten Würm-Interstadial-Füllung des Bruchkessels

Fig. 3) 3-D Modell der Oberfläche der jüngeren Würm-Interstadial-Füllung des Bruchkessels

Die Hallstätter Trias der Mürztaler Alpen

The pelagic Hallstatt facies (Triassic) of the Muerztal Alps

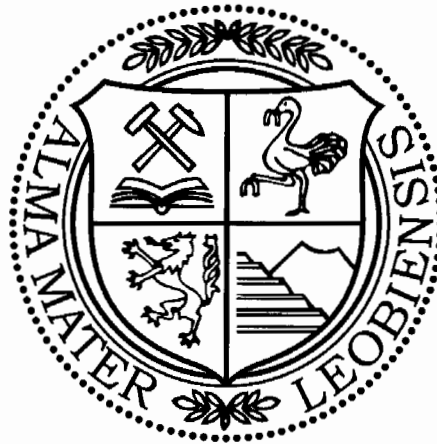
Von

Richard LEIN

mit 8 Abbildungen
with 8 figures

Exkursionsführer

SEDIMENT 2000



Anschrift des Verfassers, address of the author:

Dr. Richard LEIN

Institut für Geologie der Universität Wien

Geozentrum Althanstraße 14

A-1090 Wien,

Österreich.

Richard.Lein@univie.ac.at

Inhalt

1. Einleitung und Problemstellung.....	290
2. Fazies und Tektonik.....	292
3. Exkursionspunkte.....	293
3.1. Waxeneck-Schönhaltereck-Plateau.....	293
3.2. Buchalpengraben.....	294
3.3. Mürzschluchtprofil.....	294
4. Zusammenfassung.....	296
Literatur.....	296

Contents

1. Introduction.....	290
2. Facies and tectonics.....	292
3. Excursion sites.....	293
3.1. Waxeneck-Schönhaltereck plateau.....	293
3.2. Buchalpengraben.....	294
3.3. Muerz gorge section.....	294
4. Summary.....	296
References.....	296

1. Einleitung und Problemstellung

The Muerztal Alps (Styria) are one among the few places where all main facial developments of the pelagic Hallstatt facies (Triassic) are exposed within a small distance:

1. The **Muerztal facies** – late Triassic pelagic limestones (red and grey), resting on Upper Carnian shallow water carbonates,
2. The **Aflenz facies** – an intraplatform sedimentary sequence,
3. The **Salzberg facies** (red condensed ammonite bearing sequence) and the
4. **Zlambach facies** (grey limestones and shales), both well known from the type region of the Hallstatt facies, the Austrian Salzkammergut.

The sequences in the development of the Muerztal and Aflenz facies are bounded to the Juvavic Muerzalpen nappe, whereas the outcrops containing sequences of Zlambach facies and Salzberg facies are parts of higher tectonic units. The field trip is also guided to the famous Muerz gorge section (Zlambach facies), one of the two localities where the famous scientific controversy between MOJSOVICS and BITTNER took place, concerning the chronostratigraphic subdivision of Upper Triassic time.

Das Exkursionsgebiet ist Teil der Mürzalpendecke, einer juvavischen Einheit, die in der hier diskutierten Umgrenzung erstmals von KRISTIAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) definiert und als Vielfaziesdecke beschrieben worden ist. Der im folgenden beschriebene Schichtbestand dieser Einheit ist sowohl in stratigraphischer wie auch fazieller Hinsicht bedeutsam. U. a. hat die verkehrt gelagerte Hallstätter Abfolge der Mürzschlucht zusammen mit einem weiteren

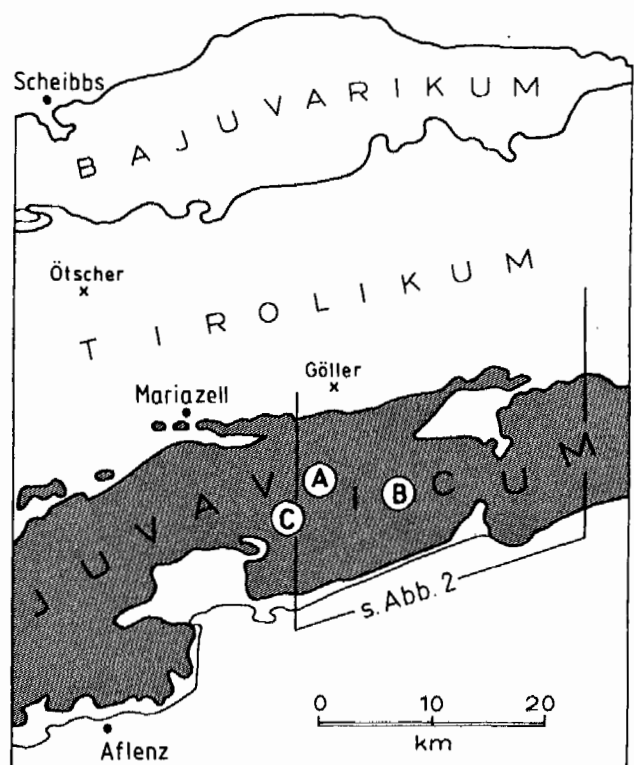


Abb. 1: Tektonische Position des juvavischen Deckenstapels in den östlichen Nordkalkalpen. Lage der Exkursionspunkte: A) Mürzschluchtprofil, B) Waxeneck-Schönhaltereck-Plateau, C) Buchalpengraben.

Fig. 1: Tectonic position of the juvavic nappe pile in the eastern part of the Northern Calcareous Alps. Excursion sites: A) Muerz gorge section (Zlambach facies), B) Waxeneck-Schönhaltereck plateau Muerztal facies), C) Buchalpengraben (Aflenz facies).

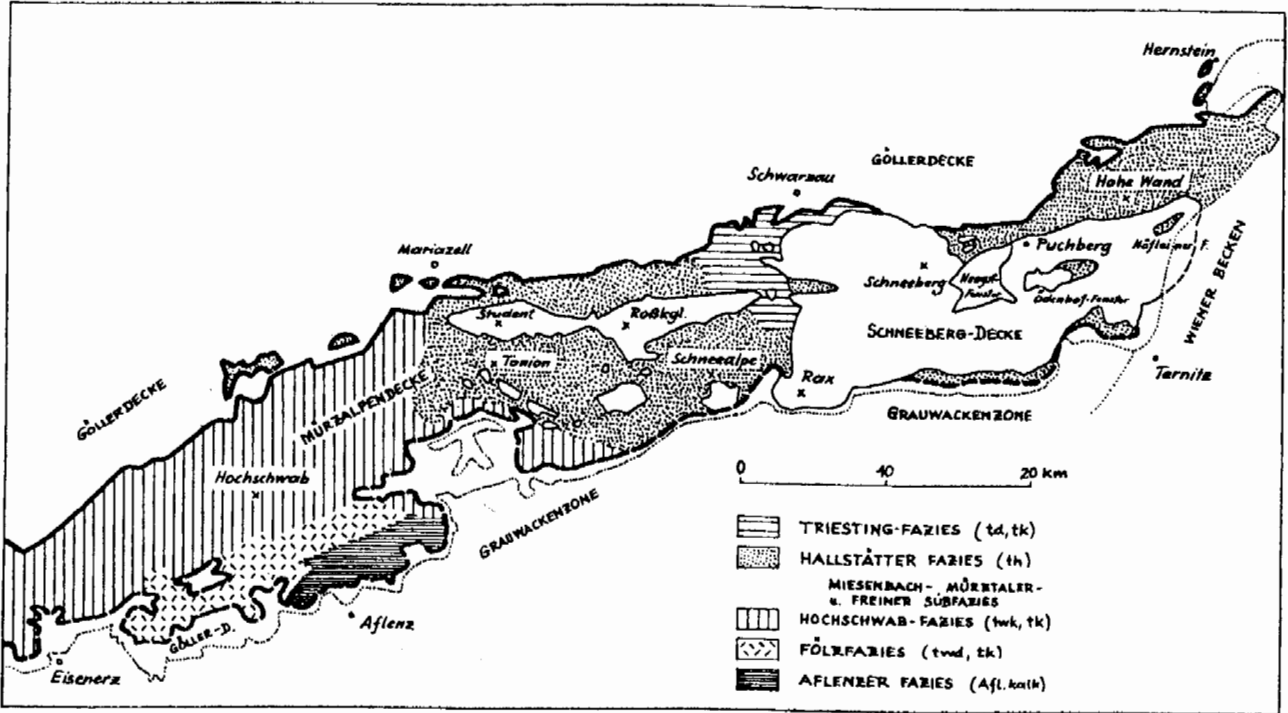


Abb. 2: Faziesverteilung in der Mürzalphendecke nach TOLLMANN (1973: Abb. 14)

Fig. 2: Main facies zones in the Muerzalpen nappe (TOLLMANN 1973: Fig. 14)

Inversprofil im Salzkammergut MOJISOVICS zur falschen Annahme verleitet, daß die karnische Stufe jünger als die norische wäre, was zu heftigen wissenschaftlichen Kontroversen Anlaß gab.

Neben den aus dem Salzkammergut wohlbekannten Hauptentwicklungen der Hallstätter Fazies, einer Buntkalkentwicklung (= Salzbergfazies) und einer Graukalkentwicklung (= Zlambachfazies) treten uns in der Mürzalphendecke auch zwei Sonderentwicklungen der Hallstätter Fazies entgegen, die als solche frühzeitig in ihrer Eigenständigkeit erkannt und abgetrennt worden sind (Aflenzer Fazies, Mürztaler

Fazies; SPENGLER 1920, 1925). In singulärer Weise findet man im oberen Mürztal diese vier Varietäten der Hallstätter Entwicklung nebeneinander vertreten, allerdings nicht im ursprünglichen faziellen Kontakt, sondern teilweise erst durch Tektonik in den heutigen Nahbezug gebracht.

Der von KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) betonte Vielfaziescharakter der Mürzalphendecke, der, fußend auf den detaillierten Kartierungen dieses Raumes durch CORNELIUS (1939) auch obertriadische Seichtwasserkarbonate (Dachsteinkalk-Fazies) einschloß (s. Abb. 2), hat diese Re-



Abb. 3: Fazieschema der Obertrias der Obertrias der Mürztaler Kalkalpen nach CORNELIUS (1939: Abb. 4). Durch nicht erkannte tektonische Grenzen ergibt sich das unzutreffende Bild lateral rasch wechselnder Fazieszonen. Der Verzahnungsbereich zwischen „Mürztaler Schichten“ sowie Aflenzer- und Hallstätter Kalk versucht die Situation im Mürzschluchtprofil widerzugeben.

Fig. 3: Facies distribution and Upper Triassic lithostratigraphic units of the Muerzalpen nappe (CORNELIUS 1939: Fig. 4). This picture was the main source for the misunderstandings concerning the stratigraphic and tectonic interpretation of the Mürzalpen area.

gion als bedeutsam für die zu diesem Zeitpunkt noch heftig umstritten gewesene paläogeographische Positionierung des Hallstätter Faziesraumes (nördlich oder südlich der hochalpinen Dachsteinkalk-Fazies) erscheinen lassen. Die von CORNELIUS vermuteten faziellen Beziehungen (s. Abb. 3) schienen demnach eine Herleitung der Hallstätter Zone im Sinne von KOBER aus einem Raum zwischen voralpiner und hochalpiner Dachsteinkalkfazies zu bestätigen (TOLLMANN 1963) oder der Vorstellung von Hallstätter Kanälen neoautochthonistischer Prägung (ZANKL 1967) Grundlagen zu bieten. Das Wissen um den intramalmischen Gleittransport des Juvavikums und um dessen olistholithischen Charakter, der sich u. a. im Nebeneinander thermisch beträchtlich unterschiedlich alterierter Schollen äußert (GAWLICK et al. 1994), lassen allerdings die obigen Vorstellungen um die Herleitung der Hallstätter Zone aus heutiger Betrachtung obsolet erscheinen.

2. Fazies und Tektonik

Obertrias in Hallstätter Fazies ist in der Mürzalpendecke nur in deren Zentralabschnitt im oberen Mürztal und im

Dem faziellen Charakter seiner Beckenfüllung nach kann die Aflenzer Fazies eigentlich kaum als Teilglied der Hallstätter Fazies angesprochen werden. Vielmehr stellt der Aflenzer Trog ein Intraplattformbecken dar, dessen eingeschränktes Milieu, welches durch mächtige Abfolgen steriler mudstones gekennzeichnet ist, sich erst im Obenor verbessert. Erst ab diesem Zeitpunkt etablieren sich im Becken hemipelagische Verhältnisse und setzt das Riffwachstum an den Beckenrändern ein.

Weitere, vom Hauptvorkommen um Aflenzen räumlich isolierte Vorkommen findet man im Aschbachtal S Mariazell und westlich der Mürz, u. a. im Buchalpengraben und am Königskogel. Im Gegensatz zu den Gegebenheiten in der Typusregion setzen sie zum einen nicht über (karnischen) Beckensedimenten ein, sondern überlagern Seichtwasserdolomite, zum anderen sind sie jünger (obornorisch).

Mürztaler Fazies: Östlich der oberen Mürz setzen über oberkarnischen Algenkalken (Waxeneckkalk) mit scharfer Grenze Hallstätter Buntkalke ein, die einen zeitlichen Umfang von allerhöchsten Oberkarn bis Ende Obornor repräsentieren und trotz fazieller Eigenständigkeit Affinitäten zur Salzbergfazies aufweisen. Aufgrund ihrer Lithologie und ihrer Fauna wurden sie von altersher (MOISISOVICS, GEYER,

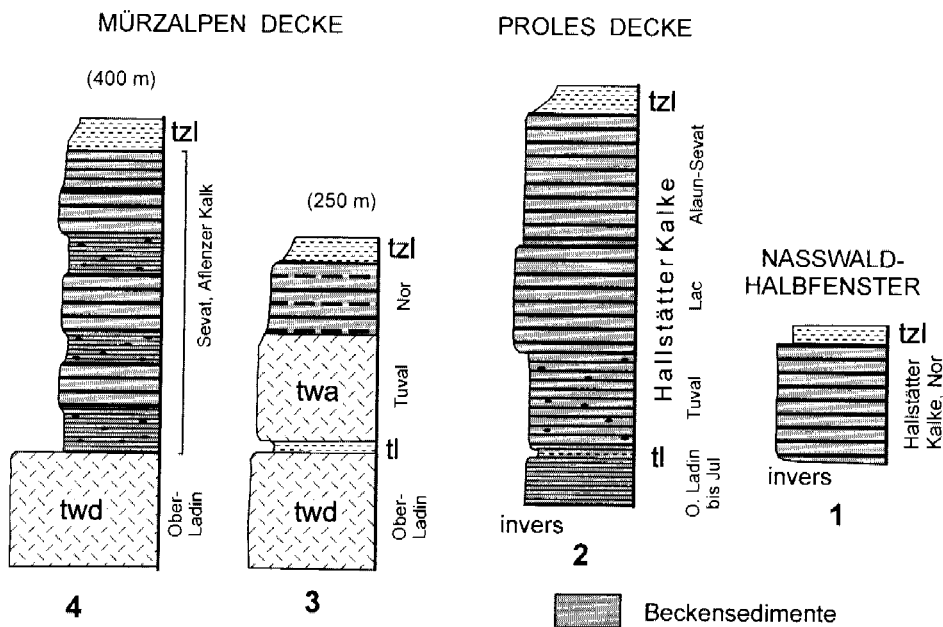


Abb. 4: Stratigraphische und lithofazielle Entwicklung der obertriadischen Beckensedimente der Mürzalpendecke und der auflagernden höheren tektonischen Einheiten nach LEIN & GAWLICK (1999: Abb. 2). 1, 2: Zlambachfazies der Prolesdecke, 3) Mürztaler Fazies, Waxeneck-Schönhaltereck-Plateau, 4) Aflenzer Fazies, Buchalpengraben.

Fig. 4: Stratigraphy and lithofacies of the Muerzalpen nappe: 1, 2) Zlambach facies, Proles nappe, 3) Muerztal facies, Waxeneck-Schönhaltereck plateau, 4) Aflenzer facies, Buchalpengraben.

Bereich um Aflenzen entwickelt. Im Westabschnitt derselben Einheit (Hochschwab, Gesäuse) dominieren dagegen Seichtwasserkarbonate (Dachsteinkalk-Fazies).

Die **Aflenzer Fazies** ist in ihrer Typusregion im Aflenzen durch ein mächtiges terrigenes Karn und dunkle norische Hornsteinkalke (Aflenzer Kalke) charakterisiert. Der fazielle Verbund mit der im Norden anschließenden Seichtwasserplattform, die im Obenor in Randbereichen über das Aflenzer Becken progradierte, ist evident, wenngleich jene Verzahnungskontakte, die SPENGLER (1920) in seinem klassischen Profilschnitt angibt, in dieser Form nicht existieren und der Kontakt dieser beiden Faziesbereiche durch Störungen mit beträchtlichem Seitenversatz gekennzeichnet ist.

BITTNER) als echte Hallstätter Kalke betrachtet.

Die vermutlich nach einer vorangegangenen Emersionsperiode erfolgte Flutung ausgedehnter Plattformrandbereiche und deren bleibende Einbeziehung in die Hallstätter Tieferwasser-Schelfregion im höheren Karn ist kein auf die Mürztaler Alpen beschränkter Ausnahmefall, sondern aus vielen Abschnitten der westlichen Tethys bekannt. Ähnliches kennt man aus dem Silicikum der Westkarpaten (u. a. Profil Silicka Brezova), aus den Südalpen/Dinariden (Steiner Alpen, Julische Alpen) und dem Subpelagonikum (Hydra). Der Begriff Mürztaler Fazies im oben beschriebenen Sinn (sensu LEIN 1982: 215) stellt gegenüber der Erstdefinition von SPENGLER (1925) eine Neufassung dar, welche notwen-

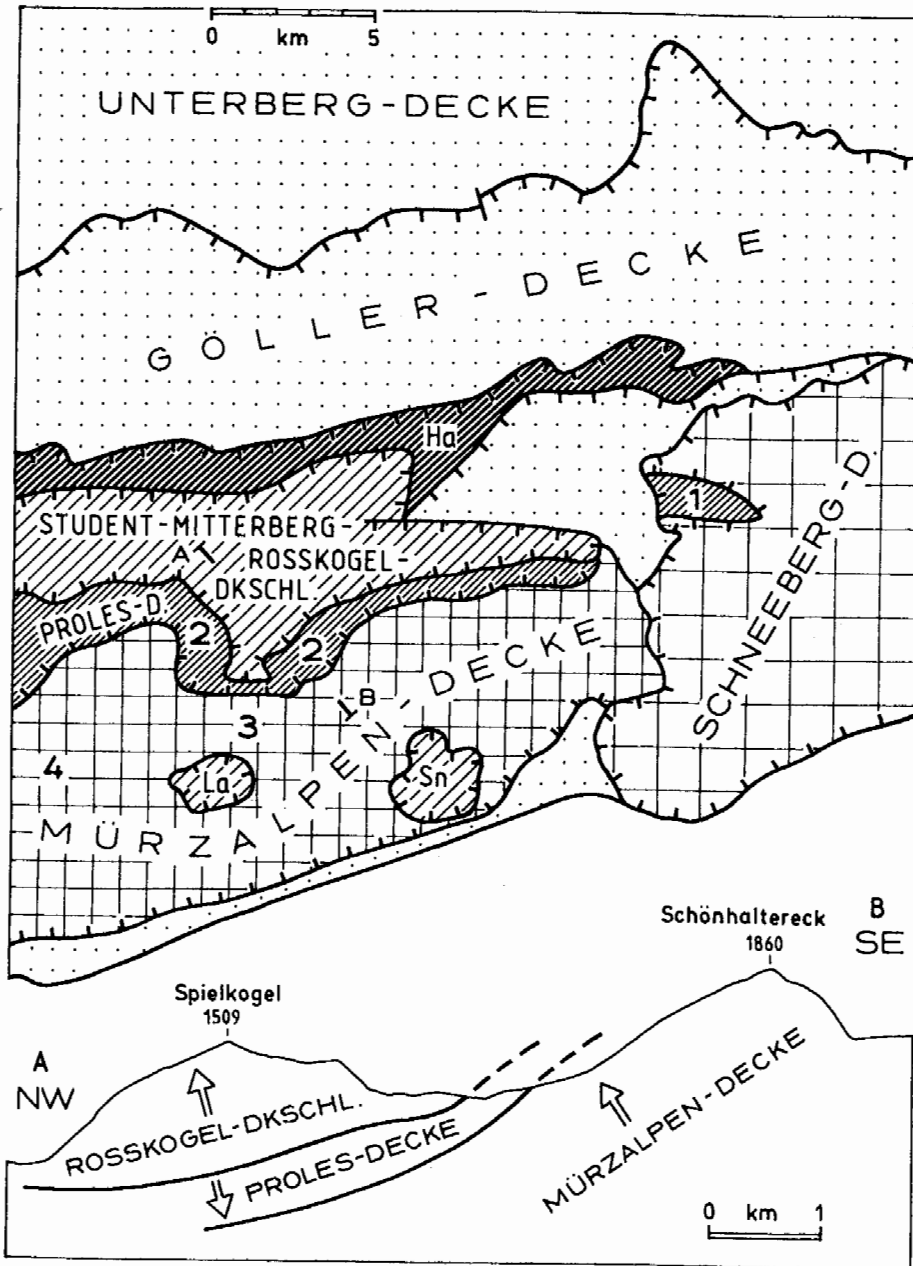


Abb. 5: Detailgliederung des juvavischen Deckenstapels im Bereich des oberen Mürztales (aus LEIN & GAWLICK 1999). 1-4: Lage der in Abb. 4 abgebildeten Obertriasprofile.

Fig. 5: Tectonic sketch of the central part of the Muerztal nappe (LEIN & GAWLICK 1999). 1-4: position of the sections in Fig. 4.

dig geworden war, nachdem der für diese Fazies namensgebende Formationsbegriff („Mürztaler Schichten“) sich als Synonym des wesentlich älteren Begriffes „Zlambachschichten“ erwiesen hat (LEIN 1982).

Die Hallstätter Sonderentwicklungen der Mürztaler- und Aflenzer Fazies sind auf die Mürzalpendecke beschränkt. Dagegen kommen Schichtfolgen in Zlambach- und Salzbergfazies nur in den auf dem Rücken der Mürzalpendecke lagernden höheren Deckeneinheiten vor. Die unmittelbar über der Mürzalpendecke folgende Prolesdecke, die ein riesiges Inverspaket darstellt, zeigt eine durchgehende Ausbildung in Zlambachfazies. Darüber folgen als höchste Einheiten Deckschollen (s. Abb. 5), deren Schichtbestand im wesentlichen auf Unter- und Mitteltrias beschränkt ist. Unter einer dieser Schollen (Student-Deckscholle) sind kleinere Scherben mit oberkarnischen bis norischen Hallstätter Kalken in Salzbergfazies aufgeschlossen (LEIN 1981: Abb.

1). Weitere Vorkommen von Gesteinen dieser Fazies finden sich in isolierten Deckschollen bei Rasing (S Mariazell).

3. Exkursionspunkte

3.1. Waxeneck-Schönhaltereck-Plateau (Mürztaler Fazies)

Nördlich und östlich der Mürz folgt über einem mächtigen Dolomitsockel eine differenzierte Obertriaschichtfolge, die ab dem Nor eine lokal eigenständige, jedoch vollpelagische Hallstätter Faziesentwicklung aufweist. Den lithologischen Abschluß der unterlagernden Seichtwasserdolomite (Wettersteindolomit) bildet ein wenige Meter mächtiger, rot gefärbter Emersionshorizont, der weit verbreitet ist und stellen-

weise von der ebenfalls geringmächtigen Leckkogel-Formation überlagert wird. Die Dauer der durch den Emersionshorizont begründeten Schichtlücke ist nach unten hin offen, nach oben aber durch den Horizont der überlagernden Leckkogelschichten, die vielfach als zeitliches Äquivalent des obersten Raibler Tonschieferhorizontes angesehen werden, begrenzt.

Über den wenige Meter mächtigen Leckkogel-Schichten, einer Abfolge von Tonschiefern und Biogendetrituskalken mit einer reichen, aus Kalkschwämmen und Hydrozoen bestehenden Fauna (FLÜGEL et al. 1978) folgen karnische Algenkalke mit *Teutloporella herculea* (STOPP.) und *Poikiloporella duplicata* (PIA) in einer dem Wettersteinkalk vergleichbaren lithofaziellen Ausbildung. Diese 150-200 m mächtige Serie wurde früher in Analogie zu scheinbar ähnlichen Serien in den Westkarpaten als „Tisovec-Kalk“ bezeichnet. Da sich aber dieser an seiner Typlokalität als unternorischer Dachsteinkalk erwiesen hat (KRYSTYN et al. 1990), war der Begriff „Tisovec-Kalk“ durch einen neuen zu ersetzen. Auf Grund der guten Aufschlüsse dieses Schichtgliedes am Kl. Waxeneck wurde die Bezeichnung „Waxeneck-Kalk“ (KRYSTYN et al. 1990) gewählt.

Über den Algenkalken folgen Hallstätter Kalke, die eine weitgehend horizontbeständige lithofazielle Farbdifferenzierung aufweisen (hellgrau: U.Nor, rot: M.Nor, dunkelgrau: O.Nor). Abgeschlossen wird die Serie durch Zlambachschichten.

3.2. Buchalpengraben (Aflenzer Fazies)

Ähnlich wie im vorangegangenen Fall folgt über einem Sockel von hellen Seichtwasserdolomiten eine mächtige Abfolge dunkler (Hornstein-)Bankkalke, deren basaler Anteil allein aus Gründen der Analogie ursprünglich als karnisch gegolten hat. Mit Hilfe von nicht allzu reichen Conodontenfaunen mit *Epigondolella bidentata* MOSHER (A 468, A 469) läßt sich das Alter der Basis dieser Abfolge jedoch mit oberstem Alaun 2 bis Sevat festlegen. Offen bleibt in diesem Zusammenhang die altersmäßige Einstufung der unterlagernden Seichtwasserdolomite, da ungewiß ist, ob sie als zeitgleiche Äquivalente der Waxeneck-Formation zu gelten haben oder ob die darüber folgenden Hornsteinbankkalke in Aflenzer Fazies über einer großen Schichtlücke einsetzen. Die im obersten Dolomitmiveau auftretenden Tonschiefer einschaltungen (s. Abb. 6) könnten für einen kontinuierlichen Übergang sprechen.

Auffallend ist jedenfalls die auf das Obenor beschränkte große Mächtigkeit dieser Serie (mindestens 400 m). Rätselhaft ist der ohne vermittelnde Zwischenglieder bestehende räumliche Nahbezug von Mürztaler- und Aflenzer Fazies beiderseits des Tales der oberen Mürz. Neben dem von uns einst vorgeschlagenen Modell (LEIN 1982: Abb. 5) einer ursprünglichen Trennung dieser beiden Faziesräume durch eine emergierte Hochzone, muß die Möglichkeit ernsthaft in Erwägung gezogen werden, daß der basale Dolomitsockel der Mürzalpendecke keine zusammengehörige Einheit darstellt, sondern an einem durch Kartierung noch nicht erfaßten Lineament zwei nicht zusammengehörige Schollen aneinandergrenzen.

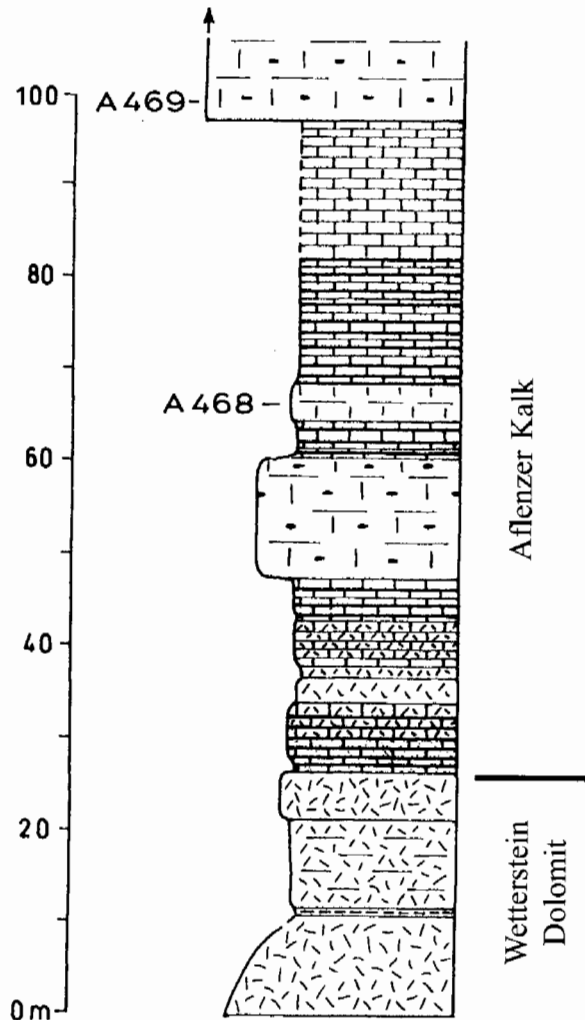


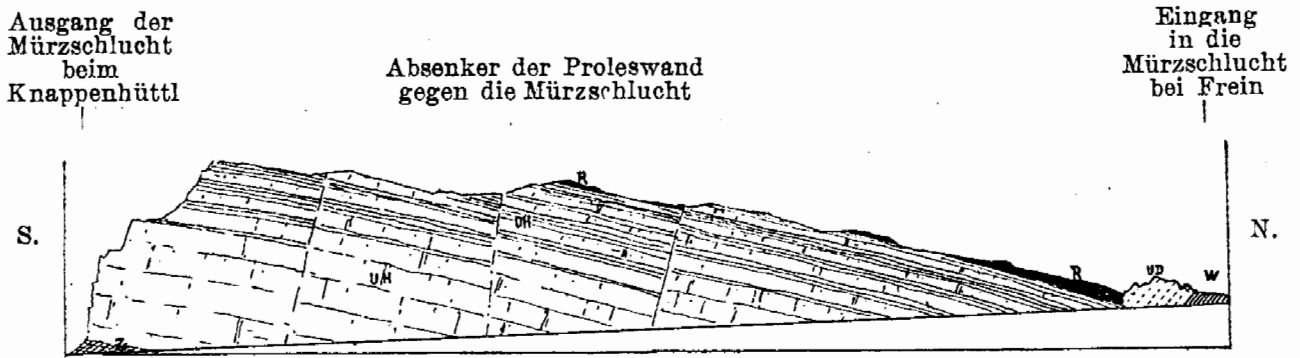
Abb. 6: Basis der Aflenzer Kalke (Obenor) über Dolomiten unbekanntes Alters im Profil Buchalpengraben.

Fig. 6: Aflenz limestone in the section Buchalpengraben resting upon a shallow water dolomite.

3.3. Mürzschluchtprofil (Zlambachfazies)

Durch eine am Grund der Mürzschlucht verlaufende Straße und einen weiteren am östlichen Talhang angelegten Forstweg ist die von der höheren Mitteltrias bis in das Rhät reichende Abfolge in Hallstätter Graukalkentwicklung (Zlambachfazies) aufgeschlossen, die Teil einer der Mürzalpendecke auflagernden höheren tektonischen Einheit (Prolesdecke) darstellt. Folgende Schichtglieder können unterschieden werden:

1. Äquivalente des Grauvioletten Hallstätter Bankkalkes, z. T. dolomitisiert (Langobard bis Cordevol)
2. Halobien-schiefer und dunkle Biogenschuttkalke (Jul)
3. Dunkle Hornsteinbankkalke (Tuval)
4. Dickbankige helle Hallstätter Graukalke (Lac), die von uns als Äquivalente des Massigen Hellkalkes angesehen werden
5. Hangendgraukalk (Alaun bis Sevat)
6. Zlambachschichten (Rhät)



Längen-Profil der Mürzschlucht zwischen Frein und dem Knappenhüttl.

W = Werfener Schiefer. UH = Unterer Hallstätter Kalk.
 UD = Unterer Dolomit. OH = Oberer Hallstätter Kalk.
 Z = Zlambachschieften. R = Raibler Schichten.

Abb. 7: Längsprofil durch die Mürzschlucht, dargestellt als aufsteigende aufrechte Schichtfolge im Sinne von MOJSISOVICS (GEYER 1889).

Fig. 7: Muerz gorge section (GEYER 1889) interpreted as normal upclimbing sequence in the sense of MOJSISOVICS.

Fast ein Jahrhundert scheiterten alle Bemühungen die stratigraphischen und tektonischen Gegebenheiten des Hallstätter Mürzschlucht-Profiles endgültig in befriedigender Weise aufzulösen, trotz der durchgehenden Aufgeschlossenheit dieser in sich weitgehend ungestörten Abfolge. Die Schwierigkeiten dieser vermeintliche einfachen Grundkonstellation bestehen u. a. darin, daß es sich um ein flach gelagertes **Inversprofil** handelt, das einer höheren tektonischen Einheit (Prolesdecke) angehört, deren Deckengrenze nicht allerorts klar ersichtlich ist.

Zwar grenzen die den Liegendenteil der Prolesdecke bildenden Zlambachschieften am Eingang der Mürzschlucht an Wettersteindolomit der basalen Einheit (Mürzalpendecke), doch in weiterer Folge treffen sie auf über dem Wettersteindolomit folgende Aflenzer Kalke und Zlambachschieften der Liegendeinheit. Als weitere Schwierigkeit kommt hinzu, daß die das stratigraphische Liegende (= das tektonische Hangende) der Prolesdecke bildenden Halobien-schiefer leicht mit Zlambachschieften verwechselt werden können.

Nach einer frühen Beschreibung des Profiles durch STUR

(1869) hat MOJSISOVICS (in MOJSISOVICS & GEYER 1887) als erster, gestützt auf seine umfassende Kenntnis der Hallstätter Serien des Salzkammergutes, eine zutreffende lithostratigraphische Detailgliederung des Mürzschlucht-Profiles gegeben, die GEYER (1889) festgehalten hat (s. Abb. 7): über am südlichen Eingang der Schlucht aufgeschlossenen Zlambachschieften folgen graue Hallstätter Kalke mit *Monotis salinaria* (= Unterer Hallstätter Kalk), die im Hangenden von dunklen Hornsteinkalken abgelöst werden (= Oberer Hallstätter Kalk). Abgeschlossen wird das Profil von schwarzen Tonschiefern im Hangenden, welche MOJSISOVICS richtigerweise als Äquivalente der Raibler Schichten erkannte.

Diese zutreffend beschriebene Abfolge in Verbindung mit einem weiteren Inversprofil im Salzkammergut (Millibrunnkogel) festigten in MOJSISOVICS die Ansicht, daß die norische Stufe, repräsentiert durch den Unterer Hallstätter Kalk mit *Monotis salinaria*, älter wäre als die durch die Raibler Schichten vertretene karnische Stufe.

Später wurden die von MOJSISOVICS und GEYER noch klar unterschiedenen Tonschiefer im Liegenden und Hangenden des Profiles (= Zlambachschieften und Halobien-schiefer)

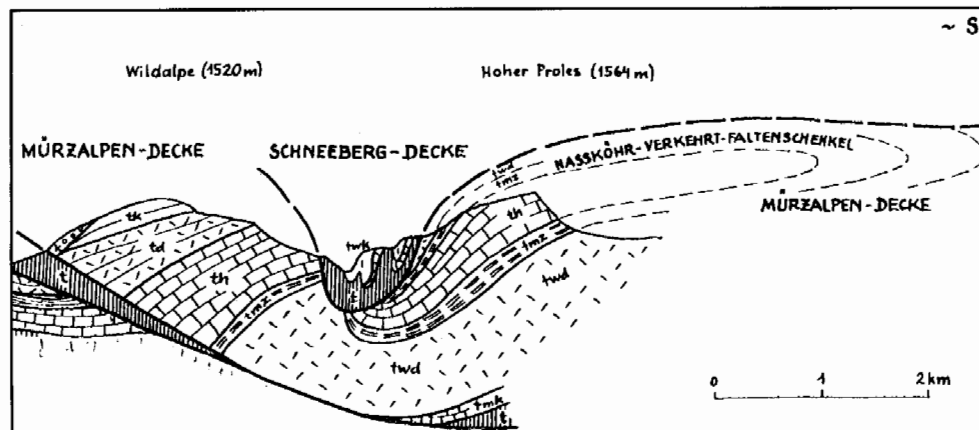


Abb. 8: Interpretation des Mürzschlucht-Profiles als liegende Großfalte nach TOLLMANN (1967: Abb. 7).

Fig. 8: Tectonic interpretation of the Muerz gorge section in the sense of a great fold with an overturned limb (TOLLMANN 1967: Fig. 7)

von CORNELIUS (1939) als „Mürztaler Schichten“ zusammengefaßt, solchermaßen nicht nur stratigraphisch, sondern z. T. auch tektonisch Unterschiedliches miteinander vermengend.

TOLLMANN (1967) war es schließlich vorbehalten, zu erkennen, daß Teile des Mürzschlucht-Profiles eine inverse Lagerung besitzen müßten. Er vermutete allerdings in dem Profil eine große liegende Falte, bestehend aus einem mit dem Wettersteindolomit der basalen Mürzalpendecke verknüpften Liegendschenkel, während der inverse Hangendschenkel aus einer identen, von Rücken der Mürzalpendecke abgesicherten Sedimentserie bestehen sollte. Eine genaue stratigraphische Aufnahme des Profils, die eine kontinuierliche Alterszunahme vom Liegenden ins Hangende belegen konnte, sowie der Fund inverser Geopetalgefüge auch im vermeintlichen „Liegendschenkel“ des Profils (LEIN 1972) haben das Profil als eine zusammenhängende Abfolge einer höheren tektonischen Einheit (Prolesdecke) ausgewiesen, deren Schichtfolge sich trotz scheinbarer lithologischer Ähnlichkeiten in fazieller wie auch stratigraphischer Hinsicht deutlich von jener der Mürzalpendecke unterscheidet. Schon aus stratigraphischen Gründen können demnach die obernorischen Aflenzer Kalke der Mürzalpendecke nicht das Gegenstück der am Ausgang der Mürzschlucht aufgeschlossenen Hornsteinbankkalke darstellen.

4. Zusammenfassung

Im oberen Mürztal sind auf engstem Raum vier Varietäten der Hallstätter Fazies entwickelt. Ihr räumlicher Nahbezug ist allerdings ausschließlich tektonisch bedingt. Die zur Mürzalpendecke gehörigen Hallstätter Sonderentwicklungen sind die Mürztaler und die Aflenzer Fazies, wobei letztere nur mit Vorbehalt zum Hallstätter Faziesraum gestellt werden kann. Die Mürzalpendecke dagegen, die den Typus eines ertrunkenen Schelfrandes repräsentiert, ist zwar in den Nördlichen Kalkalpen auf die Mürzalpendecke beschränkt, im weiteren Umkreis dagegen öfters vertreten (Westkarpaten, Dinariden). Vorkommen von Zlambach- und Salzbergfazies finden sich in kleineren auf dem Rücken der Mürzalpendecke gelagerte Deckenkörpern.

Literatur

CORNELIUS, H.P. (1939): Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Alpen. - Jb. Zweigst. Wien Reichsamt f. Bodenforsch., **89**: 27-175, Wien.

FLÜGEL, E., LEIN, R. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1978): Kalkschwämme, Hydrozoen, Algen und Mikroproblematika aus den Cidarisschichten (Karn, Ober-Trias) der Mürztaler Alpen (Steiermark) und des Gosaukammes (Oberösterreich). - Mitt. Ges.

Geol. Bergbaustud. Österr., **25**: 153-195, Wien.

GAWLICK, H.-J., KRYSZYN, L. & LEIN, R. (1994): Conodont colour alteration indices: Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - Geol. Rundsch., **83**: 660-664, Berlin Heidelberg.

GAWLICK, H.-J., KRYSZYN, L., LEIN, R. & MANDL, G.W. (1999): Tectonostratigraphic concept of the Juvavic Domain. - Tübinger Geowiss. Arb., Ser. A, **52**: 95-99, Tübingen.

GEYER, G. (1889): Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. - Jb. Geol. R.-A., **39**: 497-784, Wien.

KOBER, L. (1912): Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. - Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **88**: 345-396, Wien.

KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1962): Die Mürzalpendecke - eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. - Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **171**: 7-39, Wien.

KRYSZYN, L., LEIN, R., MELLO, J., RIEDEL, P. & PILLER, W. (1990): „Tisovec Limestone“ - an example of the problems of lithostratigraphic correlation between the Northern Calcareous Alps and the Central West Carpathians. - (In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia), 125-136, Prag.

LEIN, R. (1972): Stratigraphie und Fazies der Obertrias der Mürztaler Kalkalpen. - Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1-144, Wien.

LEIN, R. (1981): Deckschollen von Hallstätter Buntkalke in Salzbergfazies in den Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**: 207-235, Wien.

LEIN, R. (1982): Paläogeographie und tektonische Deformation des Aflenzer Troges im Bereich der westlichen Mürztaler Alpen südlich Mariazell (Stmk.). - Jber. 1981 Hochschulschwerpkt. S15., 203-221, Leoben.

LEIN, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic Times. - (In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps), 85-102, (Deuticke) Wien.

LEIN, R. & GAWLICK, H.-J. (1999): Die tektonische Stellung der Hallstätter Schichtfolge des Naßwald-Halbfensters - Neuergebnisse auf der Grundlage von stratigraphischen, faziellen und Conodont Colour Alteration Index (CAI) Untersuchungen (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **42**: 181-186, Wien.

SPENGLER, E. (1920): Das Aflenzer Triasgebiet. - Jb. Geol. R.-A., **69**: 221-254, Wien.

SPENGLER, E. (1925): Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. II. - Jb. Geol. B.-A., **75**: 273-300, Wien.

TOLLMANN, A. (1963): Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). - Geol.Rundsch., **53**: 153-170, Stuttgart.

TOLLMANN, A. (1967): Stirnschuppen und Dachschuppen, wenig bekannte tektonische Strukturformen etc. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1967**: 705-730, Stuttgart.

TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Decken-tektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. - 1-404, (Deuticke) Wien.

TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Bd. 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.

ZANKL, H. (1967): Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. - Geol. Rundsch., **56**: 128-139, Stuttgart.