

Paläogeographie der Ober-Trias Karbonatplattform in den Nördlichen Kalkalpen

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

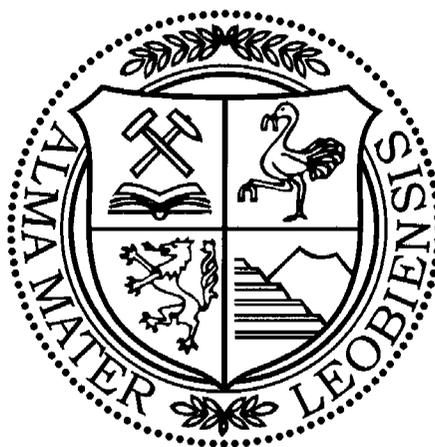
Von

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 Waxenack 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

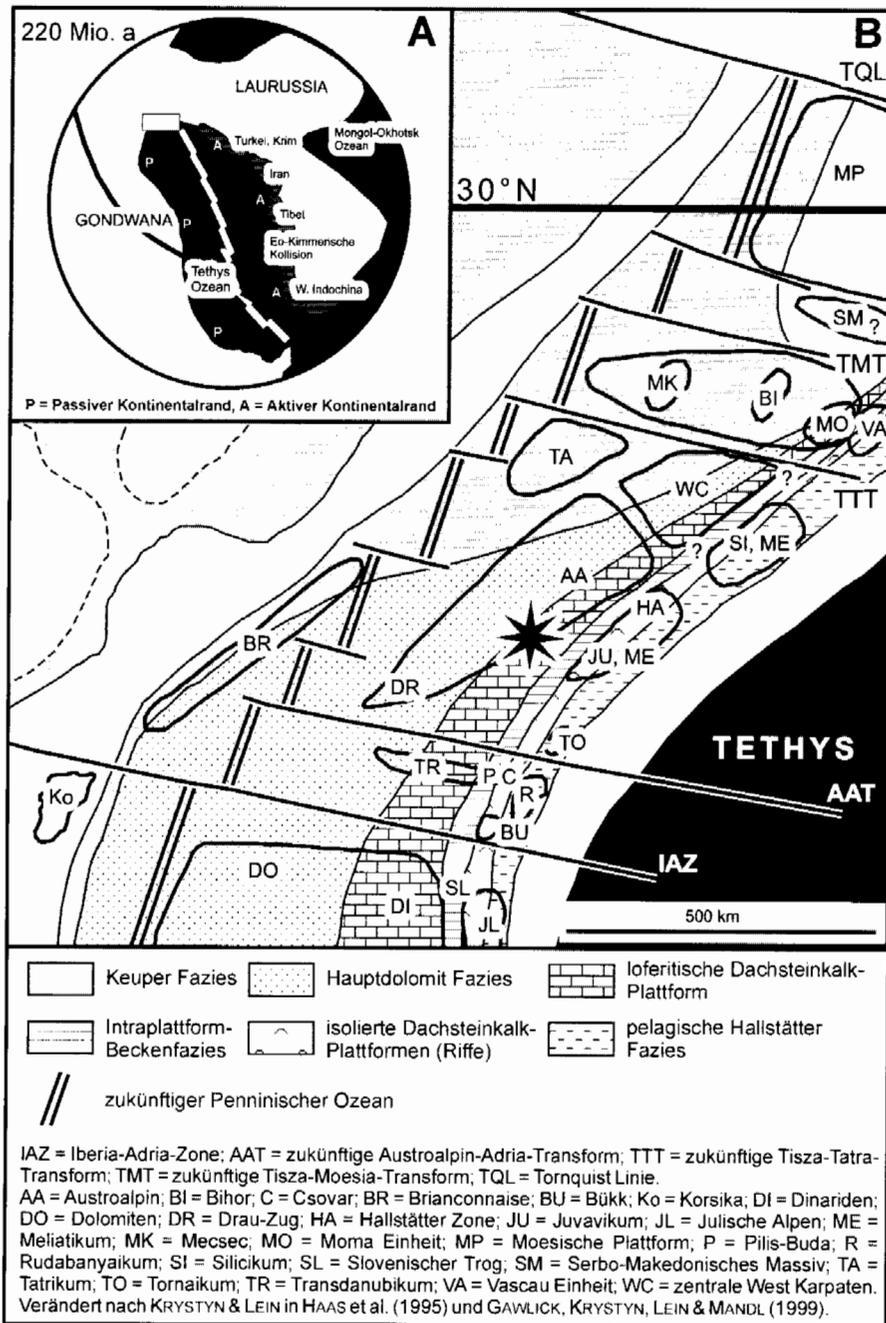


Abb. 1: Paläogeographische Rekonstruktion des Tethysnordwestrandes zur Zeit der Ober-Trias (Nor) (nach GAWLICK, KRYSZYN, LEIN & MANDL 1999).

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

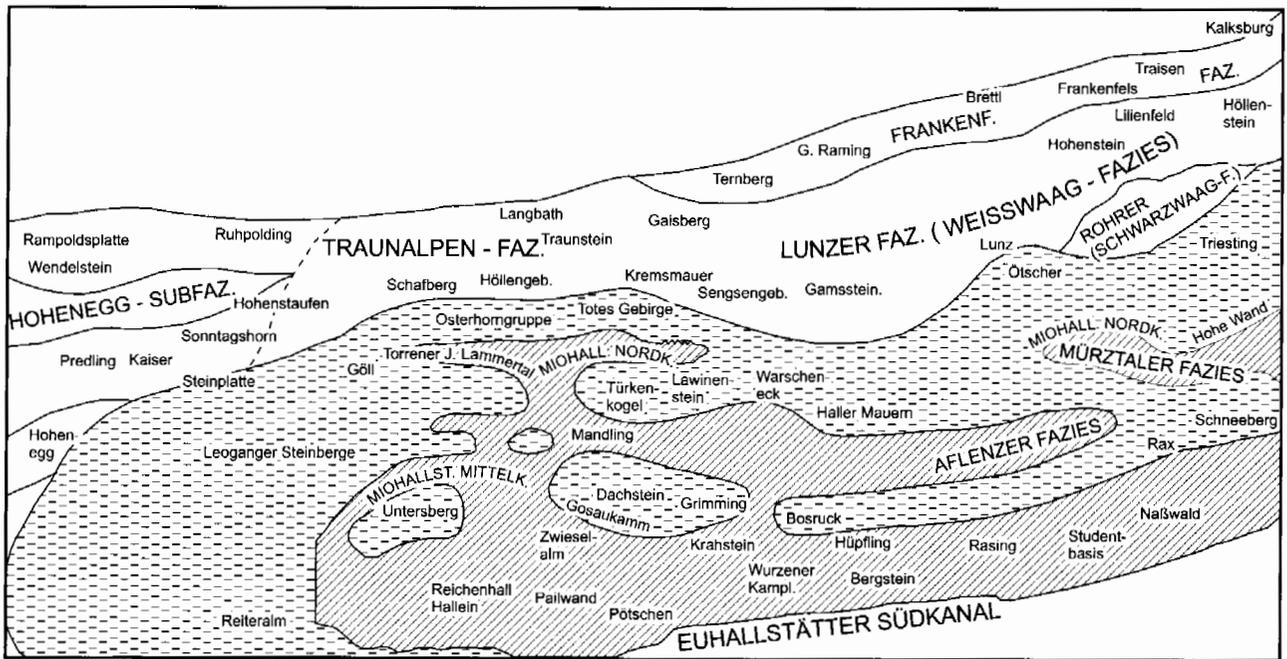


Abb. 2: Frühere schematische Darstellung der Trias-Fazieszonen der Nördlichen Kalkalpen, speziell der Hallstätter Kanäle (aus TOLLMANN 1985, umgezeichnet).

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 Tiefwasserablagerungsräume (= 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 Tiefwasserablagerungsräume, 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 Nord 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-

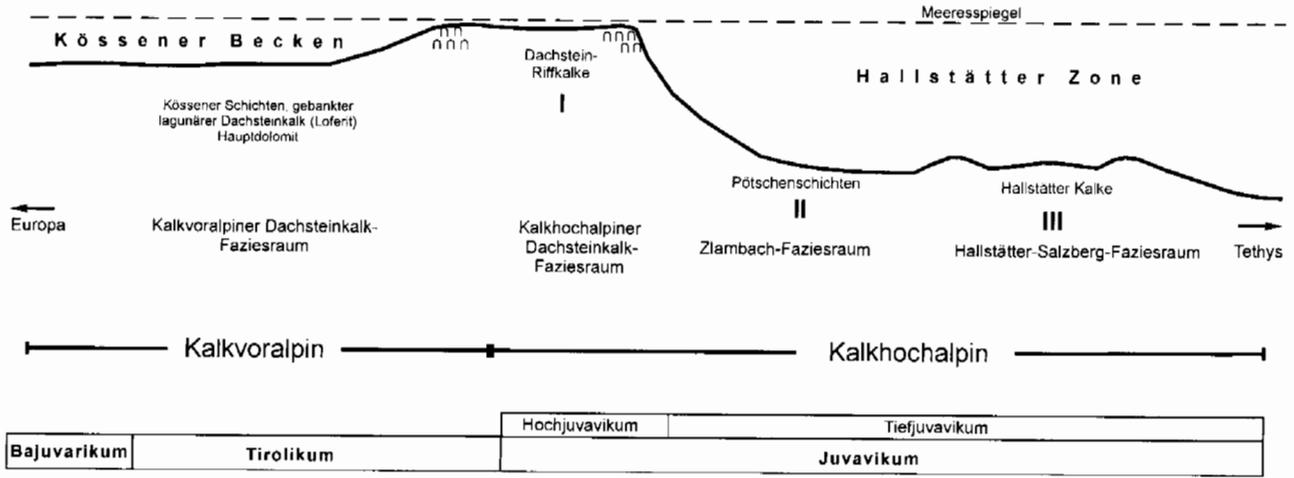


Abb. 3: Vereinfachtes Fazieschema der ursprünglichen räumlichen Verteilung der einzelnen Ablagerungsräume zur Zeit der höchsten Ober-Trias und deren heutige tektonische Benennung im Bereich der Nördlichen Kalkalpen (u. a. nach ZANKL 1971, LEIN 1985, 1987a, KRYSZYN ab 1971, TOLLMANN 1976a, b, 1985, GAWLICK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

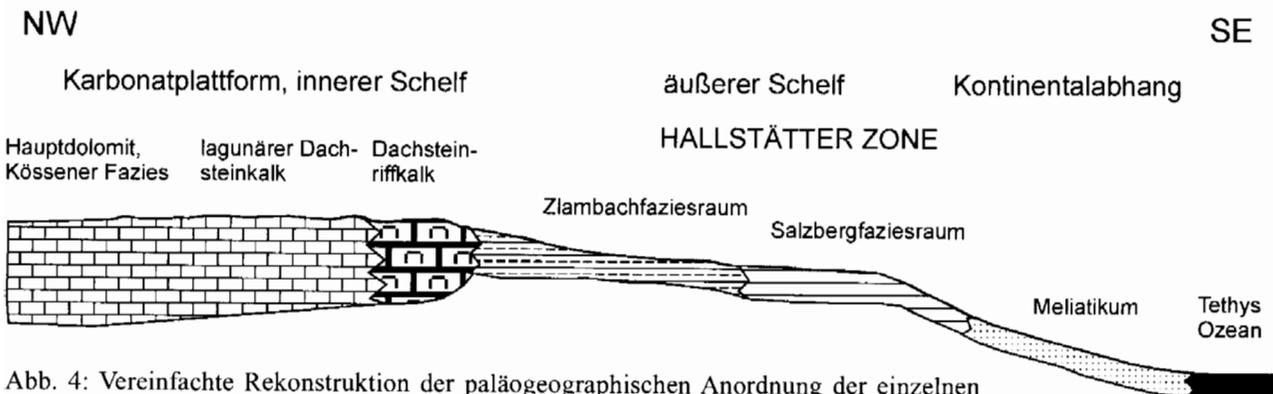


Abb. 4: Vereinfachte Rekonstruktion der paläogeographischen Anordnung der einzelnen Fazieszonen in der Ober-Trias nach GAWLICK et al. (1999).

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-

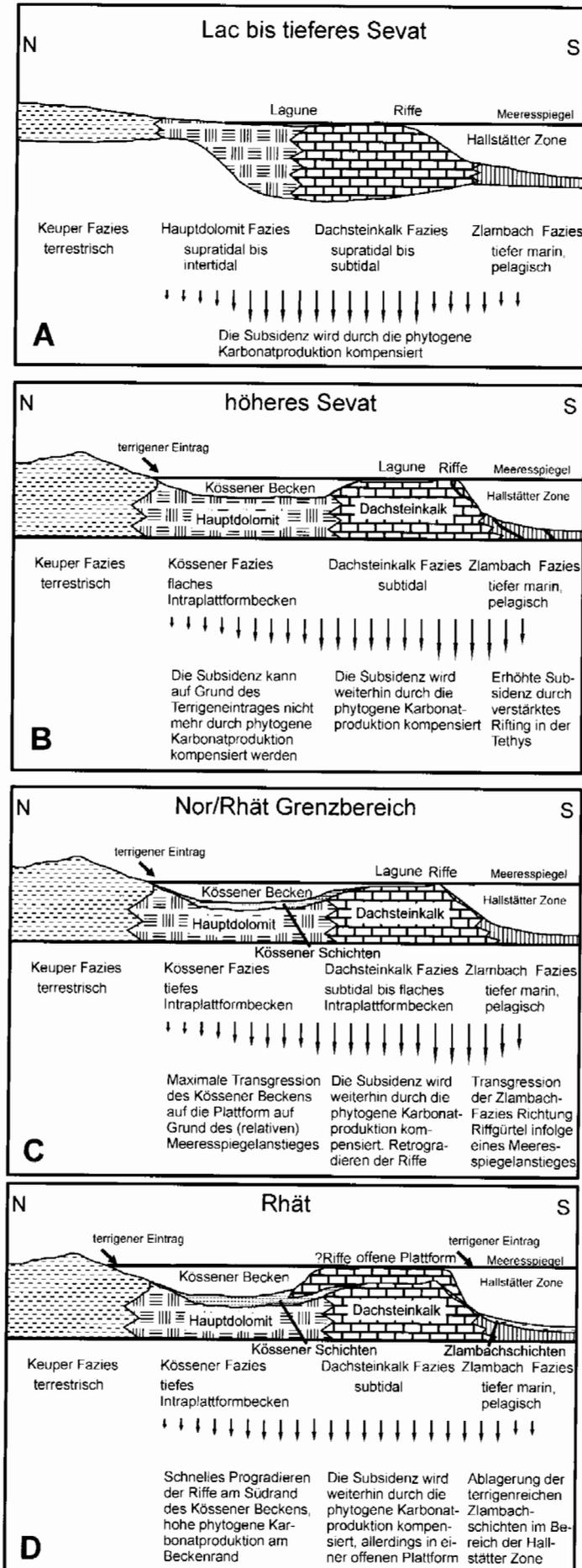


Abb. 6A-D: A - Vereinfachte Rekonstruktion der räumlichen Verteilung der Ablagerungsräume in den Nördlichen Kalkalpen vom Lac bis in das tiefere Sevat. In diesem Zeitabschnitt wird die starke Subsidenz durch hohe phytogene Karbonatproduktion im Bereich der Flachwasserkarbonatplattform kompensiert.

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 Northern Calcareous Alps (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	
			Hauptdolomitfazies	Lagunäre Dachsteinkalkfazies		proximal	distal	proximal	distal
Rhät		2	Kössener Formation	Kössener Formation, randlich Riffe und gebankter, lagunärer Dachsteinkalke		Zlambachschichten			
		1							
Nor	Sevat	2	„Plattenkalk“	Kössener Formation	Dachsteinriffkalk (Plattformrandentwicklung, lokal ab höherem Tuval)	Pötschenschichten (Kalke und Dolomite)	Pedata Formation (Kalke, untergeordnet Dolomite)		Hangendgraukalk
		1					gebankter Dachsteinkalk in Loferer Fazies	Hangendrotkalk	
	3								
	2								
	1								
	Lac	3	Hauptdolomit				Massiger Hellkalk		
2									
		1				Roter Bankkalk			
Karn	Tuval	3	Opponitzer Formation i. w. S. (Karbonatrampe)		Waxeneck Formation	untergeordnet Leckkogel-schichten (Schiefer) und Pötschenschichten	Hellkalk (untergeordnet Schiefer)		
		2							
		1							
	2	Lunz Formation (Nordalpine Raibler Schichten)	Leckkogel Formation (Kalke und Schiefer) bis tiefes Tuval						
		1	Wettersteinkarbonatplattformentwicklung: Wettersteinkalk/-dolomit, Raminger Formation		Wettersteinkarbonatplattformentwicklung: Wettersteinkalk/-dolomit, Raminger und Grafensteig Fm.	Pötschenschichten i. w. S.			
Ladin	Langobard	3	Reiflinger Formation, z. T. mit Partnachsichten (ab Pelson) im Tirolikum partiell Wettersteinkarbonatplattformentwicklung			Grauvioletter Bankkalk			
		2							
		1							
	2	Fassan							
1									
Anis	Illyr						Schreyeralmkalk (ab Pelson)		
	Pelson		Steinalm Formation (Kalke und Dolomite) - Karbonatrampe						
	Unter		Gutensteiner Formation (Kalke und Dolomite) - Karbonatrampe						
Skyth			Reichenhaller Formation; Alpiner Buntsandstein (im Westen); Werfener Schichten (im Osten)		Werfener Kalke Werfener Schichten (nur in der Mitte und im Osten)				

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 Kalkvoralpin (Tirolikum) der Staufen-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 Gosaukammes 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

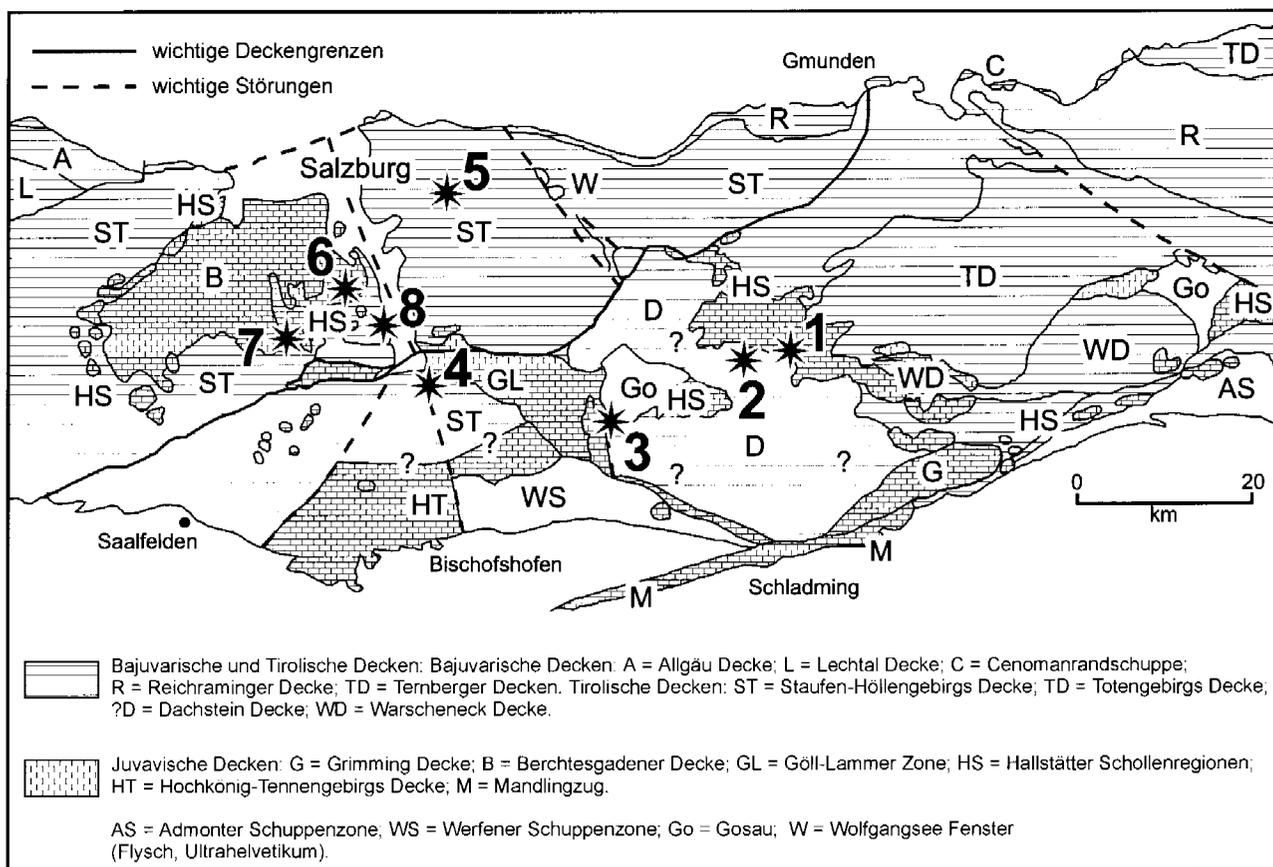


Abb. 7: Lage der Exkursionspunkte bzw. der Exkursionsroute. 1 = Pötschenhöhe (Pötschenkalk); 2 = Hallstätter See (tektonischer Überblick); 3 = Gosaukamm (Dachsteinriffkalk); 4 = Paß Lueg (gebankter Dachsteinkalk und Kössener Einlagerungen); 5 = Mörtlbachgraben (Hauptdolomit und Kössener Schichten); 6 = 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

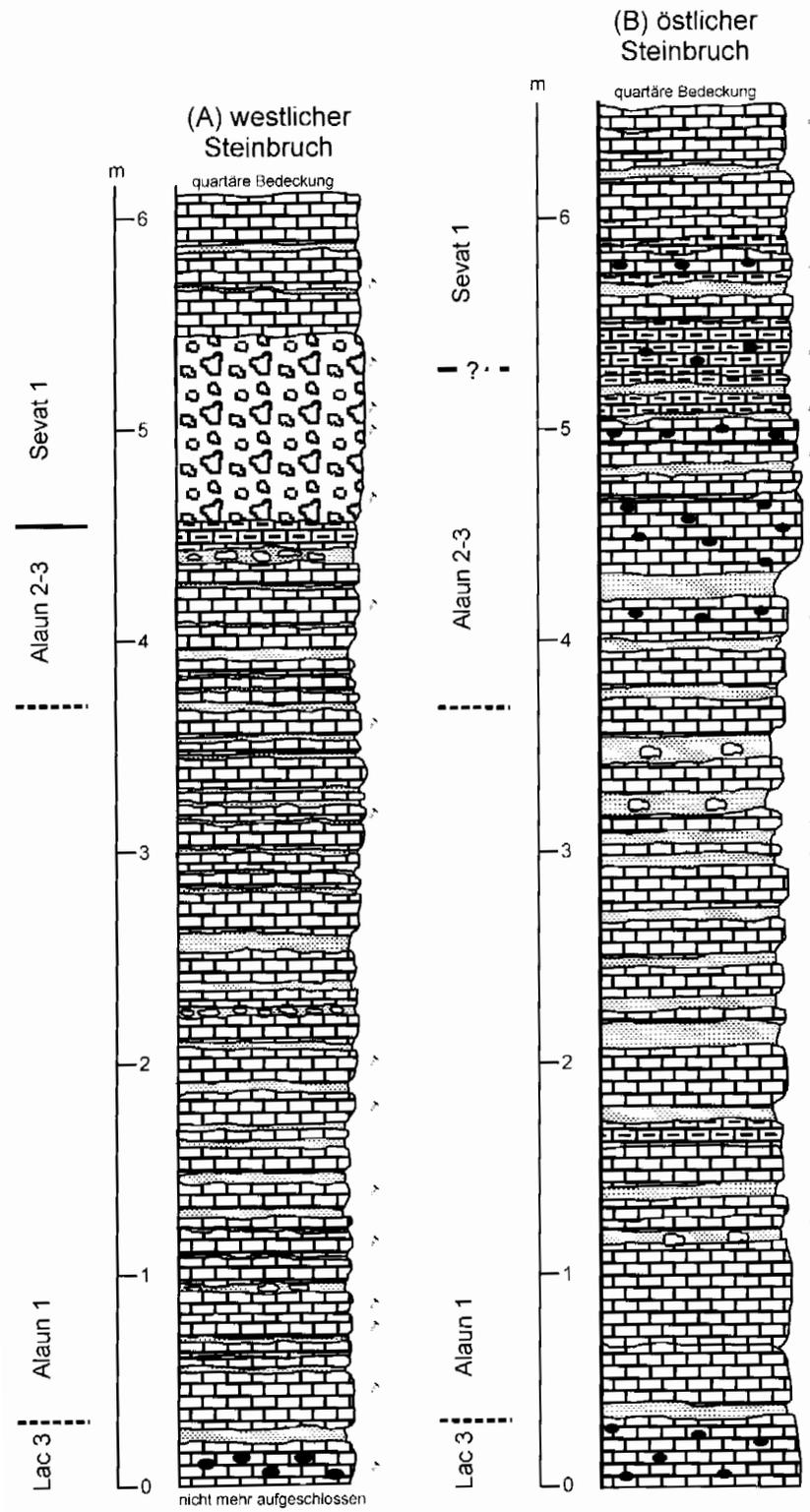


Abb. 8: Detailprofilaufnahmen der Pötschenschichten im westlichen (A) und im östlichen (B) Steinbruch an der Geigenwaldforststraße auf der Pötschenhöhe. Stratigraphische und lithofazielle Entwicklung der Pötschenschichten vom Lac 3 bis in das höhere Sevat (Ober-Trias).

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 |

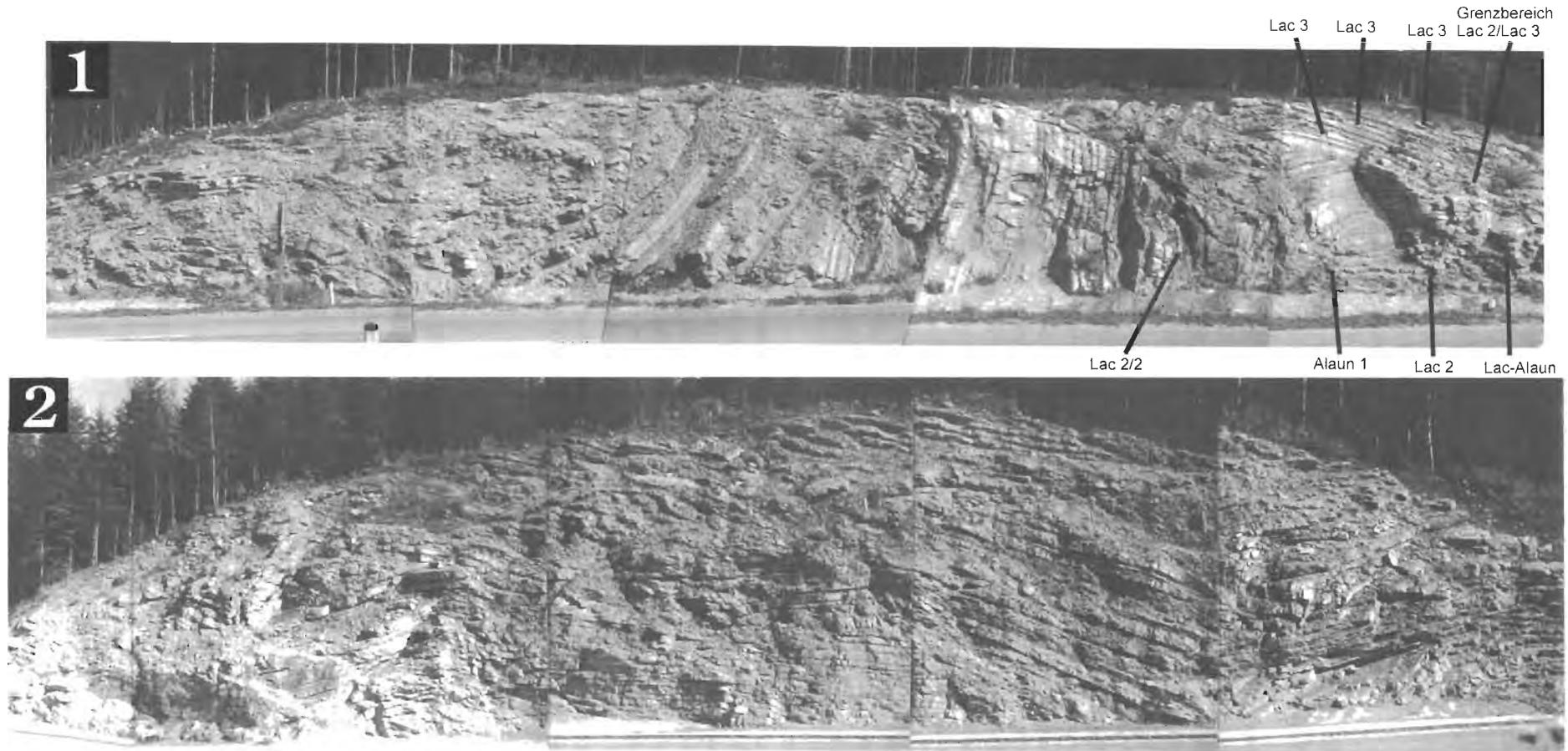


Abb. 9: Straßenaufschluß der synsedimentären Rutschmassen in den obertriassischen Pötschenschichten Richtung Altaussee - Bad Goisern. Pötschenhöhe, Eingang zur Geigenwaldforststraße.

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 (KRYSZYN 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 (KRYSZYN 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

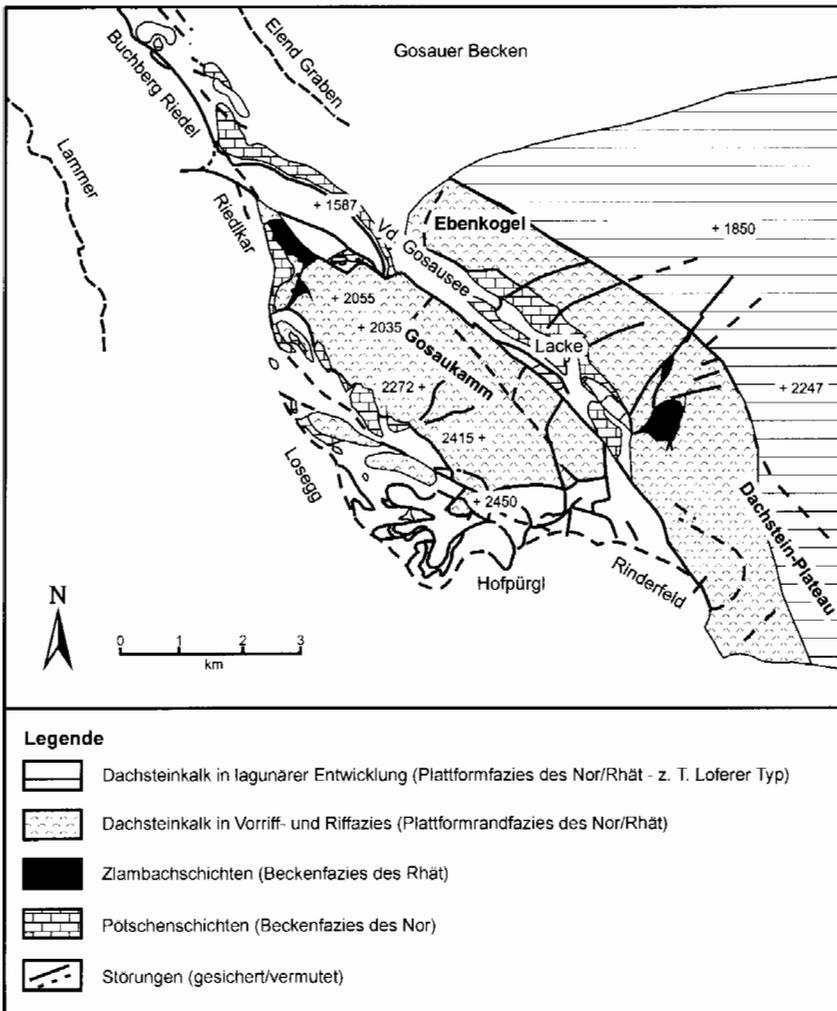


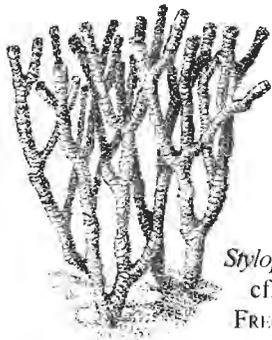
Abb. 10: Geologische Übersicht des Gosaukamm Gebietes (nach MANDL 1984b und KRYSZYN 1991).

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

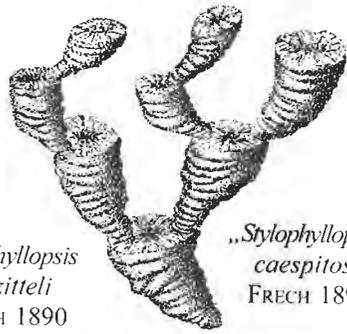
Abb. 11: Wichtige Riffbildner der Ober-Trias nach ZANKL (1969).

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

Korallen



Stylophyllopsis
cf. *zitteli*
FRECH 1890



„*Stylophyllopsis*“
caespitosa
FRECH 1890



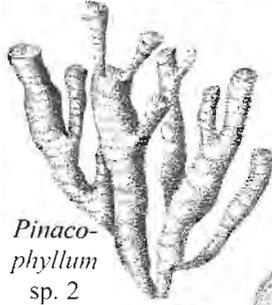
Stylophyllum polyacanthum
REUSS 1854



Actinastraea juvavica
(FRECH 1890)



Pinacophyllum sp. 1



Pinacophyllum
sp. 2



Elysastraea sp. 1



Margarastraea
sp. 1

„*Thamnasteria*“
norica
FRECH 1890



Palaeastraea
grandissima
(FRECH 1890)



„*Thamnasteria*“
rectilamellosa
WINKLER 1861

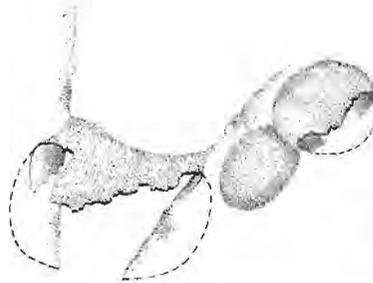
Kalkalgen



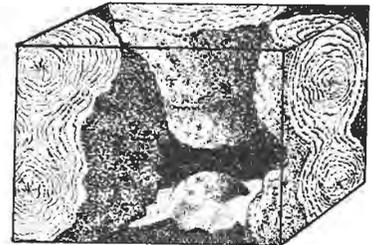
Solenopora sp. 1



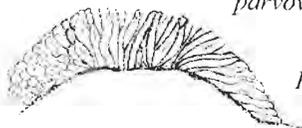
Solenopora aff.
alcicornis OTT 1966



Thaumtoporella (?)
parvovesiculifera (RAINERI 1922)

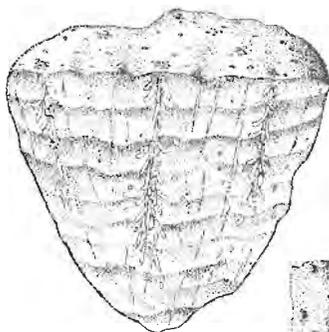


Spongiostromata-Krusten

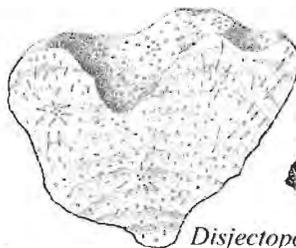


Pygnoporidium (?) *comesozoicus* FLÜGEL 1962

Hydrozoen



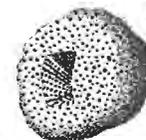
Disjectopora sp. 1



Disjectopora
sp. 2



Lamellata wöhneri
FLÜGEL & SY 1959



Spongiomorpha
stylifera
FRECH 1890



Spongiomorpha
dendroidea
KÜHN 1936



Spongiomorpha
minor
FRECH 1890



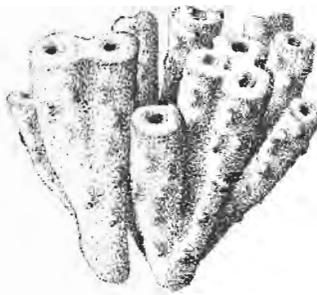
Stromatomorpha
rhaetica
KÜHN 1942



Kalkschwämme



Perinodella communis FLÜGEL 1962



Perinodella fischeri FLÜGEL 1962 nom. nud.



Polytholosa cf. *cylindrica* SEILACHER 1961



Polytholosa sp. 1



Cystauletes sp. 1



Perinodella (?) sp. 1



Molengraafia (?) *seilacheri* FLÜGEL 1962

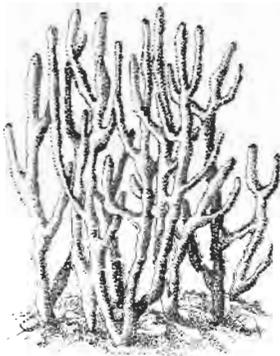


Deningeria aff. *tenuissima* (WILCKENS 1937)

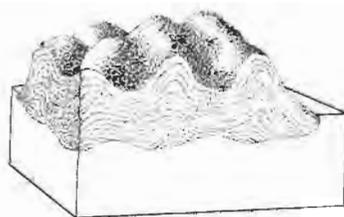


Polytholosa sp. 2

Korallen



hochwüchsig



niedrigwüchsig, massiv

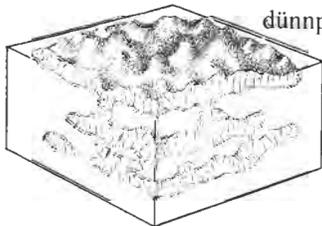
Astraeomorpha confusa (WINKLER 1861)



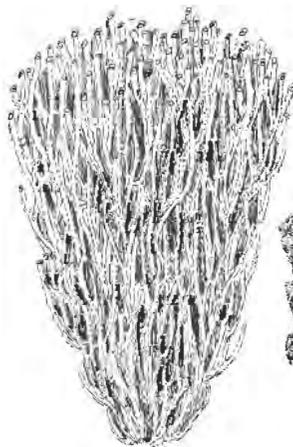
„*Montlivaltia*“ *reussi* MILNE-EDWARDS & HAIME 1857



„*Montlivaltia*“ *marmorea* FRECH 1890



niedrigwüchsig, dünnplattig



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



Procycolithes triadicus FRECH 1890



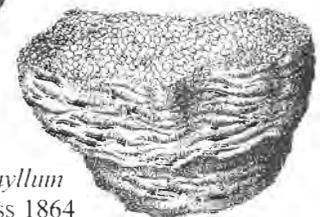
Margarophyllia sp. 1



„*Thecosmilia*“ sp. 1



Procycolithes 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 riffferne Riffrückseite (ZANKL 1971, FISCHER 1964, 1975) und erreicht im Bereich der Nördlichen Kalkalpen Mächtigkeiten bis 1500 m (vgl. TOLLMANN 1985).

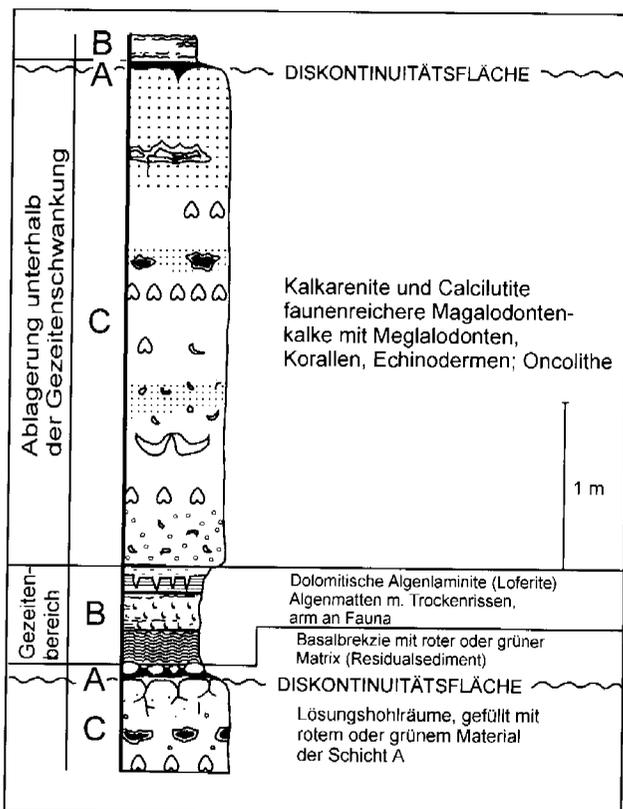


Abb. 12: Schematische Darstellung des Lofer-Zyklus in gebanktem Dachsteinkalk (nach FISCHER 1964, 1975).

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.

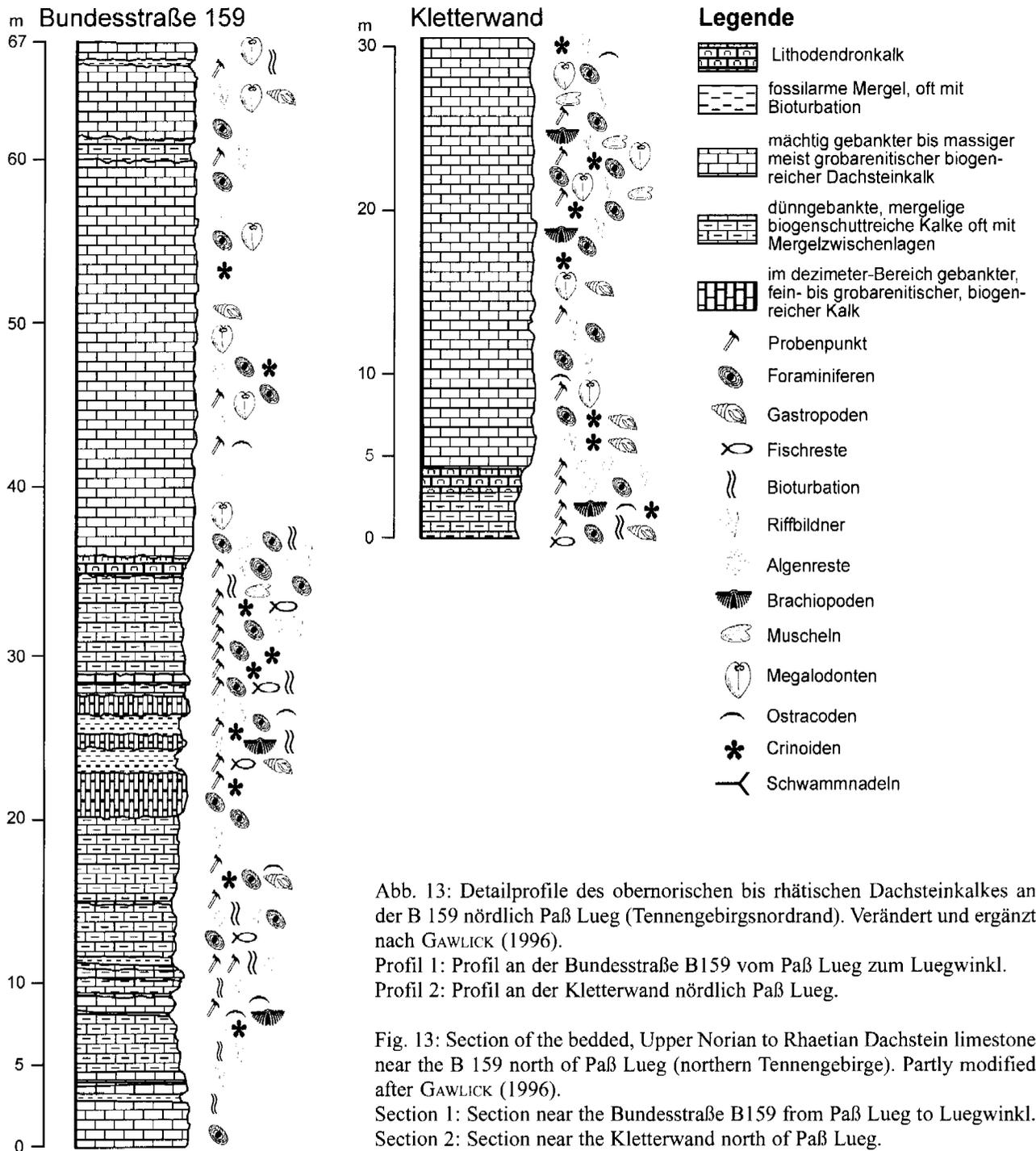
Am Paß Lueg südlich von Golling ist der Dachsteinkalk in typischer Loferer Fazies ausgebildet (Abb. 12, FISCHER 1964, 1975), mit Zyklen aus fossiler Terra rossa verkitteten Brekzien, dolomitischen Algenlaminiten und megalodontenführenden Kalken (vgl. HAAS 1988, 1991). Ein Loferer Zyklus besteht im Idealfall 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 (GOLEBIEWSKI 1986, TOLLMANN 1985). Als Leitformen



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, Prototraklasten, 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.

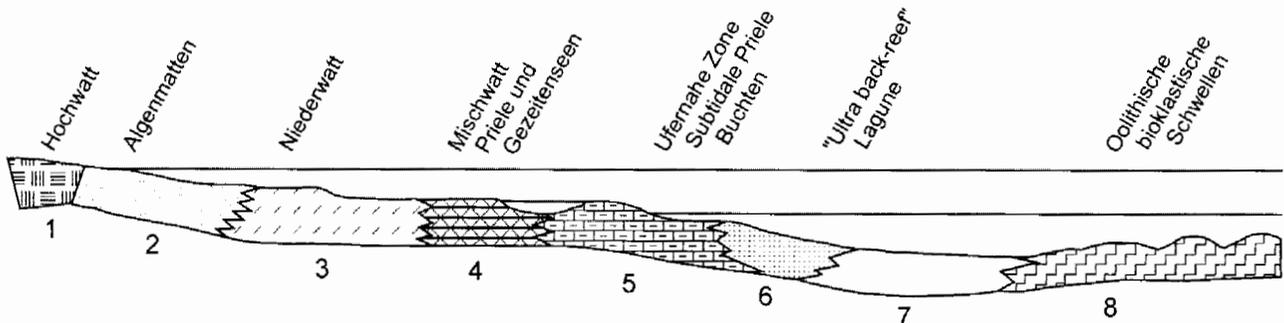


Abb. 14: Die acht Fazieszonen des Hauptdolomites (nach FRUTH & SCHERREIKS 1984).

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 Dolointramikrite 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

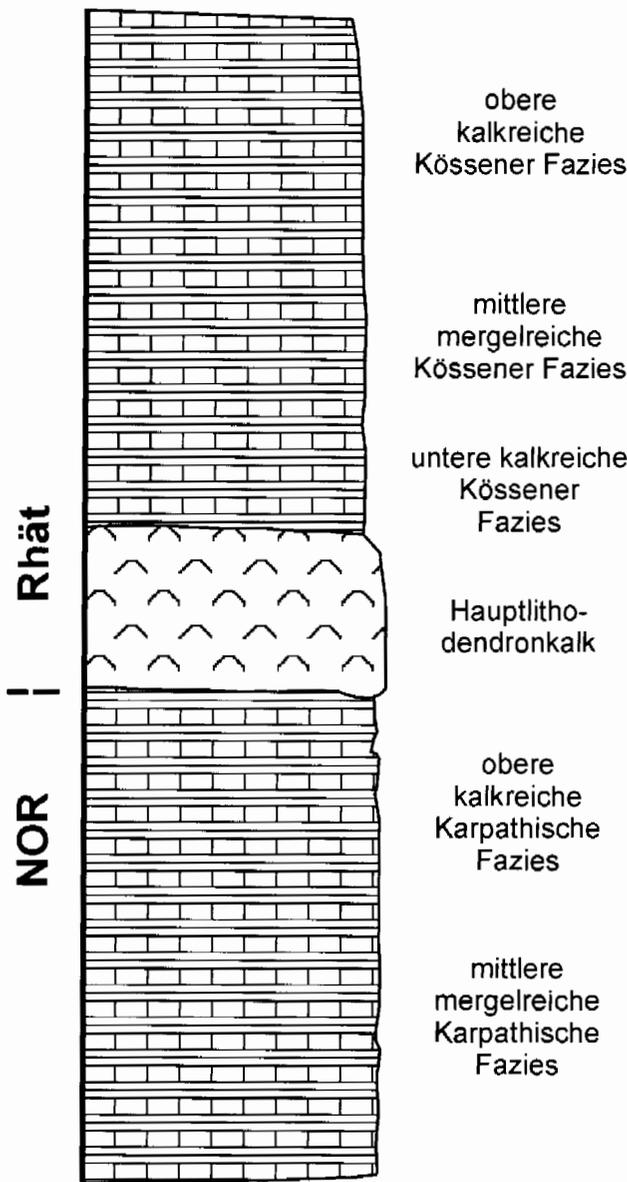
3.5. Kössener Schichten

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

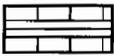
-  Kalk/Mergel-Wechselfolge
-  Korallenreicher massiger Kalk

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

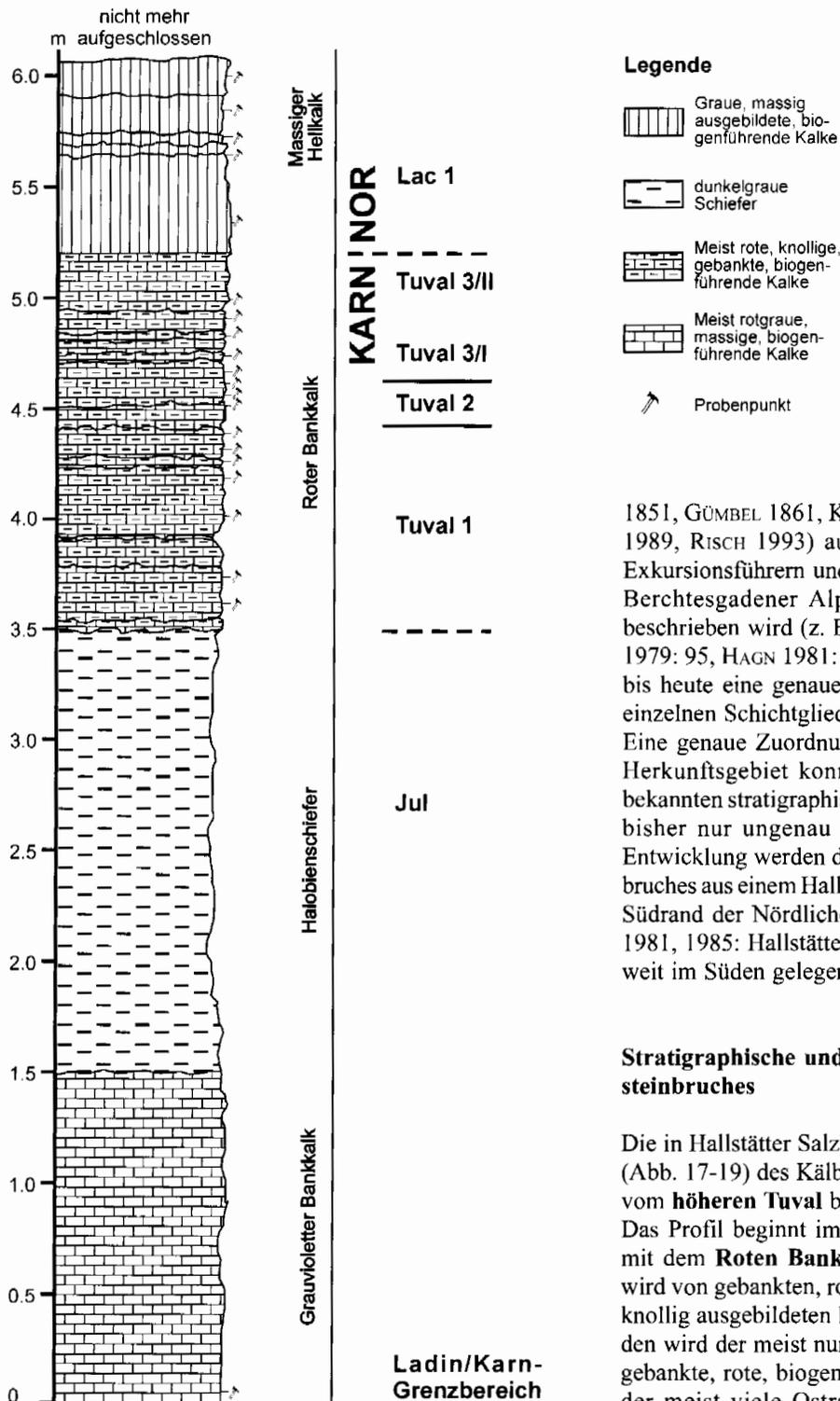


Abb. 16: Detailprofilaufnahme der oberladinischen bis unternorischen Hallstätter Schichtfolge am Freygutweg.

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,

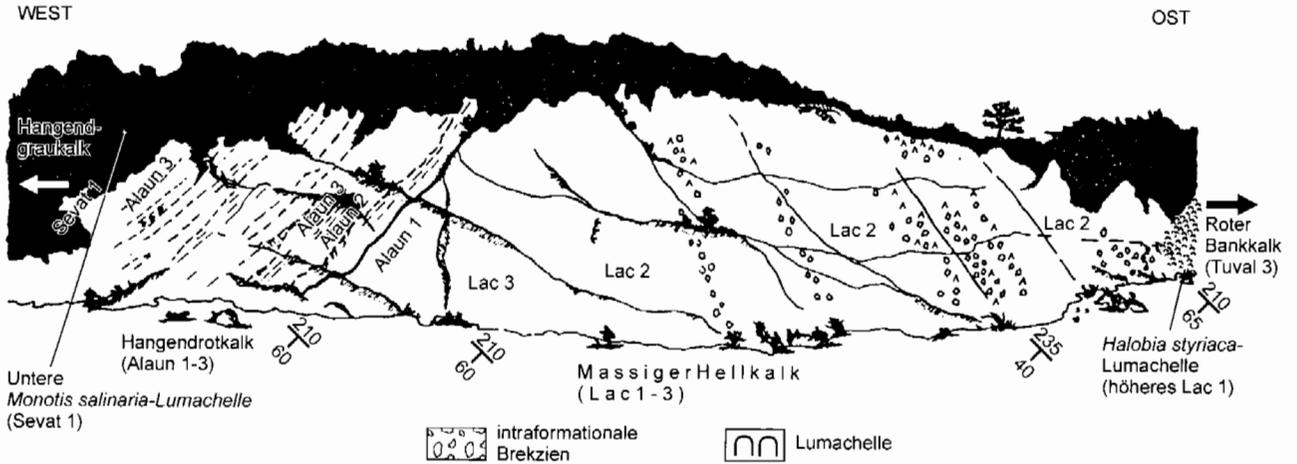


Abb. 17: Aufschlußskizze des Kälbersteinbruches nach GÜMBEL (1861) und RIECHE (1971) im Nordwesten von Berchtesgaden sowie stratigraphische Einstufung der einzelnen Schichtglieder. Aus RIECHE (1971), ergänzt und verändert.

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

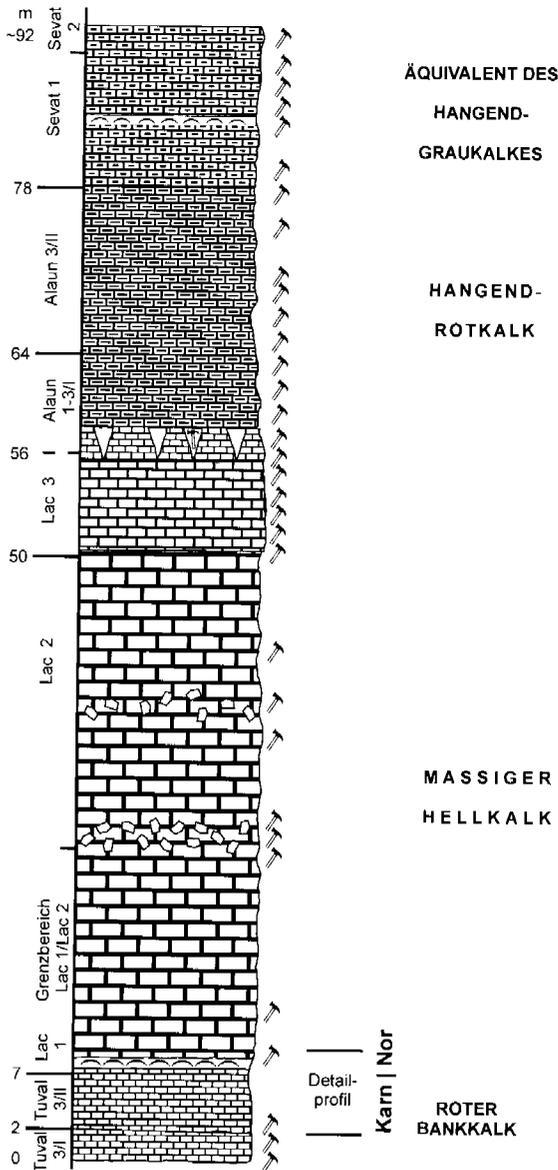
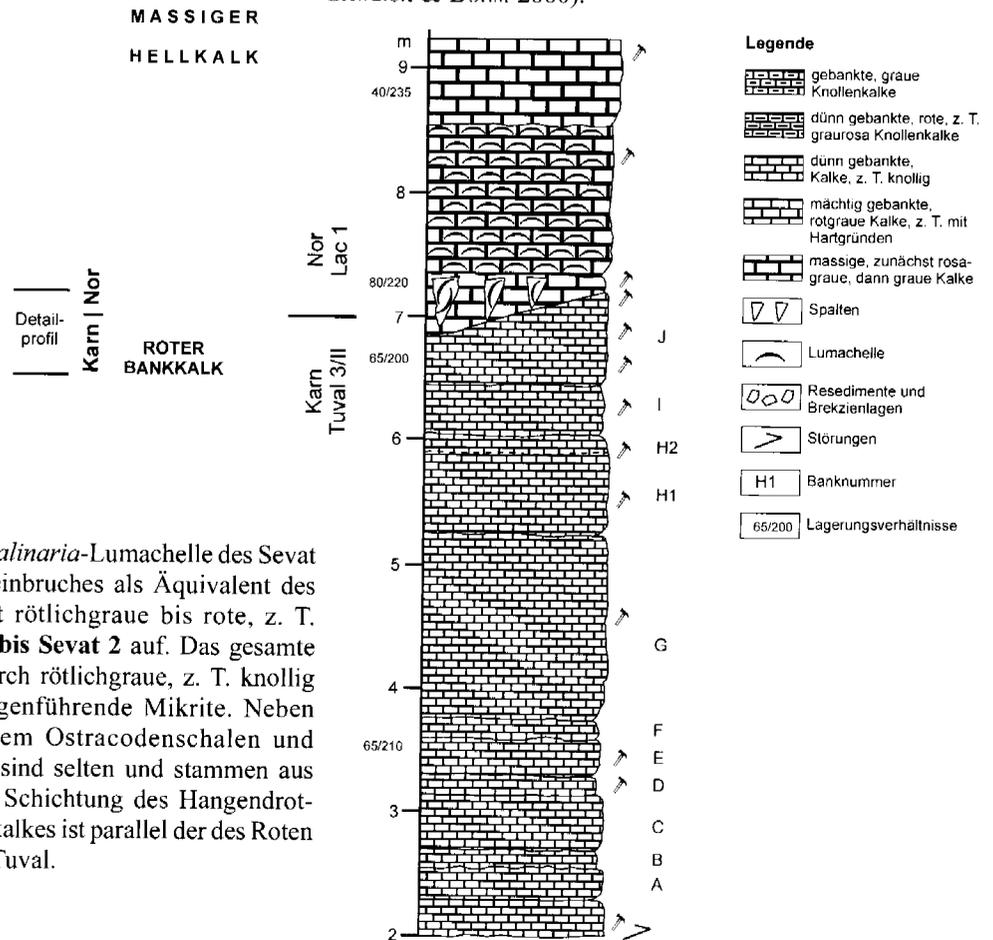


Abb. 18: Stratigraphische und lithofazielle Entwicklung der Hallstätter Kalk Schichtenfolge im Kälbersteinbruch nordwestlich von Berchtesgaden (verändert nach GAWLICK & BÖHM 2000).

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

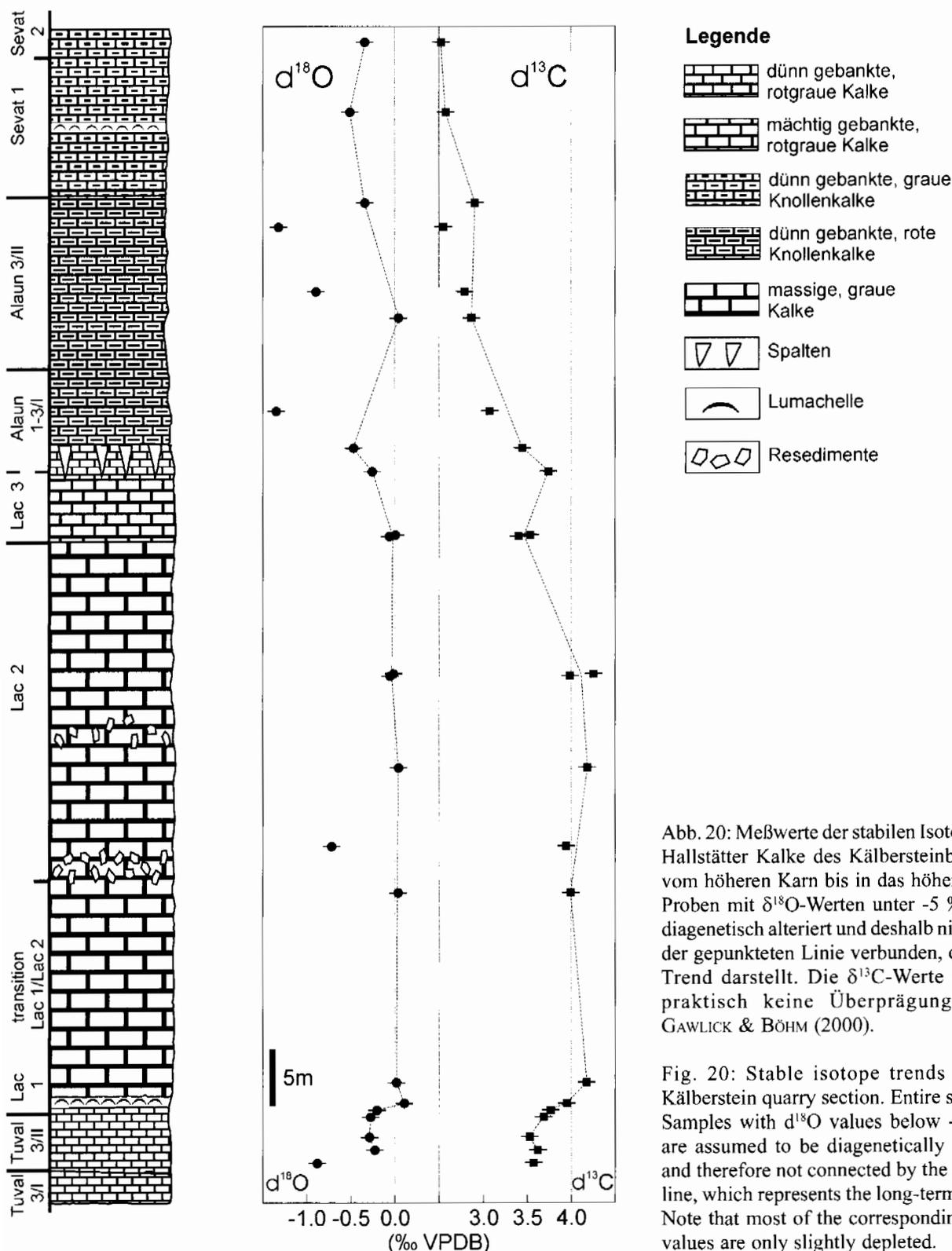


Abb. 20: Meßwerte der stabilen Isotope der Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches vom höheren Karn bis in das höhere Nor. Proben mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten unter -5‰ sind diagenetisch alteriert und deshalb nicht mit der gepunkteten Linie verbunden, die den Trend darstellt. Die $\delta^{13}\text{C}$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

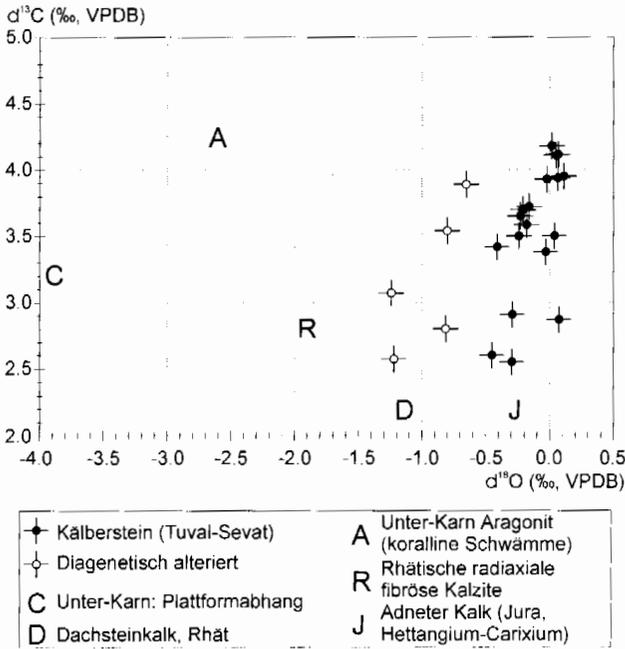


Abb. 21: Crossplot der Kohlenstoffisotopenverhältnisse gegen die Sauerstoffisotopenverhältnisse der Hallstätter Kalke des Kälbersteinbruches im Vergleich mit anderen triassischen und jurassischen Isotopendaten (Adnetter Kalke des Sinemur und Pliensbach: BÖHM et al. in Druck; Dachsteinkalk, vorwiegend 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 Periplattformschlammern 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

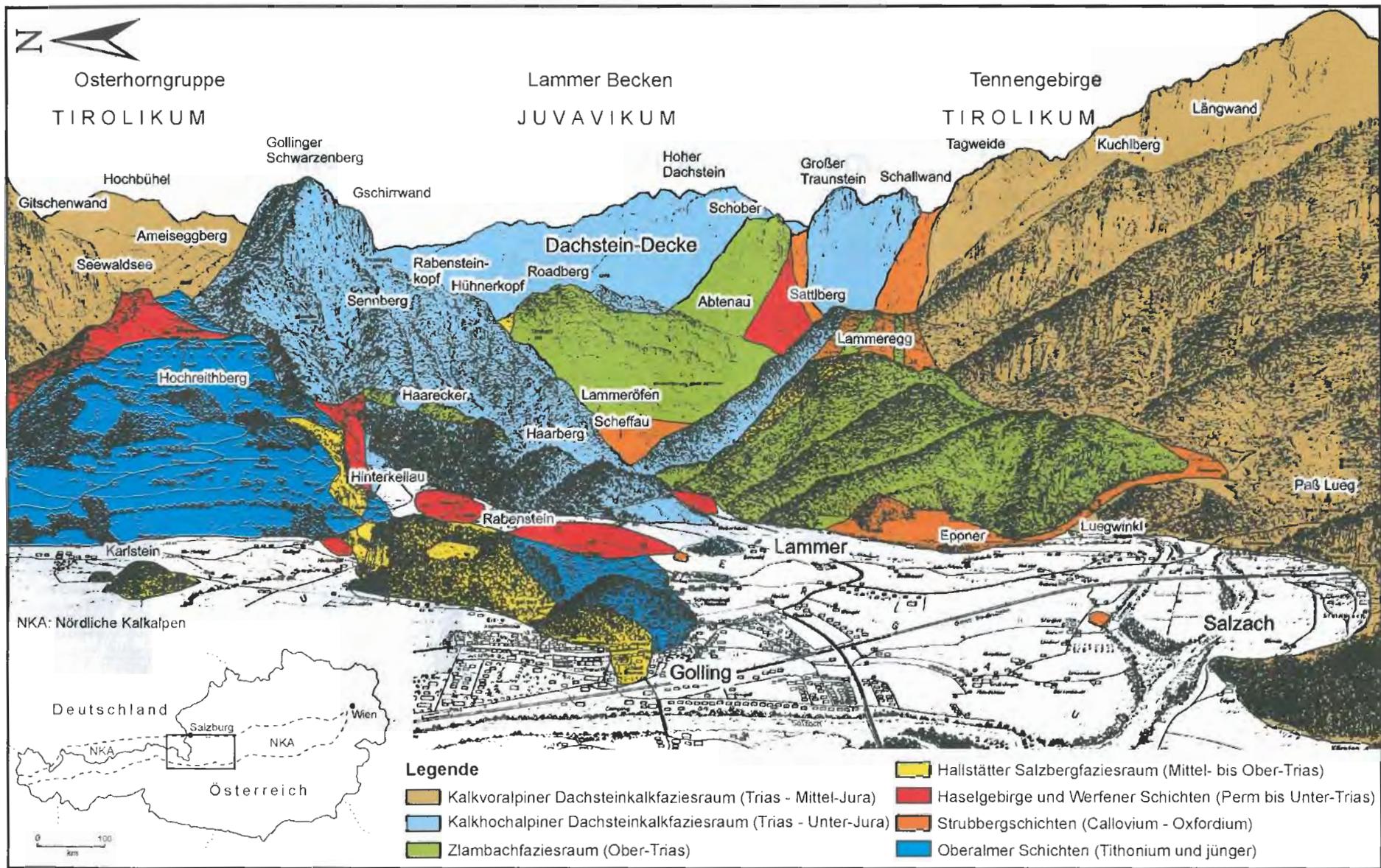


Abb. 22: Übersicht über den zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. Blick vom Roßfeld nach Osten.

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)

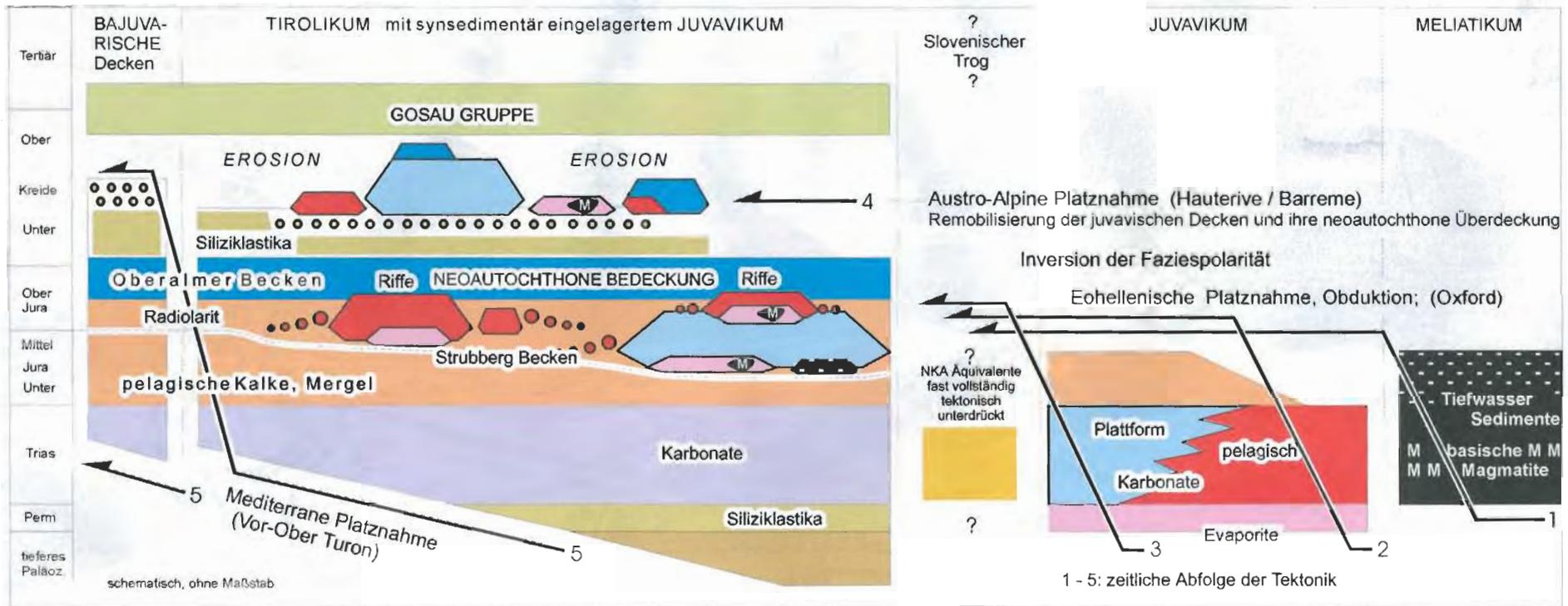


Abb. 23: Prinzipien der sedimentären und tektonischen Entwicklungsgeschichte der Nördlichen Kalkalpen (nach GAWLICK et al. 1999).

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 Meeresspiegelhochständen 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-

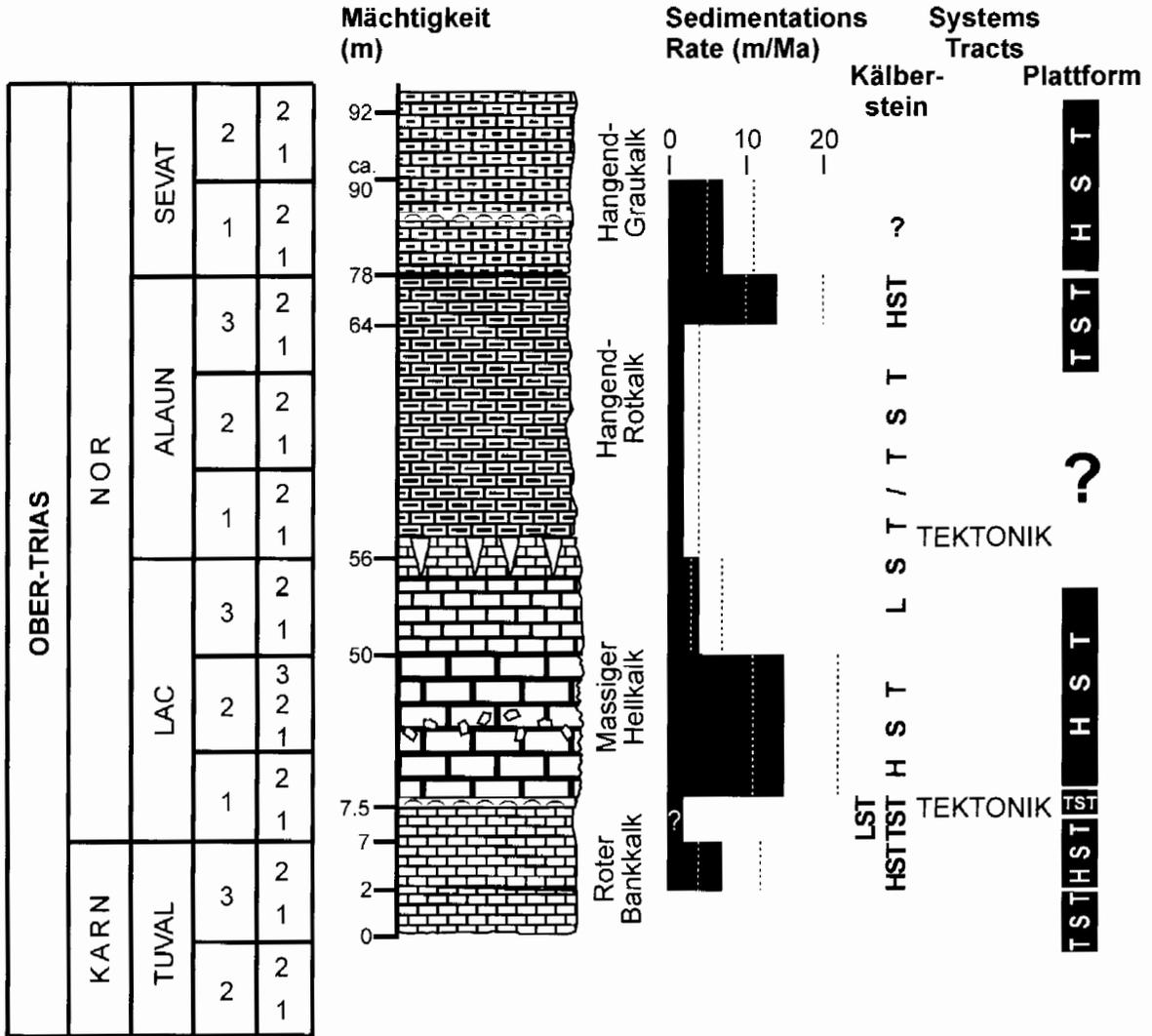


Abb. 24: Chronostratigraphie, Fazies und Sedimentationsrate der Hallstätter Kalke im Kälbersteinbruch im Vergleich mit der sequenzstratigraphischen Interpretation der angrenzenden Plattformbereiche. Im Profil sind zwei tektonische Phasen durch Spaltenfüllungen repräsentiert, die eine im höheren Lac 1 und die zweite im höheren Alaun 1. HST = Highstand Systems Tract, TST = Transgressive Systems Tract, LST = Lowstand Systems Tract. Plattformsequenzen in Anlehnung an KRYSYŃ & LEIN (1996), KRYSYŃ (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 KRYSYŃ & LEIN (1996), KRYSYŃ (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 Lácian.

The next major transgression happened during the later Alaunian. It is known from the Hohe Wand (KRYSTYN & 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 (KRYSTYN & LEIN 1996, KRYSTYN 1991, L. KRYSTYN 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. KRYSTYN, 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 KRYSTYN (1985): Fore reef sediments of the Tuvalian 3 overlain by about one hundred metres of aggrading reef limestones ranging up to the Lácian 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 Lácian 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-Lácian platform sequences: We find intermediate sedimentation rates during the latest Tuvalian corresponding to a progradational platform interval. The transgression of the higher Lácian 1 is not clearly visible with the biostratigraphic resolution of our section. However, there is a period of likely strong condensation during the Lácian 1/1 which could be interpreted as a lowstand interval preceding the transgression. The platform progradation of the Lácian 1-2 is well reflected in high sedimentation rates. The rate quickly drops in the late Lácian 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 KRYSTYN & LEIN (1996) highstand conditions were maintained until the middle Alaunian. However, the Tennenengebirge section (KRYSTYN 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 Lácian 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.

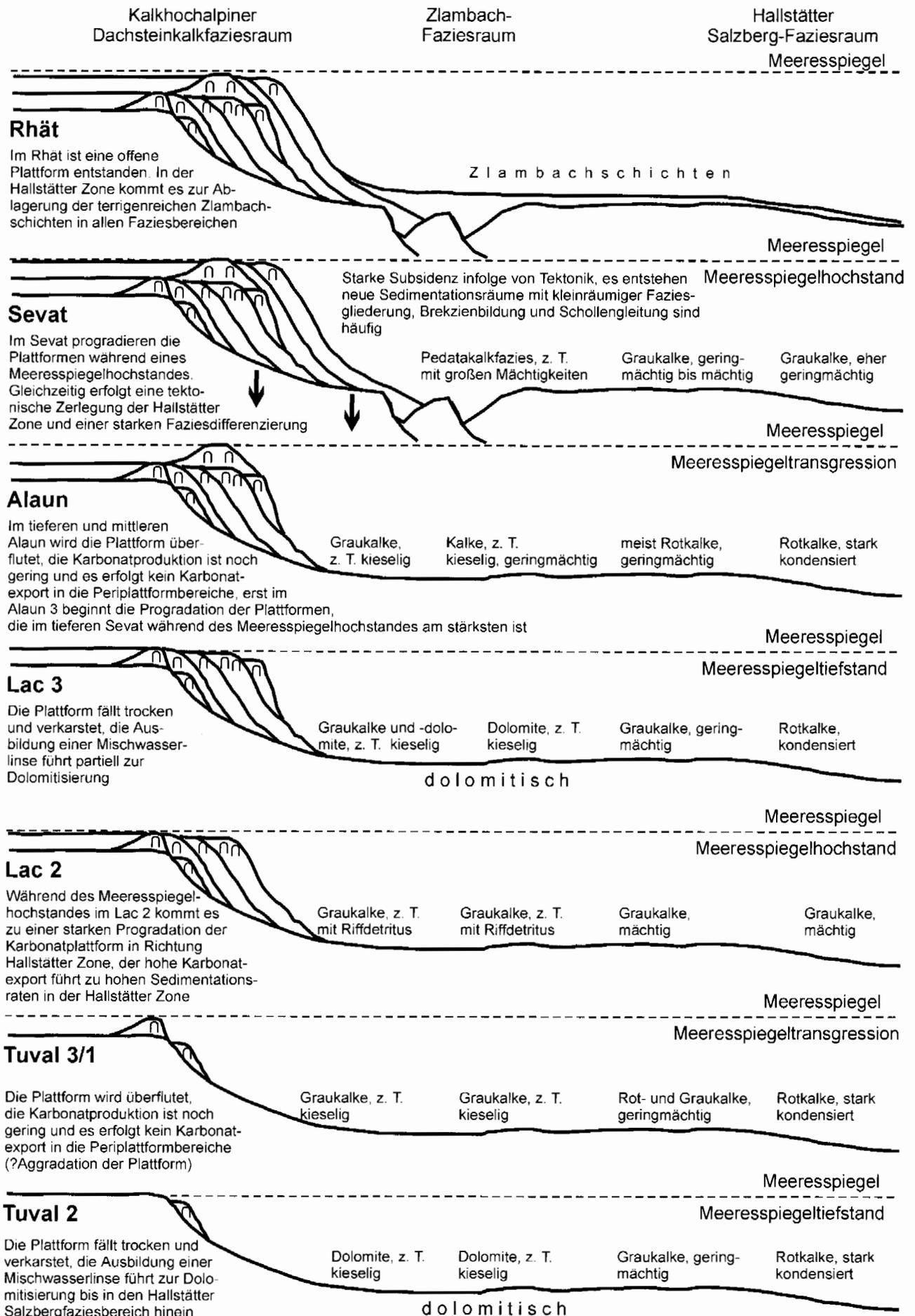
Finally, the Sevatian progradation is only weakly reflected in our data with rates comparable to the late Tuvalian transgressive phase. The most likely explanation is that the bulk of the exported sediments was stored in basins close to the platform margins (Zlambach facies), which formed in connection 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-Lácian and possibly the Alaunian. Discrepancies with the platform record in the late Lácian 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, Halobienchiefer), daß aber nicht gleichmäßig verteilt über die gesamte Hallstätter Zone abgelagert wird. An vielen Stellen wird auf Grund der vorgegeben 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

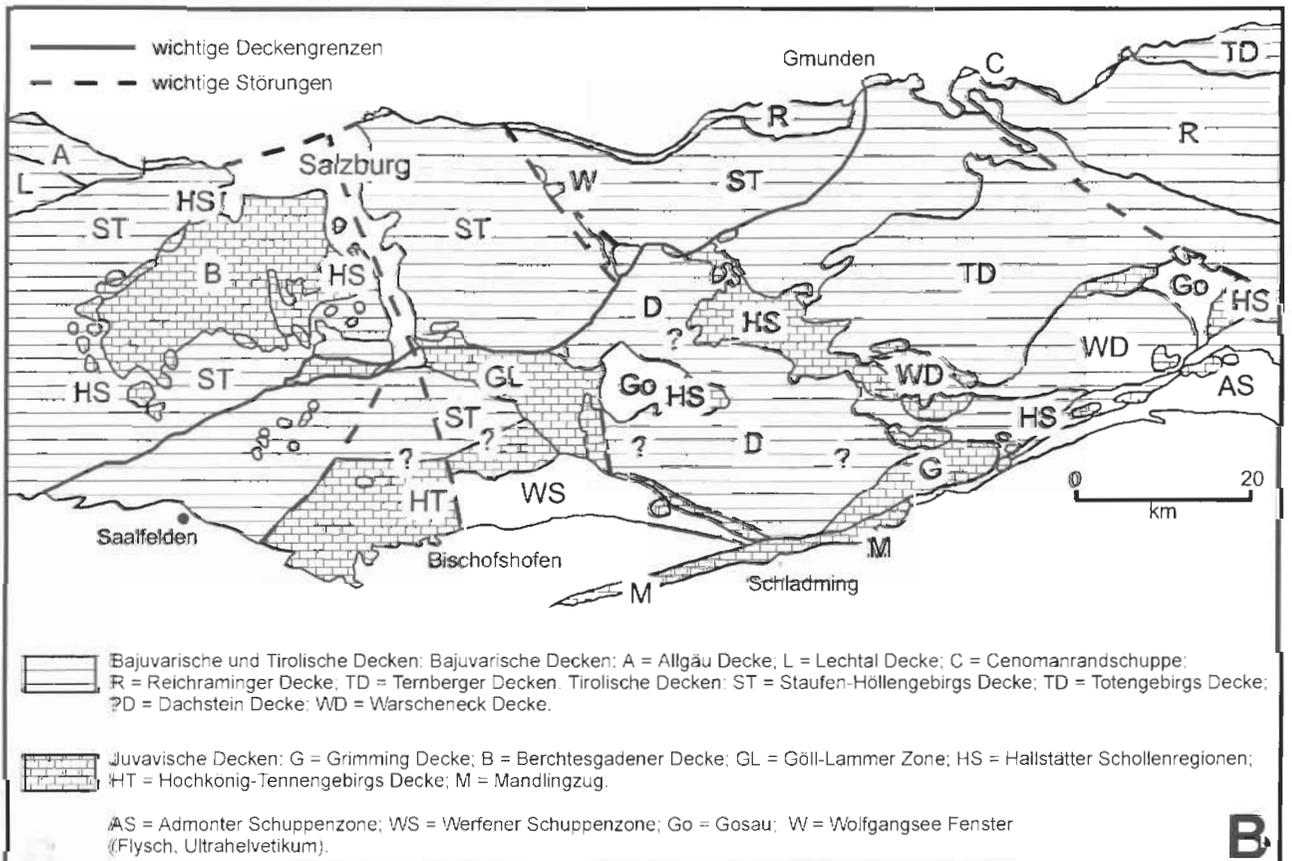
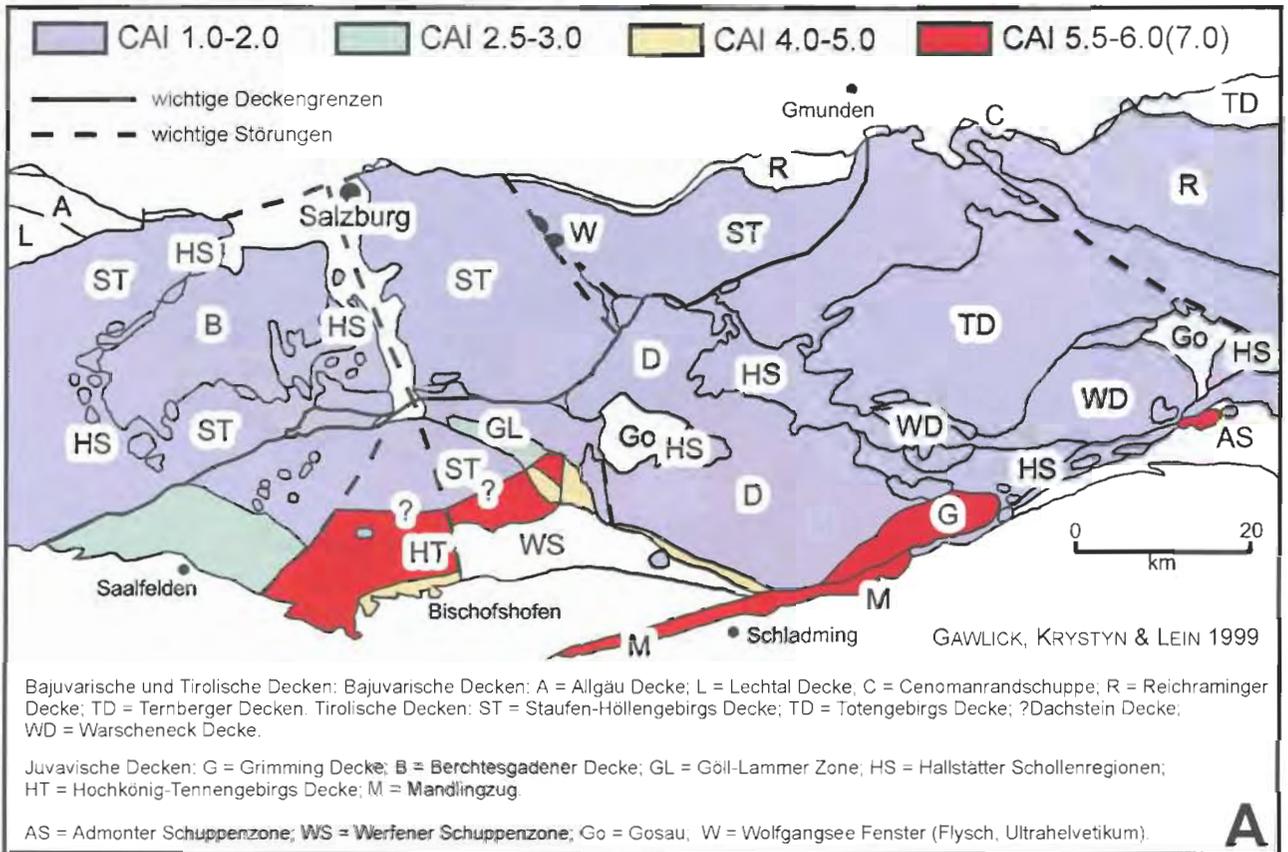
CAI Werte von CAI 5.5-6.0, vereinzelt auch bis CAI 7.0, die epizonal überprägte Bereiche kennzeichnen, treten zwischen Hochkönig und Grimming fast am gesamten Kalkalpensüdrand des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen auf: Hochkönig und Tennengebirgssüdrand (bisher Tirolikum - Staufen-Höllengebirgs 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.

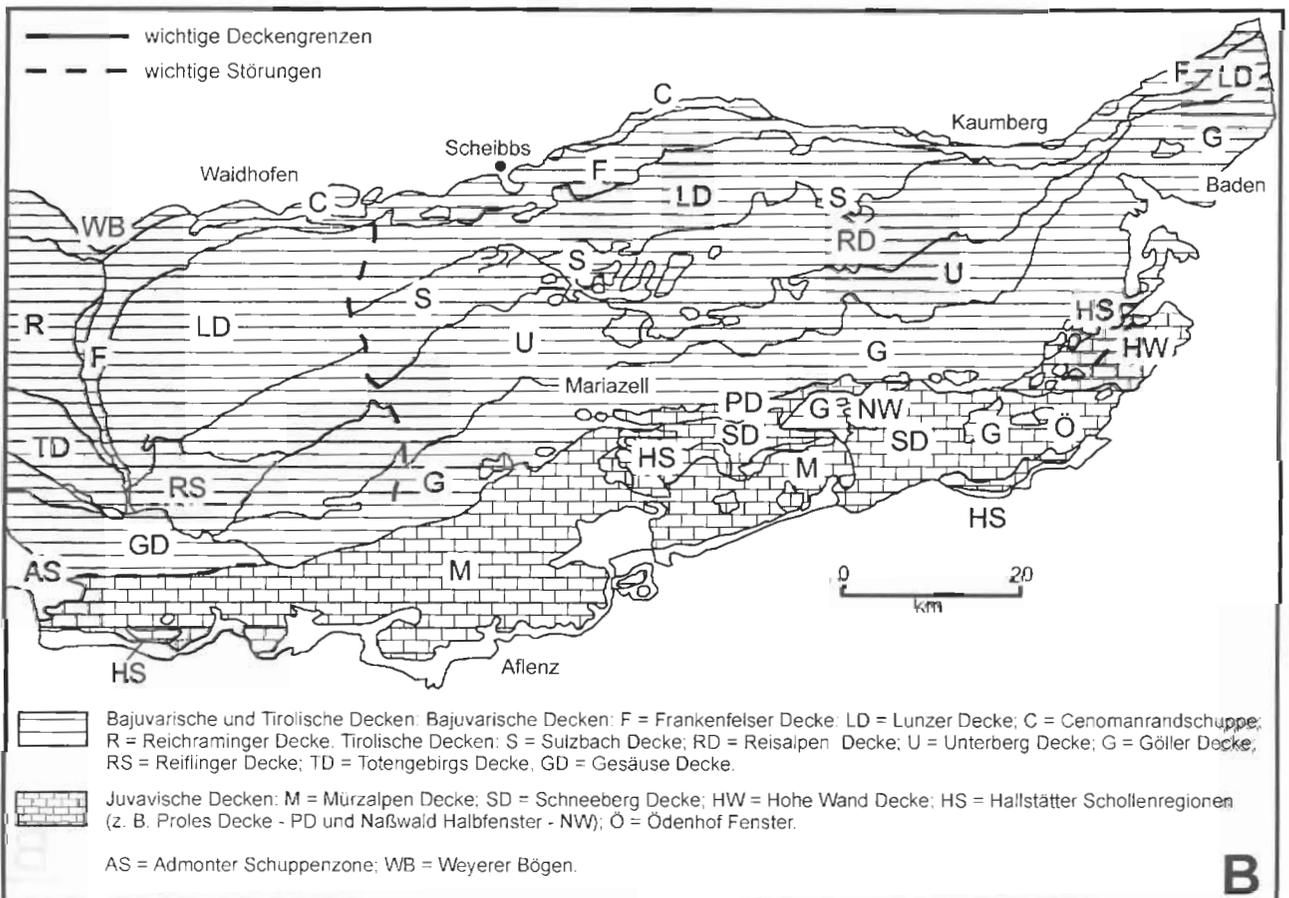
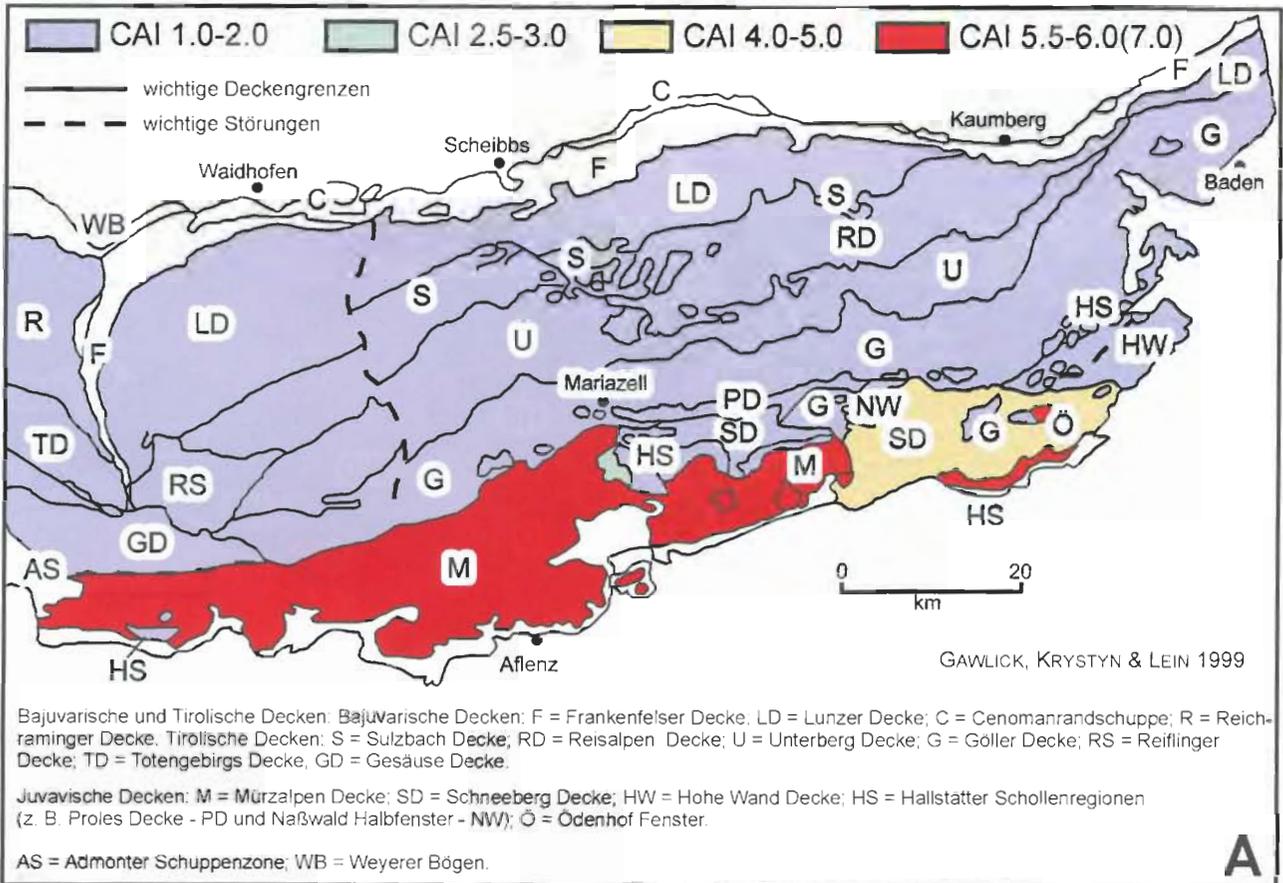
Die wichtigsten Ergebnisse der Paläotemperaturabschätzungen an triassischen Karbonaten auf der Grundlage von Conodont Colour Alteration Index (CAI) Daten sind (Abb. 26, Abb. 27, Genaueres in GAWLICK & KÖNIGSHOF 1992, 1993, GAWLICK, KRYSSTYN & LEIN 1994, 1999, 2000, LEIN & GAWLICK 1997, 1999, 2000, LEIN, 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, KRYSSTYN & 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, KRYSSTYN & 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., KRYSSTYN, 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., KRYSSTYN, 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., KRYSSTYN, 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., 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. & 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., 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.
- 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. - Frühalpine Geschichte Ostalpen, Hochschulschwerpunkt S15, 3: 9-22, Graz, Leoben.
- KRALIK, M. (1983a): Geochronologie schwach metamorpher Tonstiefer und Karbonatgesteine am S-Rand der Nördlichen Kalkalpen. - Frühalpine 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.
- 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. (1974): Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. - *Schriftenreihe Erdw. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **2**: 137-144, Wien.
- KRYSSTYN, 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.
- KRYSSTYN, L. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 94 Hallein. - *Jb. Geol. B.-A.*, **128**(2): 263-264, 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.
- KRYSSTYN, 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.
- KRYSSTYN, 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.
- KRYSSTYN, 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.
- LANGENSCHIEDT, 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.
- STAUDY, W. (1989): Geologische Untersuchungen in den Berchtesgadener Alpen. - Unveröffentl. Dipl.-Arb. Philipps-Univ. Marburg/Lahn, 1-73, Marburg/Lahn.
- STEBER, T. (1989): Conodonten, Mikrofazies und Isotopengeochemie 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.