

**Sedimentationsgeschehen und Biofazies innerhalb der
Nördlichen Kalkalpen während der kretazischen Orogenese
(Schwerpunkt: Gosau-Formation – Coniac/Santon)**

von
Otto Leiß

mit 17 Abbildungen und 1 Tabelle

Schlüsselwörter
Intrakalkalpine (Ober-) Kreide
Sedimentologie
Mikrofazies
Paläogeographie
Orogenese
Deckentektonismus

Anschrift des Verfassers:

Dr. Otto Leiß
IFS, Ingenieurbüro für Spezialtiefbau
Augustenstraße 115
D-8000 München 40

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	36	S. 39–85	Wien, 1990
---------------------------------------	----	----------	------------

Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung	40
Abstract	41
2. Einleitung	42
3. Die Gosau vom Muttekopf	42
3.1. Lithologische Aspekte der Muttekopf-Gosau	42
3.2. Fossilfundpunkte und Fossilien der Muttekopf-Gosau	44
3.3. Sedimente des alluvialen Fächers	46
3.4. Die subaquatischen, gravitativ verfrachteten klastischen Gesteine	47
3.5. Die geologisch-fazielle Entwicklung der Muttekopf-Gosau im Überblick	47
3.6. Die Muttekopf-Gosau im geologisch-tektonischen Rahmen	54
4. Die Gosau von Brandenburg	56
4.1. Die alluviale Fazies der Brandenberger Gosau	56
4.2. Die terrigen-klastische – biogen-karbonatische Mischfazies des Seicht- wasserschelfs	57
4.2.1. Rudisten-Biolithite	61
4.3. Die Beckenfazies: Brandenberger Ache/Mühlbach	64
4.4. Paläogeographische Aspekte der Brandenberger Gosau	67
5. Die Gosauvorkommen im Raum Salzburg – Bad Reichenhall	68
5.1. Die Nordfazies der Gosauvorkommen im Salzburger Raum	68
5.1.1. Die Gosau vom Gaisberg	68
5.1.2. Das Gosauvorkommen von Morzg	70
5.1.3. Die Beckenfazies (Glanegg) der gosauischen Nordfazies	70
5.2. Die Südfazies der Gosau im Salzburger Raum	71
5.3. Der geologische Rahmen der Gosauvorkommen um Salzburg	73
5.4. Die Walserbergserie	74
5.5. Die Roßfeldschichten	75
5.6. Paläogeographie und tektonischer Rahmen	75
6. Die Stellung der Gosau im großtektonischen Rahmen	76
7. Literaturverzeichnis	80

1. Zusammenfassung

Die Beckenanalyse von Gosauvorkommen zeigt für die tiefere Gosau (Coniac–Unt.-Santon), daß Sedimentation und Biofazies vom vorgegebenen geomorphologischen Relief abhängen. Dieses erhält seine Prägung durch geodynamische orogentische Prozesse im Untergrund, deren Motor die Subduktion penninischer Anteile ist. Fazielle Studien ergeben eine frühe Anlage von intraplate-Trögen, die zunächst den alluvialen Schutt von antyklinalen Erhebungen aufnehmen, bevor sich flachmarine Bedingungen einstellen. Durch sedimentologische und biofazielle Analysen ergibt sich eine Beckengeometrie von asymmetrischer Gestalt mit weiten flachen Nordschenkeln und steilen kurzen Südschenkeln. Dabei repräsentieren diese Becken den Muldenbereich von Flexuren. Die Anlage von Flexuren ist die Konsequenz der durch subduktive Vorgänge hervorgerufenen Raumverengung, wobei der Muldenbereich als Depotraum für synorogene Sedimente zur Verfügung steht. Diese Sedimente reagieren rasch auf Veränderungen der Liefergebiete und der Beckenmorphologie und verkörpern Zeugen

jener orogenetischen Prozesse und Bewegungen, die sich bis an die Oberfläche der austroalpinen Krustenscholle durchpausen und damit das Sedimentationsgeschehen kontrollieren. Für manche Kreidenvorkommen konnte somit eine direkte Beteiligung am Ausformungsprozeß von höchsten kalkalpinen Decken gezeigt werden, da sich auf Grund der Beckenanalyse die Entwicklung dieser Tröge dechiffrieren läßt. Die orogene Kompression führt zu Subsidenz und Verteilung der Beckenschultern, so daß die für intraplate-Tröge typischen Olisthostrome gebildet werden, die mit ihren teils riesigen Olistholithen tektonische Prozesse wie Abscherungen des Untergrundes markieren. Bruchdeformation und Abscherung bilden sich im Deformationsmaximum aus, so daß sich entlang listrischen Bewegungsflächen eine Deckenstapelung vollzieht. In Anlehnung an BLUMER's Modell der Deckengenese durch Überfaltung (BLUMER 1905) wird hier unter besonderer Berücksichtigung der Unterströmungstheorie von AMPFERER (1906) und AMPFERER & HAMMER (1911) eine **Deckenbildung durch „Untermuldung“** vorgeschlagen.

JACOBESHAGEN (1986) beschrieb in den Helleniden die synorogenen sedimentären Prozesse in Abhängigkeit von der jeweiligen tektonischen Einheit. Die gleiche Art der Sedimentation mit einem Systempaar eines finalen Flyschs auf der tieferen tektonischen Einheit und einem Molassestadium auf der höheren tektonischen Einheit konnte in den Nördlichen Kalkalpen erkannt werden. Hier beendet der finale Flysch (d.h. synorogene Olisthostrome – z.B. Roßfeldschichten) die kontinuierliche Sedimentation auf der tieferen tektonischen Einheit, wohingegen nach einem Hiatus ein neuer Sedimentationszyklus mit der molasseähnlichen basalen Gosau im Coniac auf der höheren tektonischen Einheit einsetzt.

Abstract

The basin analysis of the Gosauian deposits demonstrates that the sedimentation and the biofacies depend in the lower series of the Gosau from the existing geomorphology being controlled by geodynamic orogenic processes in the basement. Thereby the subduction of Penninic elements represents a dominating factor of orogeny.

The facial studies reveal an early construction of intraplate troughs, at first collecting the alluvial debris of anticlinal elevations before epicontinental conditions can extend. Sedimentological and biofacial analysis indicates a basin geometry of asymmetric shape with flat northern limbs and short steep southern limbs. These basins represent the basin area of wide flexures. The construction of flexures is the response to the spatial shortening provoked by subductional processes, whereby the troughs act as depocentres of synorogenic sediments. While filling the compressional troughs these sediments quickly react to changes of the source areas and of the basin morphology and represent as a whole witnesses of orogenic movements which trace over up to the surface of the Austroalpine block and control the dynamics of sedimentation.

It was possible to demonstrate a direct participation of some Cretaceous deposits in the slow and steady processes of modelling development of some of the highest tectonic units of the Northern Calcareous Alps.

The orogenic compression leads to subsidence and steepening of basin flanks. The olistostromes being typical for intraplate troughs mark tectonic processes like the decollement of the basement with the incorporation of partly huge olistolithes. Fractional deformation and decollement develop in the centre of deformation after a long

period of sole prevailing of bending stress; hence it follows the nappe piling along listric dislocation planes.

Referring to BLUMER's model of nappe genesis by overfolding (BLUMER 1905), here a formation of nappes is proposed by the process of "underthrouging" with special respect to the „Unterströmungstheorie“ of AMPFERER (1906) and AMPFERER & HAMMER (1911).

JACOBESHAGEN (1986) described in the Hellenids the synorogenic sedimentary processes dependent on each tectonic unit. The same type of sedimentation with a couplet of a final flysch on the lower tectonic unit and a molasse stage on the higher unit could be found in the Northern Calcareous Alps. Here the final flysch (i.e. synorogenic olistostromes – e.g. Roßfeld Formation) terminates the continuous sedimentation on the lower tectonic unit, while after a hiatus a new sedimentation cycle starts with the molasse-like basal Gosau in the Coniacian on the higher unit.

2. Einleitung

In dieser Arbeit werden von 10 Gosauvorkommen der westlichen bis mittleren Nördlichen Kalkalpen (Lechtaler Alpen bis Salzkammergut) die drei wichtigsten vorgestellt und bezüglich ihrer genetischen Stellung diskutiert. Auf Grund der Detailkenntnisse der einzelnen untersuchten Kreidevorkommen konnten wesentliche Gemeinsamkeiten des sedimentären Geschehens in Abhängigkeit tektonisch struktureller Baupläne herausgearbeitet werden. Nach der Korrelation regionaler Strukturen wurden die ermittelten überregionalen Strukturschemata in Beziehung zu evolutiven orogenetischen Abläufen gestellt. Die Komplexität der Thematik benötigte darüber hinaus eine kurze Bearbeitung anderer wichtiger synorogener Kreideserien wie der Roßfeldschichten, der Walserbergerie oder cenomaner Serien und wichtiger großtektonischer Einheiten wie z.B. des Südpenninikums. Abb. 1 zeigt in der Übersicht den geologischen Rahmen der untersuchten Gosauvorkommen.

3. Die Gosau des Muttekopfes

3.1. Lithologische Aspekte der Muttekopf-Gosau

Eine zentrale Rolle bei der Bearbeitung von Gosaugeröllern spielt die lithologische Zusammensetzung der Geröllvölker. Danach schließt sich sogleich die Frage nach der Herkunft und dem Ursprung dieser Gesteine an. Neben der lithologischen Besonderheit der zumeist niedrig metamorphen Quarze, Quarzite, Porphyrvarietäten und basischen Vulkanite fiel bereits AMPFERER (1916) die Modellierung dieser Komponenten (u.a. Windkanter) auf, die nicht nur wegen ihrer stofflichen Zusammensetzung, sondern auch auf Grund der wohlgerundeten Gestalt neben dem oft sehr eckigen Stückgut des aufgearbeiteten Kalkalpins als Exotika die Aufmerksamkeit auf sich lenken. Vom sedimentologischen Standpunkt ist ein Großteil dieser Geröllvölker einfach als Restschotter zu bezeichnen, die den vielfältigen Einflüssen des Transports, der Umlagerung und dem Verbleib in Bodenhorizonten (lateritische Verwitterung)

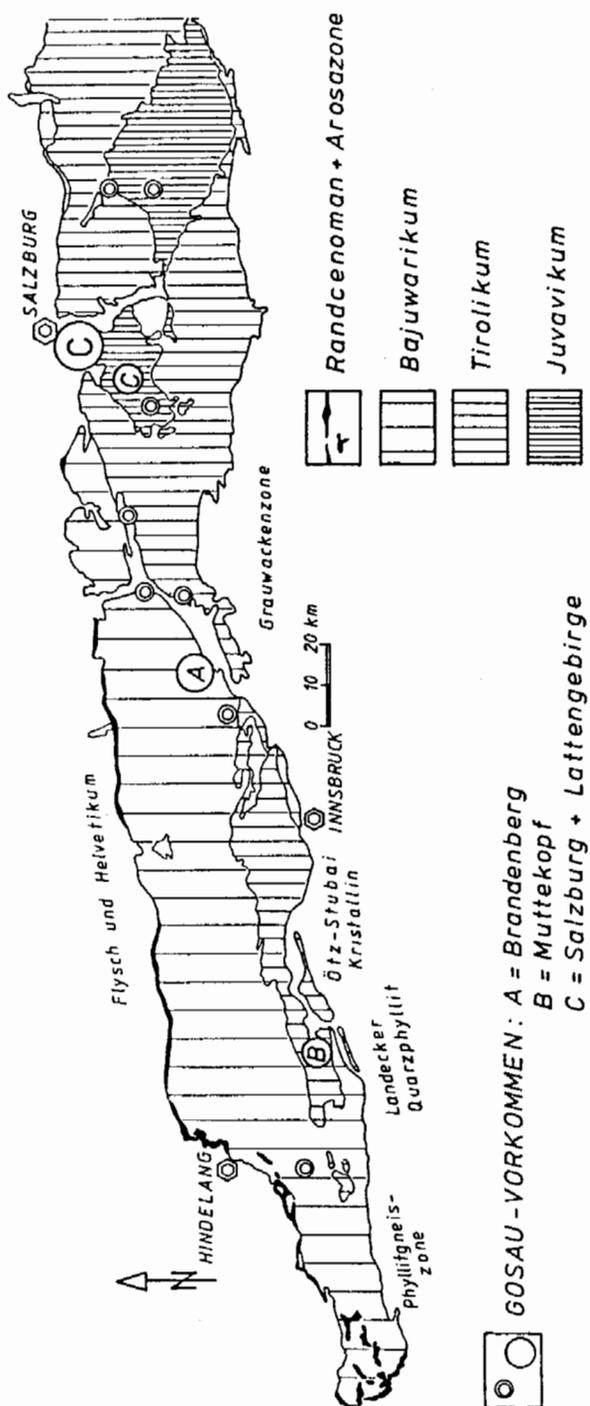


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte mit Angabe der beschriebenen Gosauvorkommen

ausgesetzt waren. In der Muttekopf-Gosau kommen Exotika sowohl als gut gerundete Gerölle als auch als eckige Fragmente in den unterschiedlichsten Größen vor (Verrucano? bis Kleinwagengröße im Olisthostrom Nr. 6, Abb. 2, 3, 4).

Dies ist auch vereinbar mit der sedimentologischen Eigenart der Muttekopf-Gosau, die hauptsächlich von Turbiditen und Olisthostromen dominiert wird. Gravitative Massentransportprozesse sind in der Lage, jedes Material aus den unterschiedlichsten Ablagerungsräumen (z. B. ehemalige Deltaablagerungen) in einen neuen Depot-Raum zu verfrachten.

Die Lithologie der Komponenten aus der Muttekopf-Gosau wurde von AMPFERER (1912), SANDER (1917) und von WOPFNER (1954) untersucht und beschrieben.

Da neben den nicht-sedimentären Exotika auch sedimentäre Exotika wie jurassische Flachwasserkalke (Typ Sulzfluhkalk) und Urgongerölle von großer paläogeographischer Bedeutung sind, wurde nach derartigen Geröllen Ausschau gehalten und daraufhin resedimentierte (Fein-)Brekzien und Psammite untersucht, auch wenn sie dem Phänotyp einer klastischen Verrucanoserie entsprachen. Dabei ergab sich folgender, interessanter Befund, daß in einer erzimprägnierten, düster roten Brekzie ein Radiolaritgeröll mit einer hydrothermalen Kluftverfüllung, Metasiltsteine, ein quarzitischer Gneis (freundl. mündl. Mitt. v. Priv. Doz. Dr. HEINISCH), neben dem Hauptanteil an Quarzen, die alle Deformationsstadien wie auch shearbands aufweisen, angetroffen wurden. Mit der Diagnose eines eindeutigen Radiolarits aus dem alpinen Mesozoikum (Jura/Unterkreide?) ist die resedimentierte Brekzie keinesfalls mehr dem Verrucano zuzuordnen. Die intensive Einfärbung durch Erzlösungen (vgl. Bauxit in der Gosau!) läßt auf eine subserische Exposition schließen, unter der sich vermutlich auch die Komponenten unterschiedlichen Rundungsgrades zu dieser Brekzie formierten. Zwanglos lassen sich die Quarze und quarzitären Typen aus abgetragenen Verrucanoarealen beziehen. Tatsächlich sind mesozoische Radiolarite wie auch andere Jura- und Kreidegesteine in der Muttekopf-Gosau nicht selten, wobei vielfach im Inneren der Radiolarit Zonen und Höfe intensiver Erzimprägnierung, aber auch Auslöschungsphänomene zu beobachten sind, wenn diese eine intensive tektonische Belastung erfahren haben. Ein unreifer Metagrauwackensandstein entspricht nach Priv. Doz. Dr. HEINISCH (freundl. mündl. Mitt.) durchaus Varietäten aus den Wildschönauer Schiefer (Grauwackenzone). Bedeutsam für paläogeographische Überlegungen ist der Fund eines grobkörnigen, plagioklasreichen Gabbro, auf den später noch eingegangen werden soll.

3.2. Fossilfundpunkte und Fossilien in der Gosau des Muttekopfes

Obwohl bislang alle Gosauvorkommen gerade wegen ihres Fossilreichtums schon sehr früh die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich zogen (z. B. BOHADSCHE 1782), galt der Muttekopf bislang als eine nahezu sterile Oberkreideserie. In der Tat sind Fossilfundpunkte – gleich ob Mikro- oder Makrofauna – immer noch eher die Ausnahmeerscheinung. Entscheidend ist die Tatsache, daß Fossilien immer nur in Abhängigkeit von bestimmten Faziestypen angetroffen wurden. Einen besonders „ergiebigen“ Horizont stellen gelblich anwitternde mergelige Kalksande (lithoklastischer wacke-/packstone mit \pm Bioklasten) in auffällig kompakten, dicken Bänken dar, die als litorale Fazies mit parautochthoner Fauna zwischen Inoceramenmergeln des tie-

feren Wassers und den terrestrischen (Grob-)Klastika vermitteln. Eine solche Situation liegt im westlichen Gebiet der Plattein-Wiesen vor. An Störungen abgesetzt oder durch Einschnitte mehrmals aufgeschlossen, tritt diese Fazies in den Gräben zwischen 1850–2100 m NN (z. B. im Plattigbachl), in der weiteren Umgebung der in der geologischen Karte von AMPFERER (1932) eingetragenen Inoceramenfundstelle zu tage. In diesem Areal konnten auf Grund erster Andeutungen durch Herrn cand. geol. T. EUTEBACH doch einige Gosau-typische Fossilien geborgen werden. Innerhalb weniger Profilmeter vollzieht sich der Übergang in die grauen Mergel (litho-/bioklastischer wackestone) des tieferen Wassers, so daß die wichtigsten Fossilien kurz zusammen aufgeführt werden: CNIDARIA (*Peplomilia* aff. *latona*, *Phyllosmilia* sp., *Cyclophyllopsis* sp., *Cunulites* sp.), BIVALVIA (*Plagiopychus aquilloni*, *Ostracea*, *Inoceramus undulatoplicatus*, *Lithophaga alpina*), irreguläre Seeigel; GASTROPODA (*Turritella* sp., *Cerithium* sp.), CEPHALOPODA (*Gaudryceras mite*); PROTOZOA (*Miliolacea*, *Textularia* sp., *Rotalia* sp., *Globotruncana linneiana*, *G. bulloides*, *Marginotruncana tricarinata*, *M. pseudolinneiana* e. gr. *G. lapparenti*) – vgl. F1 in Abb. 4.

Eine fast identische Faziesentwicklung und Lithologie wie im Platteingebiet präsentiert sich auf der östlichen Fundeisalme, unterhalb der Kübelwände zwischen 2100 und 2200 m NN nördlich der Störung des oberen Fundeisbachs mit kompakten gelblich anwitternden Kalkareniten (lithoklastischer wacke-/packstone mit \pm Bioklasten), die wie im Gebiet von Plattein angebohrte Strandgerölle (*Lithophaga alpina*) und eckige Gesteinsfragmente aus der kalkalpinen Trias enthalten. Auch hier vollzieht sich ein rascher Übergang (etwa 10 Profilmeter) in die Inoceramenmergel (bio-/lithoklastischer wackestone) des tieferen Wassers. Diese Fundstelle F2 enthält im wesentlichen die selben Faunenelemente wie die Fundstelle F1 der Platteinwiesen.

Für die Fossilfundpunkte Plattein F1 und Fundeisalme F2 kann die Altersangabe auf die Zeit Ob.-Coniac–Unt. Santon eingeengt werden, da die gelegentlich reiche Planktonfauna keine 1-kieligen Formen enthält (freundl. mündl. Mitt. v. Dr. K. F. WEIDICH).

Die weiteren Fundpunkte sind an den „Oberen Sedimentkomplex“ (WOPFNER 1954) gebunden, dessen tiefe Anteile das Olisthostrom Nr. 6 (vgl. Abb. 2, 3, 4) aufbauen und das zum Hangenden von mass flow-Ablagerungen, Turbiditen und Siltiten abgelöst wird. Für den Oberen Sedimentkomplex ergibt sich ein Ob.-Maastricht-Alter (LEISS & MOUSSAVIAN in Vorb.), wenngleich umgelagerte, oberkretazische Globotruncanen nicht selten anzutreffen sind. Fundpunkt F3 entstammt einer tiefen Position, noch unterhalb des Olisthostroms Nr. 6 und ist stratigraphisch zwischen höchsten Anteilen des „Unteren Sedimentkomplexes“ (WOPFNER 1954) und den basalen turbiditischen Anteilen des „Oberen Sedimentkomplexes“ einzuordnen. In den (Grob-)Psammiten fanden sich Fragmente von Korallenstöckchen, benthonische und planktonische Foraminiferen und Rotalgen.

Olisthostrom Nr. 6 birgt in sich ein Sammelsurium an unterschiedlichsten resedimentierten Mergelfragmenten, die zudem durch ihre Farbenvielfalt auffallen. Einen interessanten Faziestyp hieraus vertritt eine kleinere rote Mergelscholle in der (hemi-)pelagischen Fazies der stratigraphisch tieferen Nierentaler Schichten bzw. der Couches Rouges mit *G. linneiana* und *M. tricarinata* (F4), deren Auftreten einen Altersbereich Ob.-Coniac–Unt. Santon anzeigt, obwohl dem Olisthostrom Nr. 6 insgesamt ein Ob.-Maastricht-Alter zukommt.

Da die Olisthostrome in der Lage sind, auch Strecken von wenigen Zehner-Kilometern zu überbrücken und die Distanzen im verhaltenen Kriechtempo oftmals innerhalb

langer geologischer Zeiträume zurücklegen, muß auch in Betracht gezogen werden, daß ein Teil dieser Mergelfragmente nicht dem unmittelbaren Ablagerungsraum des Gosaubeckens entstammt, sondern Olisthostrome diese als Frachtgut gleich dem exotischen Detritus aus ferneren mobilen Sedimentationsräumen solange mitschleppen, bis die labile Sedimentmasse endlich zur Ruhe kommt.

Der Obere Sedimentkomplex schließt mit dem Dach des „Orbitoiden-Lithothamnien-Sandsteins“ ab, dessen Gehalt an Fossilien bereits WOPFNER (1954) durch die charakteristische Namensgebung zum Ausdruck brachte. Es ergab sich folgender Fossilinhalt (F5) (einige Arten nach freundl. mündl. Mitt. von Dr. I. MOUSSAVIAN): BIVALVIA (*Hippuritacea*), ECHINODERMATA, BRYOZOA (*cyclostomata*), PROTOZOA (*Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Planorbilina cretae*, *Siderolites* sp., *Textularia* sp., *Haddonina* sp., *Globotruncana elevata/stuartiformis*) und RHODOPHYTA (*Lithothamnium andrusovum*, *L. cuvielleri*, *Archaeolithothamnium* sp., *Mesophyllum* sp.).

3.3. Sedimente des alluvialen Fächers (alluvial fan)

Im Gebiet der Plattein-Wiesen dokumentiert sich das Einsetzen der Ob.-Kreide-Sedimentation mit monomikten, eckigen, dolomitischen in situ-Verwitterungsbrekzien/Hangschuttbrekzien, deren Übergang in die Hauptdolomitbasis eine allmähliche ist. Diese Basalbildungen werden ziemlich abrupt von rötlichen Brekzien, Fanglomeraten und Konglomeraten abgelöst, deren Einfärbung das lateritisch-siltige, gelegentlich auch lateritisch-tonige Zwischenmittel der zumeist komponentengestützten Grobklastika verursacht. Der Anteil echten Bauxits (LEISS 1989) ist gering, dabei überwiegt bei weitem der dolomitische Silt (packstone/Mikrobrekzie).

Die fast durchwegs massigen Bänke lassen nur selten interne Gefügemerkmale wie parallele, flache Schräg- und Kreuzschichtung (u.a. ein Beispiel von herringbone crossbedding auf 5 m innerhalb lateritischer Feinkiese) erkennen (vgl. HOOKE, 1967; BULL 1972; NILSEN, 1982; BALLANCE, 1984). Die Ablagerung der mono-/(oligo-)mikten Brekzien und Fanglomerate aus kalkalpinem Schutt vollzog sich im Sedimentationsraum alluvialer (Piedmont-)Fächer (alluvial fan). Den Abschluß dieser Serien bilden Konglomerate mit ± sandreicher Matrix, deren Absatz im strömenden Wasser – high-gradient braided stream/Scott-Typ (MIALL, 1977) – diskutierbar wäre. Die Megasequenz ist durch Retrogradation (NILSEN, 1982) der mehr distalen Fazies (sandige Konglomerate) über die proximale Piedmont-Fächerentwicklung (lateritisch eingefärbte Brekzien/Fanglomerate) gekennzeichnet. "Fan sequences consist of mixtures of stream flow deposits, debris flow and related deposits and landslide deposits" (NILSEN, 1982: 84). AMPFERER (1930) und WOPFNER (1954: 71) interpretieren die gesamte Serie als fluviatile Bildungen. Ein Großteil dieser grobklastischen Sedimente des alluvialen Fächers unterlag besonders in den unteren und mittleren Profiltteilen den gravitativen Transportprozessen des subaerischen debris flow.

Schon ein geringer Zuschlag von Ton und ein kleiner Anteil Wasser setzen die Fließfestigkeit und die innere Reibung (Schmiermitteleffekt durch den Ton) so weit herab, daß ein Fließen selbst auf geringen Hangneigungen möglich wird (RODINE & JOHNSON, 1976).

3.4. Die subaquatischen, gravitativ verfrachteten klastischen Sedimente

Mengenmäßig dominieren diese autokinetischen Sedimente innerhalb der Muttekopf-Gosau. Turbidite von geringer Dichte bauen Sandsteine und Siltite auf (BOUMA 1962) und bilden häufig das Hangende von Turbiditen hoher Dichte oder Schuttströmen (vgl. NARDIN et al. 1979, LOWE 1979, 1982). Turbidite und Schuttströme entstehen während eines einmaligen Vorgangs (event), wohingegen bei Olisthostromen auf Grund der oft langen Transportdauer nicht mehr von einem Ereignis gesprochen werden kann. Häufig sind die Olisthostrome komplex aufgebaut. Die Bewegungsbahn der laminar hangabwärts gleitenden olisthostromatischen Sedimentmasse (basale Scherzone – vgl. Basis des Olisthostroms Nr. 6 am Muttekopf-Rotkopfgrat in Abb. 3/4) kann erosiv in die liegenden Sedimente eingreifen. Das vielfach sehr langsame Kriechen ($0,3-1 \text{ km}/10^6 \text{ a}$ nach GÖRLER & REUTTER 1968) führt zu einer Amalgamierung unterschiedlichster Sedimente jeder Korngröße (Olistholithe bis Tonminerale) mit oft hohem Feinkornanteil (Kohäsion), wobei die Aufnahme von Schollen ursprünglicher, bereits semikonsolidierter Sedimente nicht selten anzutreffen ist – vgl. „Ohrmuschelfalten“ nach AMPFERER 1930:193, Abb. 8). So wurden Schollen von tonigen Siltiten in der Fazies der Couches Rouges angetroffen, die heute anstehend nicht zu finden sind. Als durchbewegte Sedimentmasse ist durchaus damit zu rechnen, daß eine mehrfache Mobilisation (ggfs. Umkehr der Transportrichtung!) des labilen Sedimentakkumulats stattgefunden hat, in dem Maß wie sich eine Veränderung der Beckengeometrie durch die Intensivierung der orogenen Prozesse vollzogen hat. Im Falle der Muttekopf-Gosau war dies sicherlich der Fall. Wichtige Arbeiten zum Thema der für die intraplate-Tröge typischen Olisthostrome sind: GÖRLER & REUTTER 1968, ABBATE et al. 1970, HOEDEMAKER 1973, RICHTER 1973.

3.5. Die geologisch-fazielle Entwicklung der Muttekopf-Gosau im Überblick

An die großenteils gravitativ verfrachteten, roten Brekzien/Fanglomerate (inner fan-Komplex) schließen sich massige Konglomerate mit mehr oder weniger sandigem Zwischenmittel (middle fan) als alluviale Bildungen des strömenden Wassers an, die ziemlich rasch von einer mergelig beeinflussten Fazies (Mergel, Silte, lithoklastischer wacke-/packstone mit \pm Bioklasten) mit parautochthonen und allochthonen Flachwasser-Faunenelementen (vgl. Abb. 4, Tab. 1) abgelöst werden. Schon wenig höher im Profil zeigt die Fauna der grauen Mergel tieferes Wasser an (Ammoniten, Inoceramen und Globotruncanen) und es setzt sich eine im weitesten Sinne turbiditische Fazies (Olisthostrome, psephitische und psammitisch/pelitische Turbidite) durch.

Obwohl im NE der Muttekopf-Gosau (Plattein) eine Fazieswanderung (Retrogradation) vom alluvialen Fächer über das deltaisiche Milieu ins (Sub-)Litoral und Marin (vgl. hierzu: STANLEY & UNRUG 1972, MUTTI 1974, WHITAKER 1974, SURLYK 1978 fide STOW 1986:441, Abb. 12.41) vorliegt, wird mit den höheren Profilabschnitten dem Modell von Olisthostromen in orogenen intraplate-Trögen anstelle eines Fächerenvironments in Tiefseerinnen der Vorzug gegeben. Für orogene intraplate-Trogfüllungen wie die unterkretazischen Roßfeldschichten (vgl. hierzu die Interpretation von FAUPL & TOLLMANN 1979) oder die oberkretazische Muttekopf-Gosau ist das Modell von vorstoßenden Tiefseerinnenenvironments, wie es von PIPER et al. 1973 und MOORE & KARIG 1976 für Tiefseerinnen im ozeanischen Milieu ent-

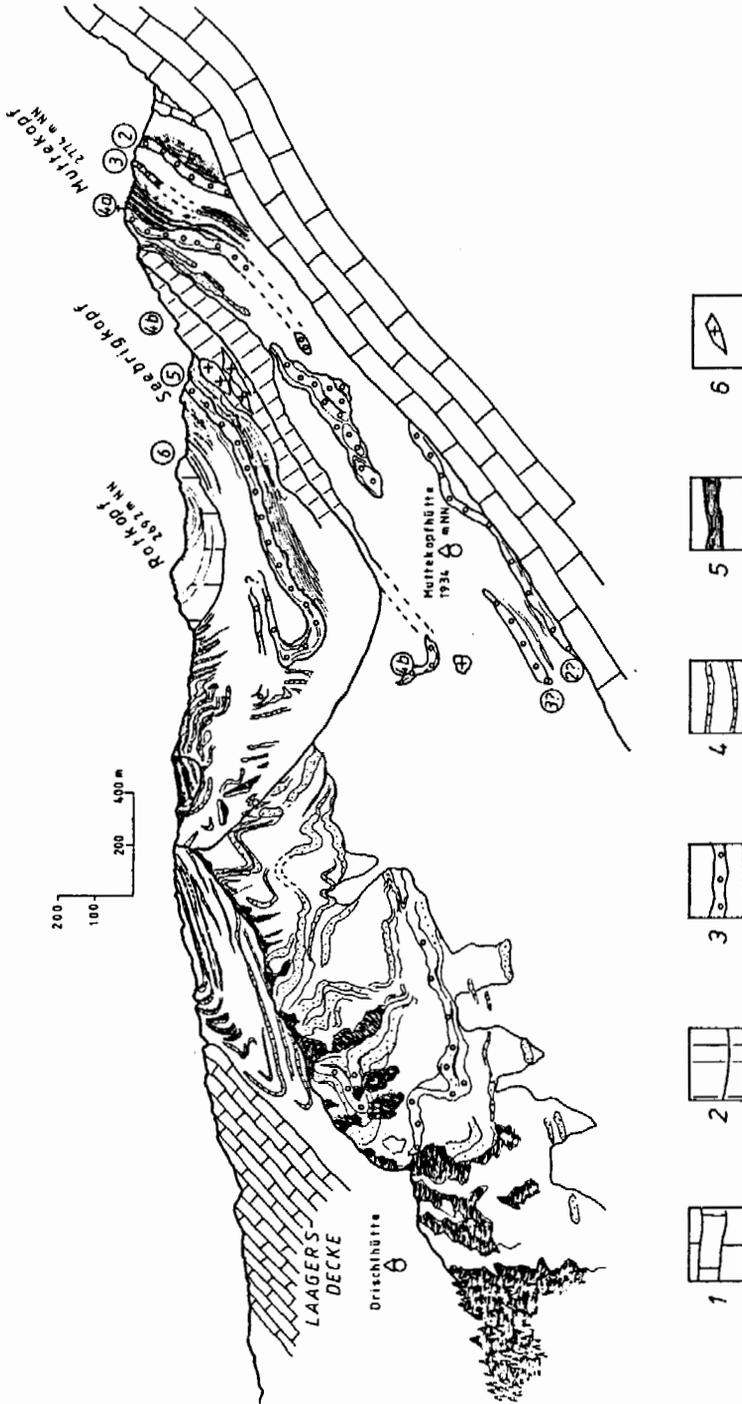


Abb. 2: Blick von der Obermarkter Alpe auf die Muttekopf-Gosau ins Seebrieg, auf den Rotkopf (E-Flanke) und den Muttekopf (E-Flanke). Im S überfährt die Laagersdecke, die zur Krabachhochdecke als höchste kalkalpine Deckeneinheit im W gezählt wird, die Muttekopf-Gosau. Die olisthrostromatischen Horizonte sind vom Liegenden ins Hangende fortlaufend nummeriert. Die Olistholithe sind von amalgamierten Sedimentmassen umgeben und ragen aus diesen heraus.
 1) Trias, 2) Olisthrostrome mit Olistholithen, 3) grobe, olisthrostromatische Bänke, 4) Psephit-Bänke, 5) Pelite/Psammite, 6) Olistholith.

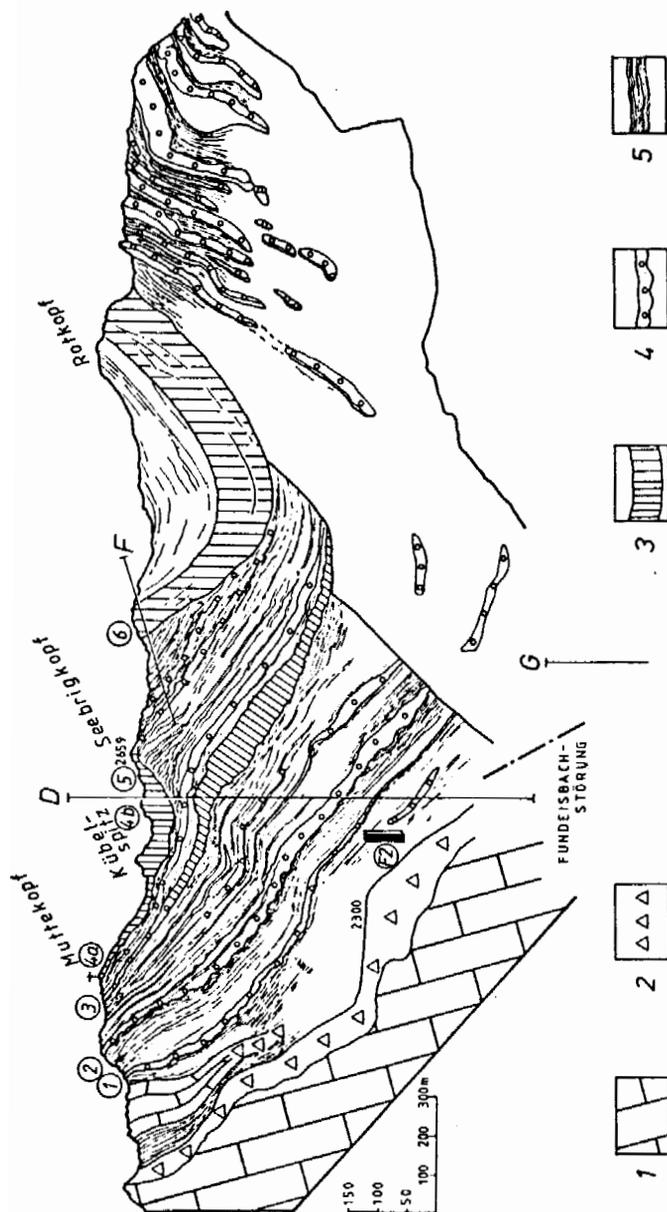


Abb. 3: Blick vom Galtsteejoch auf die W-Flanken des Muttekopfs und Rotkopfs sowie auf die Kübelwände.

Die im Säulenprofil Abb. 4 dargestellten Abfolgen wurden entlang den eingezeichneten Profilstrecken aufgenommen. Nördlich der Fundeisbach-Störung ist eine Rampe mit faunistischen Elementen des Flachwassers erhalten geblieben. Die sehr rasche Subsidenz wird durch den Übergang in Mergel des tieferen Wassers (Inoceramen, Globotruncanen) nach wenigen Profilm Metern angezeigt.

1) Trias, 2) mono-/oligomikt, kalkaline Verwitterungs-/Hangschutt-(Block-)Brezie, 3) Olisthostrome mit Olistolithen, 4) mächtige, amalgamierte Psephitbänke (kleinere Olisthostrome/debris flow), 5) Wechselagerung von turbiditischen Feinbrekzien/Konglomeraten/Psammiten/Peliten, F2) Fossilfundpunkt vgl. Kap. 3.2 in Abb. 4; Profilstrecken in Abb. 4 eingetragen.

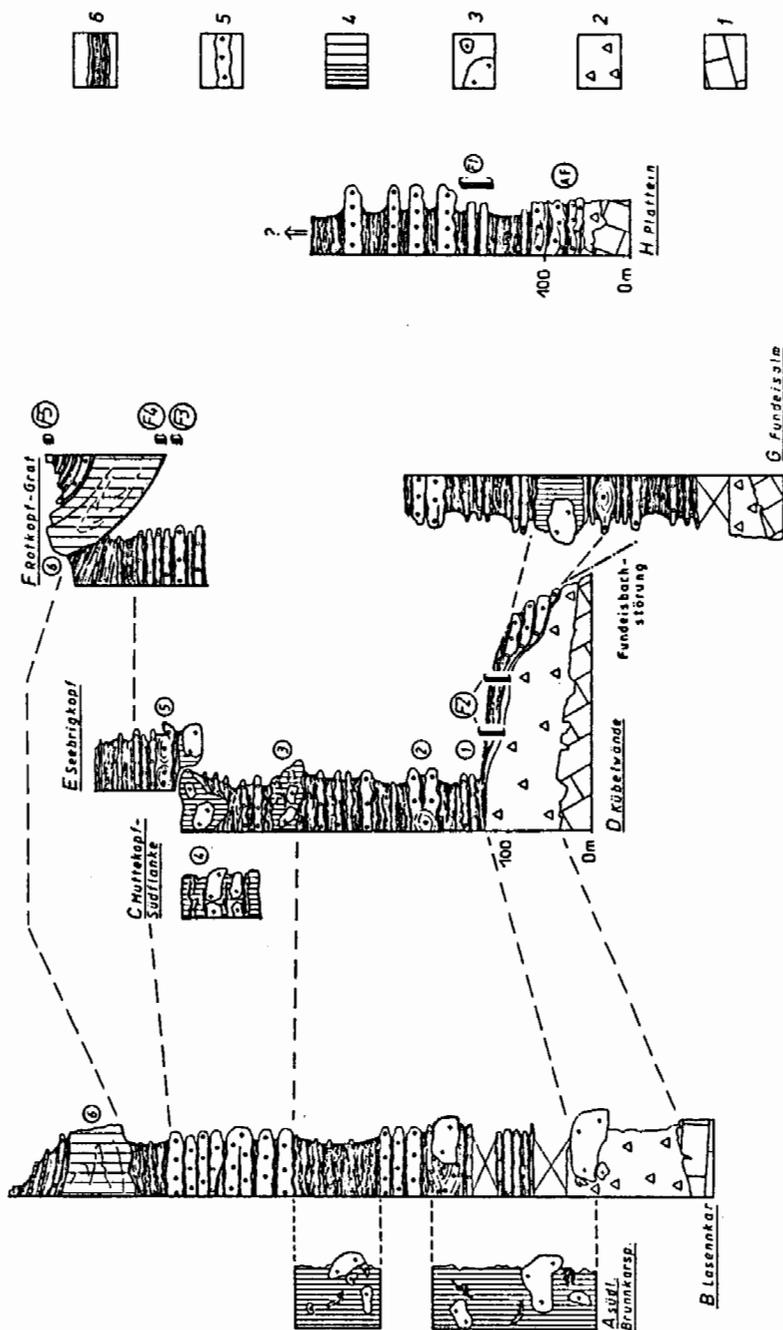
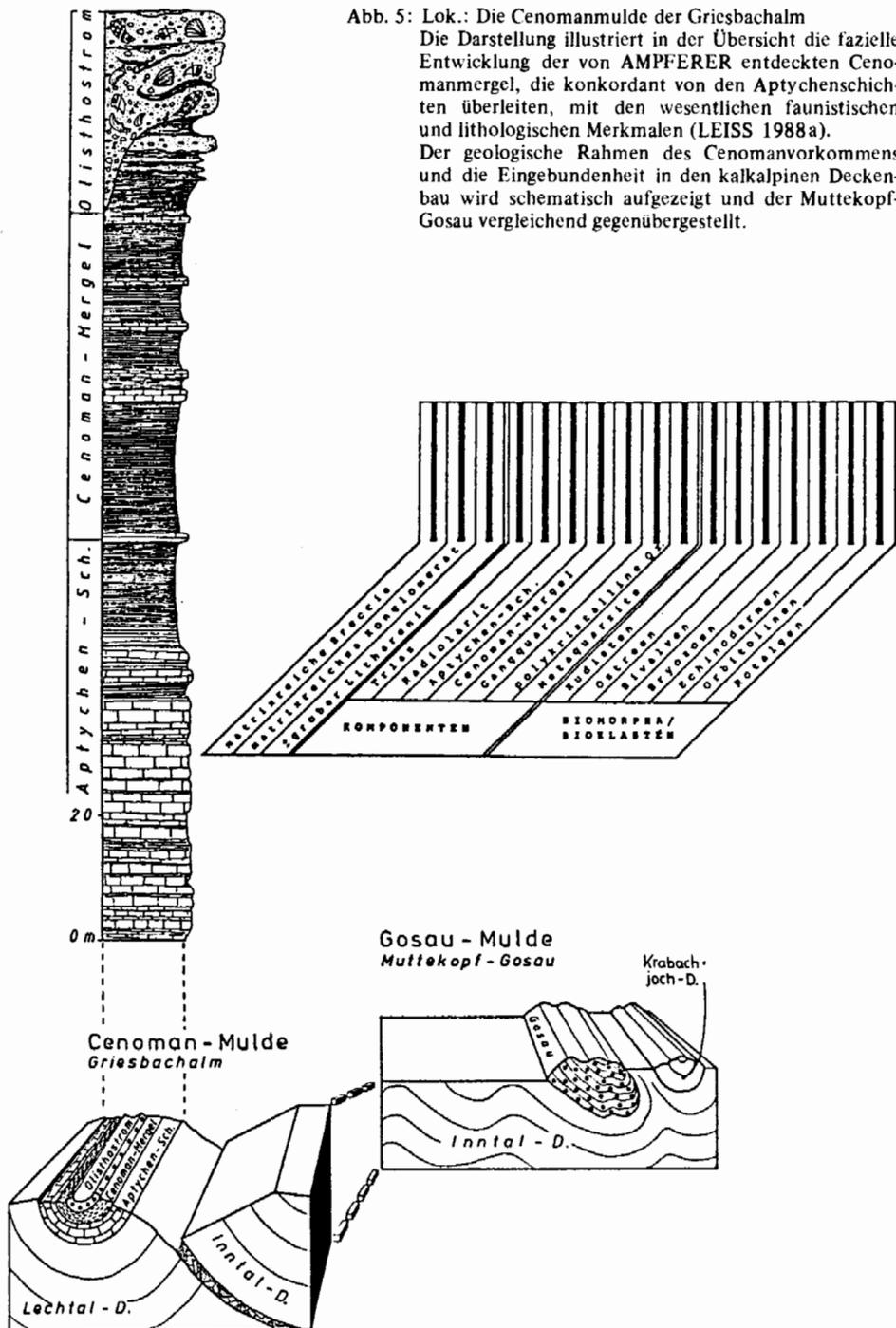


Abb. 4: Vergleichende Darstellung der Einzelprofile als Säulendarstellung in der Übersicht. Diese wurden auf Grund einer intensiven Feldarbeit im Zusammenhang mit Schrägluftbildern erstellt. Die Zahlen geben die korrelierbaren Olisthostrome an.

A) Kar SE Brunnkar, B) W-Seite des Larsenkar, C) Muttekopf-S-Flanke, D) Kübelwände, E) Seebriggkopf, F) Rotkopf-N-Grat, G) Fundeiszahn, H) Platten. – 1) Trias, 2) mono-/oligomikte, kalkalpine Verwitterungs-/Hangschutt-(Block-)Brekzien, 3) Olistholithe („Blaue Köpfe“), 4) amalgamierte Sedimentmassen = Olisthostrome mit Olistholithen, 5) grobklastische, zumeist amalgamierte (Block-)Brekzien, Fanglomerate und Konglomerate, 6) schichtige Psammite/Pelite in turbiditischer Fazies, AF) alluviale Fächerentwicklung, ± lateritisch-bauxitisches Zwischenmittel vgl. Kap. 3.3., F 1–5) Fossilfundpunkte vgl. Kap. 3.2.

Tabelle 1: Schematisiertes Sedimentationsmodell des Muttekopfs mit Angabe von Fossilfundpunkten, die der Übersichtsdarstellung der einzelnen Profilstrecken zu entnehmen sind (vgl. Abb. 4).

retrogradierende Fazies	progradierende Fazies	OB. MAASTR.	F 5	Im Dach der Profilsäule treten innerhalb von Feinbrekzien/Psammiten (debris flow, grain flow) im „Orbitoiden-Lithothamnien-Sandstein“ (WOPFNER, 1954) verstärkt regressive Faunen- und Florenelemente auf. (BIVALVIA, ECHINODERMATA, CNIDARIA, BRYOZOA, benthonische und planktonische Foraminiferen, RHODOPHYTA).
			F 3	Olistostrom Nr. 6 (basaler Abschnitt des „Oberen Sedimentationskomplexes“ (WOPFNER, 1954) mit Turbiditen und mergeligen Einschaltungen; Resedimente mit (hemi-)pelagischen Mergeln.
O B E R K R E I D E			F 4	Sedimentation von Olistostromen (Nr. 1–5), Turbiditen und pelitischer Hintergrundsedimentation; u.a. oberantone Nierentaler Fazies bzw. Couches Rouges-Fazies (Umlagerung und Resedimentation erfolgte im Ob.-Maastricht im Olistostrom Nr. 6) als Anzeiger für (hemi-)pelagische Verhältnisse.
			F 1/2	marines Milieu: „Kalkmergel/Mergel“ (bioklastischer wackestone) (Cephalopoden, Inoceramen, planktonische Foraminiferen)
			F 1/2	flachmarines Milieu: „mergeliger Kalkarenit“ (lithoklastischer wacke-/packstone mit Bioklasten) (GASTROPODA, BIVALVIA, CNIDARIA, ECHINODERMATA, benthonische Foraminiferen)
				Delta?: Ortho-/Parakonglomerate
				alluviale Piedmont-Fächer: mono-/oligomikte Brekzien/Fanglomerate/Konglomerate des Kalkalpins: lateritische Einfärbung.
				in situ Brekzien: monomikte Verwitterungs-/Hangschutt- (Block-)Brekzien



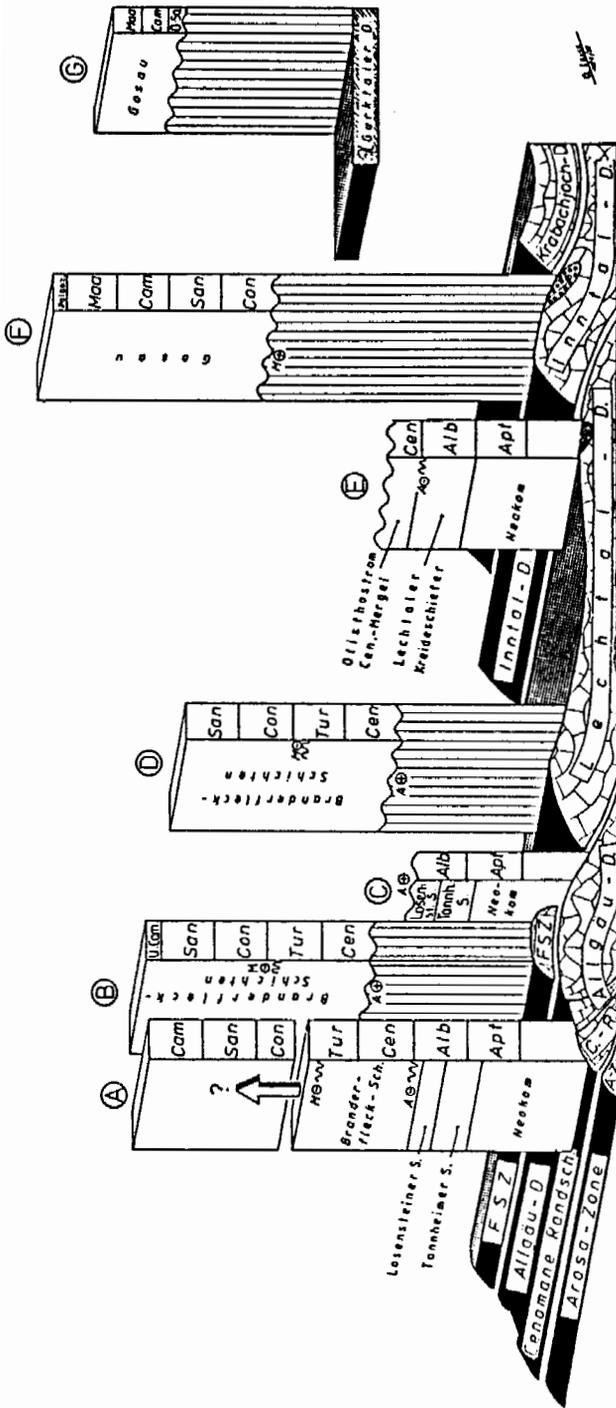


Abb. 6: Stratigraphische Reichweite der Kreide-Profilssäulen auf den jeweiligen Deckeneinheiten im W der Nördlichen Kalkalpen.
 A) Randcenoman, B) Falkensteinzug (FSZ) als Klippe der Lechtal-Deckenstirn, C) Allgäu-Decke, D) N-Teil der Lechtal-Decke (Brandersflack-Schichten), E) S-Teil der Lechtal-Decke (Griesbachalm), F) Inntal-Decke (Muttelkopf-Gosau), G) Mittelteinerische Gosau.
 Tektonische Phasen: A = Austroalpine Phase – Grenze Alb/Cenoman (TOLLMANN 1986: Tab. 4); M = Mediterrane Phase – Hohes Tauern (TOLLMANN 1986: Tab. 4).

Mit dieser Darstellung ergibt sich ein Überblick über die Reichweite der synorogenen Kreide in Abhängigkeit des tektonischen Stockwerkes. Die Kontrolle der Sedimentation durch den Tektonismus wurde von GAUPE (1980, 1982, 1983) aufgezeigt. WEIDICH (1984 a, b, c) unterzog die Profile erneuten, detaillierten mikropaläontologischen Untersuchungen und erzielte damit eine größere stratigraphische Reichweite der Profile. Während auf dem N-Teil der Lechtal-Decke der vormalige Schichtverband eine Abtragung bis auf den Ob.-Jura (GAUPE 1980, 1982) erfährt, hat sich im S-Teil eine konkordante Schichtfolge vom Ob.-Jura/Neokom bis ins Cenoman erhalten. Den Abschluß dieser Serie bildet ein finaler Flysch mit einem Olisthstrom (AMPFERER 1932, LEISS 1988). Auf der Inntal-Decke setzt die synorogene Kreidesedimentation mit der Gosau (Coniac bis Ob.-Maastricht) innerhalb eines kompressiven intraplate-Troges von asymmetrischen Zuschmitt ein, der in ursächlicher Beziehung zum Ausformungsprozeß der höheren Krabachhoch-Decke steht.

wickelt wurde, nicht zu übertragen, da sich die intraplate-Tröge auf kontinentalem Schelf befinden und über zwei Trogschultern (beidseitiger Sedimenttransport) verfügen. Doch besitzen die untersuchten Gosau-Tröge eine asymmetrische Anlage mit flachem N-Schenkel und steilem S-Schenkel. Der flache N-Schenkel ermöglicht Faziesdifferenziationen und längere Transportwege (mit Umlagerungen), wohingegen über den steilen kurzen S-Schenkel großenteils tektonisch induzierter Lokalschutt eingebracht wird.

Olisthostrome entstehen während Perioden starker tektonischer Aktivität in orogenen Zonen (GÖRLER & REUTTER 1968:487) an den Rändern der Flyschtröge (ABBATE et al. 1970:551; RICHTER 1973:329) – in diesem Fall ein intra-plate-Flyschtrog – oder schon an Deckenrändern (ABBATE et al. 1970:521; RICHTER 1973:329). Neben der Vielfalt der Sedimente und Gesteine unterschiedlichster Herkunft und primärer Depot-Räume (z.B. Deltabildungen/RICHTER 1973:313), die in Olisthostromen inkorporiert sind, fallen die Dimensionen und möglichen Transportweiten dieser Gebilde auf – Transportweiten von mehr als 50 km nach GÖRLER & REUTTER (1968:489); Transportweiten von mehr als 30 km nach RICHTER (1973:312, 317); Mächtigkeiten bis einige 100 m und eine Breite eventuell von mehr als 10 km nach RICHTER (1973:305).

3.6. Die Muttekopf-Gosau im geologisch-tektonischen Rahmen

Die Muttekopf-Gosau bei Imst/Tirol zeichnet sich nicht nur durch ihre eigene gute Erhaltung und beste Aufschlüsse, sondern auch durch die erosive Offenlegung des geologisch-tektonischen Rahmens der Gosaumulde aus. Dabei repräsentiert die Muttekopf-Gosau die sedimentäre Füllung eines orogenen intraplate-Troges an der tektonischen Grenze zur Laagers-Decke. Die Laagers-Decke wird zur Krabachjoch-Decke gestellt (vgl. TOLLMANN 1976b) und verkörpert die höchste tektonische Einheit im Westteil der Nördlichen Kalkalpen. Die tektonisch hohe Position (Inntal-Decke) der Muttekopf-Gosau ist auch für die geringe tektonische Zerschering verantwortlich, so daß sich der Ablauf der tektonischen Verformung des Beckenbodens (Trias) durch Kompression direkt aus den Gosau-Sedimenten ablesen läßt. Eine kontinuierliche Sedimentation und mehrere mächtige Olisthostrome im Zeitraum von Ob.-Coniac/Unt.-Santon bis Ob.-Maastricht sind Beleg dafür, daß ein Eingleiten der Laagers-Decke in den Sedimentationsraum der Gosau im Sinne der Gleittektonik (vgl. TOLLMANN 1987a: 123/124) nicht stattgefunden hat. Wenn es überregionale Phasen mit erhöhter tektonischer Aktivität gegeben hat, müssen die einzelnen Olisthostrome der Muttekopf-Gosau den jeweiligen intragosauischen Phasen zugeordnet werden.

Die synorogene Sedimentation vollzieht sich einem intraplate-Trog, der einer stetigen Einengung unterliegt, so daß später bereits abgelagertes Material durch Raumverengung (= Bodenunruhe) in Olisthostromen mobilisiert wird. Die Sedimentation erlischt zu dem Zeitpunkt, wenn der gosauische Depotraum von der höheren tektonischen Einheit phänomenologisch überfahren wird. Dabei bildet sich die Stirn einer neuen höheren Einheit, sobald der Untergrund nicht mehr plastisch deformierbar ist und den Bedingungen der Bruchverformung unterliegt. Dies vollzieht sich am Ort der stärksten mechanischen Beanspruchung entlang der Beckenachse. Weitere Einengung führt zur Ausbildung einer Bewegungsbahn mit listrischem Zuschnitt, entlang dieser sich die Deckenstapelung vollzieht. Die Beckenanalyse der Muttekopf-Gosau führt zu

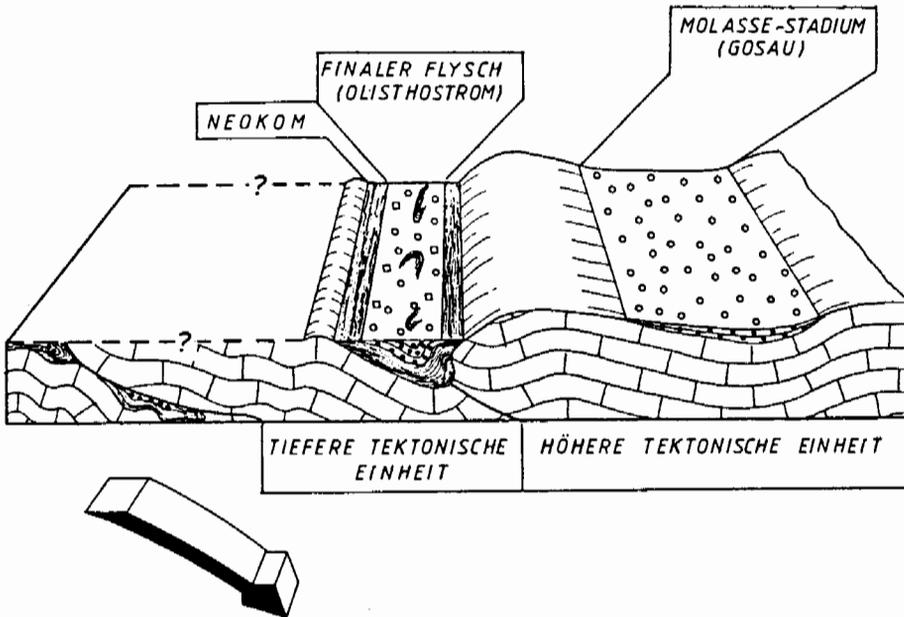


Abb. 7: Systempaar eines finalen Flyschs und eines nachfolgenden Molassestadiums in Abhängigkeit vom tektonischen Stockwerk. Der finale Flysch (= Olisthostrom der Griesbachalm) repräsentiert das Ende einer kontinuierlichen Sedimentation seit dem Jura (Aptychen Schichten) auf der tieferen Einheit (Lechtal-Decke), während auf der höheren Einheit (Inntal-Decke) nach einem Hiatus im Ob.-Coniac ein Molasse-ähnliches Stadium der Muttekopf-Gosau einsetzt.

dem Schluß, daß der gosauische orogene intraplate-Trog an der Ausformung der im Rücken (S) erscheinenden Laagers-Decke maßgeblich beteiligt und der Geburtsort dieser ist.

Die Integration von Sedimenten, welche zeitgleich mit orogenetischen Prozessen erscheinen, in die Deckenausformung zeigt sich auch auf der die Inntal-Decke unterlagernden Lechtal-Decke. An der tektonischen Bewegungsbahn, auf der Lechtal-Decke, befindet sich wenige Kilometer NW der Muttekopf-Gosau (Inntal-Decke) das von AMPFERER entdeckte Vorkommen des Cenomans der Griesbachalm. Diese Serie zeigt eine konkordante Entwicklung von jurassischen/unterkretazischen Pelagiten (Aptychen Schichten) in die Cenomanmergel und endet mit einem Olisthostrom (= finaler Flysch) mit einer cenomanen Flachwasserfauna (Rudisten, Ostreen, diverse Bivalven, Bryozoen, Echinodermen, Orbitolinen, Rotalgen, Grünalgen etc.). Trachyandseite in dieser Serie und gabbroide Gesteine in der Muttekopf-Gosau als tieferes Äquivalent eines gemeinsamen, durch die Erosion angeschnittenen Liefergebietes, weisen für beide Serien eine Schüttung des exotischen Materials aus dem N aus. Weiter wurden folgende Gesteine bestimmt (u.a. Zusammenarbeit mit Priv.-Doz. Dr. H. HEINISCH): Elemente der kalkalpinen Trias u.a. verschiedene Rhät-Faziestypen, Radio-

larit, Aptychen-Schichten, Quarze mit polygonalen Pflastergefügen, kaltdeformierte undulöse Quarze (bis hin zur duktilen Verformung); Quarzmylonite, Metaquarzsandsteine, Quarzporphyr, subvulkanische Ganggesteine wie Andesite bis Trachyandesite mit reichlich Feldspat und wenigen mafischen Anteilen.

In Analogie zum Deckenbau der Helleniden ergibt sich somit nach JACOBSSHAGEN (1986) ein Systempaar von einem finalen Flysch (= Olisthostrom) auf der tieferen tektonischen Einheit und einem Molassestadium auf der höheren tektonischen Einheit. Der finale Flysch (= Olisthostrom der Griesbachalm) repräsentiert das Ende einer kontinuierlichen Sedimentation seit dem Jura (Aptychen Schichten) auf der tieferen Decke (Lechtal Decke), während auf der höheren Einheit (Inntal Decke) nach einem Hiatus im Ob.-Coniac ein Molasse-ähnliches Stadium der Muttekopf-Gosau einsetzt. Es sei hier erwähnt, daß auch im E die Roßfeld Schichten mit einem Olisthostrom (z.B. Ahornbüschenkopf) als finalen Flysch enden und nach einem Hiatus die Gosau einsetzt (sowohl auf Juvavikum: Untersberg, Lattengebirge, Reiteralpe als auch auf Tirolikum: z.B. Gaisberg, Stauffenberg etc., Glanegger Beckenfazies).

4. Die Gosau von Brandenburg

4.1. Die alluviale Fazies der Gosau von Brandenburg

Die Fazies der alluvialen Piedmontfächer (vgl. BLISSENBACH 1954; ALLEN 1965; HOOKE 1967; BULL 1972, NILSEN 1982; BALLANCE 1984) beginnt mit massigen Bänken groben Lokalschutts und siltigen lateritischen Einschaltungen (LEISS 1989) finden sich mit der N-Fazies der Brandenberger Gosau im Bereich der Brandenberger Ache/Trauersteg und der Einmündung der Weißache. Diese dominierende Fazies wird untergeordnet von zeitgleichen/älteren? distinkten exotischen, düsterroten Paragonglomeraten vertreten, die sich gelegentlich direkt am Transgressionskontakt, auch in Karsttaschen, finden. Diese für paläogeographische Überlegungen wichtige Relikte verkörpern Restschotter, die auf der Ob.-Turonen Landoberfläche einer subaerischen Exposition und nachfolgender vielfältiger Umlagerung unterlagen. Die Exotika sind von einer dünnen mikrokristallinen Fe/Mn-Oxyd-/Hydroxydkruste umgeben, die Gerölle wie poliert erscheinen läßt. Nach KRUMBEIN (1969, 1971) beruht die Bildung derartiger Überzüge auf selektiver biologischer Anreicherung von Mikroorganismen. Diese umfassen Flechten, Algen, Pilze und Bakterien, die endolithisch vorkommen und/oder in Krusten die Gesteinsoberfläche überziehen. Die Bildung derartiger Überzüge beschränkt sich nicht auf aride Gebiete (Wüstenlack), sondern ist unter allen Klimaten möglich. DIETRICH & FRANZ (1976:93) beschreiben Serpentinitsande auf der Hochtalm.

Außer den üblichen kalkalpinen Gesteinen konnten keine jurassischen Flachwasserkalke vom Typ des Sulzfluh-/Plassenkalks und Urgongerölle oder umgelagerte cenomane Gesteine angetroffen werden. Die lithologische Zusammensetzung der exotischen Komponenten aus der Brandenberger Gosau beschreiben AMPFERER & OHNESORGE (1909), SCHULZ (1952) und DIETRICH & FRANZ (1976).

Zum Hangenden verläuft die Profilentwicklung (vgl. Abb. 8) retrogradierend mit Bankmächtigkeitsabnahme und Kornverfeinerung (thinning and fining upward sequence), so daß sich ein kontinuierliches Durchlaufen der faziellen Räume ergibt.

Von den ersten Transgressionsbildungen (in situ-Brekzien/exotische Einschaltungen) über alluviale Fächer-Sedimente mit hohem Anteil an gravitativ transportierten Serien (debris flow/mud flow) in den äußeren Fächer mit den Transport- und Absatzbedingungen des strömenden Wassers (stream flow) bei der Sedimentation von (Fein-)Konglomeraten/Parakonglomeraten/(Grob-)Psammiten und daran anschließend in den vermutlich deltaisichen Depot-Raum (Aufscheinen stark umkristallisierter biogener Schalenfragmente) mit gelegentlich schräg-/kreuzgeschichteten Lithareniten, die häufig Geröllschnüre (pebbly sandstone) und eine Einstreuung außerordentlich gut gerundeter (Strand?-)Gerölle aufweisen (vgl. Abb. 8). Das Gefügeinventar der transgressiven, klastischen Basisserien nimmt sich eher bescheiden aus: planare Schichtung (plane beds/upper flow regime vgl. REINECK & SINGH 1975: 9); Geröllschnüre, Entwässerungsrisse und Sackungsstrukturen sowie seltene Schräg- und Kreuzschichtung in höherer Profilposition – im Vergleich mit regressiven progradierenden Profilabfolgen (z. B. regressive Faziesentwicklung von der Brackwasser-Molasse in die Obere Süßwassermolasse).

In den feinen Kanälen (1–3 mm) der Entwässerungsrisse ("water escape structures", LOWE 1975) befinden sich angereichert Glimmerplättchen, die parallel zur Rißwandung, also senkrecht zur normalen Einbettung im Schichtverband eingeregelt sind.

Bei Wies/E Aschau entspricht das Gefügebild Strandsanden, die in Küstennähe oder im Vorstrandbereich als Sandbarre (near shore sand bar complex) abgelagert wurden und den Übergang von der terrigenen Fazies in das Litoral widerspiegeln. Diese Situation repräsentiert einen regressiven Ast (Progradation) innerhalb des übergeordneten transgressiven Geschehens (Retrogradation).

4.2. Die terrigen-klastische – biogen-karbonatische Mischfazies des Seichtwasser-Schelfs

Diese Überfazies nimmt entsprechend ihrer gegenwärtigen Verbreitung, besonders bei der Verknüpfung der isolierten Vorkommen (vgl. Abb. 10) den größten Raum ein und vermittelt zwischen der (grob-)klastischen alluvialen Fächer-Fazies, die im Dach dieser Abfolge mit dem flachmarinen Seichtwasser-Schelf kommuniziert, und der Beckenfazies (Mühlbach, Brandenberger Ache/Mösl), die ihrerseits Einträge aus der Küstennähe (near shore facies) (vgl. HERM et al. 1979: 39; HERM 1985: B2/55) ähnlich der Fazies von der Zöttbachalm oder von Atzl als Schuttstrom (debris flow) in kleinen Rinnen ("gullied slope" SCHLAGER & CHERMARK 1979: 193) und turbiditischen Sandsteinlagen erhält. Das Becken selbst stellt in der tiefen Gosau (Coniac–Unt. Santon) einen prägosauisch angelegten, tektonisch eingemuldeten Intraplattform-Trog dar, der sich später nach S ausdehnt, während sich im N (Zöttbachalm) regressive Tendenzen (HERM et al. 1979; HERM 1985) durchsetzen.

Etlliche Autoren wie RICHTER, W. (1937), KÜHN (1947), SCHULZ (1952), FISCHER, P. (1964), SCHENK (1970), HERM (1972) koppelten bestimmte Fazies-typen an tektonische Phasen. So koordinierte die Beckenfazies des Mühlbaches mit dem Sedimentationsgeschehen der „Unteren Gosau“ und die küstennahe Flachwasserfazies mit der „Mittleren Gosau“. Wenngleich die zeitliche Zuordnung der Fazies-typen nach der älteren phasenhaften Auffassung übernommen wird, unterscheidet die kartographische Darstellung in HERM (1977, Abb. 1) bereits wesentliche Faziesmerkmale: Die „Gosau in pelagischer Form“ und die „Gosau in Randfazies“. Jedoch

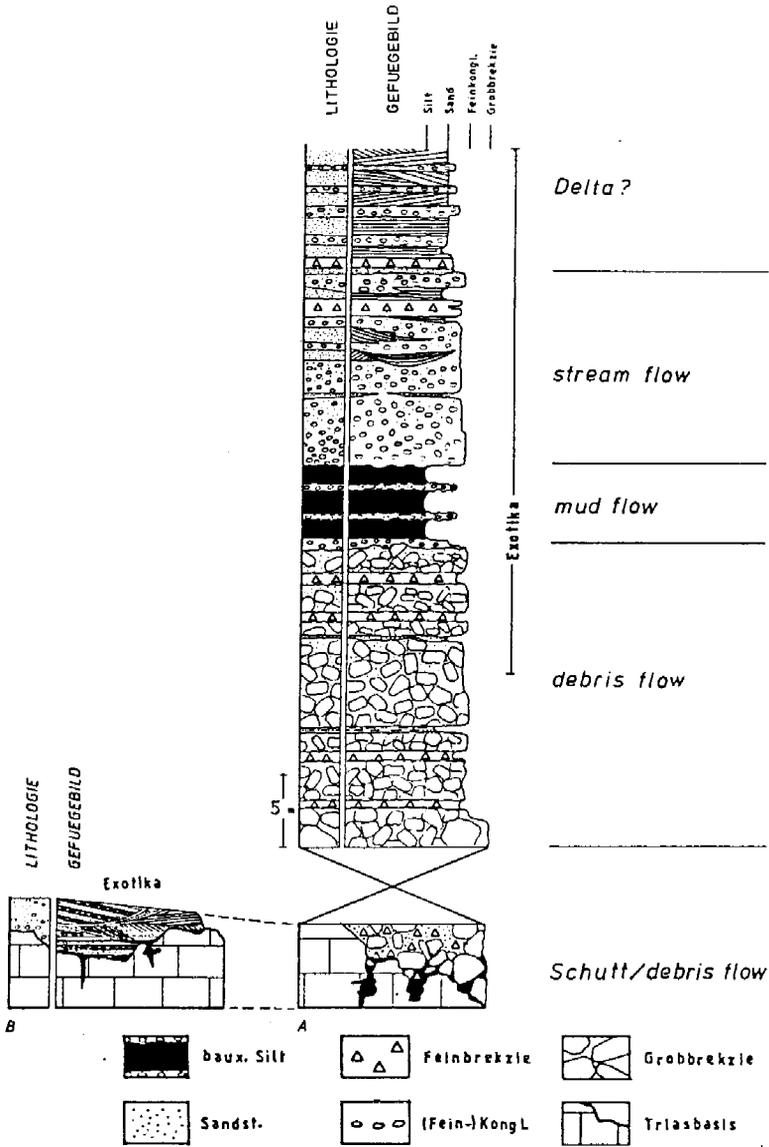


Abb. 8: Lok. Brandenburg/Trauersteg
 Profilentwicklung der basalen klastischen Gosaserien am Trauersteg mit Interpretation der Ablagerungsprozesse. Die Dokumentation der basalen Gosau beginnt mit terrigenen klastischen Abfolgen des alluvialen Fächer-Regimes. Dabei enthalten die Basalserien in unterschiedlich hoher Konzentration Aufarbeitungsprodukte eines abgetragenen Latosols/lateritischen caprocks. Das dargestellte Profil A ist eine Sequenz mit Bankmächtigkeitsabnahme und Korngrößenverfeinerung (thinning and fining upward sequence) mit retrogradierender Entwicklung von in situ-Brekzien/exotischen Einschaltungen über alluviale Piedmont-Fächer-

O. Leiß

ist das Kartenbild unvollständig und berücksichtigt nicht wie in FISCHER (1964: Abb. 1) die südlichsten Gosauvorkommen am N-Hang des Voldöppberges unterhalb des Jochmarterls, auf der Heumöseralm und oberhalb Schönau. Diese Vorkommen pointieren ähnliche Flachwasserdifferenzierungen wie sie z.B. auf der Krumbachalm oder Nachbergalm anzutreffen sind. Nur an manchen Stellen kündigt sich der Übergang der Flachwasserfazies in die Beckenfazies durch das Auftreten von planktonischen Foraminiferen (vgl. FISCHER 1964: 134 ff.) in Fossil-schuttkalken an. Die Aufteilung der Brandenberger Gosau in eine „Nordfazies“ und eine „Südfazies“ (HERM et al. 1979; HERM 1985) ohne eine zeitliche Abgrenzung verwischt die Tatsache, daß das Becken mit seiner Achse im Mühlbachtal in der frühen Gosau (Coniac) nahezu ringförmig (eine Dokumentationslücke klappt selbst heute nur im westlichen Sektor – evtl. Durchhalten der Beckeneinmuldung nach W in die Rofan-Synklinale) von weiten Arealen der terrestrisch-klastischen – biogen-karbonatischen Mischfazies des Seichtwassers umgeben war. Im Lauf der weiteren Entwicklung verbleiben die nördlichen und nordöstlichen Areale im Einflußbereich des Flachwassers und unterliegen später im Unt.-Santon regressiven Entwicklungstendenzen wie z.B. die Vorkommen von der Zöttbachalm und von Atzl (HERM et al. 1979; HERM 1985), wohingegen die Beckenfazies auch den N-Hang des Voldöppberges (auch die Heumöseralm?) miteinbezieht.

Eine neue Alterseinstufung der Flachwasserfazies nahmen die Autoren HERM et al. (1979) und IMMEL et al. (1982) vor, die in etwa ein zeitgleiches Einsetzen – wenn nicht sogar einen früheren Beginn der nördlichen Flachwasserentwicklung (IMMEL et al. 1982: 5) – der Sedimentation im Flachwasser („Nordfazies“) und im Becken („Südfazies“) an Hand des Fossilmaterials nachweisen konnten.

Die Fazies des Seichtwasserschelfs ist gekennzeichnet durch die Vermischung und engräumige fazielle Vertretung von terrigen-klastischen Einflüssen durch die Produkte biogen-karbonatischen Ursprungs. Hauptlieferant der Biogene/Biomorpha sind die Rudisten, manchmal Gastropoden und untergeordnet Korallen. Marine Pionierbesiedler der Makrofauna sind fast stets die Korallen, wie z.B. *Actinacis multilamellata*, *Polytremacis partschi*, *Dimorphastraea* sp., *Astraraea* sp., *Orbignygyra salisburgensis* etc., nicht etwa die Rudisten. Letztere verdrängen jedoch bei Einstellung passender Lebensbedingungen sehr rasch die Korallen und bilden schnellwüchsige Rudisten-Biolithite wie cluster und thickets, bis vorstoßende Sandbänke (Litharenit) auch diesen eine weitere Existenz unmöglich machen. Stellvertretend für mehrere bearbeitete Vorkommen werden nachfolgend kurz wesentliche Faziestypen des Seichtwasserschelfs von der Nachbergalm/Aschaalm und der Köglalm beschrieben:

- mono-/oligomikte kalkalpine Brekzien
- Ortho-/Parakonglomerate mit Exotika
- Litharenite mit Gerölleinstreuung und Feinkonglomerate mit Exotika

Fortsetzung der Legende von Abb. 8:

Sedimente mit hohem Anteil an gravitativ transportierten Serien (debris flow/mud flow) in den äußeren Fächer (stream flow) bis hin zu vermuteten Deltabildungen im Dach. Teilprofil B zeigt die in Taschen der verkarsteten Trias erhalten gebliebenen festländischen Sedimente (= fluviatile?, dunkelrote Sande mit hohem Exotika-Anteil in der Sand- und Kiesfraktion). Diese in Relikten erhaltenen Ablagerungen sind ein wichtiger Beweis für die Kommunikation nördlicher und damit in Stirnnähe des austroalpinen Deckenstapels gelegener Mittel-/Oberkreide-Absätze (z.B. Randcenomen) mit den oberkretazischen, intrakalkalpinen Depot-Räumen der Gosabecken.

Pietzschalm

Legend:

	Radiolites- bündel		hohlige Lage
	sittige Ein- schaltungen im R.- bündel		Fein-Blocklie- =sandiges Zwischenmittel
	Radiolites- Kalkmergelbänke		Grobblocklie
	fossilreiche Kalkmergel insbes. Rudistery/Gastropoden		Frias
	Mergerel		
	Gastropoden		
	Resedimentknollen Sandstein		

	Litharenit
	bioklast. Vackestone
	floestone
	Radiolitidae
	Sippuritidae
	Muschelklappen
	Gastropoda
	Stäbige Korallen
	Pietzschalm sp.
	Placommilia sp.
	Actinacia sp.
	Miliolacea
	Textulariina
	Rhodophyta
	Chlorophyta

Stratigraphic Column (Left):

4m
2m
0

Ausschlüß-Lücke

2m
1m
0

SdSt.-Leitbank

Fossil List:

<i>Polytrema siciliensis</i>	X
<i>Actinacia multilamelleta</i>	X
<i>Placommilia salisburgensis</i>	X
<i>Phyllosmilia complanata</i>	X
<i>Synstrea agrilicites</i>	X
<i>Cerithium haidingeri</i>	X
<i>Cerithium cf. recticoxum</i>	X
<i>Fucus cf. sinuatus</i>	X
<i>Merisae granulata</i>	X
<i>Trochus plicato-granulosa</i>	X
<i>Delphinula aequilenta</i>	X
<i>Trochactaeon giganteum</i>	X
<i>Radiolites angelodes</i>	X
<i>Sippurites</i> sp.	X
<i>Ostrea madelungi</i>	X

- Gastropoden-Litharenit (manchmals massenhaft Actaeonellen)
- Kalkarenite
- lateritischer Kalkfeinarenit und -siltit
- dunkle mergelige Siltite mit Phytaldetritus
- bituminöser, hohlig-flasriger „Stinkkalk“ (vgl. HERM 1977:267) – außerdem große Anzahl nicht bestimmbarer Ostracoden und mit Litharenit verfüllte Grabgänge. Diese brackischen Verhältnisse erfuhren auch eine Belieferung mit marinen Organismen durch „spill-over“-Ereignisse von seewärtiger Seite.
- Gastropoden-Hartbänke: Biomorpha und -klasten von Nerineen (seltener Actaeonellen) mit Rudisten; Matrix: bio-/litho-)klastischer pack-/wackestone; diese Fazies entspricht dem Biofaziesbereich „b–c“ im Schema der Regressionsabfolge von HERM (1977).
- fossilreiche Mergel
- knospenartige Hippuritiden build-ups (patch reef)
- Radiolitiden build-ups, mitunter als echte Schlammhügel (mud mound) ausgebildet
- Rudisten-Schuttkalk.

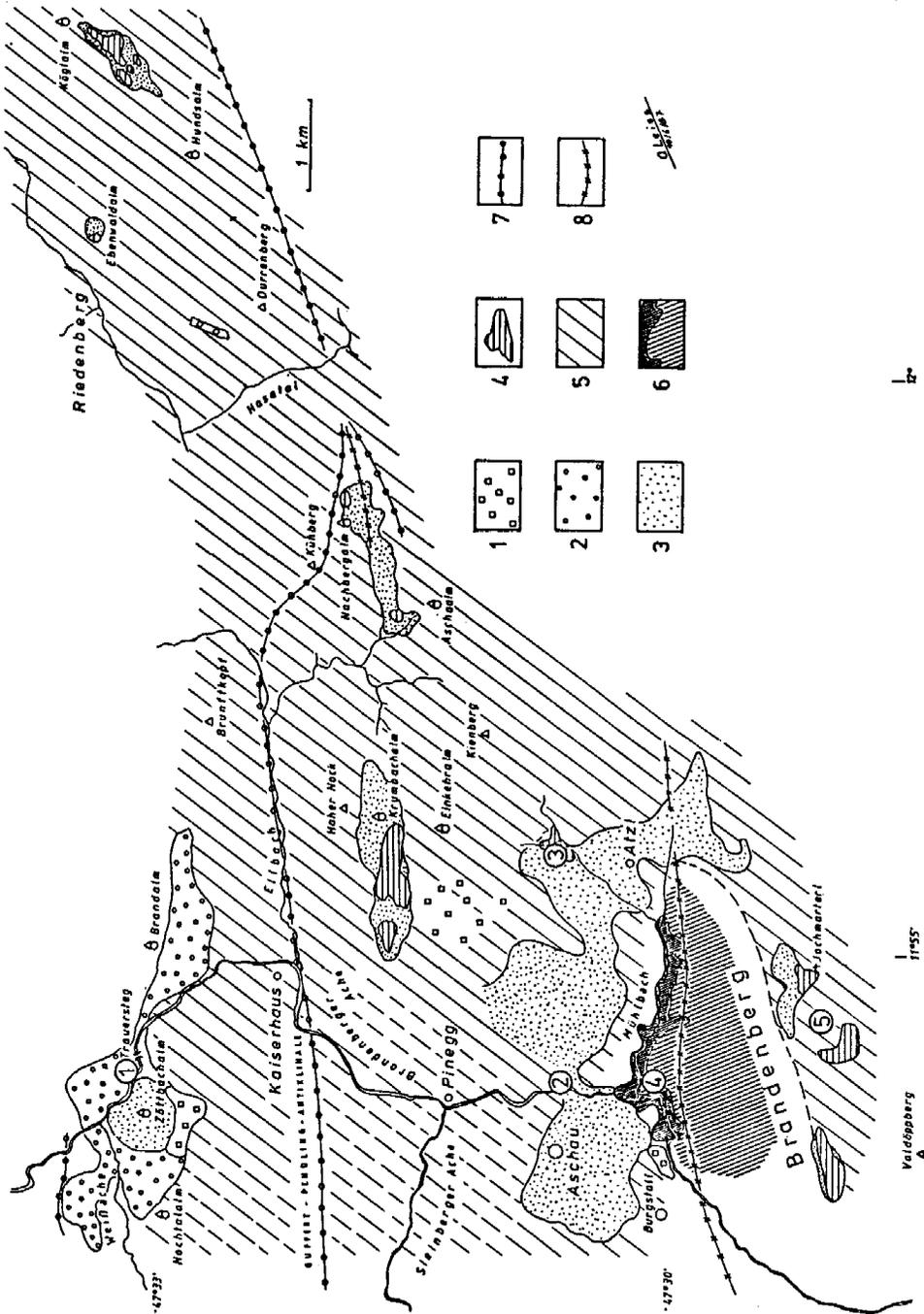
Bei der Aufzählung der verschiedenen Faziestypen sei erwähnt, daß gerade Sedimente mit häufigem/massenhaftem Auftreten von Actaeonellen immer eine starke terrigene Komponente aufweisen. Insbesondere enthält das Zwischenmittel immer einen deutlichen Anteil an detritärem Quarz. Deshalb kann von sedimentologischer Seite die Existenz von idiomorphen Quarzen in dieser Fazies nicht zur Beweisführung und zum Nachweis einer hypersalinen Lagune der „Schneckenwand“/NE Rußbach (HÖFLING 1985:164, Taf. 18) herangezogen werden. Paläontologische Argumente werden hiervon nicht berührt.

4.2.1. Rudisten-Biolithite

Eine durchaus vergleichbare Situation zu den sedimentologisch-faziellen Bedingungen auf dem Seichtwasserschelf um das Brandenberger Becken (Intraplattform-Trog) beschreibt BILOTTE (1982), wo sich im höheren Santon in den Pyrenäen (Montagne

Abb. 9: Die Entwicklung von Radiolitiden mud mounds wie sie auch in der basalen Gosau vorkommen, ist hier exemplarisch durch die westlich benachbarte Lokalität Pletzschalm/Sonnwendgebirge dargestellt.

In der Profilstrecke P1 erlangen in der Profilmittte die Radiolitiden (*Radiolites angeiodes*) gegenüber den anderen Makroorganismen (Gastropoden, Anthozoen) eine dominierende Stellung und bauen vier Hartbänke (Kalkmergel/Mergelkalk) von 0,3 – 0,5 m Mächtigkeit auf, die sich von den weicheren Mergelzwischenlagen deutlich absetzen. Die Radiolites-Hartbänke entsprechen in der Art der Besiedlung dem Typus eines „cluster“ KAUFFMANN & SOHL (1974) mit einer offenen Besiedlungstextur („peuplements a maille lâche“, PHILIP 1972:215), bei der der Zusammenschluß von Organismen nicht die Regel ist. Es wiederholt sich viermal das Muster der Pionierbesiedlung, die im Profilschnitt P1 noch nicht in der Lage ist, einen auch morphologisch eigenständigen Körper mit einer monotypischen Vergesellschaftung aufzubauen. Dieses Bestreben führt erst in der Lateralen zum Erfolg und offenbart sich deutlich in der Profilstrecke P2 mit der Möglichkeit einer differenzierten Korrelierung durch den Profilschnitt P1, wo erst mit der letzten Radiolitidenbank der Durchbruch zur monotypischen Besiedlung und damit zum Aufblähen der Bankmächtigkeit gelingt. Durch die Aufblähung des Schichtverbandes erlischt auch die Möglichkeit der bankweisen Korrelierung.



1:2

1:1555

Vaidöppberg

des Cornes) auf einer marinen Deltaplattform ein 4–12 m mächtiges Rudistenbiostrom mit einer Ausdehnung von mehreren Kilometern etabliert. Im Hangenden setzt die progradierende Megasequenz aus klastischen, fluvio-ästuarinen Sequenzen dieser Entwicklung, die den proximalen Teil der Delta-Plattform repräsentiert, ein Ende. Dagegen verhält sich die alluviale Fächerentwicklung im N des stark klastisch beeinflussten Seichtwasserschelfs um Brandenberg mit Bankmächtigkeitsabnahme und Kornverfeinerung (thinning and fining upward sequences) als eine retrogradierende Abfolge. Die enge Nachbarschaft der Rudisten zur terrigen-klastischen Sedimentation drückt sich in vielen Profilarfolgen aus anderen Regionen aus; es seien hier nur wenige Beispiele genannt: PHILIP (1972): SE-Frankreich; FREYTET (1983): Sillon languedocien/S-Frankreich; MASSE & PHILIP (1981): Frankreich; POLSAK (1981): Dinariden/Jugoslawien; PHILIP (1983): Province de Valence/ Spanien.

Die Brandenberger Flachwasserareale waren in sich faziell sehr differenziert, wie die wechselhaften Profilentwicklungen und Fossilvergesellschaftungen aufzeigen. Die die Biolithite aufbauenden Rudisten reagieren vielfältig mit dem Auftreten unterschiedlicher Gattungen, Besiedlungs- und Wuchsformen auf die angebotenen Lebensbedingungen. Neben den wenig spezifischen, kalkschlammreichen Rudisten-(Schutt-)Kalken (*Hippuritidae*, *Radiolitidae*) fällt das Hippuritiden-Riff von Atzl mit einer echten Riffkonstruktion ("rudist barrier assemblage", KAUFFMANN & SOHL 1974: 462; HERM et al. 1979: 36) auf. Kleinere Hippuriten-Knospenriffe/coppice (KAUFFMANN & SOHL 1974) kommen auf der Krumbachalm (zwischen Krumbachalm und Winterstube: *Hippurites* (*Vaccinites*) *gosaviensis*-Knospenriff/coppice) und auf der Köglalm (*Hippurites* (*Vaccinites*) *boehmie*-Knospenriff/coppice) vor, die durch gegenseitige Anheftung und gemeinsame Wandbildung partiell tragende Gerüste aufbauen.

Keine festen Gerüste finden sich im Radiolitiden-build up der Pletzachalm/Sonnwendgebirge und auf der Köglalm/Brandenberg, die durchaus als Schlammhügelstrukturen ("mud mound", FLÜGEL 1982: 547–549) anzusprechen sind, bzw. dem von KAUFFMANN & SOHL (1974: 439) beschriebenen Bauplan der "bank" entsprechen.

Abb. 10: Kartographische Faziesrekonstruktion der tiefen Gosau (Coniac/Unt.-Santon).

Den flächenmäßig größten Raum nimmt der Seichtwasserschelf ein, für den der Dualismus von terrigen-klastischer Sedimentzufuhr und eigenständiger biogener Karbonatproduktion typisch ist. Der terrigen-klastische Anteil resultiert vorwiegend aus der Materialbeschickung von N (Trauersteg/Zöttbach), wo im Dach der retrogradierenden alluvialen Piedmontfächer-Entwicklung die Kommunikation mit dem Litoral stattfindet.

Bereits in der tiefsten Gosau war eine fazielle Trennung zwischen der Beckenfazies des Intraplattformtroges und der Fazies des Seichtwasserschelfs, der den Trog bis auf den Westsektor ringförmig umgibt, vorhanden. Das Becken erhält terrigenen und flachmarinen Detritus über schmale Rinnen ("gullied slope" – SCHLAGER & CHERMARK 1979: 193).

1) mono-/oligomikte in situ-Verwitterungs-/Hangschuttbrekzien, 2) alluviale Piedmontfächer-Serien (Brekzien/Fanglomerate/Konglomerate/Grobsandstein und lateritische Pelite); 3) Sandstein (Litharenit/Lithokalkarenit) mit retrogradierender Tendenz des flachmarinen Raums/Litorals/backshore-Bereichs mit Geröllen/Geröllschnüren/Konglomerateinschlaltungen und allochthonen wie autochthonen Faunenelementen; 4) biolithitische Rudisten-(Schutt-)kalke (*Radiolitidae*, *Hippuritidae*); 5) Seichtwasser-Flachschelf mit terrestrisch-klastischer und biogen-karbonatischer Mischsedimentation; 6) belegte und vermutete Beckensedimente; 7) vorgosauische Antiklinale; 8) vorgosauische Synklinale – in Anlehnung an TOLLMANN (1976 b, Beil. 3).

Trotz unterschiedlicher Rudistengattungen, Farbgebung und Härte der Biolithite zeigen die sehr hohen Karbonatgehalte (91,4–99,4 Vol.-%) der biogenen Gesteine wenig Unterschiede.

4.3. Die Beckenfazies: Brandenberger Ache/Mühlbach

Im Bereich der Beckenachse, die in etwa durch das Mühlbachtal läuft, sind die klastischen Basisserien nicht erschlossen. Es bleibt daher offen, inwieweit sich die mono-/oligomikten Brekzien/Fanglomerate und Konglomerate/Sandsteine NW Mösl und die klastischen Serien E Aschau (Brekzie; nearshore sand bar complex; Sandstein mit Gerölleinschlüssen) von der Position am Beckenrand auf die basale Entwicklung in der Beckenmitte übertragen lassen.

Der graue, massige Kalksandstein als tiefste Einheit im Bereich des Beckenzentrums (HERM 1985: B 54 – Einheit „c“) kommuniziert mit den ausgewaschenen, in der Matrix an Mikrit verarmten, klastischen Serien in Beckenrandnähe mit retrogradierender Tendenz, die sowohl terrigen-klastisches Material (Litharenit und Geröllfracht) aus den nördlichen Gebieten als auch sehr untergeordnet biogen-karbonatische Produkte (Organismen des Flachwassers, resedimentierte Fossilschuttkalke) beim Vordringen (onlap) landeinwärts akkumulieren. Zum Hangenden geht der litho-/ (bio-)klastische packstone in den wackestone über. Der Ansicht von IMMEL et al. (1982: 5), daß fazielle Übergänge zwischen der „Nordfazies“ (= Flachwasserareale) mit der „Südfazies“ (= Beckenfazies) unbekannt sind, kann hier nicht gefolgt werden. Bereits HERM et al. (1979) und HERM (1985) haben auf die fazielle Kommunikation der Flachwasserresedimentation mit dem Becken in der Beschreibung der Einheit „f“ der Turbiditabfolge hingewiesen. Die Untersuchungen an den in die Mergel eingesedimentierten Komponenten und die Art und Weise der Einbettung des Blockschutts und der Geröllfracht ergeben den Befund einer zeitlich verschiedenen Beschickung durch gravitative Schüttungsereignisse (debris flow) mit jeweils charakteristischem Frachtgut in schmalen Rinnen. Aus der aufgeschlossenen Wand am Prallhang der Brandenberger Ache oberhalb Mösl wurde das Material von drei Einschüttungen untersucht:

- 1) Die liegende Einschüttung weist ausschließlich kalkalpine Komponenten auf, die isoliert in begrenzter, lateraler Erstreckung im Mergel eingebettet sind. Von diesen wurden folgende Werte der längsten zu messenden Achse ermittelt: 100, 50, 5, 10, 5, 4, 50, 10, 30, 10, 10, 10, 15, 40, 3, 30, 10 (cm); die durchschnittliche Achsenlänge liegt bei 23 cm.
- 2) Der mittlere Schuttstrom (debris flow) vereinigt intergosauische Resedimente (Plastikklaste) aus dem Flachwasser und Komponenten des kalkalpinen Sockels in einer klassisch ausgebildeten Rinnenfüllung von 2 m Breite im Anschnitt.

Fazies der intragosauischen Flachwasserresedimente:

Organischer Inhalt: BIVALVIA (*Hippuritidae*, *Radiolitidae*, *Ostreacea*), CNIDARIA (*Dimorphastraea* sp., *Actinacis multilamellata*), BRYOZOA (*cyclostomata*), ECHINODERMATA, ANNELIDA (*Serpulidae*), PROTOZOA (*Miliolacea*, *Textulariina*), RHODOPHYTA (*Archaeolithothamnium gosaviense*), CHLOROPHYTA (*Lithocodium* sp., *Bacinnella irregularis*).

Komponenten: Wettersteinkalk, Hauptdolomit, Plattenkalk, rhätischer Oosparit, Hierlatzkalk, Aptychenschichten, Radiolarit, Quarz, Quarzit.

Lithologie: Litharenite, konglomeratischer Litharenit, Konglomerat.

Blockschutt: kalkalpine Komponenten, vorwiegend Wettersteinkalk.

- 3) Der hangende Schuttstrom beinhaltet lithologische Varietäten vergleichbar der Flachwasserfazies der mittleren Einschüttung; daneben umgelagerte, feine turbiditische Litharenite mit Globotruncanen (*G. linneiana*, *G. bulloides*, *M. tricarinata*).

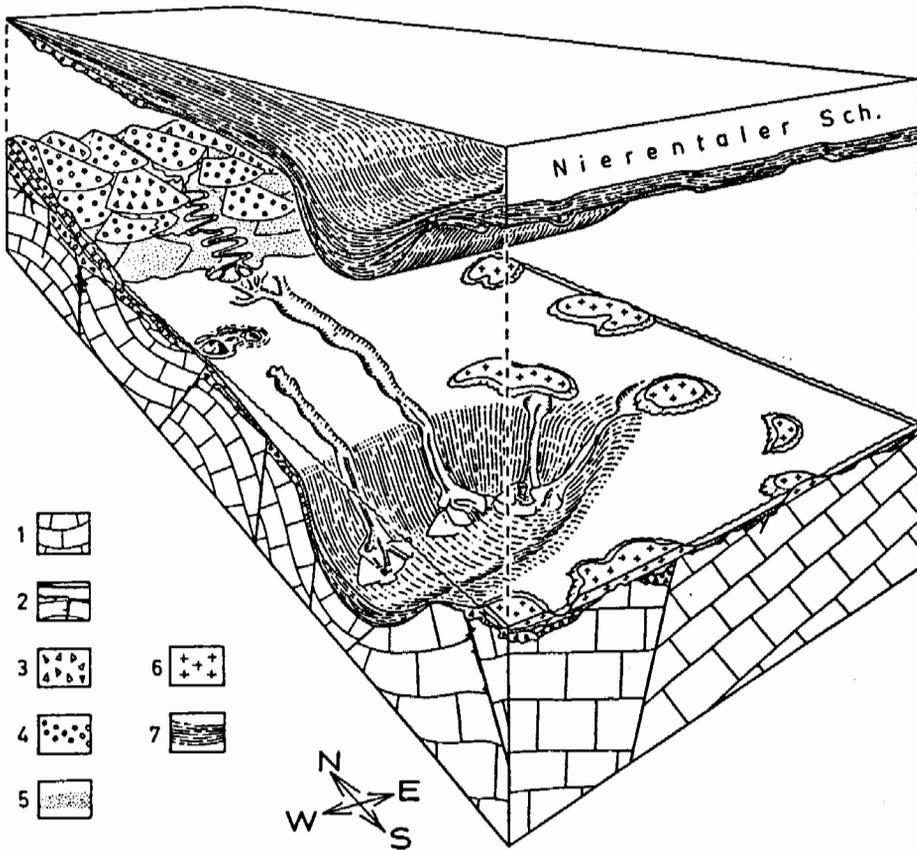


Abb. 11: „Explodiertes“ Rekonstruktionsmodell der geologisch-faziellen Gegebenheiten der Brandenberger Gosau. Der untere Profilblock gibt die paläogeographischen Verhältnisse während des Coniac/Unt.-Santon wieder, wohingegen der oben abgelöste Block die Absätze des Campan darstellt.

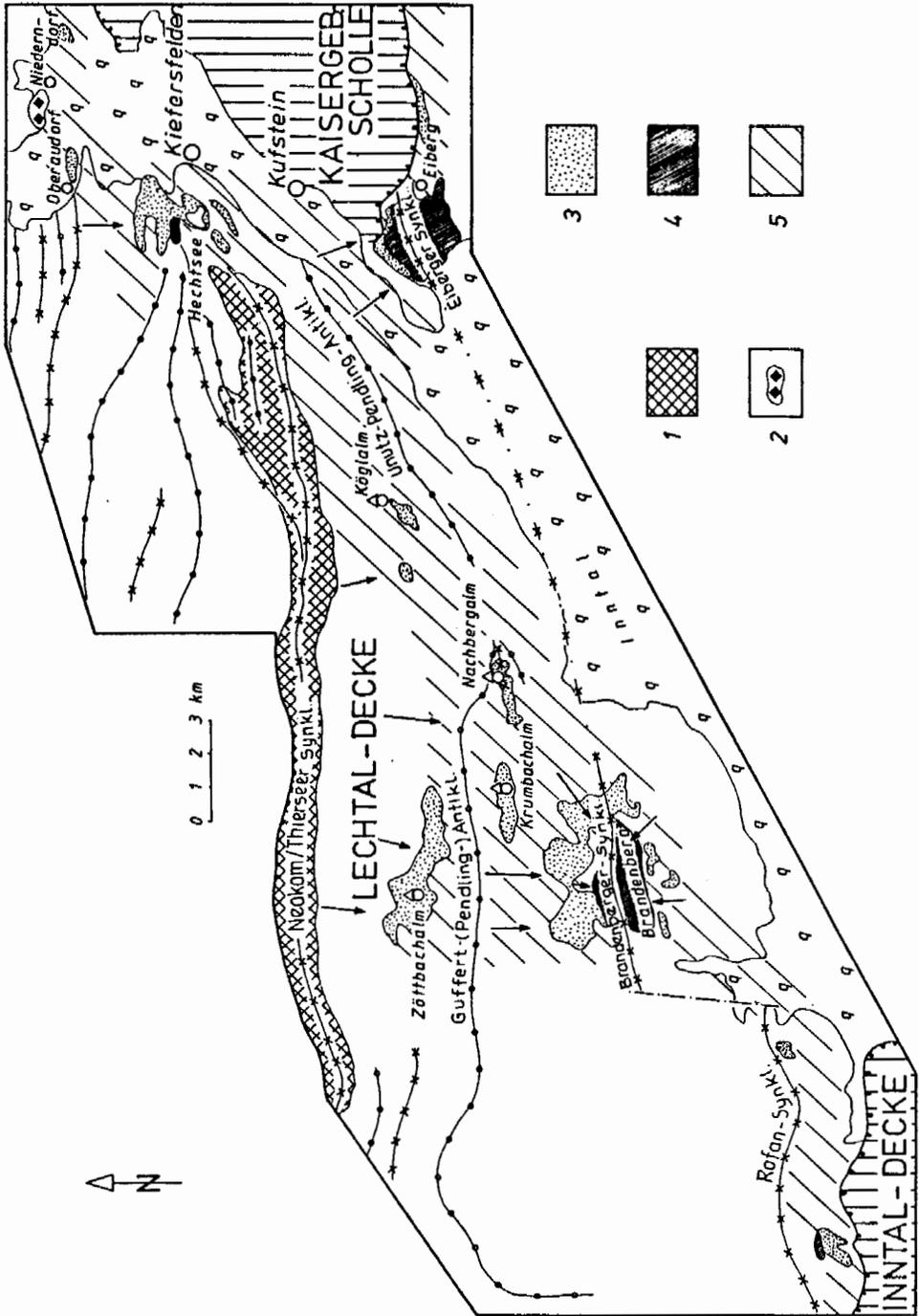
Zur Zeit der tiefen Gosau (Coniac – Unt.-Santon) liegen im N die Ablagerungen mächtiger Piedmont-Schutfächer (alluvial fan), die sich nach S vorschieben (vgl. dazu Abb. 10). Daran schließt sich ein Schelfbereich (Krumbach-, Nachberg-, Köglalm) an, der sich durch eine karbonatisch-klastische Mischsedimentation auszeichnet. Hier entstehen Rudisten-Biolithite (echte Hippuritiden-Riff-(Knosperriff-)Konstruktionen und Radiolitiden-Schlammhügel). Dieser Schelf steht in direkter Verbindung zur Beckenfazies des intraplate-Troges.

1) Trias, 2) Laterit/Bauxit, 3) Brekzie/Fanglomerat, 4) Konglomerat, 5) Sandstein, 6) Rudisten-build up, 7) Beckensedimentation.

Die Mächtigkeit der Einschüttungen ist sehr gering und die Größe der Komponenten rangiert vom Block (etwa 0,8 m) bis zum arenitischen Korn.

Mächtige, turbiditische Sandsteine zeigen im Bereich des Mühlbacheinschnittes (700 m NN) oft ausgeprägte, textuelle Merkmale von dish-structure.

Die Aufschlußverhältnisse am Prallhang der Brandenberger Ache belegen proximale Rinnen mit heterogener Geröllfracht in charakteristischer Zusammensetzung der je-



weiligen flachen Rinnenfüllung in Hangnähe (gullied slope). Es muß davon ausgegangen werden, daß eine echte distale Fazies in der tiefen Gosauentwicklung wegen der Kleinräumigkeit der Beckenmorphologie fehlte. Im Ganzen zeichnet sich für die tiefe Gosau das Bild eines tektonisch eingemuldeten Intraplattform-Troges (intraplatform trough) ab, der von den umschließenden Flachwasserarealen terrigen-klastischen und biogen-karbonatischen Detritus über mehrere kleinere Rinnen erhält: "The platform sheds debris all along its margin and delivers it to the basin floor through numerous small gullies rather, than few large canyons. Therefore, it acts as a line source, not as a point source of sediment and the familiar pattern of large canyons and deep-sea fans is not developed" (SCHLAGER & CHERMARK 1979: 193).

Erst ab dem Unt.-Santon dehnt sich die Beckenfazies über die Südumrahmung (N-Hang des Voldöppberges – vgl. FISCHER 1964) aus und entspricht damit der „Süd-fazies“ (HERM et al. 1979; HERM 1985), während für diesen Zeitraum im N (Zöttbach) regressive Tendenzen in Erscheinung treten (HERM et al. 1979; HERM 1985). Aus Analogieschlüssen der Beckenanalyse anderer Gosauvorkommen wird die Meinung vertreten, daß durchaus auch die Flachwasserareale (Zöttbachalm Atzl-Riff, Krumbachalm, Nachbergalm, Köglalm) im Ob.-Santon und Unt.-Campan in den (hemi-)pelagischen Absatzraum einbezogen werden können.

4.4. Paläogeographische Aspekte der Brandenberger Gosau

Auf Grund der guten Aufschlußverhältnisse ist es möglich, die jeweiligen Faziesareale auszuhalten und generelle Trends von Richtungen des Sedimenttransportes festzustellen, insbesondere was die Herkunft der exotischen Gerölle betrifft. Vorkommen, Profilentwicklung der alluvialen Fächersedimentation (z. B. Verzahnung im Dach mit dem Seichtwasserschelf) sowie die Mengendominanz der Exotika im N-Teil der Brandenberger Gosau weisen eindeutig auf eine Herkunft aus dem N. Wollte man die Geröllfracht aus dem S beziehen, so müßte die nördliche terrigene Fazies in gleicher und größerer Mächtigkeit ebenfalls in der S-Umrahmung (Voldöppberg) des intraplate-Troges anzutreffen sein. Dies ist nicht der Fall, ebenso ist ein Transport der

Abb. 12: Überregionale Faziesrekonstruktion der tiefen Gosau ohne tektonische Entzerrung.

Auf Grund der Fazieskorrelation sowie der geologisch-tektonischen Verhältnisse sind die südlichsten Gosauvorkommen im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Brandenberg, Rofan, Eiberg) an das strukturelle Bauprinzip von individuell eingesenkten Mulden innerhalb eines Synklinalzuges (Ausformung im Vorfeld höherer Deckeneinheiten) gebunden. Durch Einengung entstehen Antiklinal- und Synklinalzüge. Später überfahren (Tertiär?/innergosauisch?) abgerissene Isoklinalfalten (HERTWECK 1961) und Schollen/Decken die mit Gosausedimenten erfüllten Mulden. Die Eiberger Gosau selbst tritt in einem Fenster auf (AMPFERER 1925, BODEN 1930 fide IBRAHIM 1976).

1) Neokom, 2) Cenoman, 3) terrestrisch-klastische – biogen-karbonatische Mischsedimente des Seichtwasserschelfs (Hechtseegosau: gravitative Umlagerung (grob-)klastischer Sedimente in den tieferen globotruncanenführenden Ablagerungsraum, 4) Beckenfazies der Intraplattform-Tröge, 5) zusammenhängende Areale des reliktsch erhaltenen Seichtwasserschelfs mit terrestrisch-klastischer – biogen-karbonatischer Sedimentation, q = Quartär des Unterinntals.

Die Pfeile geben Schüttungsrichtungen an. Tektonische Signaturen wie in Abb. 10 in Anlehnung an TOLLMANN (1976b: Blatt 3).

exotischen Gerölle, wie sie auch noch in höherer Profilposition anzutreffen sind, durch das Becken (barriere en creux) nicht möglich. Eine Anlieferung der Gerölle aus dem S, wie sie von WEIDICH (1984b) postuliert wird, wird hier ausgeschlossen.

Zwei paläogeographische Karten (Abb. 10/12) demonstrieren die Ausrichtung der jeweiligen Fazieszonen an orogenetisch induzierte tektonische Strukturen. Beim Studium tektonischer Karten (z.B. TOLLMANN 1976b) mit der Projektion charakteristischer Faziestypen offenbart sich die Gebundenheit der Beckenfazies an weithin aushaltende Synklinalzüge, wo sich individuell Tröge mit gosauischer Beckenfazies absenken. Auf Antiklinalfirsten und embryonalen Deckenstirnen (vgl. Kap. 6) im S sind monotypische Rudistenriffe (Barrierriffe – vgl. HÖFLING 1985) situiert.

5. Die Gosauvorkommen im Raum Salzburg/Bad Reichenhall

5.1. Die Nord-Fazies der Gosauvorkommen im Salzburger Raum

Von Kufstein im Inntal über Innzell bis kurz vor Salzburg stößt das Tirolikum im schrägen Zuschchnitt (ENE) weit nach N vor und überfährt das Bajuvarikum (Abb. 13). Während sich auf dem Bajuvarikum die „Mittelkreide“-Sedimentation mit der der Gosau überlappt (vgl. WEIDICH 1984: 65 ff.), transgrediert auf der nächst höheren tektonischen Einheit, dem Tirolikum, die Gosau im Coniac. Über tirolischem Untergrund setzt mit z.T. sehr mächtigen alluvialen Fächern die N-Fazies der Gosau am S-Abhang des Hochstauffen und am Gaisberg ein.

5.1.1. Die Gosau vom Gaisberg

Die zumeist grobklastisch ausgebildeten Serien der Gaisberggosau beinhalten Kohleinschaltungen, Süßwassergastropoden und Pflanzen, weisen eine ungefähre Mächtigkeit von 400 m auf und werden in das Coniac gestellt (DEL NEGRO 1979b: 339).

Die basalen Transgressionsserien zeigen in ihren tiefsten Anteilen eine Wechsellagerung von meist dicken massigen Bänken (1–10 m) und Lager von bauxitischem Feinkorn (unreiner Bauxit, bauxitischer wackestone, auch lateritische Erde), die gelegentlich von Geröllschnüren durchzogen sind. Mitunter trifft man auch typische Rinnenfüllungen (scour-and-fill structures) an. Die retrogradierende, sedimentologisch-fazielle Entwicklung beginnt mit \pm in situ-Verwitterungs-/Hangschutt-(Block-)Brekzien, geht kontinuierlich in alluviale Fächersedimente über (inner, middle fan) und endet aufschlußbedingt mit den Serien des äußeren Fächers und der Flußauenlandschaft (Kohlebildung, Süßwassergastropoden). Die Verzahnung der terrestrisch-klastischen Serien mit dem seicht-/flachmarinen Schelf vollzieht sich in der Gosau von Morzg. Beachtenswert ist die Existenz von Mittel-(Unter-)kreide-Geröllen, die aus Lithareniten/Feinbrekzien mit einem hohen Anteil an (Gang-)Quarzen, polykristallinen Quarzen und bis zu 3 mm großen Quarziten bestehen. Orbitolinen, sowie Bioklasten/Biomorpha von Rudisten, Muscheln, Korallen, Gastropoden, Textulariiden und Rotalgen (Corallinaceen) und Grünalgen (Dasycladaceen) stellen typische Vertreter des Flachmarins dar. Fazies und lithologische Prägung erinnern sehr an das Cenoman der Gries-

bachalm (vgl. Kap. 3.6.). Das Vorherrschen von verschiedenen Dolomitvarietäten (dolomitischer Algenlaminit, feinkörniger Dolomit mit Sprossung großer Dolomitrhomboeder, grobkörniger Dolomit) gefolgt von jurassischen Gesteinen (Radiolarit, Radiolarienmikrit, Spiculit) weist auf lokale Abtragungsgebiete des Tirolikums hin. Dachsteinkalkkomponenten sind voraussichtlich tirolischen Ursprungs. Jurassische Flachwassergerölle mit *Clypeina jurassica* sind entweder dem Mittelpenninikum oder dem Plassenkalk zuzuordnen.

Die Fazies der alluvialen Fächer verzahnen sich bei Morzgg mit den Ablagerungen des Seichtwasserschelfs mit starker terrigener Beeinflussung.

5.1.2. Das Gosauvorkommen von Morzgg

Das Gosauvorkommen von Morzgg repräsentiert eine flachmarine, stark terrigen beeinflusste Fazies und entspricht damit den flachmarinen Äquivalenten, die zwischen dem Beckenzentrum (Glanegg) und der terrestrisch-klastischen Fazies des Gaisbergs vermitteln. Die basalen Anteile bestehen aus Fanglomeraten und Konglomeraten, die hauptsächlich aus Dolomit- und Jurageröllen aufgebaut sind: Hauptdolomit, Dachsteinkalk (Tirolikum), Lumachellenkalk (Hallstätter Kalk?), Radiolarienmikrit, Echinodermenspatkalk, Radiolarit, Spiculit, Kieselkalk. Die psammitischen/feinkonglomeratischen Faziestypen beinhalten Quarze und Quarzite über 1 mm Durchmesser mit folgenden Bioklasten: BIVALVIA (*Radiolitidae*, *Hippuritidae*, *Ostreacea*, *Inoceramidae*, Muschelschill unbestimmbar-Fazies: Milioliden-Lumachelle), CNIDARIA (*Anthozoa*), BRYOZOA (*Cyclostomata*), ANNELIDA (*Serpulidae*), PROTOZOA (*Miliolacea*, *Textulariina*), RHODOPHYTA (*Corallinaceae*), CYANOBACTERIA (große Oncoide – vgl. GRÄF et al. 1980), glaukonitische fecal pellets.

5.1.3. Die Beckenfazies (Glanegg) der gosauischen Nordfazies

In den tieferen Anteilen der grauen hemipelagischen Mergel kommen distinkte Sand- und Gerölleinschaltungen vor, die eine Kommunikation mit dem Seichtwasserschelf belegen. Es finden sich darin Bioklasten von Rudisten, Austern, Bryozoen, radiolitide und textulariide Foraminiferen; die Geröllfracht weist auf tirolischen Ursprung hin.

Die begleitende planktonische Mikrofauna aus den Mergeln ernthält: *G. linneiana*, *M. pseudolinneiana*, *M. coronata*, *M. tricarinata*, *Archaeoglobigerina*, *Dicarinella asymmetrica* und Heteroheliciden und entspricht damit den für die basalen Profilan-teile üblichen Formen mit der Alterseinstufung von Ob.-Coniac – Unt.-Santon. Da bereits HÖFLING (1982:D16–D20) die selbst aufgesammelten und von den bisherigen Bearbeitern aufgefundenen Fossilien auflistet, wird hier auf eine Faunenaufzählung verzichtet.

HÖFLING (1982:D20) gibt für die Glanegger Serie ein Alter von Unterconiac bis Untersanton an; TOLLMANN (1976a: Taf. 3) und OBERHAUSER (1980: Abb. 50) nennen ein Alter von Ob.-Coniac – Unt.-Santon.

Von besonderem Interesse ist das Vorkommen eines Olisthostroms (Hallstätter Olistholithe, debris flow, turbiditischer Sandstein) am SW-Ende des Glanriedels unmittelbar an der tektonischen Grenze zur Reiteraln-Decke. Dieses Vorkommen (Alt-

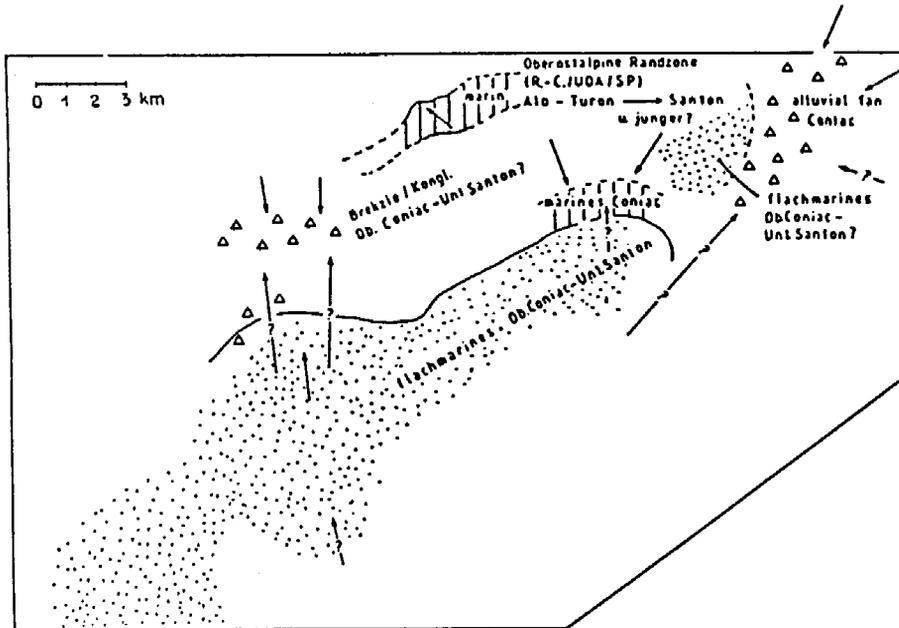


Abb. 14: Darstellung des Sedimentationsgeschehens zur Zeit der tiefen Gosau (Coniac-Santon; vgl. Abb. 13 B). Eine Entzerrung intra- bzw. postgosauischer Deckenbewegungen wurde nicht vorgenommen. Die Walsberger Serie repräsentiert das Sedimentationsgeschehen der Randzone der ostalpinen Krustenscholle – mögliche Projizierung in das Randconcomen (R.-C.), bzw. in das Unterostalpin (UOA), bzw. in das Südpenninikum (SP). Die Gosau hält eine intrakalkalpine Position inne.

tertiär) deckt sich mit ähnlichen olisthromatischen Serien der Muttekopf-Gosau (Ob.-Maastricht) und der Eiberger Gosau (Unt.-Maastricht), wie sie typisch sind für intraplate-Tröge mit synogener Sedimentation. Die Fauna/Flora enthält: BIVALVIA (*Hippuritidae*, *Radiolitidae*), ECHINODERMATA, BRYOZOA (*Cyclostomata*), CNIDARIA (*Anthozoa*), ANNELIDA (*Serpulidae*), PROTOZOA (*Rotaliina*, *Textulariina*, *Miliolacea*, *Globotruncana linneiana*, *G. bulloides*, *G. elevata/stuartiformis*, *Marginotruncana coronata*, *Heterohelicidae*, *Globigerinidae*), RHODOPHYTA (*Coralinaceae*, *Solenoporaceae*), CHLOROPHYTA (*Dasycladaceae*). Auffällig ist ein hoher Anteil an Quarz und Quarzit.

5.2. Die Süd-Fazies der Gosau im Salzburger Raum

Diese Gosauvorkommen finden sich in tektonischen Einbrüchen auf den Gebirgsstöcken wie im Lattengebirge, der Reiteralpe und am Untersberg-N-Hang (Untersberger Marmor). Exotische Gerölle fehlen in den lateritischen Basalserien, wenngleich arenitischer siliziklastischer Detritus und Erzkörner wie z. B. Titanomagnetit nachzuweisen sind. Die für die Laterit-/Bauxitbildung notwendigen Tonminerale stammen

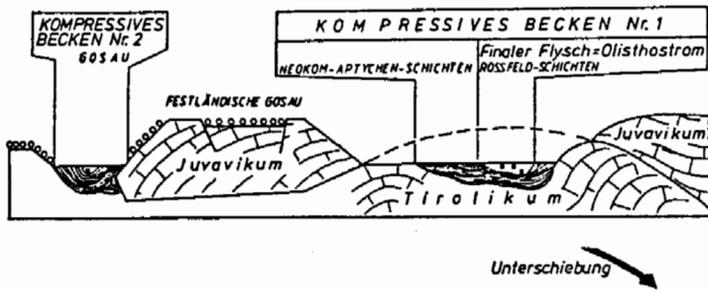


Abb. 15: Tektonische Übersichtsskizze des Juvavikums (Reiteralmdcke) und die Stellung der kompressiven Becken, die als intraplate-Tröge mit ihrer synorogenen Sedimentation (Beckenanalyse) orogene und deckentektonische Prozesse dokumentieren. Die Sedimentation des kompressiven Beckens Nr. 1 beendet die kontinuierliche Neokomsedimentation mit den Roßfeldschichten als finalen Flysch. Dieser verkörpert die für intraplate-Tröge typischen Olisthostrome mit ihren riesigen Olistholithen; lokal können vorstoßende kleinräumige Fächersysteme (vgl. FAUPL & TOLLMANN 1979) als Vorläufer der Olisthostrome beteiligt sein. Das langsame Kriechen olisthostromatischer Sedimentkörper spricht eher für ein langsames kontinuierliches Ausschalten des sedimentären Depotraumes als für ein punktuelles Ereignis durch gravitative Gleittektonik. Die Unterschiebungsbewegung des Tirolikums unter die juvavische Reiteralmdcke führt zu einem weiten „Vorstoßen“ des Hochjuvavikums, so daß vor der Deckenstirn durch Stauchdeformation ein weiterer kompressiver intraplate-Trog für die spätere Gosau (Coniac) angelegt wird.

sowohl aus dem Haselgebirge (Titanomagnetit aus den Diabasporphyren des Haselgebirges) als auch aus den Lösungsrückständen des Dachsteinkalkes (erhöhte Tonmineralegehalte in der Basaleinheit A der Lofer–Cyclotheme/FISCHER, A. 1964). In ähnlicher tektonischer Position sind in der Wolfgangseegosau (Weißbach) ballgroße Exotika (hämatitreicher Gabbro) neben aufgearbeitetem Haselgebirge anzutreffen. Insgesamt entspricht der Bauxit im kalkalpinen Raum in seinen Eigenschaften einem Restsediment (vgl. exotische Restschotter der Gosau!) mit multiplen Umlagerungs- und Ausleseprozessen bis zur endgültigen Deponie (ausführl. Diskussion in LEISS 1989).

Marine Einflüsse gewinnen nach dem frühen Auftreten von Bioklasten/Biomorpha des Flachwassers wie Radiolitiden (*Durania* sp.), Hippuritiden und Korallen rasch an Bedeutung, wobei der terrigene Einfluß (Extraklasten, bauxitisches Feinkorn) nur langsam zurücktritt. **Eingeschwemmtes**, bauxitisches Material verursacht eine intensive rote Pigmentierung der Fossilschuttkalke. Mit zunehmendem marinen Einfluß verringert sich der Durchmesser der limonitischen Erzkörner auf die Silt-/Feinsand-Fraktion und kann manchmal sehr stark angereichert sein (bis 40%). Stellenweise verblieben Radiolitiden (*Durania* sp.) und Kolonien von Korallen (*Actinacis multilamellata*, *Dimorphastraea* sp., *Orbignygyra salisburgensis*, *Astraea* sp.) noch in autochthoner Stellung, jedoch befindet sich ein Großteil der Biomorpha/Bioklasten in parautochthoner Position. Die Sedimentationsrate ist hoch und weist Merkmale rascher Schüttungsereignisse auf.

Die Fazies des bekannten Untersberger Marmors am N-Fuß des Untersberges besteht aus einem sortierten, stark umkristallisierten litho-/bioklastischen Kalkarenit mit eingestreuten, limonitischen Erzkörnern und vereinzelt, sedimentären Bauxitfetzen, dessen häufigste Bioklasten Rudisten (Hippuritiden, Radiolitiden), Bryozoen, Ino-

zoen, Anthozoen, Milioliden, Textulariiden und Rotalgen sind. Folgende Verhältnisse von Komponenten, sparitischem Zement und Bioklasten wurden ausgezählt:

Komponenten %	sparitischer Zement %	Biogene	
52,1	45,5	2,4	100 %
56,5	40,8	2,6	99,9 %
54,2	42,7	3,2	100,1 %
61,6	31,7	6,7	99,9 %
64,9	27,8	7,3	100 %

Die Bedeutung des Untersberger Marmors, den historischen Überblick und seine technischen Eigenschaften als Naturwerkstein wurden ausführlich von KIESLINGER (1964) behandelt.

Der Übergang in die hemipelagische Mergelfazies vollzieht sich im Lattengebirge innerhalb weniger dm. Sowohl Kalkturbidite (debris flow) als auch siliziklastische Turbidite (T_C BOUMA) weisen auf bedeutsame orogenetische Vorgänge. Mikrofauna (Planktonen) und Makrofauna (Ammoniten, irreguläre Seeigel, Inoceramen, Fischreste/*Selachii*) verweisen auf rasche Subsidenz und Vorrücken hemipelagischer Einflüsse (Retrogradation).

Die häufig anzutreffende Ausbildung der Übergangsfazies sind die gelben „Inoceramen-Mergelkalke“, die auffallend viele Inoceramenfragmente und Reste irregulärer Seeigel enthalten, neben eingeschwemmten Flachwasserbioklasten (Rudisten, Rotaliiden, Textulariiden, Rotalgen (Corallinaceen), Grünalgen (Dasycladaceen) und Planktonen (*G. linneiana*, *M. pseudolinneiana*, Heterohelliciden).

Die höheren grauen Mergel führen die gleiche Mikrofauna (Alter Ob.-Coniac – Unt.-Santon) neben einigen Sandschalern. Detritärer Quarz ist untergeordnet, manchmal in Nestern angereichert, auch von Sandschalern eingebaut, nachzuweisen.

Die wesentlichen auffälligen Faziestypen der tiefen Gosau bis zur Stabilisierung der Beckenfazies sind:

- in situ-Verwitterungs-/Hangschuttbrekzien
- lateritische Brekzien
- Fossilschuttkalke: lateritisch-bauxitisch pigmentierte Fossilschuttkalke
bio-/lithoklastische Kalkarenite \pm lateritisch-bauxitische Pigmentierung (u.a. Typus des Untersberger Marmors)
- gelbe Inoceramenkalkmergel
- graue mergelige/turbiditische Fazies (Beginn der Beckenfazies)

5.3. Der geologische Rahmen der Gosauvorkommen um Salzburg

Da in dieser Arbeit versucht wird, orogenetische Vorgänge mit zeitgleichen Sedimenten auszuloten, müssen an dieser Stelle zwei weitere Serien erwähnt werden: die Walserberg Serie und die Roßfeld Schichten.

5.4. Die Walserberg Serie

Da in der Gaisberggosau (vgl. Kap. 5.1.1.) Mittelkreidegerölle angetroffen wurden und ein solches Alter auch aus der turbiditisch ausgebildeten Walserberg Serie bekannt ist, liegt hier ein Hinweis auf die sedimentologische Kommunikation der nördlichen Kalkalpenrandzone mit den intrakalkalpinen Depoträumen vor.

In der Walserberg Serie (Paläoströmungsrichtung von S nach N, FAUPL 1984: 34) wurden kleinste Bruchstücke von Rotaliporen, Orbitolinen, Dasycladaceen und eine Globotruncane der Lapparenti-Gruppe (mögliches Santon) nachgewiesen. PREY (1980:309) erwähnt Schalenfragmente, Echinodermenreste, Bryozoen, vereinzelte Orbitolinenbruchstücke und Foraminiferen (darunter auch zweikielige Globotruncanen). „Die Mikrofaunen sprechen für ein Alter von Alb–Turon. Ein wenig jüngere Anteile können nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden“ (PREY 1980:310). FUCHS (1985:599) glaubt sogar Maastricht angetroffen zu haben. Die Stellung der Walserberg Serie differiert je nach Autor zwischen: Inneralpines Cenoman (FAUPL 1984); Cenomanrandschuppe (PREY 1980); Unterostalpin; Arosazone (WOLETZ 1967; OBERHAUSER 1968); Südpenninikum (OBERHAUSER 1980) und Flysch (FREIMOSER 1972). FAUPL (1984:36) übersieht die Tatsache, daß „ein etwas südlicheres Äquivalent zu den Brandnerfleckschichten“, die nach GAUPP (1982) eine stratigraphische Reichweite von Unt.-Cenoman bis Turon und nach WEIDICH (1984 a, b, c) von Unt.-Cenoman bis Unt.-Campan besitzen, bereits die Gosau ist. Auch auf „die Möglichkeit, daß die mit den Roßfeldschichten bekannt gewordene Exotika-liefernde Zone südlich der Kalkalpen auch in späterer Zeit aktiv war“, haben FAUPL (1983) und WEIDICH (1984) hingewiesen (FAUPL 1984:36), jedoch ohne den dafür notwendigen Nachweis extensiver, exotischer Schüttungen von S in der basalen Gosau (vgl. exotische Nordschüttungen in der Brandenberger Gosau, Kap. 4.1) zu erbringen.

An dieser Stelle wird diese Serie als Überbleibsel einer Randbeckensedimentation (composite marginal basin) interpretiert mit unterostalpiner/südpenninischer Stellung, wie sie z.B. aus tektonischen Grenzländern (tectonic borderland – vgl. STAUFFER 1967; MOORE 1969; BLAKE & JONES 1974; DOUGLAS & HEITMAN 1979; FIELD & CLARKE 1979; NARDIN, EDWARDS et al. 1979) bekannt ist. Ein solches Grenzland muß sich entlang dem Kalkalpen-Nordrand hingezogen haben, geht man von der Subduktion penninischen Ozeanbodens aus. Im Zusammenhang mit dieser Problematik sei auf den Gabbrokomplex von Vitz a.B. im Wolfgangseefenster hingewiesen, der von PLÖCHINGER (1973) dem Ultrahelvetikum, also jenseits des Flyschtroges positioniert wird. Eine Zuordnung zur kalkalpinen Randzone (tectonic/continental borderland) erscheint mir näherliegend, insbesondere bei Berücksichtigung der Arosafenster im W der Nördlichen Kalkalpen. Ebenfalls in diese Richtung weist das cenomane Konglomerat im Wolfgangseefenster (Mozartsteig) und der in unmittelbarer Nachbarschaft auftretende flyschoide Sandstein. Hier finden sich genau die tektonischen Elemente (penninische? Ophiolithsuite) und sedimentäre Serien wie sie von einem Grenzland zu erwarten sind: Exotische Schürflinge und sedimentäre Mittelkreideseerien kennzeichnen gleichermaßen die Arosazone im W. Bereits FUCHS (1985) verzeichnet ein Aushalten dieser Zone nach E.

5.5. Die Roßfeldschichten

Die kurze Behandlung der Walserberg Serie zeigt, daß es für das Verständnis der synorogenen oberkretazischen Gosausedimentation notwendig ist, genetisch verwandte Serien in paläogeographische Überlegungen miteinzubeziehen. Gleiches gilt für die Roßfeldschichten, ohne die eine richtige Bewertung der durch den Tektonismus gesteuerten gosauischen Depoträume nicht möglich ist. Wie die Gosau im Salzburger-Reichenhaller Becken vollzieht sich die Sedimentation der Roßfeldschichten in einem kompressiven Becken, in einem intraplate-Trog. Auch hier endet wie im Fall der Griesbachalm (vgl. Kap. 3.6.) eine kontinuierliche Sedimentation der Neokom-Aptychenschichten mit einem Olisthostrom. Diese oft riesigen amalgamierten Sedimentkörper mit Riesenblöcken (Olistholithen) sind charakteristisch für kompressive intraplate-Tröge. Die Olisthostrome bezeichnet JACOBESHAGEN (1986) auch als finalen Flysch, wobei die Sedimentation nach Ausschaltung auf der tieferen Einheit als Molasse auf dem höheren Stockwerk neu beginnt.

Im Gegensatz zu den Flyschen der ozeanischen Tiefsee ist in kontinentalen intraplate-Trögen eine Sedimentzufuhr prinzipiell über beide Trogschultern möglich, während in abyssalen Tiefseeergräben an Subduktionszonen (vgl. PIPER et al. 1973, MOORE & KARIG 1976) nur über einen Hang, den Kontinentalhang verläuft. Eine Übertragung des rezenten Tiefseerinnenmodells auf ein kontinentales Schelfgebiet (FAUPL & TOLLMANN 1979) erscheint mir daher problematisch. Als wesentliches Kriterium betrachte ich die Profilentwicklung dieses intraplate-Troges hin zum charakteristischen abschließenden Olisthostrom, wo untergeordnet kleinräumige Fächersysteme als Vorboten einer groß angelegten Sedimentmobilisation im deckenartigen Olisthostrom vorstoßen. Das hier vorgeschlagene Olisthostrommodell im intraplate Trog läßt im Gegensatz zum Modell einer tektonischen Tiefseerinne auch eine Zufuhr des exotischen Detritus aus dem N zu, wobei anzumerken ist, daß bei einer Richtungsbestimmung aus Sedimentgefügen zwischen 1-aktigen Schüttungsereignissen (z. B. feinkörniger Turbidit) und mehrfacher Umlagerung im Olisthostrom – gegebenenfalls Richtungskehr bei zunehmender Beckenkompression – unterschieden werden muß.

5.6. Paläogeographie und tektonischer Rahmen

Die Beckenanalyse von intraplate-Trögen macht deutlich, daß das geomorphologische Relief mit seiner tragenden Bedeutung für das Sedimentationsgeschehen und die Biofazies durch orogenetische Prozesse in tieferen Stockwerken der Kruste kontrolliert wird. In der Sedimentation auf der Oberfläche der kontinentalen Kruste des Oberostalpins zeichnen sich somit die tektonischen Vorgänge ab, die im Schlußakt den Deckenbau mit verschiedenen kalkalpinen Einheiten herbeiführen. Geologische und tektonische Karten (z. B. TOLLMANN 1976b) zeigen eine enge Beziehung von intraplate-Trogfüllungen der Gosau von Glanegg und der Roßfeldschichten zur höchsten tektonischen Einheit, zum Juvavikum. Während sich der ältere intraplate-Trog auf dem abgesunkenen Neokomschelf formierte, steht das jüngere Depotzentrum im Salzburger-Reichenhaller Raum erst nach einem Hiatus (Mittelkreide ?/Turon) für die transgressive Gosau zur Verfügung. Beide Depoträume repräsentieren als intraplate-Tröge kompressive Becken mit synorogener Sedimentation und verdanken ihre Entstehung der räumlichen Einengung.

Nach der modernen Plattentektonik vollziehen sich Bewegungen von Lithosphärenplatten durch Subduktion, so daß in Übereinstimmung zum großregionalen Rahmen (im Neokom abgesunkener Schelf) ein Bewegungsmuster von Unterschiebungen existiert. Daher liegt heute das erste kompressive Becken der Roßfeldschichten, das sich im Vorfeld der neuen tektonischen Einheit des Juvavikums gebildet hatte, im Rücken der inzwischen durch die Erosion fragmentarisch reduzierten Reiteralmdecke (Hochjuvavikum). Die Abscherung der plastisch deformierten Flexur mit den Roßfeldschichten im Muldenbereich vollzog sich in der Torrener Jochzone durch Bruchdeformation, so daß das Tirolikum entlang eines listrischen Bewegungsplans unter das Juvavikum abtaucht.

Der finale Flysch der Roßfeldschichten markiert mit Olisthostromen (mächtige juvavische Olistholithe) ein Ende der kontinuierlichen Neokomsedimentation und ein Ausschalten des Sedimentationsraumes durch die Unterschiebung desselben unter die Reiteralmdecke. Das weite Vorstoßen (phänomenologische Überschiebung) der Reiteralmdecke beruht auf der anhaltenden Unterschiebung des Tirolikums einschließlich der Roßfeldschichten unter die Reiteralmdecke, wobei später eine neuerliche Stauch-Deformation ab Cenoman?/Turon des Tirolikums im Vorfeld der Reiteralmdeckenstirn einen neuen Depotraum für die transgressive Gosau im zweiten kompressiven Trog (Abb. 15) produziert. Dabei erreicht die marine Ingression zuerst das Beckenzentrum von Glanegg (Coniac) und wenig später (Ob.-Coniac/Unt.-Santon) die mit geringmächtigen festländischen lateritischen Kalkbrekzien (= Molassestadium sensu lato) bedeckte Hochfläche der Reiteralmdecke. Der Küstensaum wandert dabei über die Nordflanke der Reiteralmdecke landeinwärts, so daß sich durch den Brandungsschutt (Extraklasten) und durch den Detritus von Rudisten-Saumriffen (vgl. HÖFLING 1985) in tektonisch angelegten Fallen große Sedimentmassen wie der Untersberger Marmor akkumulieren.

6. Die Stellung der Gosau im großtektonischen Rahmen

Die Platznahme der tiefen Gosau-Ablagerungen erfolgt in intrakalkalpinen Becken (intraplate-Tröge), wobei sich nach der Ingression des Meeres (Coniac/Unt.-Santon) in mit alluvialem Schutt erfüllten Senken epikontinentale Bedingungen einstellen. Obwohl die Gosau weit im kontinentalen Rückland liegt, erreichen exotische Restschotter (vgl. Kap. 4.1.) nach intensiver Transportauslese und vielfachen Umlagerungsvorgängen die intrakalkalpinen Depoträume der unteren Oberkreide. Sofern keine Haselgebirgsvulkanite (Melaphyre, Metadiabase und -gabbros als auffällig große und schlecht gerundete Komponenten in der Wolfgangseegosau) zur Verfügung stehen, entstammen die Exotika dem Nordrand der ostalpinen Krustenscholle, der am besten mit dem Begriff eines tektonischen/kontinentalen Grenzlandes, ausgehend von der geologischen Situation Niederkaliforniens (vgl. STAUFFER 1967; BLAKE & JONES 1974; DOUGLAS & HEITMAN 1979; FIELD & CLARKE 1979; NARDIN, EDWARDS et al. 1979), umreißen läßt. Dabei entsendet eine eoalpine Kordillere – in Analogie zur eohellenischen Kordillere und zum Andrusov-Rücken in den Karpaten (BIRKENMAJER 1986) – mit südpenninischen Obduktiten eine exotische Geröllfracht ins intrakalkalpine Rückland, die dann als exotische Restschotter gosauische Depoträume erreicht.

Coniac - Unt-Santon

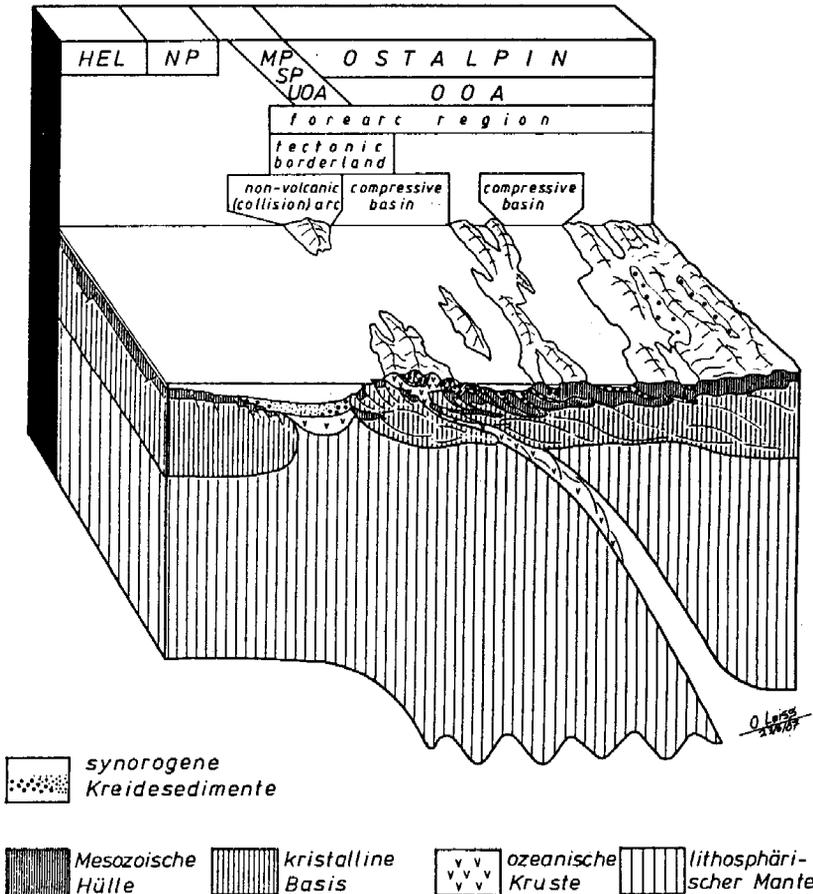


Abb. 16: Paläogeographische Rekonstruktion für den Zeitraum der tiefen Gosau (Coniac/Unt-Santon) in Abhängigkeit der großräumigen, plattentektonischen Konfiguration.

H = Helvetikum; UH = Ultrahelvetikum; NP = Nordpenninikum; MP = Mittelpenninikum; SP = Südpenninikum; UOA = Unterostalpin; OOA = Oberostalpin.

Die Darstellung orientiert sich an den wesentlichen Aussagen von CLAR (1965), BÖGEL & SCHMIDT (1976), DIETRICH (1976), DIETRICH & FRANZ (1976), OBERHAUSER (1980) und FRANK (1987).

Fallweise gelangen Exotika aus der Randzone des Ostalpins (tektonisches Grenzland mit südpenninischen Obduktiten) als Restschotter in die gosauischen Depoträume des intrakalkalpinen Rücklandes.

Will man den epikontinentalen intrakalkalpinen Raum zur unteren Oberkreide mit einem übergeordneten plattentektonischen Begriff benennen, so bietet sich der Begriff einer kontinentalen forearc Region an. Ob die Wurzeln eines magmatischen Bogenmassivs etwa im Bereich der periadriatischen Plutone vorliegen, sei zur Diskussion gestellt. Der Höhepunkt der plutonischen Aktivität im Tertiär läßt sich durch den Zeit-

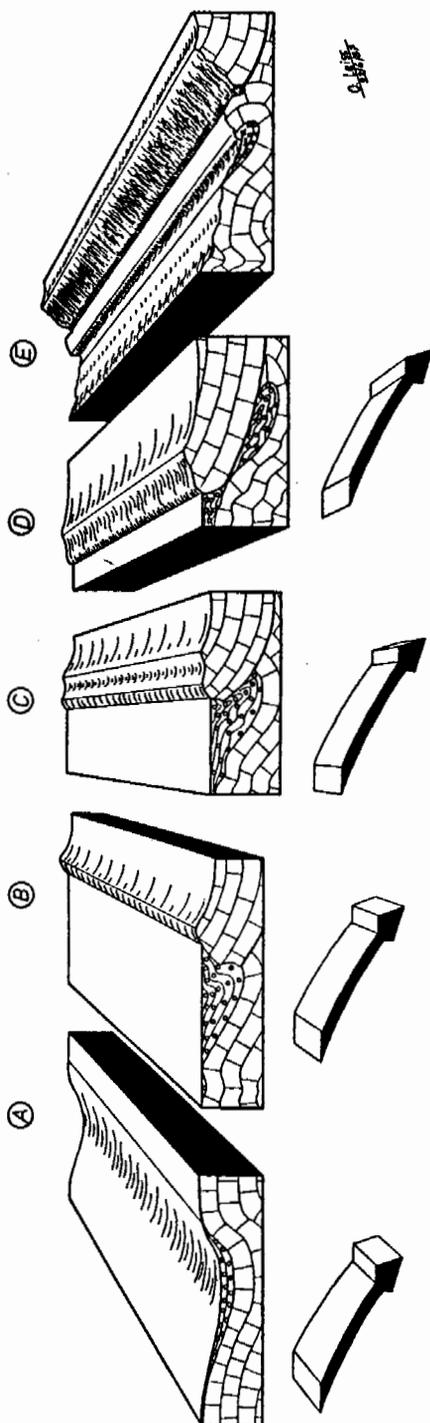


Abb. 17: Die fünf schematisierten Blockschnitte (A–E) zeigen die Entwicklung von intraplate-Trögen mit synorogener Sedimentation unter den Bedingungen der kontinuierlichen Raumverengung am Beispiel der Gosau vom Mutterkopf und vom Hohen Licht.

Stadium A: Plastische Deformation des triassischen Untergrundes zu einer Flexur auf Grund der Subduktionsvorgänge am Nordrand des Ostalpins. Der Erosionsschutt von antisklinalen Erhebungen sammelt sich an der Basis der kompressiven gosaischen Tröge, bevor durch die Ingression des Gosaumes flachmarine Bedingungen geschaffen werden.

Stadium B: Im Deformationsmaximum vollzieht sich der Übergang der plastischen Deformation zum Bruch und zur Abscherung, so daß sich eine listrische Deckenbewegungsbahn auf Grund der anhaltenden Unterschiebung entwickelt. Bei diesen Vorgängen entstehen die für intraplate-Tröge typischen Olisthrome mit ihren z. T. riesigen Olistholthen.

Stadium C, D: Weitere Unterschiebungsbewegungen der tieferen tektonischen Einheit schaffen das Bild einer phänomenologischen Überfah-
rung.

Stadium E: Heutige, durch spätere Bewegungen und anschließende Erosion geschaffene Erosion.

unterschied zwischen Lithosphärensubduktion in der Kreide und der zeitversetzten Aufschmelzung mit Magmenaufstieg im Tertiär erklären.

Diese forearc Region gerät durch die orogenetischen Vorgänge am Nordrand des Ostalpins (Subduktion des Südpenninikums, Kollision mit dem Mittelpenninischen Terrain) in zunehmende Einengung. Die kompressive Verformung geht vom Kalkalpen-Nordrand aus und setzt sich nach S fort, wobei Schwächezonen im kalkalpinen Rückland wie die Hallstätter Kanäle (TOLLMANN 1981) bereits frühe Ansatzpunkte für Ausgleichsbewegungen darstellen. Durch die Einengung der forearc Region führt die plastische Deformation zunächst zu flexurartigen Verbiegungen innerhalb des Kalkalpins, die bei stärkerer Beanspruchung durch Bruchdeformation im Bereich des Verformungsmaximums abgesichert werden. Weitere Ausgleichsbewegungen erfolgen durch Unterschiebung entlang listrischen Bewegungsbahnen und produzieren eine Deckenstapelung. Entscheidend dabei ist die Tatsache, daß mit den Flexuren eine geomorphologische Konstellation mit antiklinalen und synklinalen Bereichen geschaffen wird, wobei letztere als Depoträume synorogene Sedimente aufnehmen. Ein Erkennen dieser Zusammenhänge ist alleine dem Umstand zu verdanken, daß manche gosauische Vorkommen auf Grund ihrer Position auf höheren und höchsten Decken weit im kalkalpinen Rückland von extremer tektonischer Beanspruchung verschont geblieben sind. Damit ermöglichte die Beckenanalyse der tiefen Gosau, basierend auf Fazieskartierungen und Profiluntersuchungen eine Rekonstruktion der Beckengeometrie und des Ablaufs orogenetischer Prozesse, wie am Beispiel der Laagersdecke und der Reiteralmdedecke dargelegt wurde. Selbstverständlich ist nicht jedes Gosauvorkommen mit der Ausformung von tektonischen Einheiten involviert; dennoch sind gerade die Vorkommen mit eindeutigem Beckencharakter und Koppelung an Deckenbewegungsbahnen bezüglich ihrer tektonischen Stellung zu überprüfen.

Die Beispiele der Muttekopf-Gosau und der Gosau vom Hohen Licht (Doppelmulde von der Ellbogener Schuppe „überfahren“ – LEISS 1988) zeigen, daß diese Gosauvorkommen bei der Ausformung der jeweils höheren tektonischen Einheit voll integriert sind. Dieses Ausformungsschema ist in Abb. 17 dargestellt. Abb. 17 A zeigt den flexurartig verbogenen Untergrund aus Triaskarbonaten mit einer asymmetrischen Mulde. Im Stadium Abb. 17 B wird der Untergrund beim Übergang von der plastischen in die Bruchverformung entlang einer listrischen Bahn im Deformationsmaximum abgesichert. Bei diesem Vorgang entstehen Olistholithe, die in Olisthostromen eingebettet sind. Olisthostrome sind eine typische Bildung von intraplate-Trögen. Während Abb. 17 C und D die weitere Unterschiebung zeigen, vermittelt Abb. 17 E die heute durch die Erosion geschaffene Situation.

Der Gedanke, daß sich Decken ohne extreme Transportweiten mehr oder weniger an Ort und Stelle durch „Überfaltung“ bilden, wurde von BLUMER (1905) an Hand helvetischer Decken gezeigt. Auch HERTWECK (1961) weist darauf hin, daß Decken aus abgerissenen und überfahrenen isoklinalen Falten entstehen. Da jedoch seit AMPFERER (1906) und AMPFERER & HAMMER (1911) plattentektonische Prozesse durch „Unterströmung“ bzw. Subduktion/Subfluenz ablaufen, wird der Aspekt der Unterschiebung betont und der Begriff der Überfaltung (BLUMER 1905) zur Unter-muldung modifiziert.

7. Literaturverzeichnis

- ABBATE, E., BORTOLOTTI, V. & PASSERINI, P. (1970): Olisthostromes and Olistoliths. — *Sed. Geol.*, **4**, 521–557, 25 Abb., Amsterdam (Elsevier).
- ALLEN, J.R.L. (1965): A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. — *Sedimentology*, **5**, 89–191, Amsterdam.
- AMPFERER, O. (1906): Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. — *Jb. k.k. Geol. R.-A.*, **56**, 3/4, 539–622, 42 Abb., Wien.
- (1912): Über die Gosau des Muttekopfs. — *Jb. k.k. Geol. R.-A.* (1912), **62/2**, 289–310, 4 Abb., 2 Taf., Wien.
- (1916): Über Kantengeschiebe unter den exotischen Geröllen der niederösterreichischen Gosau-Schichten. — *Jb. Geol. R.-A.*, **66/1**, 137–138, 10 Abb., Wien.
- (1930): Beiträge zur Geologie der Muttekopfgosau. — *Verh. Geol. B.-A.*, **8**, 181–196, 9 Abb., Wien.
- (1933): Geologischer Führer für das Kaisergebirge. — *Geol. B.-A.*, 131 S., 54 Abb., Wien.
- & HAMMER, W. (1911): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. — *Jb. k.k. Geol. R.-A.*, **61**, 3/4, 531–710, 50 Abb., 3 Taf., Wien.
- & HAMMER, W. (1932): Geologische Karte der Lechtaler Alpen: Heiterwand und Muttekopfggebiet, 1:25.000. — *Geol. B.-A.*, Wien.
- & HAMMER, W. (1932): Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. — *Geol. B.-A.*, **122** S., 26 farb. Abb., Wien.
- & OHNESORGE, Th. (1909): Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. — *Jb. Geol. R.-A.*, Wien, **59**, 289–332, 28 Abb., Wien.
- BALLANCE, P.F. (1984): Sheet-flow-dominated gravel fans of the non-marine Cenozoic Simmler Formation, Central California. — *Sediment. Geol.*, **38**, 337–359, 16 Figs., Amsterdam (Elsevier).
- BILOTTE, M. (1982): Quelques biotopes a rudistes pendant le Cretace Superieur, exemples Pyrenees. — *C.R. 106^e Congr. nat. Soc. sav., Perignan 1981(I)*, 167–175, 1 Abb., 2 Tab., Paris.
- BIRKENMAJER, K. (1986): Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. — *Stud. Geol. Polonica*, **88**, 7–32, 5 Figs., Warschau.
- BLAKE, M.C. & JONES, D.L. (1974): Origin of Franciscan Melanges in Northern California. — [In:] DOTT, R.H.jr. & SHAVES, R.H. (Hrsg.): *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. — *SEPM Spec. Publ.*, **19**, 345–357, 1 Fig., 1 Tab., Tulsa.
- BLISSENBACH, E. (1954): Geology of alluvial fans in semiarid regions. — *Geol. Soc. America Bull.*, **65**, 175–190, 6 Figs., 2 Taf., New York.
- BLUMER, E. (1905): Geologische Monographie vom Ostende der Säntisgruppe. — *Beitr. geol. Kt. Schweiz*, **XVI (III)**, 518–638, 19 Abb., 5 Tab., Bern.
- BOHADSCH, J. (1782): Bericht über seine auf allerhöchsten Befehl im Jahre 1763 unternommene Reise nach den oberösterreichischen Salzkammergut. — *Abh. Privates. Böhmen*, **5**, 209–222, Prag.
- BULL, W.B. (1972): Recognition of Alluvial-Fan Deposits in the stratigraphic Record. — [In:] RIGBY, J.K. & HAMBLIN, W. K.: *Recognition of Ancient Sedi-*

- mentary Environments. — *SEPM, Spec. Publ.*, 16, 63–83, 16 Figs., 2 Tab., Tulsa.
- BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. — 168 S., 31 Figs., 17 Tab., 8 Taf., 3 Beil., Amsterdam (Elsevier).
- DEL-NEGRO, W. (1979): Der Bau der Gaisberggruppe. — *Mitt. Ges. Salz. Landesk.*, 119, 325–350, 8 Abb., Salzburg.
- DIETRICH, V. & FRANZ, U. (1978): The Gosau-Formation (northern Calcareous Alps), an example of an alpine Trench-Slope-Continental Margin. — [In:] CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (Hrsg.): *Alps, Apennines, Hellenids*. — *Int.-Union Comm. Geodynam. Sci. Rep.*, 38, 95–96, Stuttgart (Schweizerbart).
- DOUGLAS, R.G. & HEITMAN, H.L. (1979): Slope and Basin Benthic Foraminifera of the California Borderland. — [In:] DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. jr. (Hrsg.): *Geology of Continental Slopes*. — *SEPM Spec. Publ.*, 27, 231–246, 8 Figs., 2 Tab., Tulsa.
- FAUPL, P. (1984): Ein Beitrag zur Kenntnis der Walsberg-Serie bei Salzburg. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, 77, 33–36, Wien.
- & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseeerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. — *Geol. Rundschau*, 68/1, 93–120, 10 Abb., 2 Taf., Stuttgart.
- FIELD, M.E. & CLARKE, S.H. jr. (1979): Small-Scale Slumps and Slides and their Significance for Basin Slope Processes, Southern California Borderland. — [In:] DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. jr. (Hrsg.): *Geology of Continental Slopes*. — *SEPM, Spec. Publ.*, 27, 223–230, 6 Figs., Tulsa.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. — [In:] MERRIAM, D.F. (Hrsg.): *Symposium on Cyclic Sedimentation*. — *State Geol. Surv. Kansas Bull.*, 169/1, 107–149, 38 Figs., Lawrence.
- FISCHER, P. (1963): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der unteren Gosau von Brandenberg in Tirol. — *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, 4, 127–144, 2 Abb., München.
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of limestones. — 633 S., 77 Abb., 52 Taf., 58 Tab., Berlin (Springer).
- FREIMOSER, M. (1972): Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. — *Geologica Bavarica*, 66, 7–91, 8 Abb., 2 Tab., 6 Beil., München.
- FREYTET, P. (1973): Edifices récifaux développés dans un environnement détritique: Exemple des biostromes à hippurites (rudistes) du Senonien inférieur du sillon Languedocien (région de Narbonne, Sud de France). — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 13(1973), 65–76, 5 Abb., Amsterdam (Elsevier).
- FUCHS, W. (1985): Geotektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. — *Jb. Geol. B.-A.*, 127/4, 571–631, 9 Abb., 1 farb. Kt., 1:1 500 000, Wien.
- GAUPP, R. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des West-Teils der Nördlichen Kalkalpen. — Unveröff. Inaug.-Diss. TU München, 282 S., 100 Abb., 7 Tab., München.
- (1982): Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). — *Zitteliana*, 8, 33–72, 14 Abb., 3 Tab., Taf. 12–14, 1 Faltaf., München.

- (1983): Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate in den Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen). – *Zitteliana*, **10**, 155–171, 7 Abb., 2 Taf., München.
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J. (1968): Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. – *Geol. Rundschau*, **57/2**, 484–514, 12 Abb., Stuttgart.
- HERM, D. (1977): Zyklische Regressions-Sedimentation und Fossil-Vergesellschaftungen in der Gosau (Santonium) von Brandenburg/Tirol. – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **17**, 257–277, 5 Abb., München.
- (1979): Die süddeutsche Kreide – ein Überblick. – [In:] WIEDMANN, J. (Hrsg.): *Aspekte der Kreide Europas*. – IUGS Series A, **6**, 85–106, 2 Abb., Stuttgart.
- (1985): Oberkreide der Nördlichen Kalkalpen (Beispiel: Brandenberger Gosau). – *Exkursionsführer zur 55. Jahrestagung Paläont. Ges. München*, 16.–18. Sept. 1985, S. B2/38–61, Abb. 7–13, Selbstverlag Inst. Paläont. hist. Geol. München.
- , KAUFFMANN, E. & WIEDMANN, J. (1979): The age and depositional environment of the "Gosau"-Group (Coniacian–Santonian), Brandenburg/Tirol, Austria. – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **19**, 27–92, 11 Abb., Taf. 5–11, München.
- HERTWECK, G. (1961): Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpathischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien*, **12**, 3–84, 6 Taf., Wien.
- HOEDEMAKER, Ph. J. (1973): Olistostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Province of Murcia Spain). – *Scripta Geologica*, **19**, 1–207, 60 Abb., 3 Tab., 11 Beil., Leiden.
- HÖFLING, R. (1982): Exkursion D: Berchtesgaden, 1. Thema: Kreide der Nördlichen Kalkalpen, Stop 3: „Krönnerriff“, das Lattengebirge (Übersicht), Stop 6: Dalsenalp, Stop 7: Wasserfallgraben, Stop 8: Schlegelkurve. – 2. Symposium Kreide München 1.–7. Juni 1982, *Exkursionsführer*, S. 14–20, 22, 36–46, Abb. D5–7, D14–16, München.
- (1985): Faziesverteilung und Fossilvergesellschaftungen im karbonatischen Flachwasser-Milieu der alpinen Oberkreide (Gosau-Formation). – *Münchener Geowissenschaftl. Abh., Reihe A*, **3**, 206 S., 53 Abb., 18 Taf., München.
- HOOKE, R. Le B. (1967): Processes on arid-region alluvial fans. – *J. Geol.*, **75**, 438–460, 10 Abb., 5 Tab., Chicago.
- IBRAHIM, A.H.M. (1976): Biostratigraphische Untersuchungen mit planktonischen Foraminiferen in der Oberkreide des Gosau-Beckens von Eiberg (Tirol). – *Unveröff. Inaug.-Diss., Inst. Paläont. hist. Geol. München*, 170 S., 16 Abb., 1 Tab., 11 Taf., München.
- IMMEL, H., KLINGER, H.C. & WIEDMANN, J. (1982): Die Cephalopoden des Unteren Santon der Gosau von Brandenburg/Tirol, Österreich. – *Zitteliana*, **8**, 3–32, 5 Abb., 1 Tab., 11 Taf., München.
- INDEN, R.F. & MOORE, C.H. (1983): Beach environment. – [In:] SCHOLLE, P.A., BEBAOUT, D.G. & MOORE, C.H. (Hrsg.): *Carbonate depositional environments*. AAPG Mem. **33**, 211–265, 59 Abb., Tulsa.
- JACOBESHAGEN, V. (1986): *Geologie von Griechenland*. – 361 S., 112 Abb., 3 Taf., Berlin (Borntraeger).
- KAUFFMANN, E.G. & SOHL, N.F. (1974): Structure and evolution of Antillean Cretaceous rudist frameworks. – *Verh. Naturf. Ges. Basel*, **84** (Kugler-Festschrift):

- 399–467, 27 Abb., Basel.
- KIESLINGER, A. (1964): Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – 436 S., 127 Abb., 2 Beil.-Taf., Salzburg (Bergland).
- KRUMBEIN, W.E. (1969): Über den Einfluß der Mikroflora auf die exogene Dynamik (Verwitterung und Krustenbildung). – *Geol. Rundschau*, **58**, 333–363, 16 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- (1971): Biologische Entstehung von Wüstenlack. – *Umschau*, 1971/7, 240–241, 3 Abb., Frankfurt.
- KÜHN, O. (1947): Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. – *Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **156**, 181–200, Wien.
- LEISS, O. (1988a): Die Kontrolle des Sedimentationsgeschehens und der Biofazies durch evolutive orogenetische Prozesse in den Nördlichen Kalkalpen am Beispiel von Gosauvorkommen (Coniac–Santon). – *Documenta naturae*, **43**, 1–95, 72 Abb., 18 Tab., 3 Taf., München.
- (1988b): Die Stellung der Gosau (Coniac–Santon) im großtektonischen Rahmen (Lechtaler Alpen bis Salzkammergut, Österreich). – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **131/4**, 609–636, 8 Abb., 2 Tab., Wien.
- (1989): Der Bauxit und die lateritisch-bauxitischen Ablagerungen der tiefen Gosau (Turon/Coniac) in den Nördlichen Kalkalpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **140**, 137–150, 6 Abb., 3 Tab., Hannover.
- (in Vorb.): Fazies und Geodynamik der Gosau vom Muttekopf (Schwerpunkt: Oberer Sedimentkomplex/Ob.-Maastricht) sowie der überregionale Vergleich mit den Vorkommen in Wörschach, Grünbach und Guttaring. –
- LOWE, D.R. (1975): Water escape structures in coarse-grained sediments. – *Sedimentology*, **22**, 157–204, 20 Figs., Oxford (Blackwell).
- (1979): Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. – [In:] DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. (Hrsg.): *Geology of continental slopes*. – *SEPM, Spec. Publ.*, **27**, 75–82, Tulsa.
- (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – *J. Sed. Petrol.* **52/1**, 279–297, 13 Figs., Tulsa.
- MASSE, J.-P. & PHILIP, J. (1986): L'évolution des rudistes au regard des principaux événements géologiques du Crétacé. – *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **10/2**, 437–456, 3 Abb., Pau.
- MIALL, A.D. (1977): A Review of the Braided-River Depositional Environment. – *Earth Sci. Rev.*, **13**, 1–62, 15 Abb., 6 Taf., Amsterdam (Elsevier).
- MOORE, D.G. (1969): Reflection Profiling Studies of the California Borderland: Structure and Quaternary Turbidite Basins. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **107**, II + 142 S., 25 Figs., 1 Tab., 18 Taf. (4 Beil.), Boulder.
- MOORE, J.C. & KARIC, D.E. (1976): Sedimentology, structural geology, and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 1259–1268, 12 Abb., Boulder.
- MUTTI, E. (1974): Examples of ancient deep-sea deposits from circum-Mediterranean geosynclines. – [In:] DOTT, R.H. & SHAVER, R.M. (Hrsg.): *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. – *SEPM, Spec. Publ.*, **19**, 92–105, 7 Abb., Tulsa.
- NARDIN, T.R., EDWARDS, B.D. & GORSLINE, D.S. (1979): Santa Cruz Basin, California Borderland: Dominance of Slope Processes in Basin Sedimentation. –

- [In:] DOYLE, L.J. & PILKEY, O. jr. (Hrsg.): *Geology of Continental Slopes*. – SEPM, Spec. Publ., 27, 209–222, 10 Figs., Tulsa.
- , HEIN, F.J., GORSLINE, P.S. & EDWARDS, B.D. (1979): *A Review of Mass Movement Processes, Sediment and Acoustic Characteristics, and Contrasts in Slope and Base-of-Slope Systems Versus Canyon-Fan-Basin Floor Systems*. – [In:] DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. (Hrsg.): *Geology of Continental Slopes*. – SEPM, Spec. Publ., 27, 61–73, 3 Tab., Tulsa.
- NILSEN, T.H. (1982): *Alluvial Fan Deposits*. – [In:] SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. (Hrsg.): *Sandstone Depositional Environments*. – AAPG Mem., 31, 49–86, 52 Abb., Tulsa.
- OBERHAUSER, R. (1968): *Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum*. – Jb. Geol. B.-A., 111, 115–145, 2 Abb., 2 Taf., Wien.
- (1980): *Der geologische Aufbau Österreichs*. – 695 S., 164 Abb., Wien (Springer).
- PIPER, D.J.W., HUENE, R.v. & DUNCAN, J.R. (1973): *Late Quaternary sedimentation in the active Eastern Aleutian Trench*. – *Geology*, 1, 19–22, 7 Abb., Boulder.
- PHILIP, J. (1972): *Paleoecologie des formations a rudistes du Cretace superieur – l'exemple du sud-est de la France*. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 12, 205–222, 4 Abb., Amsterdam.
- (1983): *Le Campanien et le Maastrichtien a rudistes et grands foraminiferes de Quatredonda (Province de Valence, Espagne): une clef pour la biozonation et les correlations stratigraphiques dans le domaine mesogeen*. – *Geol. Mediterr.*, 10/ (3–4), 87–98, 4 Abb., 1 Taf., Marseille.
- PLÖCHINGER, B. (1973): *Erläuterungen zur geologischen Karte des Wolfgangseegebietes 1:25.000*. – *Geol. B.-A.*, 92 S., 16 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien.
- POLSAC, A. (1981): *Upper cretaceous biolithic complexes in a subduction zone: Examples from the Inner Dinarides, Yugoslavia*. – [In:] TOOMEY, D.F. (Hrsg.): *European fossil reef models*. – SEPM, Spec. Publ., 30, 447–472, 19 Figs., Tulsa.
- PREY, S. (1980): *Erläuternde Beschreibung des Nordteiles der geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg, 1:50.000. Flyschzone, Walserbergserie, Gosau im Nordrand der Kalkalpen und Quartär*. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1980/3, 281–325, 2 Abb., Wien.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1977): *Depositional sedimentary environments*. – 1. Aufl., 439 S., 579 Abb., Berlin (Springer).
- & SINGH, I.B. (1980): *Depositional environments*. – 2. Aufl., 549 S., 683 Abb., Berlin (Springer).
- RICHTER, W. (1937): *Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide*. – *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, 16, 59–84, 3 Abb., Hamburg.
- SANDER, B. (1917): *Notizen zu einer vorläufigen Durchsicht der von O. AMPFERER zusammengestellten exotischen Gerölle der nordalpinen Gosau*. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, 1917, 138–142, Wien.
- SCHLAGER, W. & CHERMARK, A. (1979): *Sediment Facies of Platform-Basin Transition, Tongue of the Ocean, Bahamas*. – [In:] DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. jr. (Hrsg.): *Geology of Continental Slopes*. – SEPM, Spec. Publ., 27, 193–207, 32 Figs., 1 Tab., Tulsa.
- SCHULZ, O. (1952): *Neue Beiträge zur Geologie der Gosau-Schichten des Brandenberger Tales (Tirol)*. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 95/1, 1–98, 10 Abb., 1 Tab.,

- 1 Kt., Stuttgart.
- STANLEY, D.J. & UNRUG, R. (1972): Submarine Channel Deposits, Fluxorturbidites and other Indicators of Slope and Base-of-slope Environments in Modern and Ancient Marine Basins. — [In:] RIGBY, J.K. & HAMBLIN, Wm.K. (Hrsg.): Recognition of Ancient Sedimentary Environments. — SEPM, Spec. Publ., 16, 287–340, 40 Abb., Tulsa.
- STAUFFER, P.H. (1967): Grain-flow deposits and their Implications, Santa Ynez Mountains, California. — J. Sediment. Petrol., 37/2, 487–508, 17 Figs., Tulsa.
- STOW, D.A.V. (1986): Deep clastic seas. — [In:] READING, H.G. (Hrsg.): Sedimentary environments and facies. — 399–444, 45 Figs., 3 Tab., Oxford (Blackwell).
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums, Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. — 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. — 449 S., 130 Abb., separater Tafelband, 7 Taf., Wien (Deuticke).
- (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.
- (1986): Geologie von Österreich. — Bd. III, 718 S., 145 Abb., Wien (Deuticke).
- (1987): Late Jurassic/Neocomian gravitational tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. — [In:] FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. — S. 112–125, 6 Figs., Wien (Deuticke).
- WEIDICH, K.F. (1984a): Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtfauuna der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman–Untercampan) der Bayerischen Alpen. — Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh., N.F., 162, 151 S., 51 Abb., 21 Taf., München.
- (1984b): Über die Beziehungen des „Cenomans“ zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. — Geol. Rundschau, 73/2, 517–566, 11 Abb., Stuttgart.
- (1984c): Stratigraphie der Branderfleck-Schichten (Untercenoman–Untercampan) in den Bayerischen Kalkalpen. — Schriftenr. Erdwiss. Komm., österr. Akad. Wiss., 7, 221–261, 13 Abb., 4 Taf., Wien.
- WHITAKER, J.H. McD. (1974): Ancient submarine canyons and fan valleys. — [In:] DOTT, R.R. & SHAVER, R.M. (Hrsg.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. — SEPM, Spec. Publ., 19, 106–125, 3 Figs., 1 Tab., Tulsa.
- WOLETZ, G. (1967): Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. — Geol. Rundschau, 56, 308–320, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- WOPFNER, H. (1954): Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Mutterkopf-Gebietes (Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 100/1, 11–82, 9 Fig., 5 Abb., 3 Profile, 5 Diagr., Stuttgart.

