

Schichtfolge und Fazies der Gosau von Lilienfeld
(Oberkreide; niederösterreichische Kalkvoralpen)

von

Michael WAGREICH

mit 5 Abb., 1 Tab. und 1 Beil.

Anschrift des Verfassers
Michael Wagreich
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7/III
A-1010 Wien

Inhalt

1. Zusammenfassung	20
Summary	21
2. Einleitung	21
3. Lage und Gliederung der Gosau von Lilienfeld	22
4. Die Tiefere Gosau	22
4.1. Basiskonglomerate	24
4.2. Marine Sandsteine und Konglomerate	26
4.3. Interpretation des sedimentären Environments	26
5. Nierentaler Schichten	27
5.1. Zur stratigraphischen Einstufung der Nierentaler Schichten	28
5.2. Lithofazies der Nierentaler Schichten	29
5.3. Der Sedimentationsbereich der Nierentaler Schichten	29
6. Karbonatbreccien-Serie	29
6.1. Lithofazies der Karbonatbreccien	30
6.2. Sedimentäres Environment der Karbonatbreccien	30
7. Höllgrabenschichten	31
7.1. Zur stratigraphischen Stellung der Höllgrabenschichten	31
7.2. Die lithofazielle Ausbildung der Höllgrabenschichten	31
7.2.1. Sandsteine und Konglomerate	31
7.2.2. Pelite	32
7.3. Zusammensetzung des terrigenen Materials	32
7.4. Ablagerungsbedingungen und Sedimentationsmodell	33
8. Die Lilienfelder Gosau im Vergleich mit benachbarten Gosauvorkommen des Hochbajuvarikums	35
8.1. Tiefere Gosau	35
8.2. Flyschgosau	35
Dank	36
9. Literatur	36

1. Zusammenfassung

Das auf der Lunzer Decke gelegene Oberkreidevorkommen von Lilienfeld konnte in vier lithofazielle Einheiten gegliedert werden.

Der liegende Abschnitt der Tieferen Gosau umfaßt Santon bis fragliches Campan. Die bis zu 100 m mächtigen, exotikaführenden Basiskonglomerate werden als Ablagerungen eines alluvialen Schwemmfächers mit Schüttung aus N interpretiert. Darüber folgen geringmächtige Fan-Delta-Sedimente. In den Schwermineralspektren dominieren Chromspinell und Zirkon.

Nierentaler Schichten des Campans folgen diskordant über der Tieferen Gosau. Die bunten Kalkmergel mit planktonischen Foraminiferen werden einem bathyalen Hangbereich zugeordnet. Eingeschaltete Breccien- und Sandsteinbänke zeigen Transportrichtungen aus S. Chromspinell ist das dominierende Schwermineral. Die folgende Karbonatbreccienserie markiert einen Zeitraum tektonischer Unruhe im höheren Obercampan bis beginnenden Maastricht.

Die Turbiditfazies der Höllgrabenschichten des Maastrichts wird als Ablagerung

eines mittleren Tiefseefächer–Abschnittes interpretiert. Rinnenfüllungszyklen mit Konglomeraten und amalgamierten Sandsteinbänken sowie mächtige Mergelintervalle sind kennzeichnend. Paläoströmungsdaten zeigen Transport aus S. Die Schwermineralspektren führen Granat und Chromspinell.

Vergleichbare Entwicklungen benachbarter Gosauvorkommen lassen auf eine weitgehend übereinstimmende Entwicklung der Oberkreide des östlichen Hochbajuvarikums schließen.

Summary

The Upper Cretaceous "Gosau"-sequence of the area around Lilienfeld (Eastern part of the Northern Calcareous Alps) is divided into four lithostratigraphic units. The basal conglomeratic unit of the Lower Gosauian Complex (Santonian – ? L. Campanian) is interpreted as an alluvial-fan – fan-delta depositional system. Conglomerates of a stream-dominated alluvial fan (Basiskonglomerate) are overlain by conglomerates and sandstones bearing marine bioclasts. These sediments are attributed to marine reworking of fluvial gravel deposits. Exotic material, mainly porphyres and ophiolitic detritus, came from a vanished source area in the north.

The Nierental Formation (M.–U. Campanian) rests disconformably on the folded Lower Gosauian Complex. It consists of variegated marls and marly limestones of a bathyal slope environment. Locally, breccias and thin turbiditic sandstone layers are intercalated. Chrome spinel is the dominating heavy mineral. Deposition of breccia-masses on local submarine talus fans marks a period of intensified tectonic activity at the Campanian–Maastrichtian-boundary.

The Maastrichtian Höllgraben Formation records the deposition on a rather small deep-sea fan. Thinning- and fining-upward-sequences consisting of conglomerates, thick sandstone layers without BOUMA-sequence, thin classic turbidites and thick marl-beds are characteristic features of a mid-fan-environment with channels and interchannel areas. There is evidence of deposition below the CCD. Flute casts indicate a north-dipping paleoslope. Garnet is the dominating heavy mineral, but chrome spinel is also present, especially in the lower part of the Höllgraben Fm.

In comparison with the Gosau-successions of the Weyerer Bögen and the Gießhübl area a uniform tectonical and lithofacial evolution of the Gosau Group in the north-eastern part of the Northern Calcareous Alps is proposed.

2. Einleitung

Die Gosau von Lilienfeld ist ein kleines Oberkreidevorkommen in der westlichen Fortsetzung des Gosaustreifens von Gießhübl und Alland (vgl. Abb. 1). Es liegt im Bereich der Kartenblätter 56 (St. Pölten) und 74 (Hohenberg) der Österreichischen Karte 1 : 50.000.

Ausgehend von einer Kartierung des Gosaubereiches im Maßstab 1 : 10.000 (WAGREICH, 1983) wurde versucht, dieses Gosauvorkommen in stratigraphischer und fazieller Hinsicht zu gliedern. Dabei konnte auf die Arbeiten von BITTNER (1901), SPENGLER (1928), NEUBAUER (1949), OBERHAUSER (1963) und ERKAN (1970, 1973) zurückgegriffen werden.

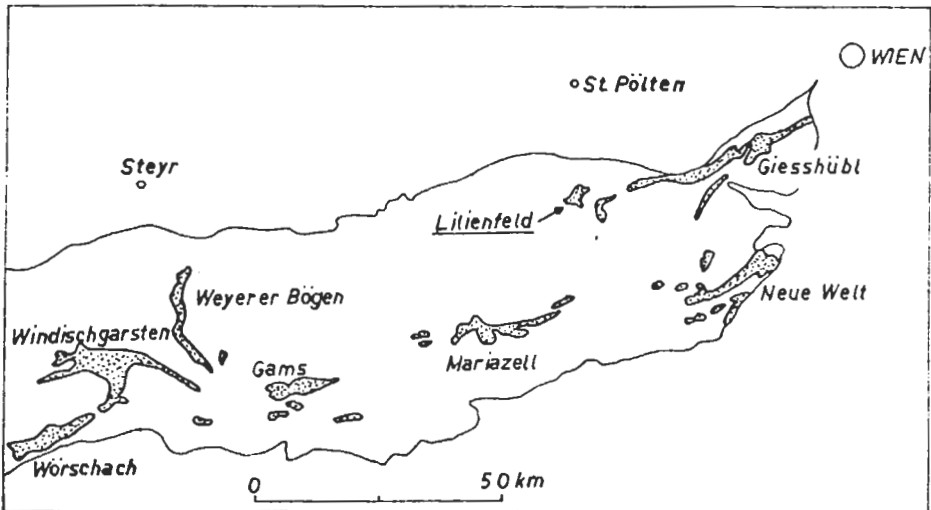


Abb. 1: Übersichtsskizze der Gosauvorkommen im Ostteil der Nördlichen Kalkalpen (Gosau – gepunktete Bereiche).

Insbesondere für die Interpretation und Korrelation oberkretazischer Konglomeratserien war und ist der Lilienfelder Bereich von wesentlicher Bedeutung (vgl. ERKAN, 1970).

3. Lage und Gliederung der Gosau von Lilienfeld

Die Oberkreideschichtfolge von Lilienfeld erreicht eine Gesamtmächtigkeit von über 300 m. Sie bildet einen N–S-streichenden Höhenzug östlich und südlich Lilienfelds zwischen dem Traisental und dem Muckenkogel. Das Gebiet gliedert sich in die Bereiche der Vordereben (E–SE), der Klostereben (S) und der Hintereben (S-Rand).

Die Gosau liegt diskordant auf einer gefalteten und verschuppten Trias- bis Unterkreideschichtfolge der Lunzer Decke auf. Nachgosauisch wurden Reisalpendecke und Sulzbachdecke (sensu TOLLMANN, 1967) aufgeschoben, womit sich die Erhaltung der Oberkreide an der Front des Ötscher–Deckensystems erklärt (vgl. Beil.).

Innerhalb der Gosau konnten vier kartierbare lithostratigraphische Einheiten unterschieden werden (Abb. 2): Über der liegenden Tieferen Gosau (Gosau i. e. S. nach TOLLMANN, 1976: 403; "first sedimentary phase" nach BUTT, 1981; "Lower Gosauian Complex" nach FAUPL et al., in Vorb.) liegt eine Abfolge mit Nierentaler Schichten, einer Karbonatbreccienserie und einer hangenden Turbiditfazies, den Höllgrabenschichten (Gosau i. w. S. nach TOLLMANN, 1976; "Upper Gosauian Complex" nach FAUPL et al., in Vorb.). Diese vier Einheiten stehen zueinander in diskordanter Beziehung.

4. Die Tiefere Gosau

Der Begriff der "Tieferen Gosau" faßt jene Gesteinsserien zusammen, die diskor-

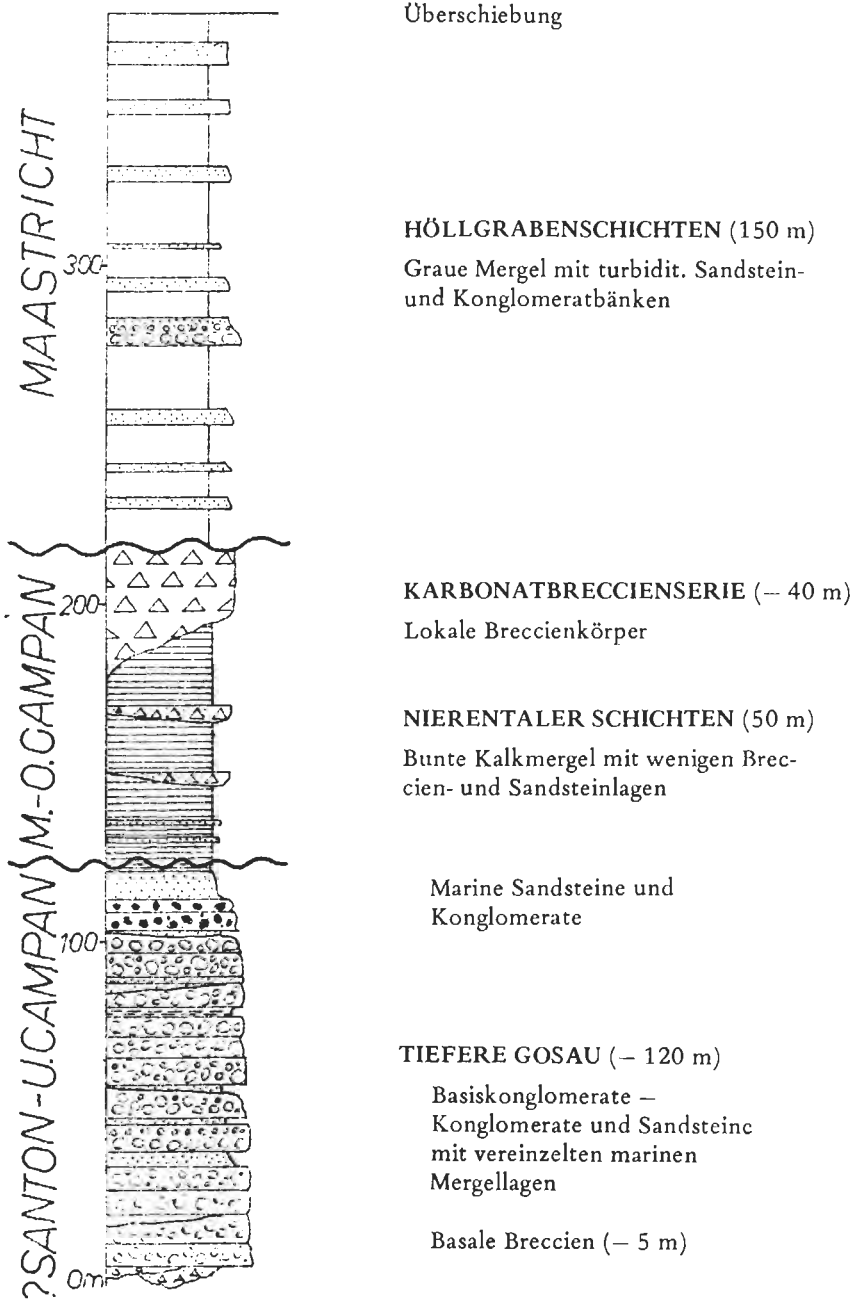


Abb. 2: Schematisches Idealprofil der Gosauschichtfolge von Lilienfeld.

dant auf dem vorgosauischen Untergrund aufliegen und ihrerseits diskordant von Nierentaler Schichten überlagert werden. Dieser Schichtkomplex erreicht seine maximale Mächtigkeit von 120 m im Bereich der Vordereben (Aufschlüsse an der Forststraße zum Gehöft Leopoldsöder), gegen S wird die Abfolge geringmächtiger (vgl. ERKAN, 1970:114).

Innerhalb der Tieferen Gosau konnten zwei Faziesbereiche unterschieden werden:

1. Mächtige Basiskonglomerate mit sehr seltenen marinen Mergel einschaltungen.
2. Marine Sandsteine und Konglomerate von geringer Mächtigkeit, vorwiegend im Hangenden der Basiskonglomerate erhalten.

Eine genaue stratigraphische Einstufung dieser grobdetritären Sedimente ist kaum möglich. ERKAN (1973:72) berichtet von einer Mergellage unterhalb der Konglomerate mit *Globotruncana lapparenti*, *G. fornicata* und *G. coronata*. Im Hangenden der marinen Sandsteine konnte eine spärliche Fauna mit Globotruncanen der *lapparenti*- und der *fornicata*-Gruppe gefunden werden. Diese dürtigen Faunen weisen auf Santon bis Campan hin (BUTT, 1981; ROBASZYNSKI et al., 1984). Das Fehlen von Globotruncanen der *elevata*-Gruppe würde eher gegen Campan sprechen.

4.1. Basiskonglomerate

Die basale Konglomeratabfolge wurde von ERKAN (1970, 1973) als „Lilienfelder Konglomerat“ bezeichnet. Oft sind geringmächtige Breccien aus Lokalmaterial an der Basis vorhanden.

Die Konglomerate sind komponentgestützt und meist schlecht sortiert. Die durchschnittliche Geröllgröße liegt bei wenigen Zentimetern, vereinzelt treten Komponenten bis 30 cm auf. Die sandig-feinbrecciöse Matrix ist rotgefärbt.

Die Konglomerate erscheinen ungeschichtet bis grob gebankt (Lithofazies Gm nach MIALL, 1977 bzw. RUST, 1979). Selten treten großformatige Schrägschichtungen auf (Lithofazies Gp, Gt). Imbrikationen sind meist nur schwach ausgebildet.

Eingeschaltet in den Konglomeratabfolgen sind bis zu zwei Meter mächtige, lateral auskeilende Sandsteinlagen. Ebene Lamination (Fazies Sh) und ebene sowie trogförmige Schrägschichtungen (Fazies Sp, St) sind kennzeichnend für diese Sandsteine. Sehr selten sind Feinsandsteine mit Strömungsrippeln (Fazies Sr) oder rötliche Pelite (Fazies Fl oder Fsc) im Hangenden von Sandsteinbänken erhalten. Eine komplette Abfolge von groben Konglomeraten zu Sandsteinen und Peliten konnte gefunden werden.

Vereinzelt finden sich in den Konglomeratabfolgen bis 1 m mächtige, graue Mergellagen mit Foraminiferen.

Den Geröllbestand der Basiskonglomerate dominieren karbonatische Gesteinsfragmente aus der kalkalpinen Schichtfolge. Häufig finden sich aber auch exotische Gerölle wie Quarzporphyre, schwach- und mäßig metamorphe Quarzite und Quarz-Feldspat-Hellglimmer(-Chlorit)-Aggregate (vgl. ERKAN, 1970, 1973). Der Chemismus der Quarzporphyre zeigt mit SiO₂-Gehalten um 75 % und hohen K₂O-Gehalten um 7 % Ähnlichkeiten zu Quarzporphyrgeröllen der Gosau von Kössen (DIETRICH & FRANZ, 1976). Daneben treten Orbitulinen-führende Kalkgerölle im N-Bereich der Vordereben auf (ERKAN, 1973:74).

Die Schwermineralspektren aus Sandsteinen der Basiskonglomerate dominieren Zirkone (abzuleiten aus den Porphyren) und Chromspinell (vgl. Tab. 1).

	Zirkon	Turmalin	Rutil	Apatit	Granat	Chloritoid	Chrom- spinell	Andere SM
1. Höllgrabenschichten								
1.1. Hangender Anteil (8 Proben)	3 (1-6)	7 (2-16)	9 (3-25)	9 (1-21)	63 (30-81)	3 (1-6)	4 (0-13)	1 (0-2)
1.2. Basaler Anteil (3 Proben)	9 (7-10)	12 (8-16)	5 (4-7)	5 (1-8)	34 (31-37)	3 (2-6)	29 (24-38)	3 (0-7)
2. Nierentaler Schichten (6 Proben)	13 (5-26)	11 (4-21)	6 (3-8)	6 (1-15)	4 (2-9)	1 (0-2)	60 (48-74)	-
3. Tiefere Gosau (7 Proben)	27 (12-46)	17 (8-29)	12 (1-24)	9 (2-21)	2 (0-7)	-	34 (17-73)	-

Korngrößenspektrum: 0,4 – 0,063 mm

Tabelle 1: Die Schwermineralführung von Sandsteinen der Lilienfelder Gosauschichten
(Mittelwerte und Variationsbreite in Kornprozent)

4.2. Marine Sandsteine und Konglomerate

Marine Schichten sind rudimentär mit Mächtigkeiten bis 20 m über den Basiskonglomeraten erhalten (z. B. Vordereben NW' Leopoldsöder, im Höllgraben oder am Südrand der Hintereben).

Der liegende Abschnitt dieses Komplexes ist durch graue oder bräunliche, dicht gepackte Konglomerate mit Klasten bis maximal 10 cm gekennzeichnet. Wenige miliolide Foraminiferen, Bohrspuren an Karbonatgeröllen und Rudistenbruchstücke lassen auf einen marinen Ablagerungsraum schließen.

Gegen das Hangende gehen die Konglomerate in graue, geschichtete Grobarenite und bimodale, vereinzelt geröllführende fein- bis mittelkörnige Sandsteine über. Charakteristisch ist der hohe Anteil an Biogendetritus dieser Sandsteine (Rotalgen, benthonische Foraminiferen, Bryozoenreste, Bivalvenschalen, Schwammnadeln und Echinodermen). In feinkörnigen Sandsteinen des Hangendbereiches finden sich vereinzelt planktonische Foraminiferen.

Das terrigene Material dieser Serie ist dem der Basiskonglomerate vergleichbar. Einzelne Sandsteinlagen sind durch gehäuftes Auftreten von Chloritserpentinkörnern gekennzeichnet (ophiolithischer Detritus vergl. DIETRICH & FRANZ, 1976). Die Schwermineralspektren dieser Sandsteine führen hohe Chromspinellgehalte (Tab. 1).

4.3. Interpretation des sedimentären Environments

Die Basiskonglomerate der Tieferen Gosau repräsentieren eine fluviatile Grobfazies mit sehr seltenen marinen Mergelzwischenlagen. Die Korngröße und Zurundung der Gerölle läßt kurze Transportweiten unter 10 km vermuten.

Die Lithofazies Gm nach MIALL (1977) dominiert die Abfolgen. Diese Fazies wird als Ablagerung longitudinaler Kiesbänke eines Grobfracht-führenden "braided-stream"-Sedimentationsmilieus interpretiert. Zyklen von Konglomeraten zu schräggeschichteten Sandsteinen und roten Peliten (vgl. Abb. 3) können Rinnenfüllungen dieser groben Flußfazies zugeordnet werden.

Konglomerate mit fehlender Internschichtung oder Imbrikation und polymodaler Korngrößenverteilung ohne deutlichen Korngrößenunterschied zwischen Matrix und Geröllen könnten auch als Ablagerungen aus hochenergetischen Schichtfluten (BALLANCE, 1984) oder Schuttströmen angesehen werden.

Die beschriebenen Konglomeratabfolgen entsprechen dem Scott-Modell im Einteilungsschema von braided-rivers nach MIALL (1977). Diese Fazies tritt in mittleren bis distalen Bereichen alluvialer Schwemmfächer auf, wobei das Fehlen echter Schlammströme gegen ein arides oder semiarides Paläoklima spricht. Gegen S (Hintereben) werden die Abfolgen reicher an Sandsteinen und markieren möglicherweise den Übergang der Schwemmfächerfazies in eine proximale braidplain-Sedimentation. Vergleichbare Konglomeratbildungen aus der Wörschacher Gosau beschrieb POBER (1983, 1984).

Der Übergang der Basiskonglomerate in marine Schichten vollzieht sich graduell. Die alluviale Schüttung erfolgt direkt in den marinen Bereich, in dem nur geringe Aufarbeitungsprozesse stattfinden. Derartige Faziesübergänge können als "coastal alluvial fan" (RUST, 1979:10) oder als "fan-delta" (z. B. WESCOTT & ETHRIDGE, 1980) bezeichnet werden. Ähnliche alluvial-flachmarine Übergangsserien finden sich auch

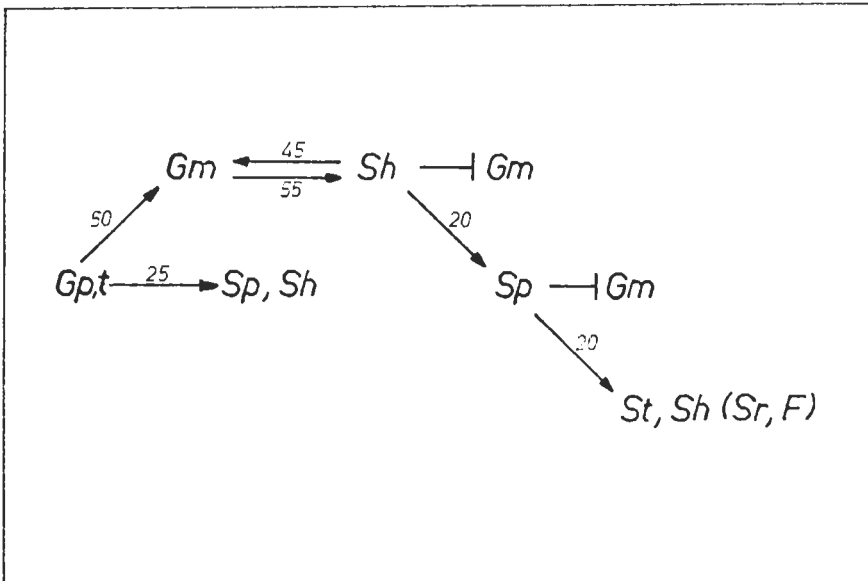


Abb. 3: Vertikale Lithofazieszyklen innerhalb der Basiskonglomerate, beruhend auf Markov-Ketten-Analyse. Faziescode nach MIALL, 1977 und RUST, 1979. (Erläuterungen siehe Text). Pfeile bedeuten Faziesübergänge, die jeweiligen Zahlen geben die Häufigkeit des Auftretens in % an. Senkrechte Striche kennzeichnen bevorzugte Erosionskontakte.

in anderen Gosauvorkommen wie im Krappfeld (HERRMANN & WASCHER, 1972), in Wörschach (POBER, 1984) und in Gosau (KOLLMANN in PLÖCHINGER, 1982; WAGREICH, im Druck). Die marinen Konglomerate und Sandsteine entsprechen dabei dem Übergangsbereich zwischen dem alluvialen Schwemmfächer und vollmariner Seichtwassersedimentation (vgl. schematisches Modell in Abb. 4). Nach WESCOTT & ETHRIDGE (1980:394) entstehen marine Grobsedimente an erosiven Konglomeratstränden durch Aufarbeitung alluvialer Geröllbänke.

Das Abnehmen der groben Schüttung gegen das Hangende und das Auftreten planktonischer Foraminiferen zeigt zunehmend landfernere Bedingungen des Sedimentationsraumes.

Aus den geringeren Mächtigkeiten und Korngrößen der Basiskonglomerate gegen S schloß ERKAN (1970:114; 1973:94 f.) auf Schüttung der Gerölle aus dem Norden. Die Messungen fluviatiler Schrägschichtungen bestätigen den Transport aus einem nördlichen bis westlichen Sektor.

5. Nierentaler Schichten

Über der Tieferen Gosau folgen mit deutlicher Winkeldiskordanz die Nierentaler Schichten. Diese Diskordanz ist an der Forststraße 100 m S' Leopoldsöder (Vordereben) und an der Straße auf die Klostereben, Kote 600, aufgeschlossen. Selten liegen Nierentaler Schichten direkt auf vorgosauischem Untergrund auf wie am SW-Rand der Hintereben.

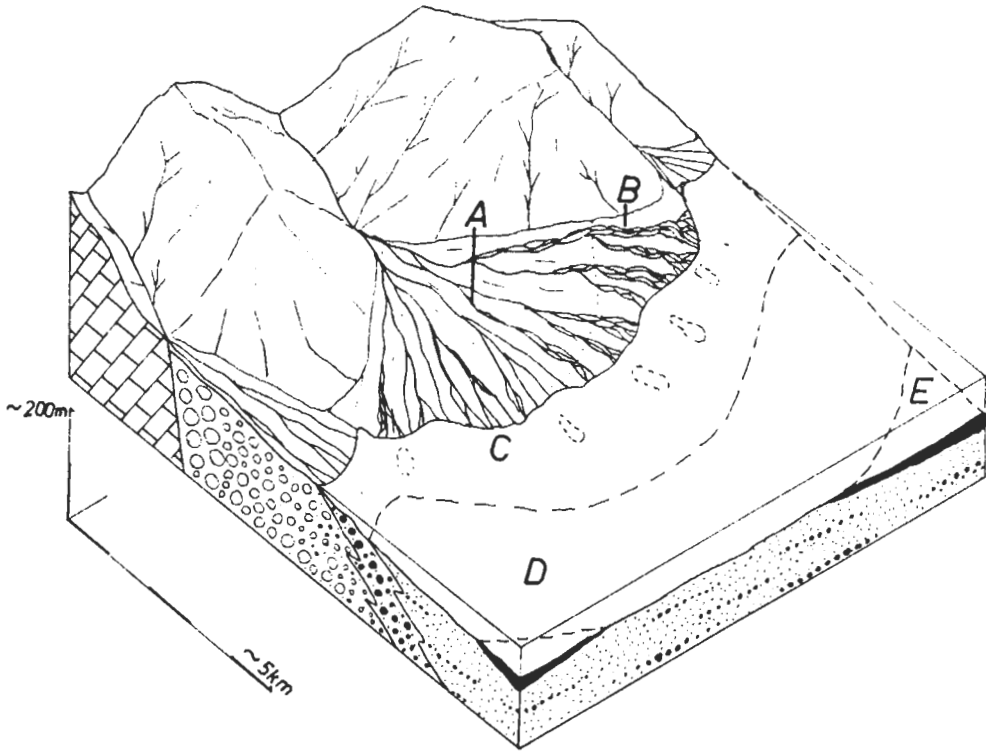


Abb. 4: Stark schematisiertes Modell des Ablagerungsraumes der Gesteine der Tieferen Gosau von Lilienfeld (Mächtigkeiten nicht maßstäblich) (A) Grobe Konglomerate (Kiesbank-, ? Schichtflutfazies) eines alluvialen Schwemmfächers. (B) Konglomerate mit häufigeren Sandsteinlagen (Kiesbank- und Rinnenfüllungsfazies) eines distalen Schwemmfächers mit möglichen Übergängen zu einer Braid-plain. (C) Marine Konglomerate mit Biodetritus (z. T. grobe Strandfazies) eines Fan-Deltas, übergehend in (D) Biodetritus-reiche Sandsteine mit einzelnen Geröllagen (seichtmarine Arenitfazies). (E) Biogenreiche Feinsandsteine mit planktonischen Foraminiferen (Übergangsbereich zu Schelfmergelfazies).

5.1. Zur stratigraphischen Einstufung der Nierentaler Schichten

Zur Alterseinstufung der Nierentaler Schichten des Bereiches von Lilienfeld liegen Daten von OBERHAUSER (1963) – Obersanton bis Campan – und ERKAN (1970) – Obercampan bis fragliches Maastricht – vor. Die Foraminiferenfaunen (u. a. mit *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *G. stuartiformis* (DALBIEZ), *Rosita fornicata* (PLUMMER) und *R. patelliformis* (GANDOLFI) erlauben eine Einstufung in das Campan, wobei oberes Campan wahrscheinlich ist („ventricosa“- und „calcarata“-Zonen nach ROBASYNSKI et al., 1984). Nannofloren aus dem hangenden Abschnitt der Nierentaler Schichten bestätigen nach H. STRADNER das Campanalter mit *Broinsonia parca* und sprechen gegen Maastricht.

5.2. Lithofazies der Nierentaler Schichten

Harte, stückige Mergel und Mergelkalke mit Karbonatgehalten von 55 bis 80 % dominieren die Abfolgen der Nierentaler Schichten. Sie sind von grauer bis violetter oder roter Färbung. Die primär vorhandene Lamination kann durch Bioturbationserscheinungen zerstört werden. Vereinzelt finden sich Schalenbruchstücke von Inoceramen und Crinoidenstielglieder. Im Einteilungsschema von WILSON (1975) entsprechen die Mergel dem Standardmikrofaziestyp 3 – pelagische Mud- oder Wackestones mit planktonischen Foraminiferen.

In diesen Mergeln treten sowohl Einschaltungen von Breccienbänken als auch von turbiditischen Sandsteinen auf.

Die Sandsteinbänke sind bis zu 20 cm dick und entsprechen BOUMA-Abfolgen ohne deutlichen T_a-Abschnitt. Derartige „distale“ Turbiditbänke mit mächtigeren Mergelzwischenlagen sind auf der Vordereben im liegenden Anteil der Nierentaler Schichten aufgeschlossen. Den Kornbestand dominieren karbonatische Gesteinsfragmente und lagenweise gehäufte Foraminiferenschalen. In den Schwermineralspektren (Tab. 1) fällt der hohe Chromspinellgehalt von 60 % auf.

Die Breccienbänke innerhalb der Nierentaler Schichten zeigen korngestützte Gefüge. Gradierungen oder Imbrikationen fehlen. Dolomitkomponenten überwiegen den Kornbestand. Zwischen den Klasten ist eine mikritische Mergelmatrix vorhanden, die teilweise zu neomorphen Sparit rekrystallisiert ist. Über jeder Breccienbank folgt eine geringmächtige Sandsteinlage mit unvollständiger BOUMA-Zyklus, deren Kornbestand und Schwermineralspektrum den beschriebenen „distalen“ Turbiditbänken gleicht.

5.3. Der Sedimentationsbereich der Nierentaler Schichten

Die pelitische Karbonatsedimentation mit planktonischen Foraminiferen und Coccolithen läßt auf einen niedrigerenergetischen, pelagischen Ablagerungsraum schließen. Der hohe Planktonanteil der Mikrofaunen (> 80 %) weist auf tieferes Wasser des oberen bis mittleren Bathyals nach BUTT (1981:57) hin.

Die Breccienbänke werden auf mass-flow-Phänomene in einem Hangbereich zurückgeführt. Die Sandsteinlagen im Hangenden der Breccienbänke sowie die „distalen“ Turbiditbänke lassen Sedimentation aus dem turbiditischen „Schwanz“ im Gefolge subaquatischer Schuttströme vermuten. Die Grobfazies ist als lokale Sedimentation von Schuttkörpern anzusehen, die ihre Entstehung möglicherweise Störungen im Hangbereich verdanken. Ein Indiz für ein nordgerichtetes Paläogefälle ist der Wechsel von über 1 m mächtigen Breccienbänken im Klosterebenbereich zu dünnen Breccienlagen und „distalen“ Sandsteinbänken nur 2 km weiter im N (Vordereben). Der Chromspinellreichtum der Schwermineralspektren weist auf das Problem eines kalkalpeninternen Liefergebietes ultrabasischen Materials im Süden hin (vgl. SAUER, 1980; FAUPL, 1983).

6. Karbonatbreccienserie

Über den Nierentaler Schichten sind auf der Vordereben (S' Leopoldsöder bis Großriegler) und im Gebiet der Klostereben (S' Grub) diskordant streichende, bis

zu 40 m mächtige Breccienkörper aufgeschlossen. Auch der Sandsteinkomplex der Hintereben wird diesem Breccienniveau zugeordnet.

NEUBAUER (1949) faßte die Breccien mit den überlagernden turbiditischen Höllgrabenschichten unter dem Begriff „Himmel Schichten“ zusammen.

Auf Grund der Position zwischen Nierentaler Schichten und Höllgrabenschichten kann für die Breccien eine stratigraphische Reichweite von höherem Obercampan bis unterem Maastricht angenommen werden. Vereinzelt Globotruncanenfundamente aus der Breccienmatrix widersprechen dieser Einstufung nicht.

6.1. Lithofazies der Karbonatbreccien

Die Breccien gleichen in ihrem Erscheinungsbild den Breccienbänken der Nierentaler Schichten. Allerdings fehlen Sandstein- oder Mergelzwischenlagen.

Die Breccien sind komponentgestützt. Bankungen im dm- bis m-Bereich sind typisch. Nur selten treten aufrechte oder inverse Gradierungen auf. Im Basisbereich sind größere, aufgearbeitete Klaster (> 30 cm) von Nierentaler Schichten häufig.

Die Matrix der Breccien ist mergelig, z. T. stark rekristallisiert. Den Komponentenbestand dominieren Dolomite (Hauptdolomit) und andere Gesteine des Untergrundes. Siliziklastisches Material tritt nur untergeordnet auf.

Nur in einem aufgelassenen Steinbruch E' Leopoldsöder (Punkt L5 bei ERKAN, 1973) konnten Quarzporphyrgerölle im basalen Abschnitt der Karbonatbreccienserie gefunden werden. Die Quarzporphyre zeigen Umlagerungserscheinungen (zerbrochene Gerölle). Auch ERKAN (1973: 91) leitet einen Teil dieser Prophyre aus den Basiskonglomeraten durch Wiederaufarbeitung ab. Somit ist diese Breccie nur schwer einem überregional ausgebildetem „Krampener Konglomerat“ der Gosauschichten zuzuordnen.

Eine Sonderstellung in bezug auf Fazies und Kornbestand nimmt der Sandsteinzug der Hintereben (E'Neuhoferkapelle) ein. Dabei handelt es sich um Kalkarenite mit Seichtwasser-Biogendetritus und Echinodermenschutt. Charakteristisch sind Mikritsäume um Komponenten. Möglicherweise ist dieser schlecht aufgeschlossene Sandsteinkomplex als eine eingegliederte Großscholle innerhalb der Breccienserie zu interpretieren. Vergleichbare Schollen von Seichtwasser-Kalkareniten der Tieferen Gosau wurden von FAUPL (1983) aus den breccienreichen Spitzenbachschichten der Gosau der Weyerer Bögen beschrieben.

6.2. Sedimentäres Environment der Karbonatbreccien

Aus der lokalen Verbreitung, den lateral wechselnden Mächtigkeiten und dem Überwiegen von karbonatischem Grobshutt mit schlechter Rundung kann auf begrenzte Sedimentationsbereiche submariner Schuttfächer geschlossen werden. Die Ausbildung der Breccien entspricht den in Kontinentalhangbereichen auftretenden "debris sheets" nach DAVIES (1977). Breccienbildungen in einem Hangbereich entstehen bevorzugt an Störungen oder Bruchtreppen insbesondere in Zeiträumen tektonischer Unruhe (vgl. z. B. FÜCHTBAUER & RICHTER, 1983). Dabei kommt es zur Ablagerung lokaler Schuttkörper mit geringen Transportweiten des groben Materials. Suspensionsströme, wie sie bei der Ablagerung von Grobklastika im Sedimentationsraum submariner Fächer auftreten, sind hier kaum am Transport betei-

ligt. Eine direkt vergleichbare Fazies stellen die Spitzenbachschichten der Gosau der Weyerer Bögen dar, die von FAUPL (1983) einer Sedimentationsphase der aktiven Beckenumgestaltung an einem durch Bruchtreppen gegliederten Hang zugeordnet werden. Inwiefern die einsedimentierten Kalkarenitschollen der Spitzenbachschichten ihre Entsprechung im Sandsteinkomplex der Hintereben haben, konnte auf Grund der mangelhaften Aufschlüsse nicht endgültig geklärt werden.

7. Höllgrabenschichten

Die Höllgrabenschichten bilden einen 150 m mächtigen Streifen am NE-Hang des Muckenkogels S' Lilienfelds. Aus dem Kartenbild (vgl. Beil.) ist eine diskordante Beziehung zu den unterlagernden Nierentaler Schichten und zur Karbonatbreccienserie ersichtlich. Auf Grund der stratigraphischen Position und der turbiditischen Fazies ist dieser Komplex mit den Gießhübler Schichten (SAUER, 1980) und den Brunnbachschichten der Weyerer Bögen (FAUPL, 1983) vergleichbar. Als namensgebende Lokalität bietet der Höllgraben in der Fortsetzung des Hölltales N' des Muckenkogelgipfels ein weitgehend vollständiges Profil von Kote 650 bis 800 (WAGREICH, 1983). Im Hangenden werden diese Schichten tektonisch von der Reisalpendecke bzw. der Hirschensteinschuppe als Teil der Sulzbachdecke (sensu TOLLMANN, 1967) begrenzt.

7.1. Zur stratigraphischen Stellung der Höllgrabenschichten

Schon die tiefste Probe im Höllgraben (680 m) enthielt eine Maastricht-Nannoflora mit *Arkhangelskiella cymbiformis* und *Quadrum trifidum* (det. H. STRADNER). In der Foraminiferenfauna belegen *Rosita contusa* (CUSHMAN), *Globotruncana stuarti* (de LAPPARENT) und *Pseudotextularia varians* RZEHAK Maastricht.

In etwa 720 m im Höllgraben sind erste Hinweise auf Obermaastricht in der Nannoflora mit *Lithraphidites quadratus* (det. H. STRADNER) enthalten. *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI) aus einer Probe in 780 m Höhe zeigt ebenfalls Obermaastricht an. Hinweise auf ein Hinaufreichen der Schichtfolge im Höllgraben bis ins Paläozän konnten weder in der Mikrofauna noch in den Nannofloren gefunden werden.

7.2. Die lithofazielle Ausbildung der Höllgrabenschichten

Die Höllgrabenschichten sind eine pelitreiche Turbiditfazies mit z. T. mächtigen Sandstein- und Konglomeratbänken. Der Quotient Psammit zu Pelit beträgt 0,7 bis 1. Im Liegenden überwiegen pelitische Anteile.

7.2.1. Sandsteine und Konglomerate

Die turbiditischen Sandsteinbänke entsprechen nur zu einem geringen Teil der BOUMA-Abfolge. Es überwiegen bis 3 m dicke Bänke mit Lamination und flachen Strömungsrippelschichtungen in mehrfacher Wiederholung übereinander. Mehrere Gradierungszyklen innerhalb einer Bank belegen Amalgamationen. Laterale Ände-

rungen der Bankmächtigkeiten innerhalb weniger Meter sprechen gegen weit ausgehende, flächenhafte Turbiditsedimentation.

Sohlmarken an der Basis von Sandsteinbänken sind auf Grund der flachen Lagerung nur selten beobachtbar. Meist handelt es sich um Belastungsmarken an der Basis grobkörniger Bänke. Die spärlichen Paläoströmungsdaten (10 Messungen) zeigen überwiegend Transportrichtungen aus SSW bis SE.

Konglomerateinschaltungen treten ab etwa 30 m über der Basis der Höllgrabenschichten auf. Meist bilden die dichten, komponentgestützten Konglomerate den liegenden Teil von Sandsteinbänken. Durch Bankamalgamationen entstehen aber auch bis 7 m mächtige Konglomeratbänke. Eine 3 m mächtige Bank (Höllgraben, 770 m) mit großen, verdrückten Mergelklasten und groben Karbonatkomponenten in mergeliger Matrix wird als Olisthostrom-artige Bildung gedeutet.

7.2.2. Pelite

Die Pelitintervalle der Höllgrabenschichten entsprechen zum Großteil dem turbiditischen T_e -Abschnitt. Mächtigkeiten von mehreren Metern sind charakteristisch.

Die Pelite sind überwiegend von grauer Färbung. Selten treten Farbabfolgen von grau oder grau-grün zu rot auf. Der durchschnittliche Karbonatgehalt der turbiditischen Pelite liegt mit 35 % deutlich unter den Werten der Mergel der Nierentaler Schichten. Die stark schwankenden Gehalte von 63 bis 14 % (8 Proben) sind durch die Probennahme aus verschiedenen Abschnitten des pelitischen Turbiditintervalles erklärbar, der eine Gradierung in bezug auf das Karbonatmaterial aufweist (FAUPL & SAUER, 1978).

In einem Fall (Höllgraben, Kt. 680) konnte über dem karbonatischen roten Mergelintervall noch ein 5 bis 10 cm dünner, grauer Pelitabschnitt mit einem Karbonatgehalt unter 5 % gefunden werden. In Übereinstimmung mit Ergebnissen aus Turbiditabfolgen anderer Gosauvorkommen (siehe HESSE & BUTT, 1976, und FAUPL & SAUER, 1978) wird diese Tonsteinlage als hemipelagisches autochthones Intervall interpretiert. Daneben liegen Hinweise auf Ablagerung unter der lokalen Kalzit-Kompensationstiefe in Form von karbonatfreien Tonklasten (rip-up clasts) in groben Konglomeratlagen vor.

7.3. Zusammensetzung des terrigenen Materials

Makroskopisch sind die Sandsteine der Höllgrabenschichten durch ihren Glimmerreichtum gekennzeichnet. Der Kornbestand setzt sich aus einem Gemisch siliziklastischer (vorwiegend Quarzkörner) und karbonatlithischer Komponenten zusammen. Untergeordnet treten Fragmente von Rotalgen und Großforaminiferen (Orbitoiden) auf. In höheren Bankabschnitten ($BOUMA-T_c$, T_d) sind Schalen planktonischer Foraminiferen in Lagen gehäuft. Gegen das Hangende der Höllgrabenschichten nehmen Feldspäte (überwiegend stark gefüllte Plagioklase mit wenigen Zwillingslamellen) steigende Anteile bis zu 20 % des Kornbestandes ein. Insgesamt sind die Sandsteine als lithische Arenite zu bezeichnen.

An kalkalpenfremdem Material konnten v. a. Gerölle von Quarziten, Phylliten, Glimmerschiefern, Granatglimmerschiefern, Chlorit-Biotit-Schiefern und Chlorit-

quarziten gefunden werden. Sie lassen auf Abtragung kristalliner Bereiche im Süden der Kalkalpen (Grauwackenzone und Zentralalpen) schließen.

Auf Grund der Schwermineralspektren (Tab. 1) läßt sich ein basaler, etwa 30 m mächtiger Abschnitt innerhalb der Höllgrabenschichten mit annähernd gleichen Gehalten an Granat und Chromspinell abtrennen. In der Folge nimmt der Granatanteil stark zu und erreicht Werte von über 80 %. Daneben belegen Chloritoid, Staurolith und Epidot den hohen Anteil metamorpher Materials an der Schüttung. Diese Spektren sind gut vergleichbar mit jenen aus den Unteren und Mittleren Gießhübler Schichten nach SAUER (1980) und den grobklastischen Brunnbachschichten der Weyerer Bögen (vgl. FAUPL & WAGREICH, 1983:154).

7.4. Ablagerungsbedingungen und Sedimentationsmodell

Im folgenden wird versucht, die Turbiditfazies der Höllgrabenschichten im Sinne eines submarinen Fächermodells (z. B. WALKER, 1978) zu interpretieren, wobei v. a. auf das Profil des Höllgrabens Bezug genommen wird.

Von wesentlicher Bedeutung für die Faziesinterpretation sind Zyklen mit gegen das Hangende zu abnehmenden Bankmächtigkeiten und Korngrößen (z. B. im Höllgraben, 700 – 750 m, siehe Abb. 5). Sie lassen auf Verlagerung bzw. Auffüllung von Rinnen in einem submarinen Fächerbereich schließen (WALKER, 1978). Die Rinnenfüllungen beginnen mit groben Konglomeratbänken der Turbiditfazies A nach WALKER & MUTTI (1973). Diese groben Sedimente verlegen nach WALKER (1978) den Rinnenbereich, sodaß folgende Suspensionsströme zunehmend die Rinne verlassen und abnehmende Bankmächtigkeiten auftreten. Kennzeichnend für diese Sandsteinbänke ist das Fehlen der BOUMA-Zyklus, lateral wechselnde Mächtigkeiten, auskeilende Feinsandsteinlagen in grobsandigen Abfolgen sowie großformatige Schrägschichtungen mit Sets bis 50 cm und Bankamalgamationen (z. T. Turbiditfazies B2 nach WALKER & MUTTI, 1973).

Zwischen diesen Abfolgen treten einzelne dünne, „klassische“ Turbiditbänke mit BOUMA-Zyklus (Turbiditfazies C oder D) als Abschluß der Rinnenfüllungen auf. Sie sind mit turbiditischen Mergelintervallen von mehreren Metern verbunden. Auffallend sind die von der vorherrschenden Paläoströmungsrichtung aus dem S abweichenden Strömungskolke an der Basis einer dieser Turbiditbänke. Mit einem Transport aus ESE zeigen sie etwa normal auf die Hauptrichtung, charakteristisch für Rinnenrand- und Zwischenrinnenablagerungen („channel margin – interchannel facies“ nach MUTTI, 1977, und PICKERING, 1982).

Als Sedimentationsmodell für die Höllgrabenschichten ergibt sich ein Tiefseefächer mit Rinnen und untergeordneten Zwischenrinnengebieten. Dieser Faziesassoziation entspricht ein mittlerer Fächerbereich (mid-fan) nach den Modellen von WALKER & MUTTI (1973) und WALKER (1978). Dimension und Ausbildung der Rinnenfazies spricht für einen kleinräumigen Tiefseefächer mit verzweigenden Rinnen (PICKERING, 1982).

Auf Grund der Paläoströmungsdaten erscheint dieser Fächer als Teil eines nordgerichteten Paläogefälles bis unter die CCD im Maastricht. Vergleichbare Faziesausbildungen finden sich in vielen anderen Gosauvorkommen der Nördlichen Kalkalpen (vgl. HESSE & BUTT, 1976; FAUPL, 1978 und 1983; BUTT, 1981; SAUER, 1980; POBER, 1984). Aus dem südlichen Liefergebiet wurde neben dem metamorphen und

karbonatischen Detritus in den basalen Höllgrabenschichten (? Unteres Maastricht) auch weiterhin noch Chromspinell geschüttet.

8. Die Lilienfelder Gosau im Vergleich mit benachbarten Gosauvorkommen des Hochbajuvarikums

In ihrer tektonischen Position direkt vergleichbar mit dem Lilienfelder Bereich sind die Gosauvorkommen der Gießhübler Mulde im E und der Weyerer Bögen im W. Die südlich auf höheren Deckeneinheiten gelegenen Vorkommen der Neuen Welt und des Gebietes von Mariazell sind nur bedingt mit der Lilienfelder Abfolge korrelierbar.

Den drei hochbajuvarischen Vorkommen gemeinsam ist die Zweiteilung in einen tieferen fluviatilen bis flachmarinen Abschnitt des Coniac-Santons („Tiefere Gosau“) und einem hangenden Anteil von Sedimenten tieferen Wassers („Flyschgosau“). Kennzeichnend ist die ausgeprägte Diskordanz zwischen diesen beiden Komplexen in Lilienfeld und in den Weyerer Bögen (FAUPL, 1983).

8.1. Tiefere Gosau

Die Tiefere Gosau zeigt eine faziell unterschiedliche Ausbildung seichtmariner, randlich-mariner und fluviatil-alluvialer Ablagerungssysteme. In Lilienfeld dominieren Sedimente eines alluvialen Schwemmfächers mit Übergängen zu einem Fan-Delta-Environment. Feinklastische, vollmarine Sandsteine treten im hangenden Abschnitt der Tieferen Gosau auf. Sie entsprechen dem biogenführenden Arenitkomplex des Coniac-Santons der Gießhübler Gosau (WESSELY, 1974:271).

Die Gosau der Weyerer Bögen weist nur geringmächtige Konglomeratbildungen neben den dominierenden Schelfmergeln (RUTTNER & WOLETZ, 1956; FAUPL, 1983) auf. Möglicherweise ist diese in vielen anderen Gosauvorkommen auftretende Fazies der „Inoceramenmergel“ (vgl. FAUPL et al., in Vorb.) in Lilienfeld nach der Faltung der Tieferen Gosau erodiert worden.

Das siliziklastische Material der Tieferen Gosau stammt überwiegend aus dem Norden von einer heute verschwundenen Hochzone am N-Rand der Kalkalpen. Von dieser Zone wird exotisches Material nach S geschüttet. Neben Kristallindetritus sind Quarzporphyre und Chloritserpentinkomponenten auffällig (vgl. AMPFERER, 1919; DIETRICH & FRANZ, 1976). Diese Mischserie verschiedenster Gesteine kann als Produkt des plattentektonischen Geschehens im N der „ostalpinen Platte“ angesehen werden und wirkt bis in das Untercampan als Liefergebiet für die Sedimente der Tieferen Gosau (FAUPL, 1978; OBERHAUSER, 1980).

8.2. Flyschgosau

Über den nun gekippten oder gefalteten Schichten der Tieferen Gosau setzt im Campan die bathyale Hangfazies der Nierentaler Schichten ein. In den Weyerer Bögen ist dieser Abschnitt stark reduziert (FAUPL, 1983). Breccieneinschaltungen in den Nierentaler Schichten bzw. eine hangende Karbonatbreccienserie lokaler submariner Schuttfächer (Spitzenbachschichten der Weyerer Bögen, Breccienmassen von Li-

lienfeld und Gießhübl) sind allen drei betrachteten Vorkommen gemeinsam. In den Weyerer Bögen setzt diese Phase tektonischer Hangumgestaltung an der Wende Unter- zu Obercampan ein (FAUPL, 1983). In Lilienfeld (Oberes Obercampan bis Grenze Obercampan–Maastricht) und Gießhübl (größtenteils Maastricht nach WESSELY, 1974) zeigt sich ein deutlich späteres Einsetzen dieser Fazies. FAUPL & WAGREICH (1983) schließen daraus auf einen NE–SW-streichenden, nordfallenden Hang im Grenzbereich Campan–Maastricht, wobei das Gebiet der Weyerer Bögen schon die Ausbildung einer Tiefwasserfazies unter der Kalzit-Kompensationstiefe in diesem Zeitraum zeigt.

Im Laufe des Maastrichts werden auch Lilienfeld und der Gießhübler Bereich (Grenze Maastricht–Paleozän nach SAUER, 1980) von dieser Tiefwasserturbiditfazies erfaßt. Die gut vergleichbaren Schwermineralspektren aus Sedimenten dieses Abschnittes lassen ein Liefergebiet ähnlicher Zusammensetzung im S vermuten. Dabei ist das weitere Auftreten von Chromspinell ein charakteristisches Merkmal.

Die Ausbildung der Turbiditfazies wechselt mit der Position des Ablagerungsraumes auf den eher kleinräumigen Tiefseefächern. In den Brunnbachschichten konnten ein Mid-fan-Bereich mit flachen Rinnen und ein äußerer, pelitdominierter Abschnitt unterschieden werden (FAUPL, 1983). Die geringmächtige Turbiditfolge der Höllgrabenschichten von Lilienfeld ist den klastikreichen Mid-fan-Abschnitten der Brunnbachschichten vergleichbar. Die Gießhübler Schichten erschließen sowohl „proximale“ als auch „distale“ Sedimentationsbereiche eines Tiefseefächers nach SAUER (1980).

Im Überblick läßt sich eine weitgehende Übereinstimmung der lithofaziellen Abfolgen der Gosauvorkommen der Gießhübler Mulde, von Lilienfeld und der Weyerer Bögen erkennen. Zeitlich setzen die Umstellungsphasen im W früher ein als im E. Insgesamt kann somit auf eine vergleichbare Sedimentationsgeschichte und intragosauische Tektonik des östlichen Hochbajuvarikums in Oberkreide und Alttertiär geschlossen werden.

Dank: Diese Arbeit wurde aus Mitteln des Forschungsprojektes S-15/11 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung unterstützt. Univ. Prof. Dr. P. FAUPL danke ich für die eingehende Betreuung im Rahmen dieses Projektes. Meinen Kollegen am Institut für Geologie der Universität Wien, insbesondere Frau Dr. E. POBER, danke ich für viele Diskussionen und Ratschläge. Die Bestimmung der Nanofossilproben führte Dr. H. STRADNER (Geol. B.-A., Wien) in dankenswerter Weise durch.

9. Literatur

- AMPFERER, O.: Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik Niederösterreichischer Gosau-Ablagerungen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 96, 1–56, Wien 1919.
- BALLANCE, P. F.: Sheet-flow-dominated gravel fans of the non-marine Cenozoic Simmler Formation, Central California. – *Sediment. Geol.*, 38, 337–359, Amsterdam, 1984.
- BITTNER, A.: Aus den Kalkvoralpen des Traisenthal, den Umgebungen von Lilien-

- feld und St. Veit an der Gölzen. — Verh. geol. B.-A., 1901, 153–168, Wien 1901.
- BUTT, A.: Depositional environments of the Upper Cretaceous rocks in the northern part of the Eastern Alps. — Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ., 20, 1–119, Washington 1981.
- DAVIES, G. R.: Turbidites, debris sheets, and truncation structures in upper Paleozoic deep-water carbonates of the Sverdrup basin, arctic Archipelago. — In: COOK, H. E. & ENOS, P. (Eds.): Deep-water carbonate environments, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 25, 221–247, Tulsa 1977.
- DIETRICH, V. J. & FRANZ, U.: Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). — Geotekt. Forsch., 50, 85–109, Stuttgart 1976.
- ERKAN, E.: Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 154 S., Wien 1970.
- Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. — Mitt. geol. Ges. Wien, 65 (1972), 33–108, Wien 1973.
- FAUPL, P.: Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25, 81–110, Wien 1978.
- Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). — Jb. geol. B.-A., 126, 219–244, Wien 1983.
- , POBER, E. & WAGREICH, M.: Facies development of the Gosau Group of the eastern parts of the Northern Calcareous Alps during Cretaceous and Paleogene. — Wien (in Vorbereitung).
- & SAUER, R.: Zur Genese roter Pelite in Turbiditen der Flyschgosau in den Ostalpen (Oberkreide–Alttertiär). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1978, 65–86, Stuttgart, 1978.
- & WAGREICH, M.: Bericht über Studien in der Gosau bei Lilienfeld/Niederösterreich (Östliche Kalkalpen). — Jber. Hochschulschwerpkt. S-15, 1982, 145–159, Graz 1983.
- FÜCHTBAUER, H. & RICHTER, D. K.: Relations between submarine fissures, internal breccias and mass flows during Triassic and earlier rifting periods. — Geol. Rundsch., 72, 53–66, Stuttgart 1983.
- HERRMANN, P. & WASCHER, W.: Basiskonglomerate der Krappfeldgosau bei Rotenstein/Kärnten. — Verh. geol. B.-A., 1972, 299–308, Wien 1972.
- HESSE, R. & BUTT, A.: Paleobathymetry of Cretaceous turbidite basins of the East Alps relative to the calcite compensation level. — Jour. Geol., 84, 505–533, Chicago 1976.
- MIALL, A. D.: A review of the braided-river depositional environment. — Earth-Sci. Rev., 13, 1–62, Amsterdam 1977.
- MUTTI, E.: Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). — Sedimentology, 24, 107–131, Oxford 1977.
- NEUBAUER, W.: Geologie der nordöstlichen Kalkvorpalpen um Lilienfeld. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 1(1), 1–44, Wien 1949.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jb. geol. B.-A., 106, 1–88, Wien 1963.
- Das Altaipidikum. — In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der geologische Aufbau Österreichs, 35–48, Wien (Springer-Verlag), 1980.
- PICKERING, K. T.: Middle-fan deposits from the Late Precambrian Kongsfjord For-

- mation submarine fan, northeast Finnmark, northern Norway. — *Sediment. Geol.*, 33, 79–110, Amsterdam 1982.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zu Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut. — 74 S., Wien (Geol. B.-A.), 1982.
- POBER, E.: Fazielle Aspekte der Schichtfolge der Wörschacher Gosau. — *Jber. Hochschulschwerpkt. S-15*, 1982, 129–134, Graz 1983.
- Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der Gosau von Wörschach (Steiermark). — Unveröff. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 149 S., Wien 1984.
- ROBASZYNSKI, F., CARON, M., GONZALES DONOSO, J. M. & WONDERS, A. A. H. (Eds.): Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids. — *Rev. Micropaleont.*, 26 (3–4), 145–305, Paris 1984.
- RUST, B. R.: Coarse alluvial deposits. — In: WALKER, R. G. (Ed.): *Facies Models*, Geoscience Canada, Reprint Series 1, Ontario 1979.
- RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. — *Mitt. geol. Ges. Wien*, 48, 221–256, Wien 1956.
- SAUER, R.: Zur Stratigraphie und Sedimentologie der Gießhübler Schichten im Bereich der Gießhübler Gosaumulde (Nördliche Kalkalpen). — Unveröff. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 181 S., Wien 1980.
- SPENGLER, E.: Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisenthales und des oberen Pielachgebietes. — *Jb. geol. B.-A.*, 78, 53–144, Wien 1928.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. — *Mitt. geol. Ges. Wien*, 59, 231–253, Taf. 1–2, Wien 1967.
- Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. — Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 2, 580 S., Wien (Deuticke) 1976.
- WAGREICH, M.: Lithofazielle und stratigraphische Gliederung der Gosauschichten von Lilienfeld. — Unveröff. Vorarb. Inst. Geol. Univ. Wien, 84 S., Wien 1983.
- (im Druck): Zur Lithofazies der Gosauschichten im Gebiet von Gosau und Rußbach (Oberösterreich und Salzburg). — *Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 121, 11–15, Wien.
- WALKER, R. G.: Deep-water sandstone facies and Ancient submarine fans: Models for the exploration for stratigraphic traps. — *Americ. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 62, 932–966, Tulsa 1978.
- & MUTTI, E.: Turbidite facies and facies associations. — *Soc. Econ. Paleont. Miner. Pacific Sect., Short Course*, 119–157, Anaheim 1973.
- WESCOTT, W. A. & ETHRIDGE, F. G.: Fan-delta sedimentology and tectonic setting — Yallahs fan delta, southeast Jamaica. — *Americ. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64, 374–399, Tulsa 1980.
- WESSELY, G.: Rand und Untergrund des Wiener Beckens — Verbindung und Vergleiche. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 66/67, 265–287, Wien 1974.
- WILSON, J. L.: Carbonate Facies in Geologic History. — 471 S., Berlin, Heidelberg, New York (Springer-Verlag) 1975.





Manuskript eingelangt am 26. 04. 1985

Manuskript angenommen am 24. 05. 1985.



GEOLOGISCHE KARTE DER LILIENFELDER GOSAU

M. WAGREICH (1982-83)

Legende:

-  Hüttgrabenschichten
-  Nierentaler Schichten
-  Karbonatbreccienserie
-  Sandstein Hintereben

Tiefere Gosau:

-  Marine Serie
-  Basiskonglomerate

--- Störung

▲ Deckengrenze

Faltzeichen:

- + 0-5°
- ⊥ -30°
- ⊥ -60°
- ⊥ -85°
- ⊥ -90°

