

Lithostratigraphie, Fazies und Sequenzstratigraphie der Gosau Gruppe von Bad Ischl und Strobl am Wolfgangsee (Oberturon-Maastricht, Nördliche Kalkalpen, Österreich)

MICHAEL WAGREICH*)

17 Abbildungen und 1 Tabelle

*Oberösterreich
Salzburg
Gosau-Gruppe
Lithostratigraphie
Biostratigraphie
Sequenzstratigraphie
Schwerminerale
Schmalnau-Formation
Nussensee-Formation*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 95 St. Wolfgang*

Inhalt

Zusammenfassung	209
Abstract	210
1. Einleitung	210
2. Geologischer Rahmen	211
3. Bearbeitete Profile	211
4. Lithostratigraphische und biostratigraphische Gliederung	212
5. Die Gosau-Gruppe des Fahrenbergs	215
5.1. Kreuzgraben-Formation	215
5.1.1. Sedimentologie und Faziesinterpretation der Kreuzgraben-Formation	217
5.2. Streiteck-Formation	218
5.3. Schmalnau-Formation	219
5.3.1. Faziesinterpretation der Schmalnau-Formation	221
6. Die Gosau-Gruppe des Nussensees	223
6.1. Nussensee-Formation	223
6.1.1. Faziesinterpretation der Nussensee-Formation	223
6.2. Schmalnau-Formation	224
6.3. Grabenbach-Formation	224
6.3.1. Faziesinterpretation	225
6.4. Nierental-Formation	226
7. Weißenbachtal und Brennetgraben	226
8. Petrographie und Schwerminerale	226
9. Beckenanalyse	229
10. Sequenzstratigraphie	230
Dank	231
Literatur	231

Zusammenfassung

Die Gosau-Gruppe im Gebiet Bad Ischl und Strobl am Wolfgangsee (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich-Salzburg) zeigt starke fazielle Unterschiede innerhalb der Tieferen Gosau-Subgruppe. Die Abfolge im Gebiet des Fahrenbergs (Dachsteindecke) beginnt mit alluvialen Konglomeraten der Kreuzgraben-Formation (Oberturon-Unterconiac?), gefolgt von randlich marinen Konglomeraten und Sandsteinen der Streiteck-Formation und der hangenden Schmalnau-Formation (Coniac), die von marinen Feinsandsteinen mit seltenen Mergelzwischenlagen aufgebaut wird. Die Abfolge im Gebiet des Nussensees bei Bad Ischl (Tirolikum) setzt sich aus der basalen, konglomeratisch-sandigen Nussensee-Formation (Oberturon-Unterconiac?), der Schmalnau-Formation, der mergelreichen Grabenbach-Formation (Unter-/Mittelconiac bis Untersanton), einem geringmächtigen sandigen Intervall der Hochmoos-Formation (Obersanton) und hangenden tiefmarinen bunten Kalkmergeln der Nierental-Formation (Campan-Maastricht) zusammen.

Die Faziesverteilung und Schwermineraluntersuchungen belegen, dass die Abfolgen des Fahrenbergs und des Nussensees einem gemeinsamen Sedimentationsraum der Oberkreide angehörten, wobei einer randlichen Ausbildung am Fahrenberg eine Beckenentwicklung im Nussenbachgraben und Strobl Weißenbachtal gegenübersteht. Die Untere Gosau-Subgruppe kann in zwei Sequenzen unterteilt werden, deren Ablagerung weitgehend tektonisch gesteuert ist. Die Abfolge der Tieferen Gosau des Nussenbachgrabens schließt mit flachmarinen Sandsteinen des Highstand Systems Tract ab.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. MICHAEL WAGREICH, Institut für Geologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien.

Lithostratigraphy, Facies and Sequence Stratigraphy of the Gosau Group of Bad Ischl and Strobl-Wolfgangsee (Upper Turonian–Maastrichtian, Northern Calcareous Alps, Austria)

Abstract

The Gosau Group of the area around Bad Ischl and Strobl-Wolfgangsee (Northern Calcareous Alps, Upper Austria-Salzburg) shows marked facies heterogeneities within the Lower Gosau Subgroup. The Lower Gosau Subgroup of the Fahrenberg (Dachstein Nappe) comprises alluvial conglomerates of the Kreuzgraben Formation (Upper Turonian–Lower Coniacian?), marginal marine conglomerates and sandstones of the Streiteck Formation and overlying fine-grained marine sandstones and scarce marls of the Schmalnau Formation (Coniacian). The section of the Nussensee area (Tirolicum) consists of conglomerates and sandstones of the Nussensee Formation (Upper Turonian–Lower Coniacian?), the Schmalnau Formation, the marly Grabenbach Formation (Lower/Middle Coniacian to Lower Santonian), thin sandstones of the Hochmoos Formation (Upper Santonian) and the overlying deep-marine limy marls of the Nierental Formation (Campanian–Maastrichtian).

Based on facies correlations and heavy mineral data the Fahrenberg section and the Nussensee section belong to the same Late Cretaceous sedimentary basin. The Fahrenberg area comprises sediments of the basin margin whereas in the Nussensee area and the Strobl-Weißenbach area deposits of more central parts of the basin are preserved. The Lower Gosau Subgroup consists of two sequences. Their deposition is mainly tectonically controlled. The section in the Nussensee ends with shallow-marine sandstones of the highstand systems tract.

1. Einleitung

Im Gebiet um Bad Ischl (Oberösterreich) und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg) treten Oberkreideseimente innerhalb mehrerer tektonischer Einheiten des mittleren Abschnittes der Nördlichen Kalkalpen auf (Abb. 1).

Am Nordrand der zur Dachsteindecke gehörenden Gamsfeldmasse liegt das Gosauvorkommen des Fahrenbergs östlich Strobl am Wolfgangsee (PLÖCHINGER, 1973, 1982). Im Bereich der nördlich gelegenen, tektonisch tieferen Einheiten des Tirolikums sowie auch auf Schollen in

Hallstätter Fazies liegen Gosauablagerungen im Bereich des Nussensees und des Strobl-Weißenbachtals (PLÖCHINGER, 1973). Vereinzelt kleine Erosionsreste der Gosau-Gruppe sind auch im Gebiet von St. Wolfgang am Wolfgangsee, sowie nördlich Bad Ischl im Brennetgraben aufgeschlossen.

Eine erste Übersicht über diese Gosauvorkommen gab schon REUSS (1854). Geologische Detailkarten finden sich in den Arbeiten von PLÖCHINGER (1964; 1972: „Geologische Karte des Wolfgangseegebietes, 1 : 25.000“; 1982: „Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 95 Sankt Wolfgang“).

Neuere Daten zur Schichtfolge und zum Altersumfang dieser Vorkommen finden sich in STOJASPAL & LOBITZER (1976), KOLLMANN & SUMMESBERGER (1982), SUMMESBERGER (1985), IMMEL (1987), LEISS (1988), KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1990), WAGREICH (1992), TRÖGER & SUMMES-

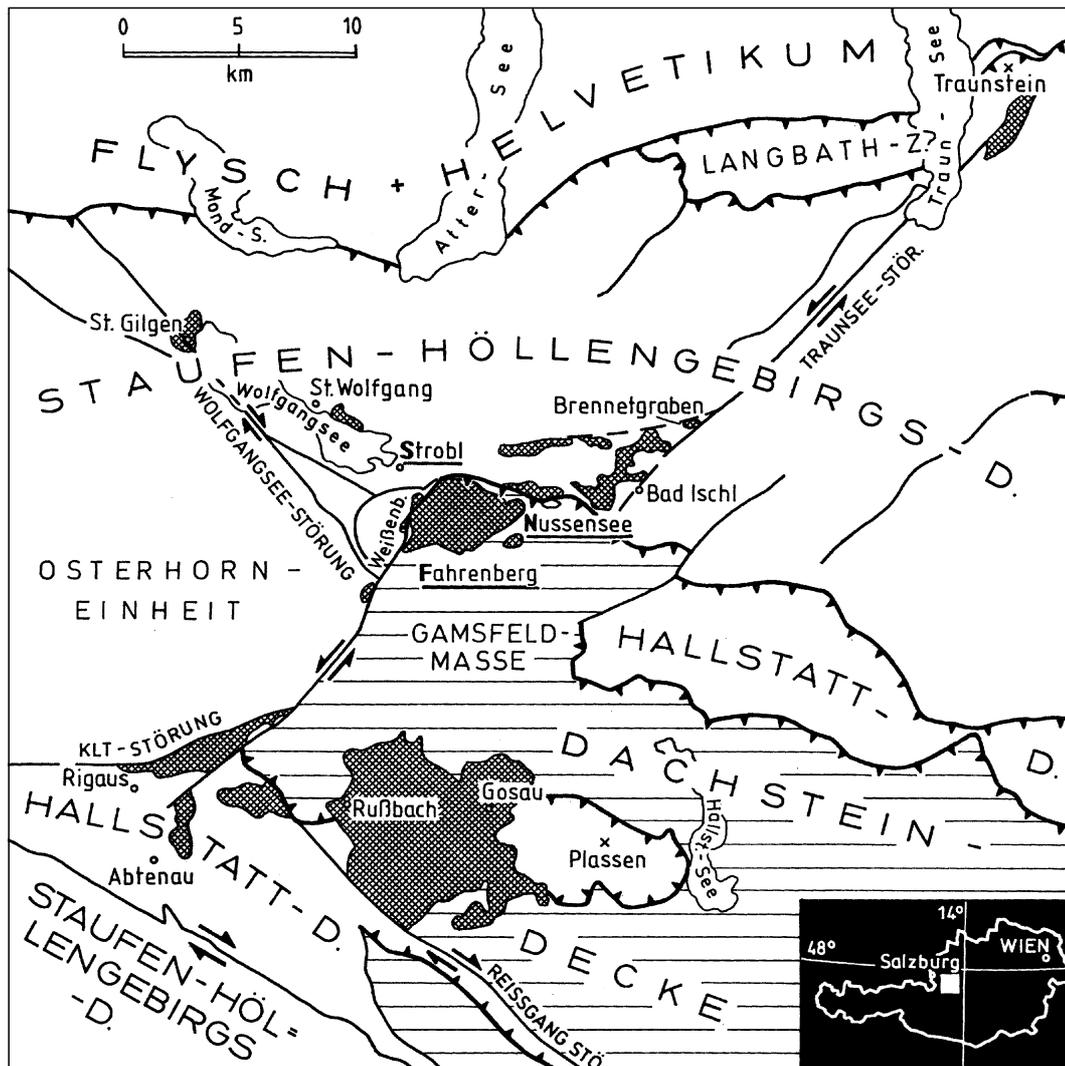


Abb. 1. Tektonische Übersichtskarte des Salzammerguts modifiziert nach der Geologischen Karte von Deutschland 1 : 200.000 (Blatt Bad Reichenhall). Tektonische Interpretation nach DECKER & JARNIK (1992) und DECKER et al. (1994). Kreuzschraffur = Gosau-Gruppe. KLT = Königsee-Lammerthal-Traunsee-Störung.

BERGER (1994), SUMMESBERGER & KENNEDY (1996) und WAGREICH et al. (1996). Eine zusammenfassende Übersicht über die geodynamische und paläogeographische Entwicklung der Gosau-Gruppe der Kalkalpen unter Berücksichtigung der in dieser Arbeit untersuchten Lokalitäten geben WAGREICH & FAUPL (1994), WAGREICH (1995) und FAUPL & WAGREICH (1996).

Aufbauend auf lithofaziellen Profilaufnahmen, Schwermineraluntersuchungen und biostratigraphischen Korrelationen mit Nannofossilien und Planktonforaminiferen bringt diese Arbeit einen Vergleich dieser Gosauvorkommen untereinander und mit dem etwa 10 km südlich gelegenen Vorkommen von Gosau-Rußbach und Abtenau, dem Typusgebiet der Gosau-Gruppe. Neben einer lithostratigraphischen Neugliederung steht die Klärung der paläogeographischen Entwicklung dieses Gebietes in der Oberkreide im Vordergrund.

2. Geologischer Rahmen

Der Mittelteil der Nördlichen Kalkalpen ist durch die Überschiebung des Staufens-Höllengebirgs-Deckensystems (Tirolikum) bis knapp an den Nordrand der Kalkalpen gekennzeichnet (vgl. u.a. TOLLMANN, 1985). Innerhalb des Tirolikums des betrachteten Gebietes südöstlich Salzburgs werden mehrere, durch Störungen getrennte Einheiten (Osterhorn-Tirolikum, Sparberschuppe, Schafberg-Tirolikum) unterschieden (u.a. PLÖCHINGER, 1973, 1982; TOLLMANN, 1985). Die nächsthöheren tektonischen Einheiten im Bezug auf den prä-gosauischen Deckenbau bilden im Oberjura eingegliederte Hallstätter Schollen (z.B. im Bereich des Nussensees, PLÖCHINGER, 1982) und die zur Dachsteindecke gehörende Gamsfeldmasse (u.a. PLÖCHINGER, 1982; TOLLMANN, 1985). Die in dieser Arbeit untersuchten Gosauvorkommen liegen sowohl auf dem Tirolikum der Staufens-Höllengebirgsdecke und der Sparberschuppe als auch weiter im Süden (zumindest teilweise) auf Hallstätter Gesteinen und der Gamsfeldmasse (Abb. 1), wobei im wesentlichen zwei Bereiche unterschieden werden können: Die Gosau des Fahrenbergs südöstlich Strobl, die in diesem Gebiet die Deckenstirn der Dachsteindecke bildet, und die Gosauvorkommen des Streifens von Bad Ischl-Nussensee bis ins Strobler Weißenbachtal, die von der Fahrenberg-Gosau überschoben werden.

Das Gebiet des Wolfgangsees und des Strobler Weißenbachtals ist durch die etwa WNW-ESE-verlaufende Wolfgangseestörung geprägt, an der Gesteine des Kalkalpenuntergrundes in tektonischen Fenstern aufgeschlossen sind (PLÖCHINGER, 1964, 1972). Die komplexe strukturelle Entwicklung dieses Störungssystems wurde von PERESSON (1991) aufgeschlüsselt. Demnach handelt es sich um eine post-obereozän bis untermiozän in mehreren Phasen vor allem dextral bewegte Seitenverschiebung. Flysch und ultrahelvetische Gesteine wurden in einer Duplexstruktur mehrere tausend Meter an die Oberfläche gepresst (PERESSON, 1991). Eine mögliche frühzeitige Anlage der Wolfgangseestörung als dextrale Transferstörung im Rahmen eines NW-gerichteten kretazischen Deckenbaues innerhalb der Kalkalpen (vgl. auch Konzepte von EISBACHER et al., 1991; LINZER et al., 1995) konnte mit strukturellen Daten bisher nicht eindeutig belegt werden.

Nach der Hauptbewegung an der Wolfgangseestörung kam es wahrscheinlich im tieferen Miozän zur Ausbildung einer großen sinistralen, W-E- bis SW-NE-verlaufenden Seitenverschiebung (KLT-Königssee-Lammertal-Traunseestörung [DECKER & JARNIK, 1992; DECKER et al., 1994]),

die u.a. die Überschiebungsfläche der Dachsteindecke reaktivierte und die Wolfgangseestörung überdeckte. Ein Mindestseitenverschiebungsbetrag von 5 bis 15 km konnte an der KLT rekonstruiert werden (DECKER & JARNIK, 1992). Diese sinistrale Seitenverschiebung ist im Rahmen großräumiger lateraler Extrusion der Zentralalpen gegen Osten zu sehen (RATSCHBACHER et al., 1991; DECKER & JARNIK, 1992; DECKER et al., 1994).

3. Bearbeitete Profile

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden mehrere, tektonisch getrennte Vorkommen von Sedimenten der Gosau-Gruppe untersucht (Abb. 1, 2). Generell sind gute Aufschlüsse auf Grund der Quartärüberdeckung zumeist auf tiefer eingeschnittene Gräben und wenige Forststraßen beschränkt. Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag daher auf der Aufnahme möglichst durchgehender, gut aufgeschlossener Profile und deren Korrelation:

Fahrenberg

Das Gosauvorkommen des Fahrenbergs bildet eine E-W-streichende Mulde an der Stirn der Dachsteindecke. Die Mulde ist im westlichen Aufschlussbereich nach Süden überkippt. Gegen Osten wird der überkippte Nordflügel über einen saigeren Abschnitt zu einem flach südfallenden, aufrechten Muldenschenkel. Folgende Profile wurden untersucht: Profile südöstlich Strobl/Weißenbach im Gebiet Schienferbach („Schönferbach“ in PLÖCHINGER, 1973) – Laimeralm – Rotwand – Rotwandl (PLÖCHINGER, 1973; LEISS, 1988); Profil Schmalnaueralm („Schmolnauer Alpe“ in der älteren Literatur, z.B. REDTENBACHER, 1873) – Hinterbachgraben (SUMMESBERGER, 1985; IMMEL, 1987; TRÖGER & SUMMESBERGER, 1994); SW' Ramsau: Profil Schöffaubach – Litzengraben – Fahrenberg – Sonntagkaralm (STOJASPAL & LOBITZER, 1976; WAGREICH et al., 1996); Profil Weiße-Wand-Forststraße 500 m E' Ramsaualm bis 1100 m Seehöhe (Sh; vgl. Abb. 2; Gosau-Aufschlüsse nicht auf der geologischen Karte 1 : 50.000, Blatt 96 St. Wolfgang verzeichnet).

Nussensee

Die Gosau des Nussenseegebietes bildet einen etwa E-W-streichenden, saigeren bis steil S-fallenden Aufschlusszug nördlich der Stirn der Dachsteindecke, der sich gegen Osten im Stadtgebiet von Bad Ischl, gegen Westen im Bereich von Weißenbach bei Strobl fortsetzt. Aufschlüsse finden sich vor allem im Nussenbachgraben von Bad Ischl-Lindau (Haus Nr.50) zum Nussensee (STOJASPAL & LOBITZER, 1976; KOLLMANN & SUMMESBERGER, 1982; SUMMESBERGER, 1985; IMMEL, 1987). Zusätzliche isolierte Aufschlüsse finden sich an der Ischl im Bereich der Bundesstraßenbrücke (Kote 507, „Schneiderwirtsbrücke“, vgl. SUMMESBERGER, 1985; IMMEL, 1987), im Bachbett nahe dem Gasthof „In der Wacht“ und an einem Bundestraßeneinschnitt W' Voglhub (vgl. Abb. 2).

Strobler Weißenbachtal

Auf Grund der starken postgosauischen Tektonik im Grenzbereich der Wolfgangseestörung und der KLT liegen im Weißenbachtal keine über längere Strecken zusammenhängende Profile vor. Einzelne Aufschlüsse wurden von PLÖCHINGER (1964, 1973) und LEISS (1988) beschrieben. Meine Untersuchungen konzentrierten sich auf den Bereich nordöstlich der ersten Brücke in das Weißenbachtal (Kote 589), südlich der früheren Mautstelle (vgl. SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996: Lokalität „Ofenwand“; Ammonitenfundpunkt in Abb. 2).

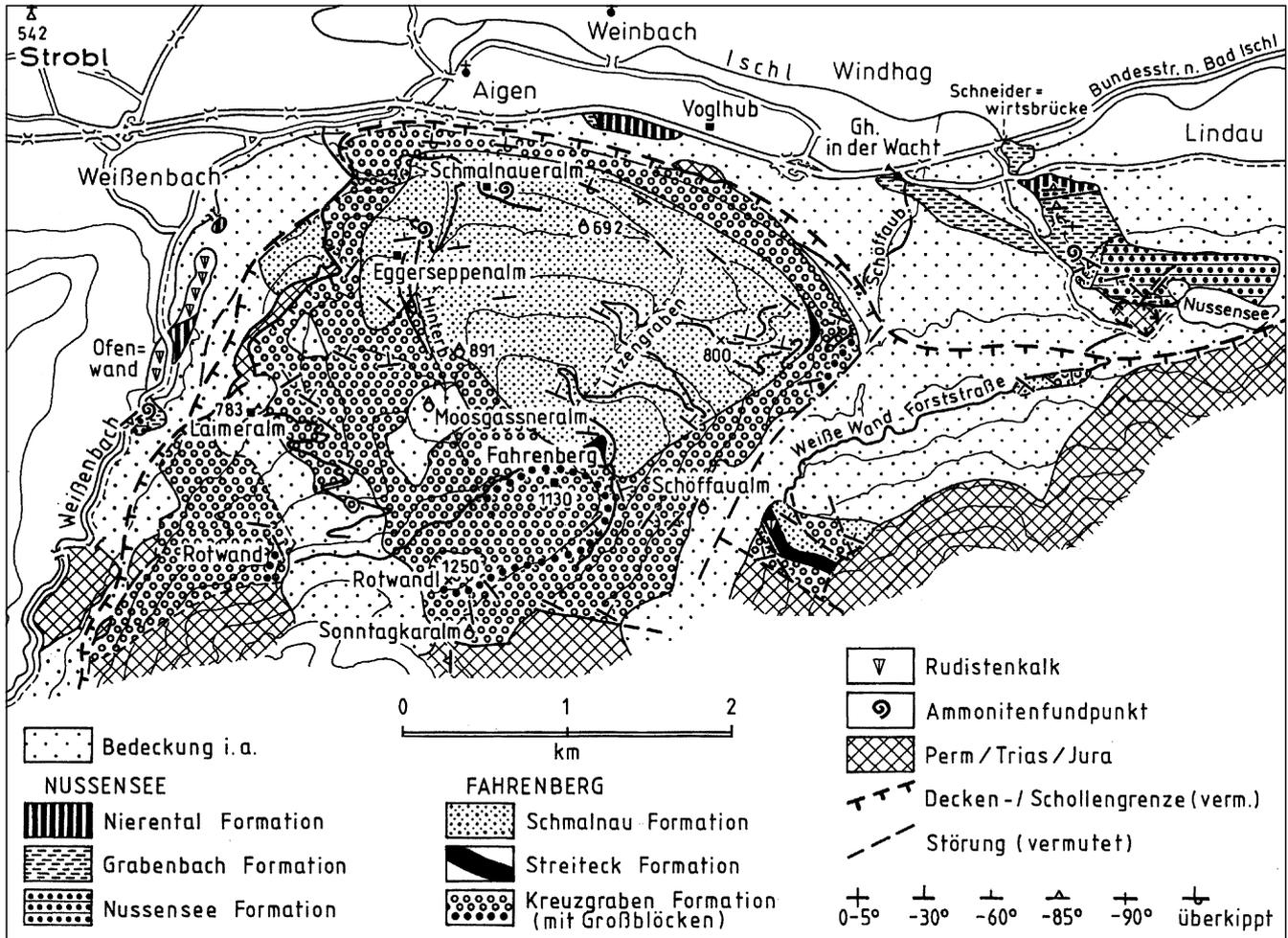


Abb. 2.
Geologische Karte der Gosauvorkommen vom Fahrenberg bei Strobl und Nussensee/Bad Ischl.
Die Lage der Gosauvorkommen des Weissenbachtals ist weitgehend von PLOCHINGER (1973) übernommen.

Bad Ischl-Brennetgraben

Das nordöstlichste untersuchte Gosauvorkommen liegt etwa 4 km nordöstlich Bad Ischl im Brennetgraben (IMMEL, 1987; vgl. Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Blatt Bad Ischl). Auch hier liegen nur vereinzelte, tektonisch getrennte Aufschlüsse vor.

4. Lithostratigraphische und biostratigraphische Gliederung

In dieser Arbeit wird versucht, die Gosauvorkommen in kartierbare lithologische Einheiten zu unterteilen, entsprechend dem „International Stratigraphic Code“ (SALVADOR, 1994). Diese Einheiten sind demnach als Formationen aufzufassen. Es wird in dieser Arbeit eine Formationsgliederung vorgeschlagen (Abb. 3), die sich an jener der nahen Typlokalität Gosau orientiert (WEIGEL, 1937; KOLLMANN, 1982; WAGREICH, 1988a,b). Abweichende chronostratigraphische Einstufungen einzelner Schichtglieder bilden dabei kein Hindernis. Zwei Formationen werden in dieser Arbeit neu definiert.

Fahrenberg

Die Schichtfolge des Fahrenbergs kann in drei lithofazielle Abschnitte geteilt werden: den tieferen Abschnitt bilden rötliche Konglomerate, die zur Kreuzgraben-Formation der Typlokalität Gosau (WEIGEL, 1937; KOLLMANN, 1982; WAGREICH, 1988a; WAGREICH et al., 1996) ge-

stellt werden. Darüber folgen geringmächtige graue Konglomerate und Grobsandsteine der Streiteck-Formation (WEIGEL, 1937) und ein lithofaziell eigenständiger Abschnitt mit gebankten, wechselnd fossilführenden grauen Feinsandsteinen, die Schmalnau-Formation (nom.nov.).

In der Schmalnau-Formation kann auf Grund von Ammonitenfunden (u.a. *Tissotioides haplophyllus* und *Peroniceritidae*) und Inoceramen v.a. an der klassischen Lokalität „Schmolnauer Alpe“ (= Schmalnaueralm, ÖK Blatt 96, Ausgabe 1987) nach SUMMESBERGER (1985), IMMEL (1987) und TRÖGER & SUMMESBERGER (1994) Mittelconiac (Tridorsatum-Zone bzw. Inoceramen-Zone 22) belegt werden. Auch Nannofossilien aus dem mittleren bis hangenden Abschnitt im Bereich des Hintergrabens W der Schmalnaueralm belegen mit dem Nachweis des höheren Teils der Nannozone CC 13 (*Marthasterites furcatus*-Zone mit gemeinsamem Auftreten von *Marthasterites furcatus* und *Lithostrinus septenarius*; vgl. WAGREICH, 1992) tieferes Coniac. Der hangendste Abschnitt der Schmalnau-Formation dürfte noch ins Oberconiac reichen. Für die fossilieeren liegenden Kreuzgraben- und Streiteck-Formationen ergibt sich somit ein wahrscheinliches Alter von Oberturon bis tiefes Unterconiac, ähnlich den Altersbeziehungen an der Typlokalität Gosau (TRÖGER & SUMMESBERGER, 1994).

Nussensee

Die Abfolge des Nussenbachgrabens kann in die liegende Nussensee-Formation (nom. nov.), die von

		Nussensee - Bad Ischl		Fahrenberg		Gosau - Rußbach			
MAA.	Untere	Höhere Gosau Subgruppe	Nierental Fm.			Höhere Gosau Subgruppe	Nierental Fm.	Untere	MAA.
	Oberere							Oberere	
CAMPAN	Untere	Höhere Gosau Subgruppe	Nierental Fm.			Höhere Gosau Subgruppe	Nierental Fm.	Untere	CAMPAN
	Oberere							Oberere	
SANTON	Untere	Tiefere Gosau Subgruppe	Grabenbach Fm.	Schmalnau Fm.	Schmalnau Fm.	Tiefere Gosau Subgruppe	Grabenbach Fm.	Untere	SANTON
	Oberere							Oberere	
CONIAC	U	Tiefere Gosau Subgruppe	Schmalnau Fm.	Schmalnau Fm.	Schmalnau Fm.	Tiefere Gosau Subgruppe	Schmalnau Fm.	U	CONIAC
	M							M	
TUR. CONIAC	Oberere	Tiefere Gosau Subgruppe	Nussensee Fm.	Kreuzgraben Fm.	Kreuzgraben Fm.	Tiefere Gosau Subgruppe	Kreuzgraben Fm.	Oberere	TUR. CONIAC

Abb. 3. Lithostratigraphische Gliederung und chronostratigraphische Einstufung der Tieferen Gosau vom Nussensee, dem Fahrenberg und Gosau – Rußbach.

grauen Konglomeraten dominiert wird, hangende gebankte Feinsandsteine als Äquivalente zur Schmalnau-Formation, graue Mergel der Grabenbach-Formation, und rötliche Kalkmergel der Nierental-Formation unterteilt werden.

Das Gebiet W' des Nussensees ist ebenfalls eine altbekannte Fossillokalität (z.B. REDTENBACHER, 1873). Ammonitenfunde und Inoceramen (u.a. *Peroniceras tridorsatum*, TRÖGER & SUMMESBERGER, 1994) belegen Mittelconiac (Tridorsatum-Zone bzw. tieferer Teil der Inoceramen-Zone 22 nach TRÖGER & SUMMESBERGER, 1994) im liegenden Abschnitt der Grabenbach-Formation. Unter- und Mittelconiac in mergeliger Fazies sind auch aus dem Tunnelprofil der Umfahrungsstraße Bad Ischl bekannt (TRÖGER & SUMMESBERGER, 1994: u.a. *Forresteria alluaudi* und *Peroniceras tridorsatum*, Petrocoriensis-Zone und Tridorsatum-Zone bzw. Inoceramen-Zonen 21 und 22). An der Mündung des Nussenseebaches in die Ischl tritt, in einem isolierten Aufschluss innerhalb der Grabenbach-Formation, auch *Texanites quinquenodosus* (REDTENBACHER), die Leitform des tieferen Santons, auf. Mit Hilfe von Nannoplankton und Planktonforaminiferen konnte im Nussenbachgraben eine vollständige Schichtfolge vom Unterconiac bis in das tiefere Obersanton nachgewiesen werden (Abb. 4; WAGREICH, 1992; vgl. auch KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, 1990). Die darüber folgende Nierental-Formation wird in das Campan eingestuft (PLÖCHINGER, 1973; KOLLMANN & SUMMESBERGER, 1982). Nannofossilproben belegen mittleres Campan (Zone CC19 und CC20: *Ceratolithoides aculeus*, *Broinsonia parca constricta*).

Strobl Weißbachtal

Das untersuchte Profil im Graben südöstlich der Ofenwand wird sowohl im Liegenden als auch im Hangenden durch Störungen begrenzt (SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996). An der Basis treten, wenige Meter S der Mündung des Grabens in den Weißenbach, graue Feinkonglomerate und Grobsandsteine auf (Abb. 2). An der Grabenmündung folgen darüber an der Basis kohleführende Mergel und Sandsteine (SUMMESBERGER, mündl. Mitt.; SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996). Diese Abfolge wird mit Vorbehalten jener des Nussenbachs gegenübergestellt, womit die liegenden Sandsteine und Konglomerate in die Nussensee-Formation und die hangenden Mergel und Sandsteine in die Grabenbach-Formation gestellt werden. Darüber folgen Rudistenkalke (Ofenwand, Theresienstein) und Kalkmergel der Nierental-Formation des Obercampan bis unteren Maastrichts (PLÖCHINGER, 1973).

Aus dem Weißbachtal liegen etliche Fossilfunde und Alterseinstufungen vor (PLÖCHINGER, 1964, 1973, 1982; LEISS, 1988), die allerdings nur eine sehr grobe Gliederung zulassen. Das hier bearbeitete Profil wurde zuletzt von SUMMESBERGER (1985) und SUMMESBERGER & KENNEDY (1996) erwähnt. Mit dem Auftreten der Bivalve *Didymotis* kann der Grenzbereich Oberturon-Unterconiac nachgewiesen werden. Nach Nannofossilien ist der Bereich in den tieferen Abschnitt der Standardzone CC 13 (*Marthasterites furcatus*-Zone) einzustufen, womit höheres Oberturon bis tiefstes Coniac wahrscheinlich ist (WAGREICH, 1992).

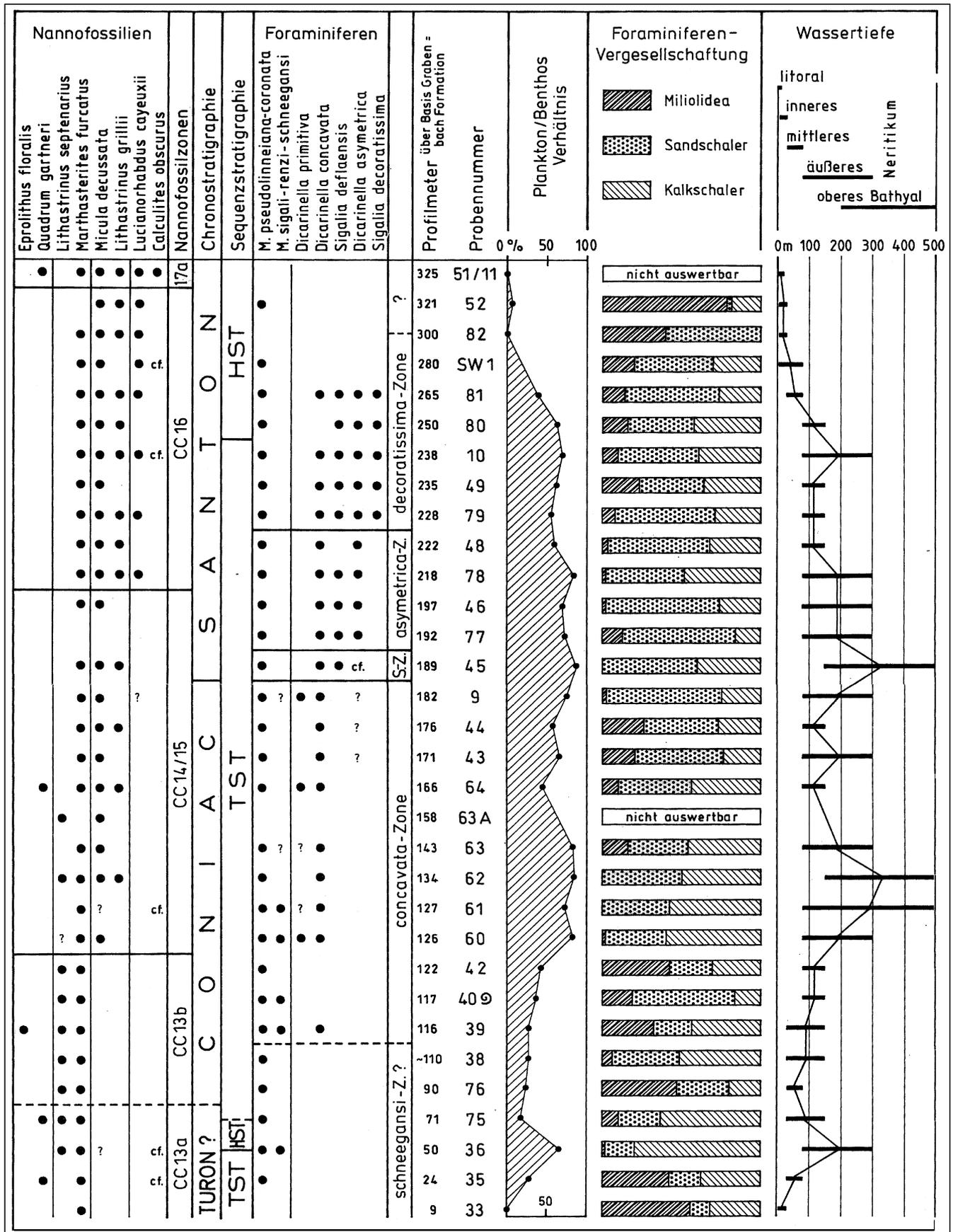


Abb. 4. Foraminiferen- und Nannoplankton-Biostratigraphie der Grabenbach-Formation im Profil des Nussenbachgrabens. Zusätzlich zur chronostratigraphischen Einstufung und der Sequenzstratigraphie (TST = Transgressive Systems Tract, HST = Highstand Systems Tract) aufgetragen ist das Plankton/Benthosverhältnis, die Zusammensetzung der Foraminiferenfaunen (Fraktion > 0,3 mm) nach den Großgruppen Miliolidae, agglutinierende und kalkschalige Formen und eine Abschätzung der Ablagerungstiefe (nach WAGREICH & FAUPL, 1994: Tab. 1). M. = Marginotruncana, S.-Z. = Sigalia deflaensis-Zone; Probe 40 – Makrofossilfundpunkt nach SUMMESBERGER (1985: u.a. *Peroniceras tridorsatum*).

Bad Ischl-Brennetgraben

Das nordöstlichste untersuchte Gosauvorkommen liegt etwa 4 km NE' Bad Ischl im Brennetgraben (IMMEL, 1987; vgl. Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 96, Bad Ischl). Auch im Brennetgraben tritt eine gestörte Abfolge von Grobsandsteinen und kohleführenden Mergeln zu grauen Kalkmergeln mit wenigen Sandsteinlagen auf. Diese Gesteine werden auf Grund der großen lithofaziellen Ähnlichkeiten als Äquivalente zur Nussensee- und Grabenbach-Formation angesehen. Neue Makrofossilfunde (SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996: u.a. *Barroisiceras haberfellneri*) belegen auch hier Oberturon-Unterturon innerhalb der Grabenbach-Formation. Nanofossilproben ergeben auch Hinweise auf einen Oberturon-Santon-Anteil (Nannozone CC14/15) im hangenden mergeligen Abschnitt.

5. Die Gosau-Gruppe des Fahrenbergs

5.1. Kreuzgraben-Formation

Die Kreuzgraben-Formation des Fahrenbergs setzt sich aus einer bis zu 300 m mächtigen Abfolge von Konglomeraten mit roter Matrix zusammen. Das Typprofil der Kreuzgraben-Formation im Kreuzgraben N Gosau-Vordertal wurde von WEIGEL (1937) und WAGREICH (1986, 1988a) beschrieben. Als Referenzprofil im Gebiet des Fahrenbergs wird das Forststraßenprofil „Weiße Wand“ W Schöffaubach/Ramsaualm, von 1100 bis 1060 m Sh vorgeschlagen (ÖK Blatt 95, Bundesmeldenetz Rechtswert 465 750 / Hochwert 283 600; siehe Abb. 6). Ein zweites Profil wurde im Bereich der Fahrenberg-Forststraße SW' Gasthof „In der Wacht“ aufgenommen (Abb. 7). Diese Aufschlüsse umfassen den mittleren und hangenden Teil der Kreuzgraben-Formation des Fahrenbergs. Der liegende Teil mit einer rekonstruierten Mächtigkeit von etwa 150 m ist auf Grund seiner pelitreicheren Ausbildung nur schlecht aufgeschlossen. Einzelaufschlüsse in diesem Abschnitt finden sich im Schienferbach (2.5 km SE' Strobl) bzw. an einem 1988 neu angelegten, z.T. verrutschten Forstweg oberhalb der Laimeralm am Westhang dieses Grabens (740 bis 980 m Sh, vgl. Abb. 8). Lithofaziell entsprechen die Konglomerate jenen der Kreuzgraben-Formation der Typlokalität des Gebietes von Gosau und Rußbach (WEIGEL, 1937; KOLLMANN, 1982; WAGREICH, 1986, 1988a).

Die Liegendgrenze der Kreuzgraben-Formation ist durch eine diskordante Auflagerung der Konglomerate auf Dachsteinkalk oder rötlichen Radiolariten im Bereich der Sonntagkaralm (PLÖCHINGER, 1982) definiert. Die Hangendgrenze wird mit dem Aussetzen der rötlichen Konglomeratlagen im Übergang zu marinen Konglomerat-Sandstein-Zyklen gezogen (Weiße Wand-Forststraße, 1060 m Sh; Abb. 6).

Die Kreuzgraben-Formation des Fahrenbergs bildet einen übergeordneten Fein-Grob-Fein-(Coarsening-Fining-Upward-)Sedimentationszyklus, der intern vor allem von 3–15 m mächtigen Fein-Grob-Zyklen aufgebaut wird. Die Abfolge beginnt mit einem bis zu 150 m mächtigen pelitdominierten Abschnitt mit wenigen Konglomeratlagen (z.B. Wegprofil Sonntagkaralm, 1070 m Sh, Schienferbach, 870 m Sh bis zum Forstweg E' Laimeralm, siehe Profile Abb. 8) mit einem Sandstein + Konglomerat-/Pelit-Verhältnis von 1 : 2 bis 1 : 1. Darüber folgt eine gröber werdende, 80 bis 100 m mächtige Konglomeratabfolge (Fahrenberg-Forststraße, ab 860 m, Abb. 7; Weiße-Wand-Forststraße, Abb. 6), die mit bis über 4,5 m mächtigen Blocklagen mit Meter-großen Komponenten ab-

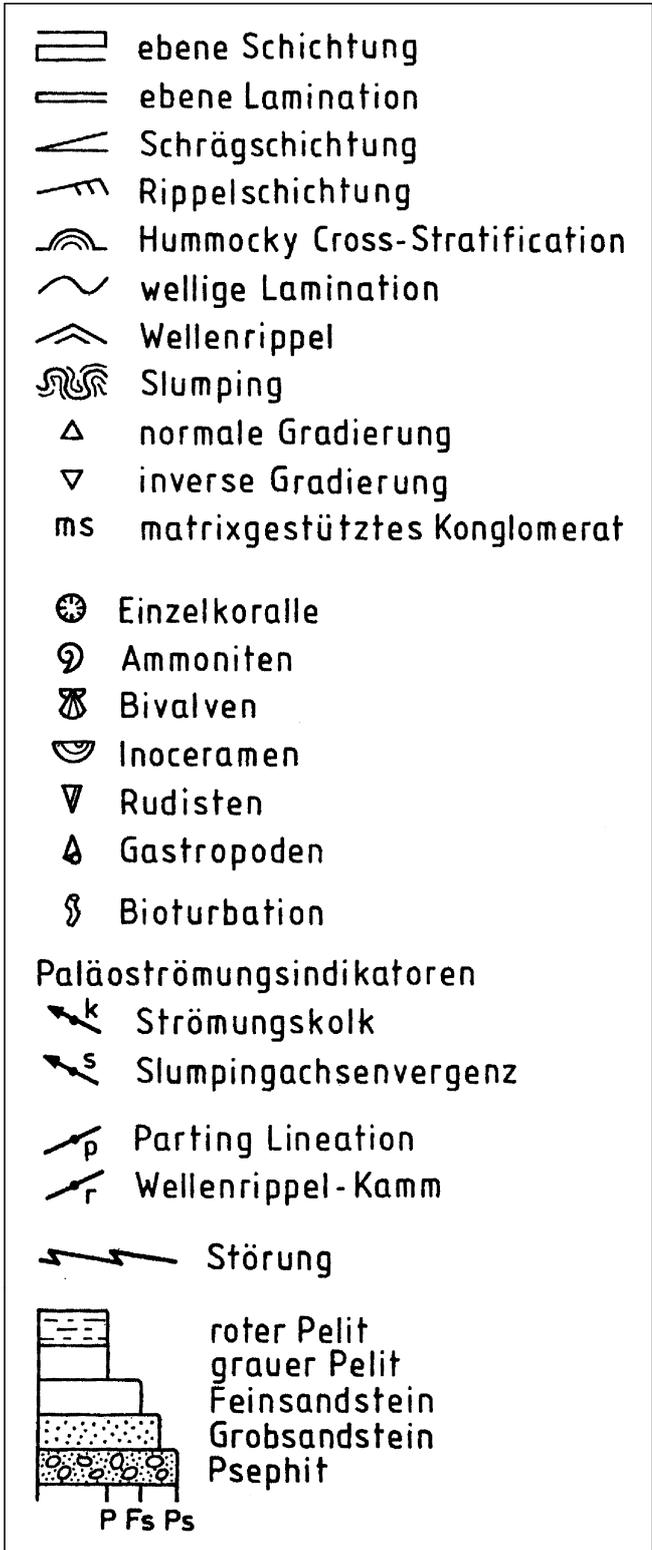


Abb. 5.
Legende zu den Profilen Abb. 6, 7, 8, 11, 14, 15.

schließt. Diese Blockkonglomerate bilden einen markanten Horizont, der von der Weiße-Wand-Forststraße im Osten über den Schöffaubach (Abb. 9a) und das Rotwandl am Fahrenberg (Kote 1250 m) bis zur Rotwand am Abhang des Weißenbachtals über 4 km im Streichen verfolgbar ist. Über den Blockkonglomeraten folgen gegen hangend zu feiner werdende, geschichtete, z.T. sandige Konglomerate mit Pelit/Feinsandsteinzwischenlagen (Verhältnis S + K : P ca. 3 : 1). Die Mächtigkeit dieses Fining-

KREUZGRABEN FORMATION - STREITECK FORMATION

Profil WEISSE WAND-FORSTSTRASSE E' SCHÖFFAUALM 1100-1060 m

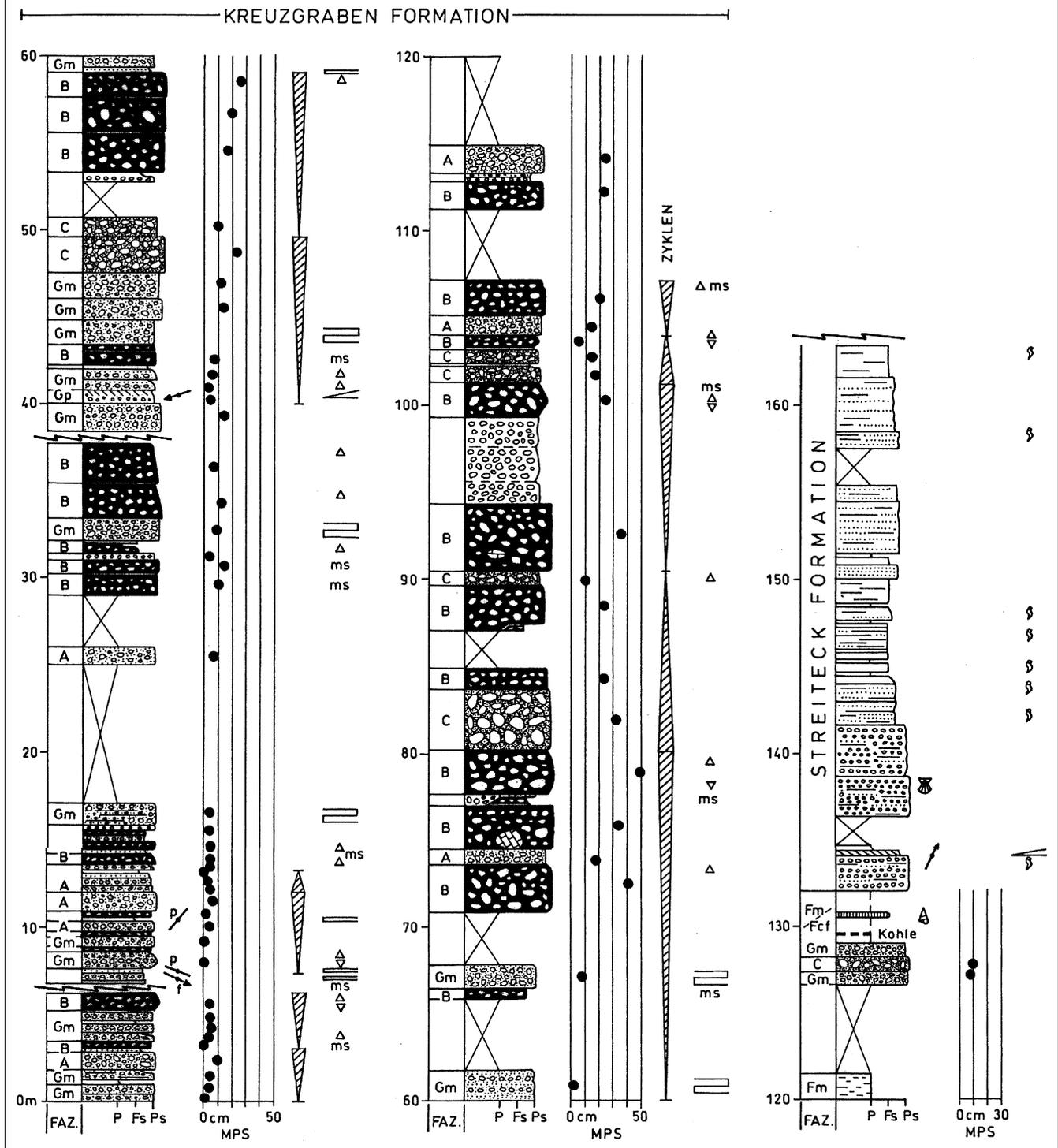


Abb. 6. Kreuzgraben-Formation, Streiteck-Formation und Schmalnau-Formation, Forststraßenprofil „Weiße Wand“ W Schöffaubach. Legende siehe Abb. 5. FAZ = Faziescode nach MIALL (1978) und WAGREICH (1988a); MPS = Mean Particle Size (mittlerer Korndurchmesser der 10 größten Komponenten einer Konglomeratbank; vgl. NEMEC & STEEL, 1984).

Upward-Großzyklus beträgt etwa 25 bis 35 m. Im Weiße-Wand-Profil ist am Top dieser Abfolge ein grauer Pelit mit Kohleschmitzen und einer dunkelbraunen, bituminösen Mergelkalklage mit Molluskenschill aufgeschlossen.

Eindeutige Paläoströmungsdaten aus der Kreuzgraben-Formation sind selten und ergeben kein einheitliches Bild. 4 Schrägschichtungen in Konglomeraten des tieferen,

pelitreichen Abschnittes im westlichen Fahrenberggebiet (Moosgassneralm, Schienferbach) ergaben eine signifikante Transportrichtungen aus NW (Vektormittel 144°).

Aus dem höheren Teil liegen Daten von 8 Sandstein-Schrägschichtungen vor. Sie streuen sehr stark (Transport aus W bis SE) und ergeben ein (allerdings auf Grund der-

Abb. 7.
Kreuzgraben-Formation.
Profil an der Fahrenberg-Forststraße
SW Gh. In der Wacht.
Legende siehe Abb. 5.

starken Streuung nicht signifi-
kantes) Vektormittel in Rich-
tung 124°.

5.1.1. Sedimentologie und Faziesinterpretation der Kreuzgraben-Formation

Die rötlichen Konglomerate der Kreuzgraben-Formation sind sehr gut mit den Konglomerattypen von Gosau-Rußbach vergleichbar (vgl. WAGREICH, 1986, 1988a: Tab. 1). Es können auf Grund der auftretenden oder fehlenden Schichtungen und Gradierungen, des wechselnden pelitischen Matrixanteils und der Korngrößenverteilung mehrere Konglomerattypen unterschieden werden. Diese Konglomerattypen entsprechen Ablagerungen von groben aufgenetzten Flüssen des Scott-Typs nach MIALL (1978; Fazies Gm: geschichtete, kongestützte Konglomerate ohne Pelitmatrix, mit Komponenteneinregelungen und grober, schlecht ausgebildeter Horizontal-schichtung), matrixarmen Schuttströmen (Fazies A, teilweise C: unregelmäßige bis invers gradierte, pelitarme Konglomerate) und matrixreichen Schutt- bis Schlammströmen

(Fazies B: weitgehend unregelmäßige, schwach invers bis aufrecht gradierte Konglomerate bis Blockkonglomerate, sowohl klast- als auch matrixgestützt) (vgl. LOWE, 1981; SHULTZ, 1984; POSTMA, 1986; HUBERT & FILIPOV, 1989; BLAIR & MCPHERSON, 1994). Im Klassifikationsdreieck nach SHULTZ (1984) sind die auftretenden Konglomerattypen einem weiten Bereich echter Schlammströme über kohäsiven Schuttströmen, nicht-kohäsiven Schuttströmen mit Grain-flow-Eigenschaften bis zu Übergangstypen von wasserreichen Schuttströmen zu Ablagerungen des fließenden Wasser wie etwa Schichtfluten zuzuordnen. Da innerhalb der aufgenommenen Profile Ablagerungen kohäsiver und nicht-kohäsiver Schuttströme innerhalb weniger Meter wechsellagern, dürfte der Typus der Schuttströme vor allem kleinräumige Unterschiede im Pelitangebot des jeweiligen Einzugsgebietes widerspiegeln (z.B. BLAIR, 1987a).

Innerhalb der Schuttstromfazies des Coarsening-Upward-Zyklus ergeben sich sehr gute Korrelationen der Bankmächtigkeiten mit der größten transportierten Korngröße (Kompetenz des Schuttstroms) einzelner Bänke (Abb. 10; BTh-MPS-Diagramm nach NEMEC & STEEL, 1984; WALTON & PALMER, 1988), ein typisches Merkmal

subaerischer Schuttströme. Innerhalb der als fluviatil interpretierten Fazies Gm (Abb. 10) treten die schwächsten Korrelationen auf. Eine deutliche Abnahme der maximalen Korngröße von der Schuttstromfazies zur Fazies Gm ist zu bemerken, was auf eine deutlich geringere Kompetenz bei vergleichbaren Bankmächtigkeiten hinweist. Nach NEMEC & STEEL (1984) ist die Abnahme der Steigung der Regressionsgeraden kennzeichnend für eine Entwicklung von proximalen zu distalen Schwemmfächersedimenten.

Vor allem auf Grund der Dominanz von Schuttstrom-Ablagerungen und der durchgehenden Rotfärbung kann der Ablagerungsbereich der Kreuzgraben-Formation als alluvialer Schwemmfächer bzw. eine alluviale Piedmontfläche klassifiziert werden (vgl. WAGREICH, 1988a: Abb. 10). Nach WELLS & HARVEY (1987) sind Schuttstrom-dominierte Abfolgen typisch für Schwemmfächer mit relativ kleinen Einzugsgebieten und steilem Strömungsgradienten. Nach sedimentologischen Schwemmfächermodellen (u.a. CHERVEN, 1984; BLAIR & MCPHERSON, 1994) und Rezentuntersuchungen (u.a. WELLS & HARVEY, 1987; HUBERT & FILIPOV, 1990) kann der pelitreiche Abschnitt im Liegenden als Ablagerung distaler Schwemmfächerbereiche oder einer Schwemmebene klassifiziert werden. Der konglomerat-

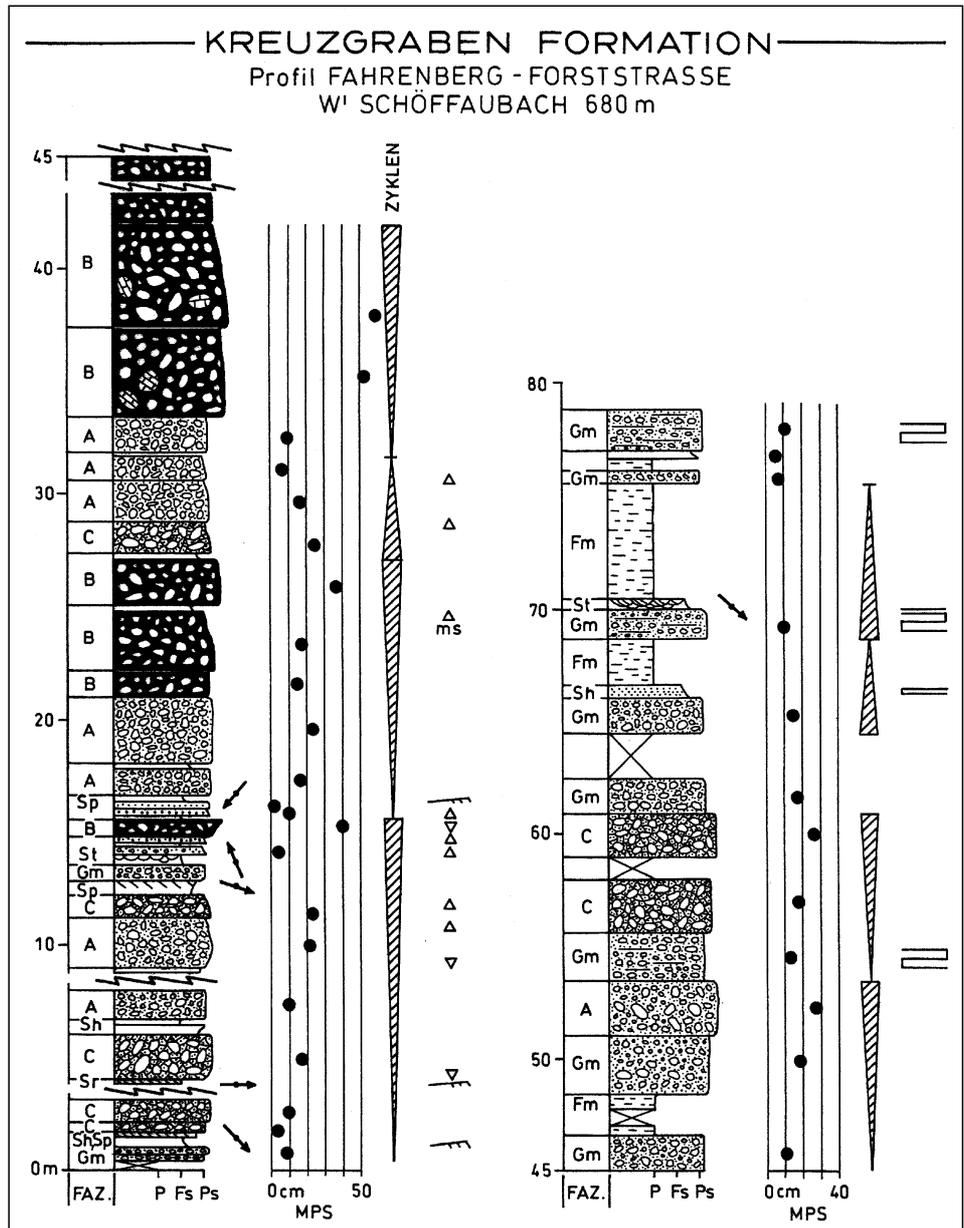
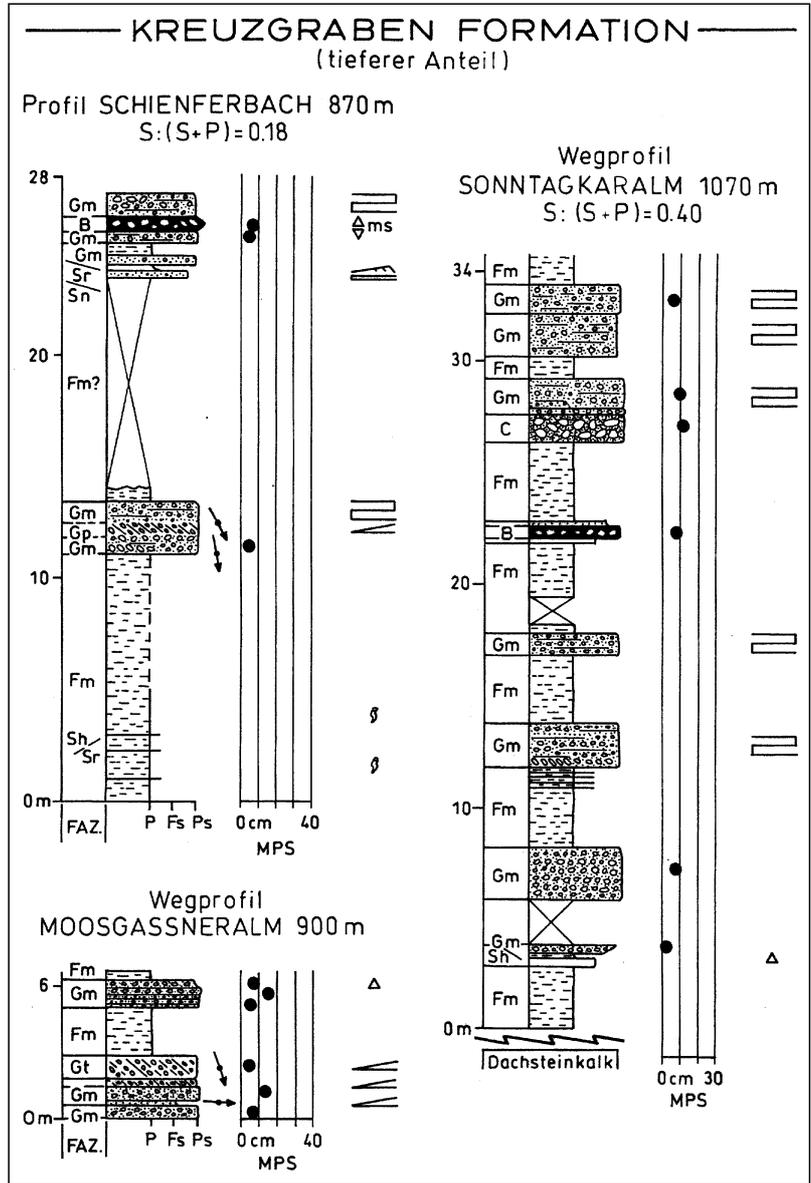


Abb. 8.
Kreuzgraben-Formation.
Teilprofile aus dem tieferen, pelitreichen Abschnitt:
Schienferbach (2,5 km SE Strobl) und Forstweg oberhalb der Laimeralm.
Legende siehe Abb. 5.

reiche Abschnitt darüber entspricht einem proximalen Fächerbereich. Dieser Coarsening-Upward Großzyklus von Pelit-dominierten distalen zu Schuttstrom-dominierten proximalen Fächerbereichen zeigt also die Progradation eines oder mehrerer alluvialer Fächer über eine distale Fazies an. Intern wird dieser Großzyklus durch asymmetrische Coarsening-Upward- oder Coarsening-Fining-Upward-Zyklen von etwa 10 bis 25 m Mächtigkeit aufgebaut. Eine derartige Zyklenhierarchie gilt als typisch für Schwemmfächer an synsedimentär aktiven Beckenrandstörungen, wobei tektonisch bedingte Relieferhöhung eine rasche Fächerprogradation und Vergrößerung des Sediments bewirkt (z.B. BLAIR, 1987b; STEEL, 1988; FROSTICK & STEEL, 1993). Die wenigen Paläoströmungsdaten liefern Argumente für Schüttungen von NW gegen SE, wobei die stark streuenden Werte auf mehrere, einander überlagernde Schwemmfächer hindeuten dürften.

Der darüber folgende Fining-Upward-Großzyklus mit der Dominanz von groben Braided-Stream-Konglomeraten des Scott-Typs nach MIALL (1978) weist auf abnehmende Reliefeenergien und zunehmende Beteiligung fluviatiler Transportprozesse hin. Kohäsive Schlammströme treten in diesem Abschnitt nicht mehr auf, Schichtflutablagerungen sind selten. Das weitgehende Fehlen klarer Fining-Upward-Kleinzyklen als Anzeiger migrierender Rinnen sowie das Fehlen einer Feinfazies eines Überflutungsbereiches lassen aber weiterhin auf Sedimentation auf oder im Übergangsbereich zu alluvialen Fächern schließen („wet/humid fan“, u.a. RIDGWAY & DECELLES, 1993).

Der Wechsel von Schuttströmen zu vorwiegend fluviatilen Prozessen wird generell entweder als Hinweis auf Sedimentation in äußeren Schwemmfächerbereichen oder einer Klimaänderung zu humideren Bedingungen interpretiert. Nach BLAIR & MCPHERSON (1992) können Schuttstromablagerungen allerdings sowohl den inneren als auch den äußeren Fächer dominieren, sodass die fluviatile Fazies einen eigenständigen Sedimentationsbereich einer Flussebene kennzeichnet und nicht mehr einem Schwemmfächerbereich zuzuordnen wäre (BLAIR & MCPHERSON, 1994). Dagegen spricht allerdings die engständige Wechsellagerung mit Schuttstromkonglomeraten. WELLS & HARVEY (1987) konnten zeigen, dass die Ausbildung schuttstrom- oder fluviatil-dominierter Schwemmfächer vor allem von der Zusammensetzung, der Größe und dem Gradienten des Einzugsgebietes abhängt. Der Wechsel zu fluviatil-dominierter Sedimentation würde demnach als starke Ausdehnung des Einzugsgebietes zu interpretieren sein. Eine kurzfristige klimatische Änderung von trockeneren zu humideren Bedingungen ist



auf Grund fehlender Hinweise auf eine Klimaänderung in Form von unterschiedlichen Paläoböden unwahrscheinlich.

5.2. Streiteck-Formation

Im Hangenden gehen die rötlichen Konglomerate der Kreuzgraben-Formation in eine maximal 15 m mächtige, marin beeinflusste Konglomerat-Sandstein-Abfolge über (Abb. 6), an deren Hangendgrenze im Profil der Weißenwand-Forststraße ein knapp 2 m mächtiger Rudistenkalk mit Radiolitiden und Lithothamnien auftritt. Charakteristisch für die Streiteck-Formation (WEIGEL, 1937; KOLLMANN, 1982; WAGREICH, 1988a, 1989) ist im Vergleich mit der unterlagernden Kreuzgraben-Formation die fehlende Rotfärbung und die wesentlich bessere Sortierung und Zurundung der Konglomerate, die sie auch von der Nusensee-Formation unterscheidet.

Die Konglomerate bilden bis zu 2,5 m mächtige Lagen. Vereinzelt zeigen auskeilende, laminierte Sandsteineinschaltungen, dass mächtigere Bänke aus Amalgamation mehrerer Einzellagen entstanden sind. Die Matrix der Konglomerate bildet ein Feinsandstein, in dem selten Bruchstücke von Mollusken auftreten. Die Hangendgrenze der Streiteck-Formation wird mit dem Aussetzen der

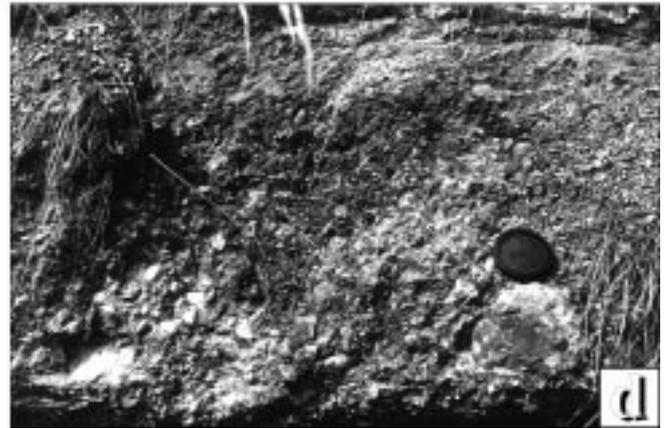


Abb. 9.
Kreuzgraben-Formation
a) Blockschuttlage an der Fahrenberg-Forststraße (Fazies B – pelitreicher Schuttstrom).
b) Invers – normal gradierte klastengestützte Konglomeratlage mit wenig pelitischer Matrix (Fazies C).
c) Invers gradierte Basis derselben Lage (Ausschnitt aus b).
d) Dünnbankige Schichtflut-Fazies, aufrecht gradiert, Matrixanteil nimmt gegen das Hangende zu.

Konglomeratschüttungen bzw. mit der Rudistenkalkbank im Weiße-Wand-Profil gezogen. Die Streiteck-Formation ist allerdings nur im östlichsten Profil (Weiße-Wand-Forststraße) markant ausgebildet. In den Profilen des Fahrenbergs ist dieser Abschnitt nur durch ein maximal 3 m mächtiges Intervall mit hellgrauen Grobsandsteinen und vereinzelt Feinkonglomeratlagen vertreten (Fahrenberg, 1065 m Sh, vgl. Abb. 11).

Die Streiteck-Formation des Fahrenbergs wird analog der Unteren Streiteck-Formation von Gosau als Fan-Delta-Bildung (NEMEC & STEEL, 1988) im Übergang alluvialer Fächer in einen flachen marinen Schelfbereich interpretiert (WAGREICH, 1986, 1988, 1989a). Die typischen Konglomeratbänke können als z.T. marin aufgearbeitete Mündungsbänke und Kiesstrandfazies interpretiert werden (WAGREICH, 1988, 1989a). Dazwischenliegende Sandsteine mit Lamination oder starker Bioturbation (u.a. *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Planolites*) entsprechen verschiedenen Abschnitten eines marinen Strandes oder küstennah aufgearbeiteter Fan-Delta-Sedimente (vgl. u.a. ORTON, 1988). Gegen das Hangende zu nimmt der grobklastische Einfluss innerhalb weniger Meter ab und es folgen laminierte, grob- bis mittelkörnige Sandsteine mit einzelnen Gerölllagen. Die Streiteck-Formation bildet somit einen Grob-Fein-Zyklus von proximalen zu distalen Fan-Delta-Ablagerungen. Diese Retrogradation des Fan-Delta-Systems weist einerseits auf eine rasch abnehmende Reliefenergie im Liefergebiet hin (u.a. STEEL, 1988). Andererseits lässt der Übergang der groben fluviatilen Fazies der Kreuzgra-

ben-Formation in eine marin beeinflusste Fan-Delta-Abfolge auf einen relativen Meeresspiegelanstieg im Sedimentationsraum schließen, sodass das Fan-Delta „ertrinkt“ und weitgehend inaktiv wird. Das Auftreten von Rudistenkalken im Übergang von der Streiteck- zur Schmalnau-Formation belegt ebenfalls eine Abnahme des klastischen Eintrages, der das Wachstum von Rudisten ermöglichte.

Aus der Faziesverteilung und der abnehmenden Mächtigkeit der Streiteck-Formation lässt sich ein Trend zu zunehmend distaler Ausbildung von Osten gegen Westen rekonstruieren. Eine Schrägschichtung in Grobsandsteinen (Weiße-Wand-Forststraße) zeigt Transport aus Südost an. Somit dürfte das Schüttungszentrum des Fan-Deltas im Südosten des Fahrenbergs gelegen haben. Diese Schüttungsrichtungen unterscheiden sich signifikant von jenen der Kreuzgraben-Formation, die vorwiegend aus N bis W geschüttet wurde. Die Ursache für diesen Wechsel in den Schüttungsrichtungen dürfte in unterschiedlichen Bewegungen an Beckenrandstörungen gelegen haben.

5.3. Schmalnau-Formation

Die in dieser Arbeit neu definierte Schmalnau-Formation wird bis zu 120 m mächtig. Sie setzt sich aus grauen, zumeist dezimeter-gebankten Feinsandsteinen und mergelig-siltigen Feinsandsteinen mit wechselnder Fossilführung zusammen. Das Verhältnis Sandstein zu zwischen-geschalteten Mergeln liegt zumeist über 10. Oft treten

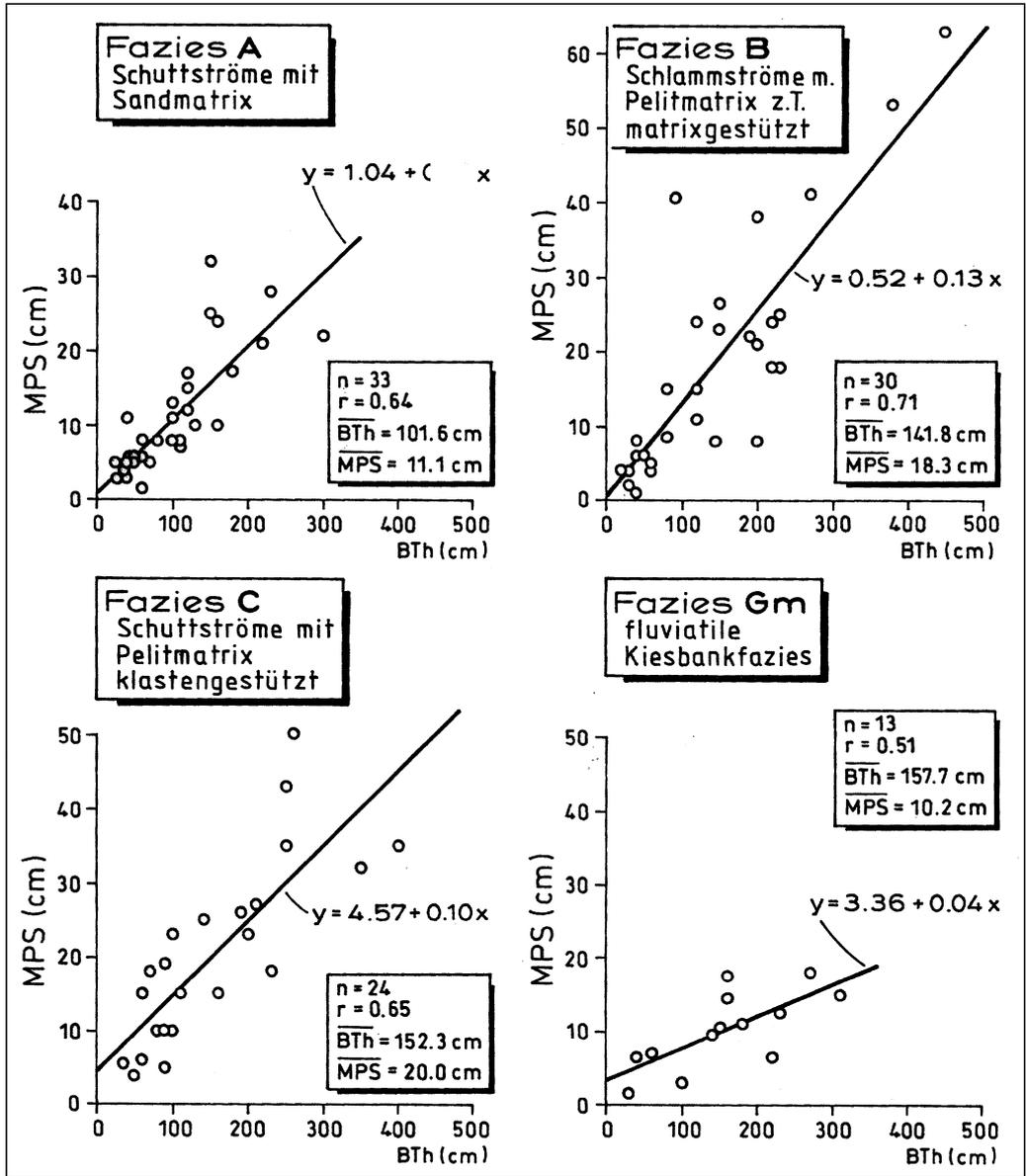
Abb. 10.
Diagramm der mittleren maximalen Korngröße einer Bank aufgetragen gegen die Bankmächtigkeit
Bank-Thickness/Maximum Particle Size – BTh-MPS-Diagramm nach NEMEC & STEEL (1984).

über einige Meter hinweg amalgamierte Sandsteinbank-Abfolgen auf.

Der Name Schmalnau-Formation leitet sich von der Lokalität Schmalnaueralm bzw. „Schmolnauer Alpe“ früherer Autoren (u.a. REDTENBACHER, 1873) ab. Das Typprofil befindet sich im Hinterbachgraben östlich der Eggerseppenalpe, südwestlich der Schmalnauer Alm (ÖK Blatt 95, Bundesmeldenetz Rechtswert 463 550 / Hochwert 285 300 bis Rechtswert 463 500 / Hochwert 285 500; Abb. 11). Aus dem mittleren bis hangenden Teil dieses Profils sind Ammonitenfunde bekannt (TRÖGER & SUMMESBERGER, 1994). Die Ammonitenlokalität Schmolnauer Alpe (Schmalnaueralm, vgl. SUMMESBERGER, 1985; IMMEL, 1987) liegt etwa 150 m nord-

östlich des Typprofils und kann mit dem mittleren Abschnitt des Hinterbach-Profils korreliert werden. Ergänzende Profile sind an der Fahrenberg-Forststraße im Bereich des oberen Litzengrabens (Sh 1000–1060 m) und im Bereich östlich der Asenalpe (Jagdhütte, Sh 710–800 m), hangend des Forststraßenprofils der Kreuzgraben-Formation, aufgeschlossen. Einzelne Sandsteinbankfolgen der Schmalnau-Formation sind mit proximalen sandreichen Partien der Hochmoos-Formation von Gosau vergleichbar (KOLLMANN, 1982; WAGREICH, 1986, 1988a), die allerdings wesentlich höhere Anteile einerseits an biogenem Karbonat und Schillagen, andererseits auch mächtigere Mergelzwischenlagen enthalten.

Die Liegendgrenze zur Kreuzgraben-Formation und der geringmächtigen Zwischenschaltung der Streiteck-Formation wird mit dem Aussetzen konglomeratischer Schüttungen und dem gleichzeitigen Überwiegen von gebankten Feinsandsteinen (Hinterbachgraben, Sh 780 m) bzw. über dem Rudistenkalk im Weiße-Wand-Profil gesetzt. Die Hangendgrenze der Schmalnau-Formation ist im Fahrenberggebiet erosionsbedingt nicht erhalten. Im Hinterbachgraben wird der hangende Abschnitt der Schmalnau-Formation von einer Sandstein-Mergel-Abfolge gebildet. Im Nussensee-Gebiet wird die Schmalnau-Forma-



tion von der Grabenbach-Formation überlagert, die durch Mergeldominanz und typische distale Tempestit-Sandsteinlagen gekennzeichnet ist (WAGREICH, 1988, 1989b).

Die Feinsandsteine der Schmalnau-Formation lassen sich in mehrere Faziestypen unterteilen (vgl. Abb. 12):

- 1) Bioturbate Feinsandsteine bis sandig-siltige Mergel, meist ohne erkennbare Lamination, flaserartige Schichtung, z.T. Makrofossil-führend (Bivalven, u.a. Ostreen, Trigonien, Einzelkorallen, selten Ammoniten). Häufige erhaltene Spurenfossilien sind *Thalassinoides*, *Planolites* und horizontale Stopfgefüge.
- 2) Wellig laminierte Feinsandsteine mit selten erhaltenen Wellenrippeln an den Bankoberflächen.
- 3) Eben laminierte Feinsandsteine, Laminae z.T. reich an Pflanzenhäcksel, vereinzelt *Ophiomorpha*- und *Thalassinoides*-Bauten.
- 4) Feinsandsteine mit großformatiger Hummocky Cross-Stratification (bis 2 m Durchmesser der Aufwölbungen).
- 5) Planar und trogförmig schräggeschichtete Feinsandsteine mit Laminasetdicken bis 60 cm.
- 6) Gebankte karbonatreiche Feinsandsteine bis massig erscheinende sandige Kalke mit Schill-

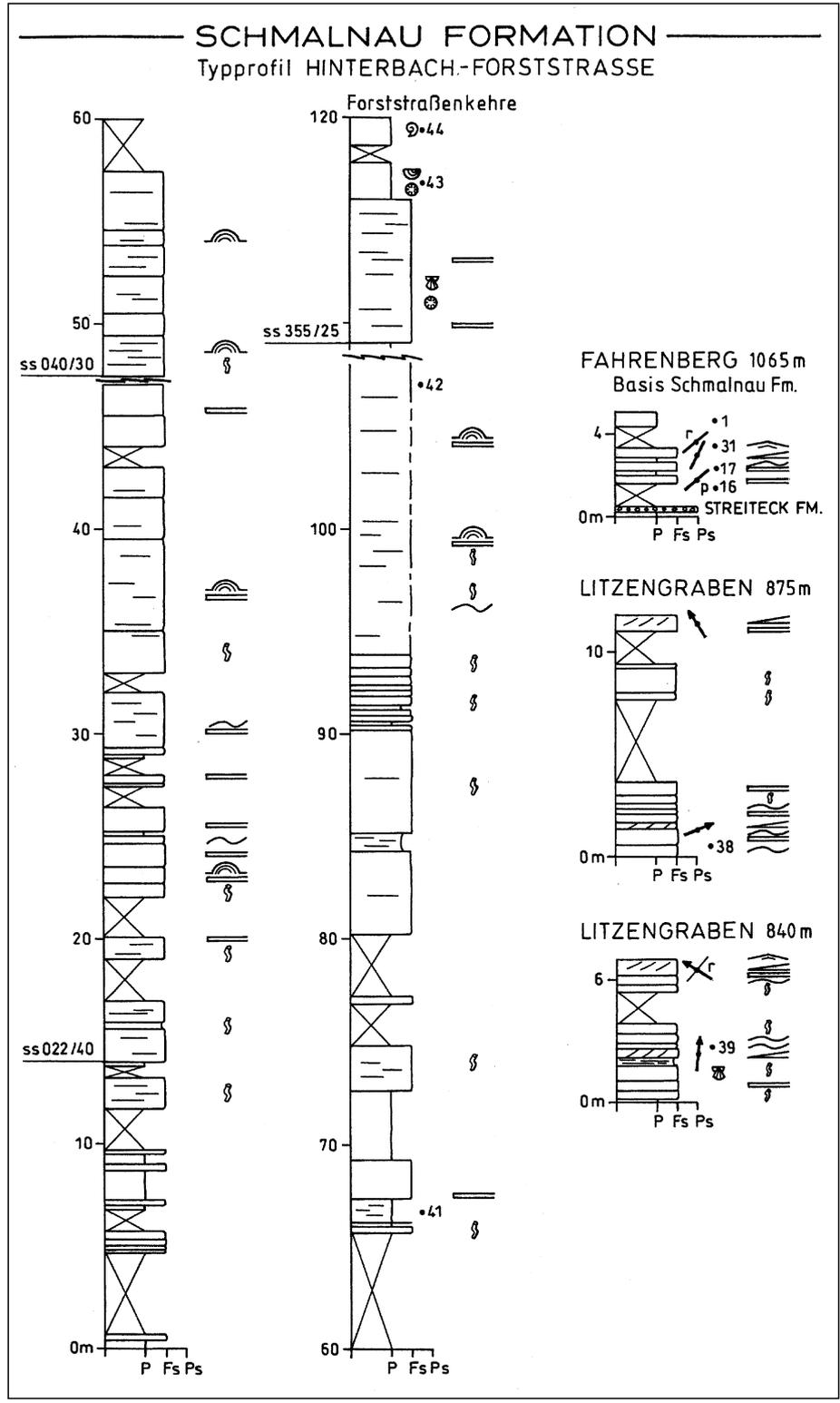
Abb. 11.
Schmalnau-Formation.
Typprofil im Hinterbachgraben SW der Schmalnauer Alm und charakteristische Teilprofile an der Fahrenberg-Forststraße und im Litzengraben.
Legende siehe Abb. 5.

lagen und wechselnder Biogenführung. Insgesamt nimmt der Anteil an siltig-sandigen Pelitzwischenlagen gegen das Hangende der Schichtfolge zu.

5.3.1. Faziesinterpretation der Schmalnau-Formation

Kennzeichnend für die Schmalnau-Formation sind Wechsellagerungen ohne ausgeprägte Zyklik von eben laminierten Feinsandsteinen (Hochenergiebereich eines Sandstrandes) über bioturbate Feinsandsteine (Übergangszone vom energieärmeren äußeren Vorstrand zu küstennahen, bioturbaten Tempestiten), seltenen trogförmigen bis planaren Schrägschichten (Dünen von Küstenlängsströmungen oder strandnahen Sturmausgleichsströmungen) zu Sandsteinen mit ebener Lamination, Hummocky Cross-Stratification und Wellenrippeln (sturmdominierter küstennaher Bereich oder proximaler sturmdominierter Schelf). Der liegende Teil kann als sturm- bis wellenbeeinflusste Strand- bis Vorstrandfazies im Übergang zu einer küstennahen, sturmdominierten Schelffazies nach den Modellen von DOTT & BOURGEOIS (1982), AIGNER (1985), BRECHLEY et al. (1986) und MYROW & SOUTHARD (1996) interpretiert werden. Das Auftreten von Hummocky Cross-Stratification sowohl des „accretionary“ als auch des „scour and drape“-Typs nach CHEEL & LECKIE (1993) und von Swaley Cross-Stratification (LECKIE & WALKER, 1982) legt einen strandnahen sturmbeeinflussten Schelf im Übergangsbereich zum Vorstrand als Ablagerungsbereich der Schmalnau-Formation des Fahrenbergs nahe (Abb. 13). Das weitgehende Fehlen von Pelitzwischenlagen ($S:P > 10$) weist auf die Amalgamation von Sturmlagen hin (u.a. DOTT & BOURGEOIS, 1982; CHEEL & LECKIE, 1993). Sturmereignisse waren demnach die wesentlichen Transport- und Ablagerungsmechanismen dieser sandreichen Fazies.

Gegen das Hangende belegt die zunehmende Erhaltung von Pelitzwischenlagen ($S : P$ ca. 5–10) küstenfernere Ablagerungsbedingungen eines sturmbeeinflussten, flachmarinen Schelfs mit siltig-mergeliger Normalsedimenta-



tion. Die Sandsteinlagen dieses Bereiches sind eindeutig als proximale Tempestite anzusprechen. Die Ablagerungstiefe bleibt allerdings im Bereich des flachen „inneren“ Schelfs, wie die miliolidenreichen Foraminiferenfau- nen und das Fehlen von Plankton belegen.

Insgesamt überliefern die Sedimente der Schmalnau-Formation eine graduelle Abtiefung des Ablagerungsbe- reichs im Unter- bis Mittelconiac von der Fan-Delta-Fazies der Streiteck-Formation über eine strandnahe Fazies in einen küstennahen Schelfbereich, der durch sturmbeein- flusste Sedimentation und hohen siliziklastischen Sedi- menteintrag charakterisiert war (Abb. 13). Die Karbonat-



Abb. 12.

Schmalnau-Formation.

a) Abfolge von Feinsandsteinen.

1 = Bioturbater Feinsandstein in stark sandige Mergel übergehend, 2 = Eben laminiertes Feinsandstein, 3 = Planar schräggeschichteter Feinsandstein (Paläoströmung aus SW), 4 = Eben bis flachwellig laminiertes Feinsandstein übergehend in 5 = Bioturbater Feinsandstein bis sandiger Mergel. Litzengraben 830 m.

b) Swaley Cross-Stratification in Feinsandsteinlagen, Fahrenberg-Forststraße, Kehre 760 m Sh.

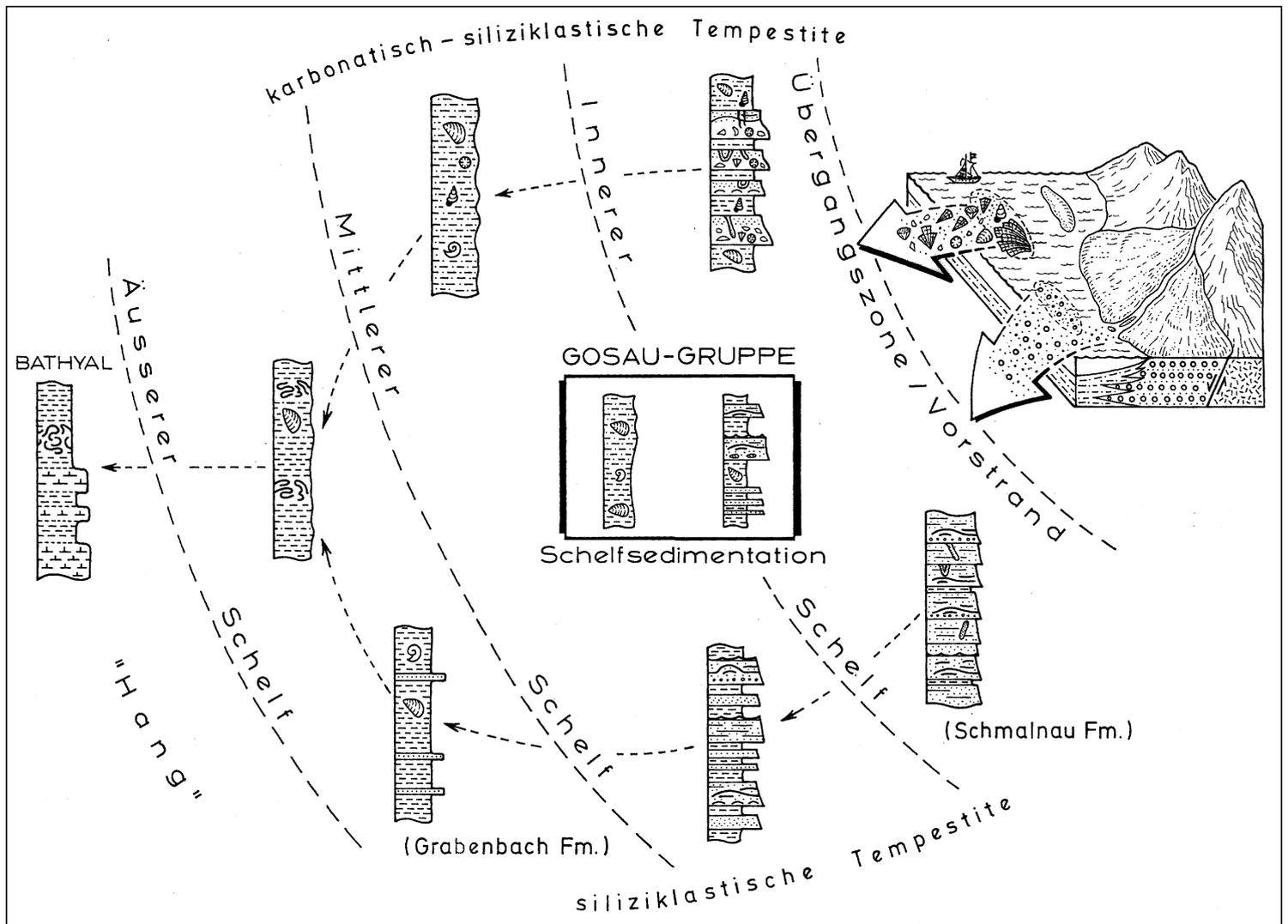


Abb. 13.

Faziesschema sturmbeeinflusster Schelfsedimentation innerhalb der Gosau-Gruppe der Kalkalpen (WAGREICH, 1988a, 1991).

Die Abfolge von Schmalnau- zu Grabenbach-Formation entspricht einer siliziklastika-dominierten Entwicklung von sturmbeeinflusster Vorstrand- und proximaler Tempestitsedimentation des inneren Schelfs zu mergelreicher, distaler Tempestitsedimentation des mittleren bis äußeren Schelfs. Karbonatisch-siliziklastische Tempestite treten hingegen z.B. in der Hochmoos-Formation von Gosau auf (WAGREICH, 1988a).

produktion war in diesem Bereich gering, wahrscheinlich auf Grund von Wassertrübung und hohen Umlagerungsraten.

6. Die Gosau-Gruppe des Nussensees

6.1. Nussensee-Formation

Die Nussensee-Formation setzt sich aus einer 80–150 m mächtigen, schlecht aufgeschlossenen, grauen Konglomeratabfolge mit untergeordneten Sandstein- und Pelitzwischenlagen zusammen. Im Gegensatz zur Kreuzgraben-Formation treten innerhalb der untersuchten Profile keine rötlichen Konglomerate auf. Rötliche Konglomerate finden sich nur nördlich Bad Ischl, wo diese offenbar geringmächtig im Liegenden der Nussensee-Formation auftreten.

Der Name Nussensee-Formation leitet sich von den Aufschlüssen entlang des Nord- und Westufers des Nussensees westlich Bad Ischl ab. Als Typprofil der Nussensee-Formation werden die Aufschlüsse entlang des Weges im Nussenbachgraben von Bad Ischl-Lindach zum Nussensee (ab 20 m von der 2. Brücke in 580 m Sh aufwärts, ÖK Blatt 95, Bundesmeldenetz Rechtswert 467 270 / Hochwert 285 250 bis Rechtswert 467 600 / Hochwert 285 160; vgl. Abb. 14) vorgeschlagen. Innerhalb des Wegprofils sind allerdings nördlich des ehemaligen Gasthofes am Nussensee-Westufer an Störungen Mergel und Sandsteine der hangenden Grabenbach-Formation aufgeschlossen, sodass kein ungestörtes Profil der Nussensee-Formation vorliegt. Als Äquivalente zur Nussensee-Formation werden Sandsteine mit Kohlelagen im tieferen Teil des Brennetgrabens (NE' Bad Ischl, ca 520–550 m Sh) und die grauen Grobsandsteine im Weißenbachtal (wenige Meter nordwestlich der ersten Brücke der Postalmstraße, Kote 589 m) aufgefasst.

Die Liegendgrenze der Nussensee-Formation ist nicht aufgeschlossen. Die Kartierung im Bereich des Nussensees (vgl. auch PLOCHINGER, 1982: 56) lässt auf eine direkte diskordante Auflagerung auf Hallstätter Gesteinen bzw. Jurakalken schließen. Die Hangendgrenze gegenüber der Schmalnau-Formation wird mit dem Aussetzen von Konglomeratlagen und dem dominierenden Auftreten gebankter Feinsandsteine gezogen (Nussenbach-Profil, etwa 20 m oberhalb der zweiten Brücke, 580 m Sh). Das Alter der Konglomerate kann auf Oberturon bis tieferes Unterconiac durch nachgewiesenes Unterconiac innerhalb der überlagernden Grabenbach-Formation eingengt werden.

Innerhalb der Nussensee-Formation finden sich sowohl Coarsening-Upward als auch Fining-Upward-Zyklen mit Mächtigkeiten zwischen 1,5 und 8 m. Die Zyklen setzen sich aus Konglomeraten mit Komponenten bis 10 cm, karbonatreichen, grauen Grob- bis Feinsandsteinen und siltigen Mergeln mit Kohleschmitzen zusammen. Die Konglomerate sind typischerweise grau und weisen im Unterschied zu jenen der Streiteck-Formation schlechte Sortierungen sowohl der Sandsteinmatrix als auch der Komponenten auf. Die Rundung der Komponenten ist gering, zumeist dominieren kantengerundete Formen. Selten treten onkoidartig umkrustete Komponenten bis 5 cm auf. Innerhalb einer sandigen Lage (150 m W des Ausflusses des Nussensees) fanden sich Querschnitte von großen marinen Gastropoden. Aus den siltigen Mergeln konnten weder Mikrofaunen noch Nannofossilien gewonnen werden. Der hangende, 15 m mächtige Abschnitt der Nussensee-Formation wird von grob gebankten, z.T. intern eben laminierten, pflanzenhäckselführenden Sandsteinen mit vereinzelt Grobsandstein und Gerölllagen aufgebaut.

6.1.1. Faziesinterpretation der Nussensee-Formation

Als Ablagerungssystem der Nussensee-Formation lässt sich ein alluvial-fluviatiler Bereich einer Küstenschwemmebene mit Übergängen zu Fan-Delta-Bereichen rekonstruieren. Neben den fluviatilen geschichteten Konglomeraten eines Braided-Streams

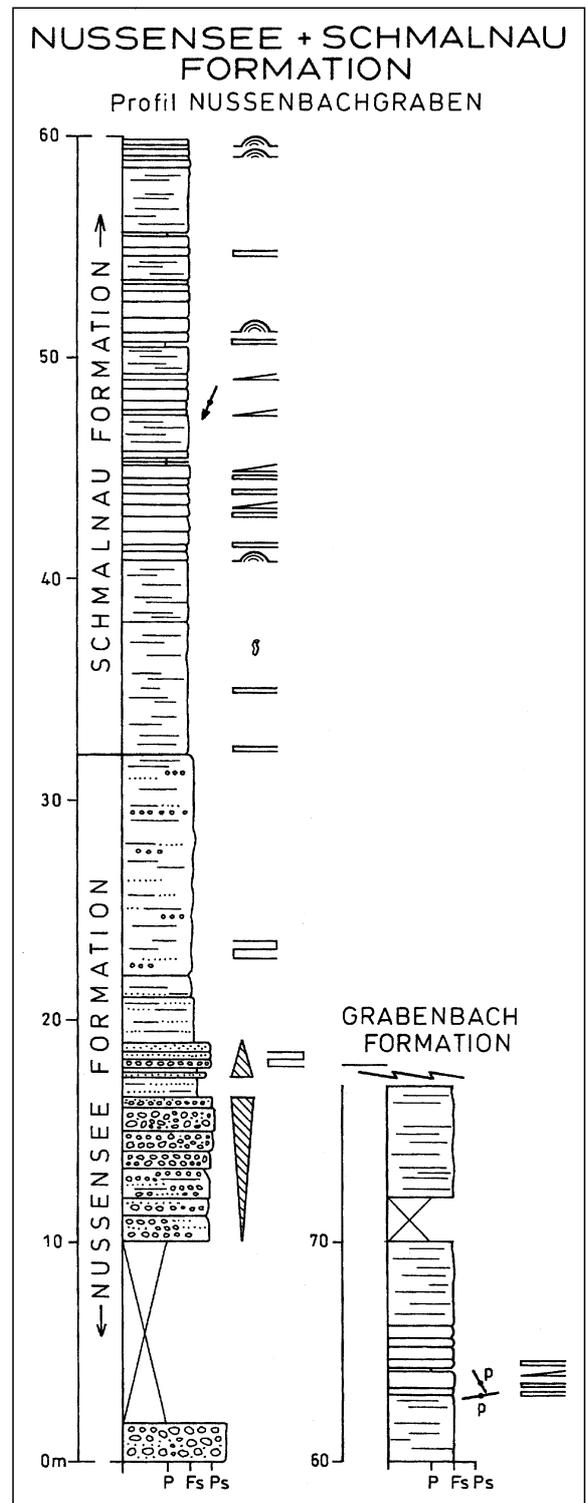


Abb. 14. Nussensee-Formation und Schmalnau-Formation. Profil Nussenbachgraben, 570–610 m Sh. Legende siehe Abb. 5.

des Scott-Typs (MIALL, 1978) und seltenen pelitischen Überflutungssedimenten finden sich Anzeiger sowohl für das Auftreten lakustriner Deltabereiche (fehlende Geröllformung der Konglomerate, onkoidartige Algenkrusten um Gerölle, Kohlelagen, fehlende Mikrofossilführung) als auch für randmarine Ablagerungsbereiche (Auftreten mariner Gastropoden). Faziiell sind Ähnlichkeiten zur geringmächtigen Fan-Delta-Fazies der Streiteck-Forma-

tion des Fahrenbergs vorhanden. Im Unterschied zu diesen marinen Fan-Delta-Bildungen ist der marine Einfluss in der Nussensee-Formation allerdings sehr untergeordnet – fluviatil-brackische Ablagerungen dominieren. Erst im hangendsten Abschnitt lässt die Geröllführung nach und Sandsteineinschaltungen mit ebener Lamination lassen auf stärkeren marinen Einfluss im Übergang zur Schmalnau-Formation schließen.

6.2. Schmalnau-Formation

Zwischen den Konglomeraten der Nussensee-Formation und der hangenden mergelreichen Grabenbach-Formation ist im Nussenbach eine Feinsandstein-Tempestitabfolge mit etwa 45 m Mächtigkeit aufgeschlossen (Abb. 14). Sie wird auf Grund ihrer lithofaziellen Ausbildung zur oben neu definierten Schmalnau-Formation gestellt. Kennzeichnend sind amalgamierte Feinsandsteinlagen mit ebener Lamination, flach welliger Lamination und Hummocky Cross-stratification. Bioturbation tritt im Gegensatz zum Fahrenberg nur sehr selten auf. Die typischen Bankdicken liegen zwischen 20 und 40 cm. Zwischen den Sandsteinbänken treten in den Bankfugen wenige Zentimeter dicke siltig-sandige Mergel mit flachmarinen Foraminiferen (Quinqueloculinen, Lageniden) auf. Insgesamt lässt sich dieser Abschnitt sehr gut mit dem hangenden Teil der Schmalnau-Formation des Fahrenbergs vergleichen. Aus der Überlagerung der Grabenbach-Formation ergibt sich eine Alterseinstufung von oberstem Turon bis Unterconiac.

Die amalgamierte Tempestitfolge ist einem vollmarinen, hochenergetischen Bereich des Vorstrandes bis küstennahen Schelfbereich mit relativ hohem Sandeintrag zuzuordnen (vgl. Abb. 13). Sie entspricht den hangenden Tempestitabfolgen der Schmalnau-Formation des Fahrenbergs. Die Ablagerung von Mergeln wurde durch häufige Sturmereignisse weitgehend unterdrückt bzw. schon abgelagerte Mergel durch Sturmwellen wieder erodiert. Die Mikrofaunen weisen auf Ablagerungstiefen bis maximal 30 m hin (WAGREICH & FAUPL, 1994).

6.3. Grabenbach-Formation

Die Grabenbach-Formation des Nussenbach-Profiles setzt sich aus mittel- bis dunkelgrauen Mergeln mit wechselnden Anteilen charakteristischer Feinsandstein-Grobsiltit-Tempestitlagen zusammen. Detaillierte Faziesbeschreibungen und Interpretationen der in Gosau definierten Grabenbach-Formation (WEIGEL, 1937; WEISS, 1977) finden sich in WAGREICH (1986, 1988a, 1989b). Im Profil des Nussenbachgrabens (Abb. 15) wird diese Formation 325 m mächtig. Das nach Mikro- und Nannofossiluntersuchungen weitgehend vollständige Profil des Nussenbachgrabens von der 2. Brücke in 580 m Sh über den Feinsandsteinen der Schmalnau-Formation grabenabwärts Richtung Bad Ischl/Lindach (Abb. 4, 15) wird als Referenzprofil zur Typlokalität des Grabenbachs in Gosau (vgl. WEIGEL, 1937; KOLLMANN, 1982; WAGREICH, 1988a; TRÖGER & SUMMESBERGER, 1994) vorgeschlagen. Die Mergel des Brennetgrabens, aber auch die grauen Mergel im Weißenbachtal bei Strobl und Bad Ischl (SUMMESBERGER, 1985: 150; TRÖGER & SUMMESBERGER, 1994) werden ebenfalls mit Vorbehalt zur Grabenbach-Formation gestellt.

Die Liegendgrenze der Grabenbach-Formation bildet der Übergang von den gebankten, laminierten Feinsandsteinen der Schmalnau-Formation zu einer mergeldominierten Abfolge im Nussenbachgraben wenige Meter

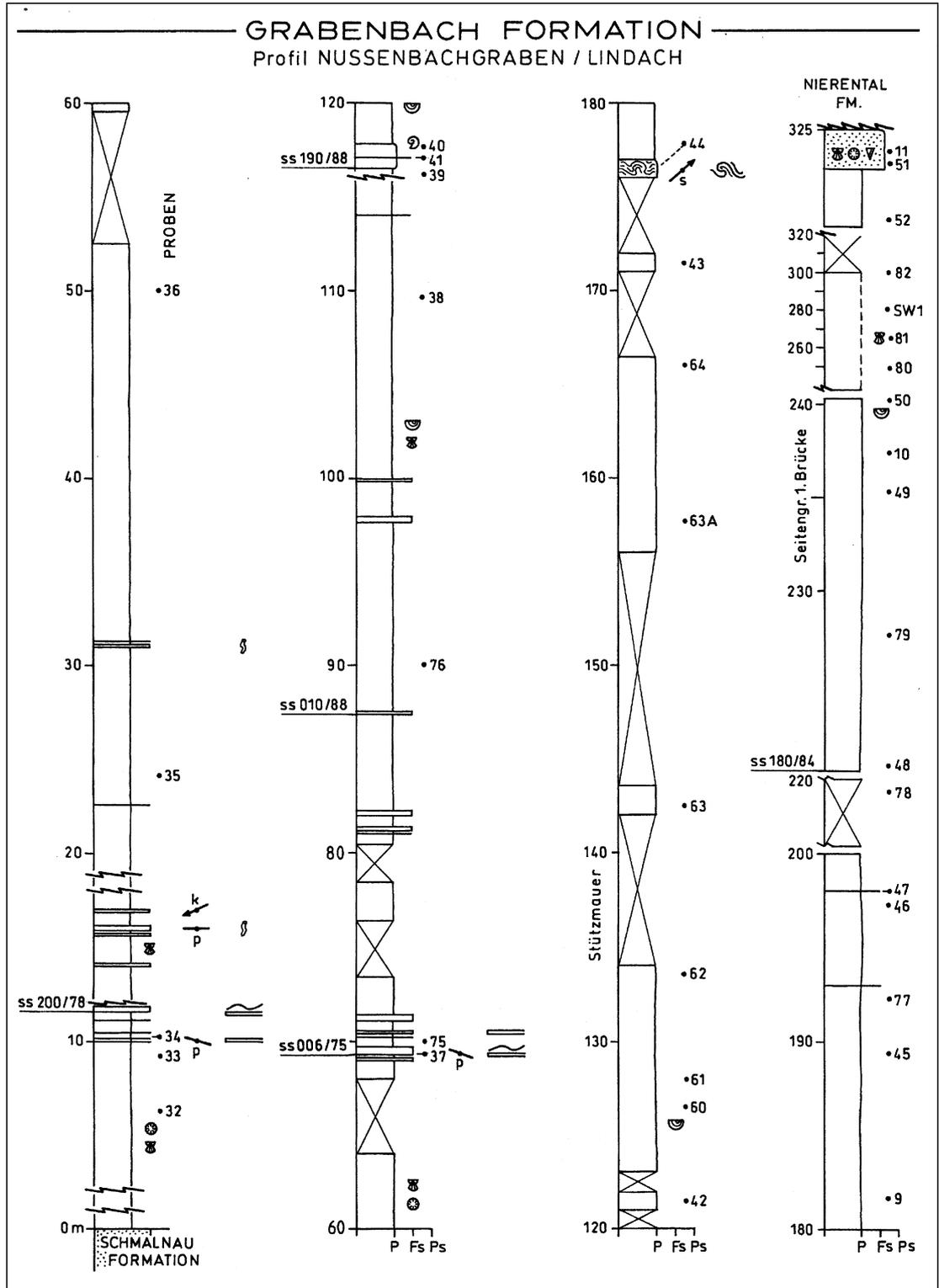
westlich der 2. Brücke (580 m Sh). Die Grenze ist allerdings tektonisch überprägt, offenbar bedingt durch den starken Kompetenzunterschied zwischen den harten, kalkigen Sandsteinen der Schmalnau-Formation und den weichen Mergeln der Grabenbach-Formation. Die Basis der Grabenbach-Formation bildet eine steilstehende, mergeldominierte makrofossilführende Abfolge mit seltenen Feinsandsteinlagen, die im Hangenden in eine mächtige, rein mergelige Folge mit wenigen Makrofossilien übergeht.

Die Hangendgrenze der Grabenbach-Formation wird durch eine etwa 2 m mächtige fossilführende Sandsteinbank der Hochmoos-Formation (WEIGEL, 1937; KOLLMANN, 1982) gebildet. Die folgenden rötlichen und grauen Kalkmergel der Nierental-Formation (KOLLMANN & SUMMESBERGER, 1982) werden durch eine regional verfolgbare Störung gegen die Grabenbach-Formation und die Hochmoos-Formation abgegrenzt.

Lithofaziell können innerhalb der Grabenbach-Formation des Nussensee-Gebietes folgende Abschnitte vom Liegenden zum Hangenden unterschieden werden:

- 1) Untere 50 m siltig-sandige Mergel mit Mollusken und Einzelkorallen und seltenen Feinsandsteinlagen mit Mächtigkeiten bis zu 30 cm. Sowohl die Sandsteinlagen als auch die Mergel sind oft stark durchwühlt. Schlammproben aus dem tieferen Abschnitt sind weitgehend planktonfrei und artenarm, wobei Miliolidae und große Lageniden wie *Lenticulina* und *Vaginulina* dominieren. Erst 24 m über der Basis der Grabenbach-Formation treten in Probe 35 erste Planktonforaminiferen auf und belegen eine langsame Zunahme der Ablagerungstiefe. Die Sandsteinlagen zeigen v.a. ebene und wellige Lamination und Rippellamination. An den Unterflächen treten vereinzelt Schleifspuren und Ausfüllungen von Wühlgängen auf (u.a. *Thalassinoides*-Bauten; Abb. 15).
- 2) Über diesem Abschnitt folgen etwa 60 m einer ähnlichen Abfolge von siltigen, bioturbaten Mergeln mit Mollusken und Einzelkorallen wie *Cyclolites* (KOLLMANN & SUMMESBERGER, 1982: 34) zu planktonreicheren Mergeln. Bivalven treten in doppeltklappiger Erhaltung auf (u.a. *Pinna*). Dünne Sandsteinbänke zeigen Schleifmarken an den Unterflächen, ebene Lamination und Rippelschrägschichtung. Am Top dieser Abfolge ist ein härterer Abschnitt mit einer 1 cm dünnen Sandlage aufgeschlossen. In diesem Bereich treten Ammoniten (u.a. häufig *Scaphites*) auf (KOLLMANN & SUMMESBERGER, 1982: 33).
- 3) 120–150 m graue Mergel mit seltenen Feinsandsteinlagen. Die Makrofossilführung ist gering, selten treten Inoceramen und Ammoniten auf. Nur im liegenden Abschnitt über der Ammoniten-Fundstelle (ca. 150 m über der 1. Brücke) finden sich noch eben laminierte Sandsteinlagen mit Rippelschichtung und kleinräumiger Hummocky Cross-Stratification. Die Planktongehalte der Mergel steigen von etwa 40 % auf über 80 % in den sandsteinfreien Partien. Die Mikrofaunen zeigen hohe Diversitäten und setzen sich aus typischen Schelfformen zusammen, wie sie auch aus der Grabenbach-Formation von Gosau bekannt sind (vgl. WEISS, 1977; WAGREICH, 1986). Die Karbonatgehalte der Mergel schwanken zwischen 35 und 45 %. In diesem Abschnitt konnte ein etwa 50 cm mächtiger Slump mit Rutschfalten gefunden werden. Die Rutschmasse besteht aus planktonreichen, fein laminierten grauen Mergeln. Im hangenden Abschnitt der Mergel gehen die Planktongehalte wieder zurück.

Abb. 15.
 Grabenbach-Formation.
 Profil Nussenbach-
 graben, 520–570 m Sh.
 Legende siehe Abb. 5.



4) Schlecht aufgeschlossene, etwa 30 bis 40 m mächtige siltige Mergel mit geringen oder fehlenden Planktongehalten, die von einer fossilführenden, mergeligen Sandsteinbank des tieferen Obersantons abgeschlossen werden. Innerhalb der Sandsteinbank, die schon der Hochmoos-Formation zugerechnet werden kann, treten neben Einzelkorallen auch Bruchstücke von Rudisten und Rotalgen (*Archaeolithothamnium*) auf. Lithofaziell entspricht diese Sandsteinbank schon der (unteren) Hochmoos-Formation der Typlokalität Gosau (vgl. KOLLMANN, 1982; WAGREICH, 1988a). Auf Grund des nur auf das Profil des Nussenseebachs be-

schränkten Vorkommens wird diese Sandsteinbank hier gemeinsam mit der Grabenbach-Formation behandelt.

6.3.1. Faziesinterpretation

Kennzeichnend für die Grabenbach-Formation sowohl an der Typlokalität (WAGREICH, 1986, 1988a) als auch im Nussenseegebiet sind die in den fossilarmen Mergeln eingeschalteten Feinsandsteinlagen mit typischen Tempestitabfolgen (vgl. u.a. DOTT & BOURGEOIS, 1982; CHEEL & LECKIE, 1993). Die Feinsandsteinlagen im Nussenbachgraben entsprechen auf Grund ihrer geringen Dicke und

kleinräumiger Hummocky Cross-Stratification distalen Tempestiten (Micro-HCS nach DOTT & BOURGEOIS, 1982; vgl. auch Abb. 13).

Insgesamt zeigt die Grabenbach-Formation im durchgehenden Profil des Nussenbachgrabens also die typische Entwicklung eines sturm-dominierten Flachmeerschelfs, wie sie aus vielen Gosauvorkommen bekannt ist (WAGREICH, 1988a, 1989b; WAGREICH & FAUPL, 1994; vgl. Abb. 13). Die Abfolge ist als transgressiv-regressiver Zyklus eines sturm-dominierten flachmarinen Schelfs zu interpretieren. Über der küstennahen Tempestifazies der Schmalnau-Formation (Oberturon/Unterconiac?) kommt es durch einen weiteren relativen Meeresspiegelanstieg zunächst zu einer Abtiefung des Ablagerungsbereichs in mittlere Schelftiefen mit vorherrschend niedrig-energetischen Strömungsverhältnissen, wie die Sedimentation zunehmend planktonreicherer Mergel schließen lässt. Der Sandeintrag durch Sturmereignisse ist sehr gering, die Schelfnormalsedimentation in Form von Mergel überwiegt. Nach einem kurzen Intervall mit flachmarinen, fossilreichen Mergeln mit Mollusken und Einzelkorallen (Mittelconiac) kommt es zu einer Absenkung bis zu Tiefen des äußeren Schelfs bis oberen Bathyals (planktonreiche Mikrofaunen, P:B >80 %, ca. 150–500 m, vgl. WAGREICH & FAUPL, 1994: Tab. 1) im Bereich der Coniac–Santon-Grenze.

Im Untersanton lassen die abnehmenden Planktongehalte innerhalb der Mergel der Grabenbach-Formation auf eine Regression schließen, die mit der Sedimentation flachmariner, bioturbater, biogenreicher Feinsandsteine (Hochmoos-Formation) im tieferen Obersanton endet.

6.4. Nierental-Formation

Vorkommen rötlicher und grauer Kalkmergel und Mergelkalke der Nierental-Formation finden sich an der Mündung des Nussenbachgrabens (KOLLMANN & SUMMESBERGER, 1982) sowie im Bereich des Bundesstraßeneinschnittes östlich Weißenbach, direkt unter der Überschiebungsfäche der Fahrenberggosau. Sie werden zur Nierental-Formation (WAGREICH & KRENMAYR, 1993; KRENMAYR, 1996) gestellt. Es handelt sich um bis zu 40 m mächtige bathyale Kalkmergel des Campans mit planktonreichen Mikrofaunen. Turbiditische Einschaltungen, wie sie im Gebiet von Gosau häufig auftreten, wurden im Nussenbachgraben nicht gefunden. Als Ablagerungstiefen können auf Grund der Mikrofaunen 500 bis 2000 m rekonstruiert werden (WAGREICH & FAUPL, 1994: Tab. 1).

7. Weißenbachtal und Brennetgraben

Die Gosauvorkommen des Weißenbachtals und des Brennetgrabens konnten auf Grund der tektonischen Zerlegung nur in Form von Einzelaufschlüssen bearbeitet werden. Im Vergleich mit den oben beschriebenen Lithofaziestypen lassen sich die auftretenden Gesteine der Formation zuordnen.

Zur Nussensee-Formation werden Grobsandsteine und kohleführende Mergel im Bachbett des Weißenbaches N der ersten Brücke oberhalb der Lokalität „Ofenwand“ (Abb. 2) und Sandsteine und kohleführende Mergel im unteren Brennetgraben gerechnet. Auf Grund der eingeschränkten Aufschlüsse konnten keine Sedimentationszyklen beobachtet werden. Graue Feinkonglomerate und Grobsandsteine mit ebener Schichtung und graue Mergel mit geringmächtigen Kohlevorkommen weisen auf fluvia-

tile bis brackische Ablagerungsbedingungen vergleichbar jenen im Nussenbachgraben-Profil hin.

Mergelaufschlüsse, die zur Grabenbach-Formation gestellt werden, finden sich im Weißenbachtal in östlichen Seitengraben südöstlich der Ofenwand und im höheren Brennetgraben nordöstlich Bad Ischl. Typisch für die Grabenbach-Formation sind wieder mittel- bis dunkelgraue Mergel mit seltenen Sandsteinlagen und geringer Makrofossilführung, u.a. auch Inoceramen. Sowohl im Weißenbachtal als auch im Brennetgraben konnte Oberturon durch Ammoniten nachgewiesen werden (SUMMESBERGER, 1985; SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996), im Brennetgraben kann mit Nannofossiluntersuchungen auch Oberconiac–Untersanton in mergelreicher Fazies belegt werden (CC14/15 mit der Leitform *Micula decussata*).

8. Petrographie und Schwerminerale

Mit Hilfe petrographischer und insbesondere schwermineralogischer Untersuchungen wurde versucht, neben Hinweisen zu Liefergebieten die Frage der Zusammengehörigkeit der heute tektonisch getrennten Schichtfolgen zu klären und ihre Beziehungen zu benachbarten Vorkommen zu untersuchen. Vor allem die Stellung der Fahrenberggosau ist problematisch: Ist die „postgosauische“ Überschiebung von Gosau auf Gosau (mit eingeschlepptem Flysch, Buntmergeln und Haselgebirgsschuppen; u.a. PLOCHINGER [1973]; SUMMESBERGER & KENNEDY [1996]; Fig. 7) nur ein lokales, auf wenige Kilometer Überschiebungsweite beschränktes Phänomen, wobei Sedimente eines zusammenhängenden oberkretazischen Ablagerungsbereiches angenähert wurden (LEISS, 1988, 1990), oder handelt es sich um zwei getrennte Sedimentbecken der Oberkreide, die postgosauisch eine starke Verkürzung erfahren haben?

Die Schwermineraluntersuchungen weisen dabei eindeutig auf ein einheitliches Liefergebiet der betrachteten Gosauvorkommen hin. Die Spektren aus Kreuzgraben-, Streiteck- und Schmalnau-Formation des Fahrenbergs und jene der etwa zeitgleichen Nussensee- und Schmalnau-Formation des Nussenbachgrabens sind weitgehend ident (vgl. Tab. 1). Es dominiert Apatit, daneben treten stabile Minerale wie Turmalin und Zirkon auf. Granat ist durchgehend zumeist mit Gehalten über 10 % vorhanden, wogegen Chromspinell nur in wenigen Proben auftritt. Identische Spektren sind auch aus der basalen, chromspinellfreien Kreuzgraben- und Streiteck-Formation (Abb. 16a,b) und aus der oberen Hochmoos-Formation von Gosau-Rußbach (WAGREICH, 1988a) und Rigaus (JARNIK, 1994) bekannt und werden vor allem auf die Aufarbeitung permoskythischer Gesteine und klastischer Werfener Schichten zurückgeführt. Die übereinstimmenden Spektren belegen somit nicht nur den Zusammenhang der Gosauvorkommen vom Fahrenberg und Nussensee, sondern auch ein Naheverhältnis zu jenen von Gosau und Rigaus.

Im tieferen Teil der Schmalnau und Grabenbach-Formation des Nussenseeprofiles sowie in den Sandsteinen aus dem Strobl Weißenbachtal treten z.T. erhöhte Chromspinellgehalte bis 30 % auf, die zusätzlich die Einbeziehung ultrabasischer Liefergebiete anzeigen. Ansteigende Chromspinellgehalte sind ebenfalls in der etwas jüngeren oberen Streiteck-Formation von Gosau zu finden (WAGREICH, 1988a). Die Sandsteinbank des tiefen Obersantons im Nussenbachgraben fällt mit ihren hohen Chromspinellgehalten (> 70 %) und deutlichen Chloritoidgehalten (bis

12 %) aus der Abfolge heraus. Dieser Umschlag zu extrem chromspinellreichen Spektren ist auch im Becken von Gosau zur gleichen Zeit zu beobachten (Abb 15; vgl. Übergangsbereich Grabenbach-Formation – untere Hochmoos-Formation, WAGREICH, 1988a: Tab. 2). In beiden Fällen kann auch das Auftreten von Serpentinfragmenten innerhalb der Sandsteine (bis 5 % im Nussenbachgraben) beobachtet werden (WAGREICH, 1993).

Auch die wenigen Sandsteinproben aus dem Brennetgraben zeigen Serpentinfragmente und weisen hohe Chromspinellgehalte auf. Ähnliche chromspinellreiche Spektren treten auch im Oberturon des Strobl Weißenbachtals auf und belegen hier schon eine frühere Chromspinellschüttung. Auffallend sind im Brennetgraben blaue Alkali amphibole mit Anteilen bis zu 12 %. Spuren von Alkali amphibolen (bis 2 %) sind auch aus der Grabenbach-Formation der Typlokalität bekannt (WAGREICH, 1988a), treten dort allerdings erst im Santon auf. Das Auftreten dieser Minerale könnte Aufarbeitung von Branderfleck-schichten anzeigen, wie etwa aus den Weyerer Bögen bekannt ist (FAUPL & WAGREICH, 1992).

Vergleichbare chromspinellreiche Spektren mit Chloritoid und Spuren von Alkali amphibolen finden sich auch im Gosauvorkommen südlich des Traunsteins (Abb. 1), etwa 25 km nordöstlich Bad Ischl (WEBER, 1960). Die basalen bunten Sandsteine und kohligen Mergel (Gebiet Mairalm S' Traunstein) und die grauen Sandsteine und siltigen

Mergel des Eisenbachgrabens können allgemein der terrestrisch-flachmarinen Ablagerungsphase der Tieferen Gosau zugerechnet werden, eine genaue Alterseinstufung liegt bisher nicht vor. Die einheitlichen chromspinellreichen Schwermineralspektren der Santonablagerungen von Gosau-Rußbach und Rigaus im Süden, über die Sandsteinbank des Nussenbachgraben-Profiles und des Brennetgrabens bis zum Traunstein legen einen gemeinsamen Schelfablagerungsraum mit einem einheitlichen Liefergebiet zumindest im Santon nahe, wobei der Chemismus der Chromspinelle eher auf ein Liefergebiet im Süden hinweist (POBER & FAUPL, 1988).

Aus der Nierental-Formation des Campans konnten keine Schwermineraldaten gewonnen werden, da in den bunten Kalkmergeln des Nussenbachgrabens keine Sandsteinbänke auftreten.

Im Logratio-Diagramm Chromspinell/stabile Minerale aufgetragen gegen Chromspinell/metamorphe Minerale (Abb. 16a) nach VON EYNATTEN (1996) zeigen die Proben eine lineare Verteilung von Proben mit stabilen Mineralen und Granat zu chromspinellreichen Proben, die sich am ehesten mit Spektren aus der Branderfleck-Formation vergleichen lassen, was ähnliche Liefergebiete oder Aufarbeitung nahelegt. Das neu konstruierte Logratio-Diagramm Chromspinell/stabile Minerale aufgetragen gegen Apatit/metamorphe Minerale (Abb. 16b) unterscheidet 2 Probengruppen:

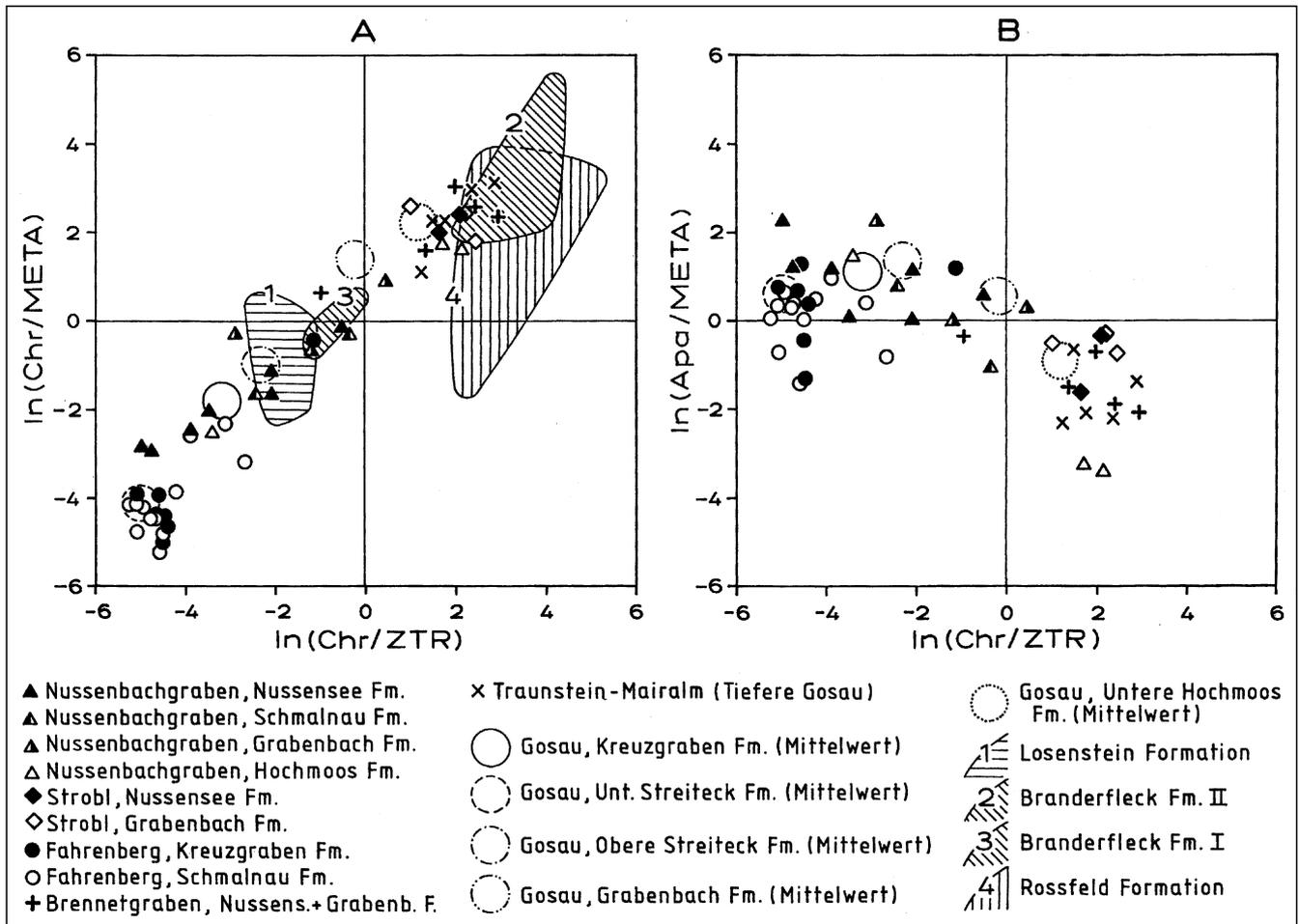


Abb. 16. Schwermineraldaten aus Sandsteinen der untersuchten Gosauvorkommen. Mittelwerte der Lokalität Gosau nach WAGREICH (1988a):

- A) Logratio-Diagramm Chromspinell/stabile Minerale aufgetragen gegen Chromspinell/metamorphe Minerale mit Vergleichsfeldern aus den westlichen Kalkalpen nach VON EYNATTEN (1996).
 B) Logratio-Diagramm Chromspinell/stabile Minerale aufgetragen gegen Apatit/metamorphe Minerale.

Nussenbachgraben										
Probennummer	Zirkon	Turmalin	Rutil	Apatit	Granat	Chloritoid	Staurolith	Chromsp.	Titanit	Sonstige
Nussensee Formation										
1.NU14	2	28	2	39	11	0	1	4	8	0,5
2.NU15	9	27	4	27	22	0,5	3	5	1	2
3.NU16	37	12	8	31	8	0	1	0,5	1	2
4.NU17	14	33	1	38	10	1	0,5	1	2	0
5.NU20	19	20	4	50	3	0	2	0	2	2
6.NU72	8	18	2	35	18	0	1	17	1	0
7.NU70	25	36	3	17	13	1	1	2	1	1
Mittelwert	16,3	24,9	3,4	33,9	12,1	0,4	1,4	4,2	2,3	1,1
Standardabweichung	11,9	8,6	2,3	10,4	6,3	0,5	0,9	5,9	2,6	0,9
Schmalnau Formation										
1.NU01	11	21	2	34	12	0	4	3	4	9
2.NU02	20	9	3	11	30	0,5	2	23	1	0,5
Mittelwert	15,5	15,0	2,5	22,5	21,0	0,3	3,0	13,0	2,5	4,8
Standardabweichung	6,4	8,5	0,7	16,3	12,7	0,4	1,4	14,1	2,1	6,0
Grabenbach Formation										
1.NU73	8	40	4	39	3	0	1	3	1	1
2.NU23	14	20	4	23	23	0	0	12	2	1
3.NU30	8	13	2	21	13	0,5	2	38	2	1
Mittelwert	10,0	24,3	3,3	27,7	13,0	0,2	1,0	17,7	1,7	1,0
Standardabweichung	3,5	14,0	1,2	9,9	10,0	0,3	1,0	18,2	0,6	0,0
Hochmoos Formation										
1.NU11	13	15	3	54	7	5	0,5	1	1	1
2.NU51	2	6	1	0,5	3	12	0	75	0,5	0
3.NU83	4	9	0,5	0,5	5	8	0	73	0	0,5
Mittelwert	6,3	10,0	1,5	18,3	5,0	8,3	0,2	49,7	0,5	0,5
Standardabweichung	5,9	4,6	1,3	30,9	2,0	3,5	0,3	42,2	0,5	0,5
Strobl/Weißenbachtal										
Nussensee Formation										
1.ST12	3	6	0,5	5	6	0	1	78	0	0
2.ST13	7	5	2	2	9	0	1	74	0	0,5
Mittelwert	5,0	5,5	1,3	3,5	7,5	0,0	1,0	76,0	0,0	0,3
Standardabweichung	2,8	0,7	1,1	2,1	2,1	0,0	0,0	2,8	0,0	0,4
Grabenbach Formation										
1.ST1	3	3	0,5	6	10	2	0,5	76	0	0,5
2.ST9	20	4	0,5	3	4	1	0	68	0	0
3.ST8	3	5	0,5	5	6	0,5	0	77	0	2
Mittelwert	8,7	4,0	0,5	4,7	6,7	1,2	0,2	73,7	0,0	0,8
Standardabweichung	9,8	1,0	0,0	1,5	3,1	0,8	0,3	4,9	0,0	1,0
Fahrenberg										
Kreuzgraben Formation										
1.F003	8	17	2	28	42	0	2	0	0	0
2.F004	2	28	1	45	20	0	3	0	0,5	0
3.F002	10	16	3	56	15	0	0,5	0	0	0
4.FA10	25	19	4	32	10	0	5	0	0,5	5
5.FA12	10	15	3	46	14	0	0	9	0,5	3
6.FA19	20	15	8	11	38	0,5	2	0,5	2	1
7.NU25	7	15	2	46	28	1	2	0	0	0,5
Mittelwert	11,7	17,9	3,3	37,7	23,9	0,2	2,1	1,4	0,5	1,4
Standardabweichung	8,0	4,7	2,3	15,1	12,4	0,4	1,6	3,4	0,7	1,9
Schmalnau Formation										
1.FA61	13	27	8	17	34	0	1	0	0	0
2.SW6	16	8	5	14	55	0	1	0	1	1
3.FA69/71	9	14	6	21	45	0	3	2	0	1
4.FA16	5	25	5	36	24	0	2	0	1	2
5.FA17	7	23	3	40	24	0	2	0	1	1
6.NU24	7	35	7	34	13	0	0	1	3	2
7.FA33	6	21	7	40	22	0	2	0,5	1	1
8.FA45	14	9	4	37	35	0	1	0	0,5	0
9.FA31	7	28	6	38	19	0	1	0	1	0
10.FA32	19	27	11	20	18	0	1	0	1	2
11.FA39	18	26	4	27	17	0	2	0	6	1
12.FA40	8	32	5	31	19	0,5	1	2	0,5	0,5
Mittelwert	10,8	22,9	5,9	29,6	27,1	0,0	1,4	0,5	1,3	1,0
Standardabweichung	5,0	8,5	2,2	9,4	12,7	0,1	0,8	0,8	1,7	0,8

Bad Ischl - Brennetgraben										
Probennummer	Zirkon	Turmalin	Rutil	Apatit	Granat	Chloritoid	Staurolith	Chromsp.	Amphibol	Sonstige
Kreuzgraben Formation										
1.BI1	21	25	7	24	20	0	2	1	0	1
Nussensee Formation										
1.BI4	6	9	2	3	12	1	0,5	67	0	0
2.BI6	4	7	0,5	2	3	1	0	83	1	0
Mittelwert	5,0	8,0	1,3	2,5	7,5	1,0	0,3	75,0	0,3	0,0
Standardabweichung	1,4	1,4	1,1	0,7	6,4	0,0	0,4	11,3	0,4	0,0
Grabenbach Formation										
1.BI9A	18	30	2	7	6	3	1	19	12	1
2.BI9B	4	3	0,5	1	5	1	0,5	85	0,5	0,5
3.BI15	2	2	0,5	1	6	2	0	85	0,5	0,5
Mittelwert	8,0	11,7	1,0	3,0	5,7	2,0	0,5	63,0	4,3	0,7
Standardabweichung	8,7	15,9	0,9	3,5	0,6	1,0	0,5	38,1	6,6	0,3
Traunstein-Mairalm										
Probennummer	Zirkon	Turmalin	Rutil	Apatit	Granat	Chloritoid	Staurolith	Chromsp.	Titanit	Sonstige
1.TR1	3	4	1	0,5	4	0,5	0	86	0	1
2.TR3	6	9	2	2	19	0	1	60	0	1
3.TR4	3	7	3	1	7	0	1	77	1	0,5
4.TR6	3	9	4	4	6	0,5	1	72	1	1
5.TR7	1	2	2	1	3	0	1	91	0,5	1
Mittelwert	3,2	6,2	2,4	1,7	7,8	0,2	0,8	77,2	0,5	0,9
Standardabweichung	1,8	3,1	1,1	1,4	6,5	0,3	0,4	12,2	0,5	0,2

Tabelle 1.

Schwermineraldaten aus den untersuchten Gosauabfolgen.

Angaben in Kornprozent, mindestens 250 Körner ausgezählt, Korngrößenbereich 0,064–0,4 mm. Gehalte unter 0,5 % als 0,5 angegeben.

- eine chromspinellfrei bzw. chromspinellarme Proben-Gruppe mit Apatitdominanz bzw. gleichen Anteilen von Apatit und Granat;
- eine chromspinellreiche Gruppe mit signifikant geringeren Apatitgehalten, die Proben aus der Grabenbach-Formation kennzeichnet.

Auch aus der Geröllzusammensetzung der Konglomeratfolgen ergeben sich Hinweise auf ein einheitliches Liefergebiet der Vorkommen von Fahrenberg und Nussensee. LEISS (1988) berichtet über das Auftreten von Geröllen vergrünter Gabbros mit Hämatit im Gebiet der Rotwand innerhalb der Kreuzgraben-Formation. Vergleichbare Komponenten finden sich auch in Dünnschliffen aus der Nussensee-Formation im Nussenbachprofil. Diese Gerölle können aus basischen „Schollen“, die gemeinsam mit Haselgebirge auftreten, bezogen werden, wie Vergleiche mit den von KIRCHNER (1980) beschriebenen anstehenden Gesteinen des Salzkammerguts nahelegen. Ähnliche Gerölle sind auch aus dem Obersanton der Rigauer Gosau bekannt gemacht worden (JARNIK, 1994: andesitische Gabbros). Daneben fallen innerhalb der Kreuzgraben-Formation noch bis zu 60 cm große Plassenkalk-Komponenten auf. Sie können entweder den nördlich bis westlich benachbarten Plassenkalkvorkommen des Sparbers und der Bleckwand oder heute abgetragenen Plassenkalken auf der Gamsfeldmasse selbst entstammen. Zusammen mit Plassenkalkgeröllen treten v.a. im Gebiet der Weißen-Wand-Forststraße auch gehäuft Komponenten von rötlichen und bräunlichen Werfener Silt- und Sandsteinen auf.

Die petrographische Zusammensetzung der Sandsteine wurde nur übersichtsmäßig untersucht. Auf Grund der Feinkörnigkeit vor allem der marinen Sandsteine ergeben sich sehr einheitliche Zusammensetzungen mit 30 bis 50 % aufgearbeitete Kalkkomponenten, 20 bis 30 % Dolomit und 20 bis 30 % Quarz, wobei der Anteil an polykristallinen Quarzen je nach Korngröße etwa ein Viertel bis die Hälfte des Quarzanteils ausmacht. Da-

neben treten noch Hornsteine und vereinzelt quarzitisches Gesteinsfragmente auf. Nur in mittel- bis grobkörnigen Sandsteinlagen fallen Serpentinfragmente auf, vor allem im Bereich der Sandsteinbank der Hochmoos-Formation im Nussenbachgraben (WAGREICH, 1993).

9. Beckenanalyse

Wie sowohl die faziellen Beziehungen als auch die übereinstimmenden Schwermineralspektren belegen, können die betrachteten Gosauvorkommen des Fahrenbergs und des Nussensees einem einheitlichen Ablagerungsraum der Oberkreide zugeordnet werden: Das Profil des Nussenbachgrabens markiert zentrale Beckenteile, die vom Mittelconiac bis ins Untersanton eine relativ landferne Mergelsedimentation kennzeichnete. Der zentrale Beckenteil dürfte sich einerseits nach Westen über den Bereich Strobl/Weißenbachtal bis St. Wolfgang fortsetzen, andererseits nach Nordosten in den Brennetgraben, wie die Nachweise marinen Oberturons in diesen Gebieten andeuten (TRÖGER & SUMMESBERGER, 1994; SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996). Die schlecht eingestufte Abfolge im Bereich südlich des Traunsteins mit fossilreichen Sandsteinen könnte den nördlichen Rand dieses Beckens der Unteren Gosau Subgruppe entsprechen.

Der südliche Beckenrand des Oberturons ist im Bereich des Fahrenbergs aufgeschlossen. Die Kreuzgraben-Formation des Oberturon/Unterconiacs? dieses Bereiches gehen gegen das Becken zu in lakustrin und marin beeinflusste Konglomerate (Nussensee-Formation) über. Die tieferen, im küstennahen Bereich abgelagerten Sandsteine der Schmalnau-Formation (Mittelconiac) haben ihr altersmäßiges Äquivalent z.T. in den amalgamierten Tempestiten der Schmalnau-Formation des Nussenbachprofils, z.T. wahrscheinlich auch schon im tieferen Abschnitt (tieferes Mittelconiac) der mergelreichen Partien mit Tempestiten der Grabenbach-Formation. Ab dem höheren Mittelconiac kommt es zu einem Ausgleich der Beckento-

pographie im Bereich Fahrenberg – Gosau. Auch im Vorkommen von Gosau wird etwa zu dieser Zeit die konglomeratreiche tiefere Streiteck-Formation von der mergelreichen Fazies der höheren Streiteck-Formation abgelöst (TRÖGER & SUMMESBERGER, 1994).

Etwa im Bereich der Coniac–Santon-Grenze (definiert mit dem Erstauftreten von *Sigalia deflaensis/carpathica*) weist im Nussenbachprofil ein hoher Planktonanteil auf die größte Ablagerungstiefe innerhalb der Schelfmergel hin. Gleichzeitig ist im Becken von Gosau ebenfalls ein planktonreicher Abschnitt am Top der Streiteck-Formation festzustellen (WAGREICH, 1986).

Im tiefen Obersanton führt ein regressiver Trend zusammen mit einer möglichen Auffüllung des Schelfbeckens zu einer Verflachung des Meeres. Dieser Trend ist gleichzeitig auch in den Vorkommen von Gosau (WAGREICH, 1988a) und Abtenau-Rigaus (JARNIK, 1994) feststellbar und führt zu einem markanten Coarsening-upward-Zyklus.

Die weitere Entwicklung des Ablagerungsraumes ab dem Obersanton ist auf Grund der nur lückenhaften Erhaltung jüngerer Sedimente nicht rekonstruierbar. Festzustellen ist eine Absenkung in bathyale Bereiche mit der Sedimentation von Kalkmergeln der Nierental-Formation, die im Zeitraum höheres Obersanton–Untercampan erfolgt sein muss. Diese generelle, kalkalpenweite Absenkung (WAGREICH, 1991, 1993, 1995) hat zu einem Ausgleich der in der Tieferen Gosau herrschenden, engräumigen Faziesgliederung bzw. Beckenmorphologie geführt, wie die einheitliche Tiefwasser-Mergelfazies der Nierental-Formation von Gosau über Rigaus bis zum Nussensee belegt. Auffallend ist das Fehlen turbiditischer Ablagerungen der Ressen-Formation, wie sie aus dem Gebiet von Gosau bekannt sind (KOLLMANN, 1982). Dieser Tiefwasserfächer mit Schüttung aus dem Südosten dürfte lateral rasch in hemipelagischen Ablagerungen auskeilen (vgl. auch JARNIK, 1994 und KRENNMAYR, 1996).

10. Sequenzstratigraphie

Die Sedimentation innerhalb des Oberkreidevorkommens im Gebiet Fahrenberg-Nussensee kann im Sinne einer sequenzstratigraphischen Gliederung auf der Grundlage von Änderungen im Akkomodationsraum, d.h. dem für Sedimentation zur Verfügung stehenden Raum, und der Sedimentanlieferung beschrieben werden (vgl. HAQ et al., 1987; VON WAGONER et al., 1988; POSAMENTIER & VAIL, 1988; SCHLAGER, 1993; SANDERS et al., 1997). Die Abfolgen der Unteren Gosau Subgruppe entsprechen im Wesentlichen einem großen Transgressions-Regressionen-Zyklus zweiter Ordnung (Abb. 17).

Die Sedimentation beginnt mit alluvialen Konglomeraten des Lowstand Systems Tract (bzw. Lowstand Wedge im Sinne von HUNT & TUCKER [1992]) über einer tektonisch bedingten Winkeldiskordanz (Sequenzgrenze ersten Ranges) im Oberturon. Etwa zeitgleich werden im Bad Ischler Bereich die Konglomerate der Nussensee-Formation abgelagert. Darüber folgt eine Fan-Delta-Fazies des Transgressive Systems Tract. Einzelne Fan-Delta-Zyklen entsprechen progradierenden Parazyklen innerhalb eines rückschreitenden Parazyklensets, bedingt durch kleinere Stillstände des relativen Meeresspiegels bei genereller transgressiver Tendenz. Die abschließende Rudistenbesiedelung auf dem Fan-Delta-Bereich des Fahrenbergs ergibt sich durch fortschreitende (beschleunigte?) Transgression, die den Küstensaum landwärts gegen S in den Bereich des Fahrenbergs verlagert (Coastal onlap),

womit der alluviale Grobfrachteintrag nicht mehr den überlieferten Beckenbereich erreicht. Im Becken kommt es zeitgleich zur Ablagerung von flachmarinen Tempestiten (Schmalnau-Formation) und den Mergeln der Grabenbach-Formation, die auf Grund der zunehmenden Planktongehalte eine Abtiefung im Unterconiac anzeigen. Die im Hangenden folgenden flachmarinen, fossilreichen Mergel im Nussenbachgraben zeigen eine erste Beckenauffüllung an und sind somit einem Highstand Systems Tract zuzuordnen, dessen Entsprechung innerhalb der randmarinen Fazies der Schmalnau-Formation nicht eindeutig verfolgbar ist.

Die Abfolge proximaler Tempestite der Schmalnau-Formation des Fahrenbergs weist auf Aggradation bis schwache Retrogradation von Vorstrand/Strand-Parazyklen (siliziklastisch-dominierte Parazyklen nach SANDERS et al., 1997) hin, wobei der generelle transgressive Trend erhalten bleibt, wie die Zunahme von Mergelzwischenlagen belegt. Zeitgleich, im Mittelconiac, beginnt im Becken (Nussenbachgraben, vgl. Abb. 4) neuerlich eine Abtiefung mit der Ablagerung planktonreicher Mergel (Transgressive Systems Tract) mit wenigen Tempestitlagen, die im höheren Oberconiac-tiefen Untersanton im Becken in eine „kondensierte“ pelagische Fazies ohne Sandsteinlagen überleitet, die einen Meeresspiegelhochstand anzeigt. Dem höheren Abschnitt des Transgressive Systems Tract entspricht am Südrand des Beckens der hangende Teil der Schmalnau-Formation mit vermehrten Mergelzwischenlagen und Ammonitenführung.

Im höheren Untersanton kommt es zur Verflachung des Ablagerungsraumes durch Auffüllung des Schelfbeckens (später Highstand Systems Tract, vgl. Abb. 4), ohne dass subaerische Ablagerungen zu belegen sind. Das Auftreten seichtmariner, biogenreicher Sandsteine am Top des Nussenbachprofils entspricht wahrscheinlich einer neuerlichen Sequenzgrenze, wie sie auch im Bereich von Gosau mit neuerlichen Fan-Delta-Konglomeraten direkt über Schelfsedimenten (Grenze zwischen untere und obere Hochmoos-Formation, WAGREICH, 1988a; SANDERS et al., 1997) zeitgleich auftritt.

Als mögliche Mechanismen dieser Schwankungen des relativen Meeresspiegels können entweder globale, eustatische Veränderungen des Meeresspiegels oder lokale, tektonisch bedingte Absenkungen und Anhebungen des Beckenuntergrundes angesehen werden. Aufbauend auf die sowohl auf Makro- als auch Mikro- und Nannofossilien beruhenden biostratigraphischen Gliederungen kann eine detaillierte Chronostratigraphie aufgestellt werden. Eine Korrelation mit der globalen Standard-Meeresspiegelkurve für den Zeitbereich Oberturon bis Santon (HAQ et al., 1987; ROBASZYNSKI et al., 1990) ist nur sehr eingeschränkt möglich (Abb. 17). Einerseits ergibt sich eine grundlegende zeitliche Unschärfe möglicher Sequenzgrenzen im Vergleich mit der globalen Meeresspiegelkurve von HAQ et al. (1987, 1988) auf Grund von ungenauer Korrelation biostratigraphischer Zonierungen mit Stufengrenzen und Sequenzgrenzen in diesem Zeitraum. Andererseits weisen die Winkeldiskordanzen an der Basis der Abfolge und der beschriebene transgressive Zyklus 2. Ordnung während einer Phase fallenden globalen Meeresspiegels (vgl. HAQ et al., 1987, 1988) auf eine generelle tektonische Kontrolle des Sedimentationsgeschehens der Tieferen Gosau hin (SANDERS et al., 1995, 1997; WAGREICH et al., 1996).

Die Transgression im höheren Oberturon entspricht sehr gut einem starkem Meeresspiegelanstieg 3. Ordnung in der HAQ-Kurve, der aber seinen Höhepunkt schon im

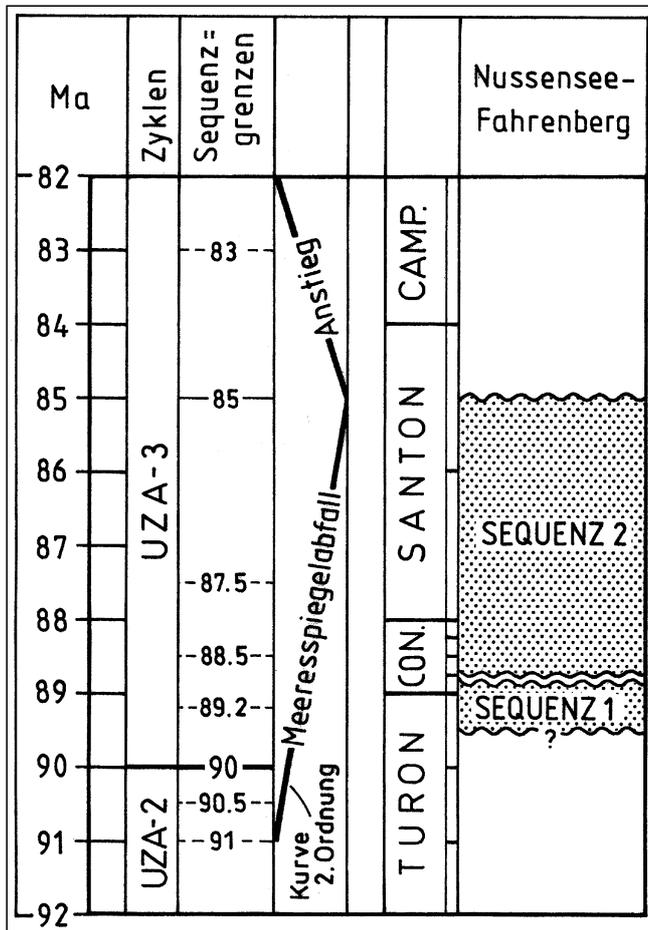


Abb. 17. Vergleich der Sequenzen der Gosau des Nussensee-Fahrenberg-Gebietes mit der Zyklengliederung nach HAQ et al. (1987, 1988) und ROBASYNSKI et al. (1990). Zeitskala und Hierarchie der Sequenzgrenzen nach HAQ et al. (1988). Modifiziert nach SANDERS et al. (1997).

Unter- bis Mittelconiac haben sollte (Zyklus 3. Ordnung UZA-3.1 nach HAQ et al. [1987]) bzw. nach ROBASYNSKI et al. (1990), aufbauend auf Daten aus Tunesien, schon im höchsten Oberturon von der nächsten Sequenz abgelöst werden sollte. Auch im Basko-Kantabrischen Becken in Spanien (GRÄFE & WIEDMANN, 1993) findet sich eine markante Sequenzgrenze (UC9) an der Turon-Coniac-Grenze, für die sich im Strobl- und Nussensee-Profil keine Hinweise finden.

Die Sequenzgrenze im Unterconiac? findet keine Entsprechung in der Standardkurve (Abb. 17). Der stark transgressive Charakter ab dem Mittelconiac von Wassertiefen von wenigen Metern zu Wassertiefen des äußeren Schelfs bis zu 300 m fehlt in der HAQ-Kurve, während aber NUMMEDAL (1990) und PLINT (1991) eine ähnlich transgressive Tendenz mit einem Hochstand an der Coniac-Santon-Grenze aus dem (tektonisch beeinflussten) Vorland der Rocky Mountains belegen.

Der Hochstand an der Coniac-Santon-Grenze, der sowohl im Nussenbachprofil als auch im Gebiet von Gosau durch hohe Planktongehalte und vermehrte Auftreten von Benthosforaminiferen des oberen Bathyals (u.a. *Dentalina*, *Eponides*, *Osangularia*) angezeigt wird, findet sich ebenfalls nicht in der HAQ-Kurve.

Die Verflachung und Auffüllung des Beckens im höheren Untersanton bis unteren Obersanton entspricht einem Highstand Systems Tract (vgl. HAQ et al., 1987). Die Sequenzgrenze bzw. der relative Tiefstand des unteren Ober-

santons könnte wieder einem Tiefstand der HAQ-Kurve (Ende Zyklus UZA-3.3) entsprechen.

Somit ist zwar eine Beeinflussung durch eustatische Meeresspiegelschwankungen möglich, der überlagernde steuernde Mechanismus liegt allerdings offenbar im lokalen tektonischen Subsidenzgeschehen, das einen übergeordneten Zyklus von starker Absenkung – auslaufender Absenkung – Beckenauffüllung bedingt, wie er für mehrere Gosauvorkommen rekonstruiert werden konnte (WAGREICH, 1988a, 1991). Dieser Zyklus entspricht in seiner Größenordnung und Dauer Zyklen zweiter Ordnung im Sinne von HAQ et al. (1987, 1988). Ein signifikanter Hinweis auf tektonische Steuerung zumindest dieses übergeordneten Zyklus ist die deutliche Änderung in der Zusammensetzung des Liefergebietes, wie die Änderung der Schwermineralspektren von vorherrschend Apatit und stabilen Mineralen zu chromspinnelreichen Spektren im Obersanton belegt. Eustatische Meeresspiegelschwankungen werden dabei im wesentlichen dann als primär kontrollierender Faktor der Sedimentation wirksam, wenn die Rate der tektonischen Absenkung unter die Rate der Meeresspiegeländerungen abfällt und der entstandene Akkomodationsraum, abhängig von der Sedimentanlieferungsrate, aufgefüllt wird (vgl. POSAMENTIER & ALLEN, 1993a,b; SCHLAGER, 1993). Sequenzen in tektonisch aktiven Gebieten, wie sie für die Ablagerung der Tieferen Gosau des Gebietes von Gosau bis Bad Ischl belegt werden können, sind daher weitgehend tektonisch gesteuert und nur sekundär von globalen Meeresspiegelschwankungen beeinflusst (vgl. FORTUIN & DE SMET, 1991; KLUG, 1993; POSAMENTIER & ALLEN, 1993a,b; SANDERS et al., 1997).

Dank

Für die finanzielle Förderung der Geländearbeit ist dem österreichischen Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung (Projekt P 7462-Geo – Paläogeographie und Geodynamik der ostalpinen Kreide; Leiter P. FAUPL) und den IGCP Projekten IGCP262 „Cretaceous Tethyan Correlations“ und IGCP362 „Tethyan-Boreal Cretaceous Correlations“ zu danken. Diethard SANDERS (Innsbruck) und Herbert SUMMESBERGER (Wien) danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskripts, Leo LEITNER für die bewährte Zeichenarbeit.

Literatur

- AIGNER, T. (1985): Storm depositional systems: dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. – Lect. Notes Earth Sci., **3**, 1–174, Berlin (Springer).
- BLAIR, T.C. (1987a): The characteristics, classification and origin of Late Pleistocene fan deposits in the Case Basin, Canterbury, New Zealand. – Sedimentology, **34**, 459–471, Oxford.
- BLAIR, T.C. (1987b): Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. – Journ. Sed. Petrol., **57**, 845–862, Tulsa.
- BLAIR, T.C. & MCPHERSON, J.G. (1992): The Trollheim alluvial fan and facies model revisited. – Geol. Soc. America Bull., **104**, 762–769, Boulder.
- BLAIR, T.C. & MCPHERSON, J.G. (1994): Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. – Journ. Sed. Res., **A64**, 450–489, Tulsa.
- BRENCHLEY, P.J., ROMANO, M. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1986): Proximal and distal hummocky-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. – In: KNIGHT, R.J. & MCLEAN, J.R. (Eds.): Shelf sands and sandstones, Canad. Soc. Petr. Geol. Mem., **11**, 241–255, Calgary.
- CHEEL, R.J. & LECKIE, D.A. (1993): Hummocky cross-stratification. – Sedimentology Rev., **1**, 103–122, Oxford.

- CHERVEN, V.B. (1984): Early Pleistocene glacial outwash deposits in the eastern San Joaquin Valley, California: a model for humid-region alluvial fans. – *Sedimentology*, **31**, 823–836, Oxford.
- DECKER, K. & JARNIK, M. (1993): Structural analysis of the Late Cretaceous Gosau Group of Rigaus, Fahrenberg and Nussen-see (Northern Calcareous Alps, Salzburg – Upper Austria): Tertiary deformation during lateral extrusion illustrated. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **38**, 93–106, Wien.
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der Östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **137**, 5–18, Wien.
- DOTT, R.H. & BOURGEOIS, J. (1982): Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. – *Geol. Soc. America Bull.*, **93**, 663–680, Boulder.
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M. (1987): Facies development of the Gosau Group of the Eastern Parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 142–155, Wien (Deuticke).
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Transgressive Gosau (Coniac) auf Branderfleckschichten (Turon) in den Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **135**, 481–491, Wien 1992.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1996): Basin analysis of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Turonian–Eocene, Eastern Alps). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*, EAGE Special Publ., **5**, 127–135, London.
- FORTUIN, A.R. & DESMET, M.E.M. (1991): Rates and magnitudes of late Cenozoic vertical movements in the Indonesian Banda Arc and the distinction of eustatic effects. – *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **12**, 79–89, Oxford.
- FROSTICK, L.E. & STEEL, R.J. (1993): Tectonic signatures in sedimentary basin fills: an overview. – *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **20**, 79–89, Oxford.
- GRÄFE, K.-U. & WIEDMANN, J. (1993): Sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous of the Basco-Cantabrian Basin (northern Spain). – *Geol. Rdsch.*, **82**, 327–361, Berlin.
- HAO, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – *Science*, **235**, 1156–1167.
- HAO, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. – In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S.C., POSAMANTIER, H., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J. (Eds.): *Sea-level changes – an integrated approach*, Soc. Econ. Palaeont. Mineral. Spec. Publ., **42**, 71–105, Tulsa.
- HÖFLING, R. (1985): Faziesverteilung und Fossilvergesellschaftungen im karbonatischen Flachwasser-Milieu der alpinen Oberkreide (Gosau-Formation). – *Münchner Geowiss. Abh.*, **A3**, 1–206; München.
- HUBERT, J.F. & FILIPOV, A.J. (1989): Debris-flow deposits in alluvial fans on the west flank of the White Mountains, Owens Valley, California, U.S.A. – *Sediment. Geol.*, **61**, 177–205, Amsterdam.
- HUNT, D. & TUCKER, M.E. (1992): Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. – *Sediment. Geol.*, **81**, 1–9, Amsterdam.
- IMMEL, H. (1987): Die Kreideammoniten der Nördlichen Kalkalpen. – *Zitteliana*, **15**, 3–163, München.
- JARNIK, M. (1994): Zur Sedimentologie, Stratigraphie und Tektonik der Gosau von Rigaus/Abtenau (Salzburg/Österreich). – *Diplomarb. Formal- u. Naturwiss. Fak., Univ. Wien*, 178 S.
- JARNIK, M. & WAGREICH, M. (1993): The Lower Gosau Complex of Rigaus – Reconstruction of a Late Cretaceous sedimentary facies sequence (Northern Calcareous Alps/Salzburg/Austria). – *Terra Abstracts 5/1 (EUG VII Strasbourg)*, p. 676, Oxford.
- KIRCHNER, E. (1980): Natriumamphibole und Natriumpyroxene als Mineralneubildungen in Sedimenten und basischen Vulkaniten aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1980**, 249–279, Wien.
- KLUG, B. (1993): Cyclic facies architecture as a key to depositional controls in a distal foredeep: Campanian Mesaverde Group, Wyoming, USA. – *Geol. Rdsch.*, **82**, 306–326, Berlin.
- KOLLMANN, H.A. (1982): Gosauablagerungen im Becken von Gosau. – (In:) PLOCHINGER, B.: *Erläuterungen zu Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut*, 30–34, Wien (Geol. B.-A.).
- KOLLMANN, H.A. & SUMMESBERGER, H. (1982): Excursions to Coniacian-Maastrichtian in the Austrian Alps. – *Work. Group Cretaceous Stage Boundaries, 4th Meeting 1982*, 1–104, Wien.
- KRENMAYR, H.G. (1996): Hemipelagic and turbiditic mudstone facies associations in the Upper Cretaceous Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Sediment. Geol.*, **101**, 149–172, Amsterdam.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1990): Neoflabellinen aus der Oberkreide beidseits des Atlantiks. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **82**, 135–171, Wien.
- LECKIE, D.A. & WALKER, R.G. (1982): Storm- and tide-dominated shorelines, in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval – outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in Western Canada. – *Americ. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **66**, 138–157, Tulsa.
- LEISS, O. (1988): 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, München.
- LEISS, O. (1990): Neue Aspekte zur Geodynamik und Deckenbildung als Ergebnis der Beckenanalyse von synorogenen Kreidevorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – *Geol. Rdsch.*, **79**, 47–84, Stuttgart.
- LINZER, H.-G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – *Tectonophysics*, **242**, 41–61, Amsterdam.
- MIALL, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. – In: MIALL, A.D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*, *Canad. Soc. Petr. Geol. Mem.*, **5**, 597–604, Calgary.
- MYROW, P.M. & SOUTHARD, J.B. (1996): Tempestite deposition. – *Journ. Sed. Res.*, **66**, 875–887, Tulsa.
- NEMEC, W. & STEEL, R.J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. – In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (Eds.): *Sedimentology of gravels and conglomerates*, *Canad. Soc. Petr. Geol. Mem.*, **10**, 1–31, Calgary.
- NEMEC, W. & STEEL, R.J. (1988): What is a fan delta and how do we recognize it? – In: NEMEC, W. & STEEL, R.J. (Eds.): *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, 3–13, Glasgow (Blackie).
- NUMMEDAL, D. (1990): Sequence stratigraphic analysis of the upper Turonian and Coniacian strata in the San Juan Basin, New Mexico, U.S.A. – In: GINSBURG, R.N. & BEAUDOIN, B. (Eds.): *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*, 33–46, Dordrecht (Kluwer).
- ORTON, G.J. (1988): A spectrum of Middle Ordovician fan deltas and braidplain deltas, North Wales: a consequence of varying fluvial clastic input – In: NEMEC, W. & STEEL, R.J. (Eds.): *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, 23–49, Glasgow (Blackie).
- PERESSON, H. (1991): Kinematische Analyse von Störungsflächen und Folgerungen für die Strike-Slip Tektonik an der Wolfgangseestörung (Salzburg). – *Diplomarb. Formal- u. Naturwiss. Fak., Univ. Wien*, 116 S.
- PLINT, A. G. (1991): High-frequency sea-level oscillations in Upper Cretaceous shelf clastics of the Alberta foreland basin: possible evidence for glacio-eustatic control? – *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **12**, 409–428, Oxford.
- PLOCHINGER, B. (1964): Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **107**, 11–69, Wien.

- PLOCHINGER, B. (1973): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes 1 : 25.000. – 91 S., Wien (Geol. B.-A.).
- PLOCHINGER, B. (1982): Erläuterungen zu Blatt 95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut. – 74 S., Wien (Geol. B.-A.).
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – *Geol. Rdsch.*, **77**, 641–670, Stuttgart.
- POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. (1993a): Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland ramp-type basins. – *Geology*, **21**, 455–458, Boulder.
- POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. (1993b): Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. – *Sediment. Geol.*, **86**, 91–109, Amsterdam.
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and systems tract models. – In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S.C., POSAMENTIER, H., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J., (Eds.): Sea-level changes – an integrated approach, *Soc. Econ. Palaeont. Mineral. Spec. Publ.*, **42**, 125–154, Tulsa.
- POSTMA, G. (1986): Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. – *Geology*, **14**, 291–294, Boulder.
- RATSCHBACHER L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis. – *Tectonics*, **10**, 257–271, Washington.
- REDTENBACHER, A. (1873): Die Cephalopodenfauna der Gosauschichten in den nordöstlichen Alpen. – *Abh. Geol. Reichsanst. Wien* **5**, 91–140, Wien.
- REUSS (1854): Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten der Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. – *Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **7**, 1–156, Wien.
- RIDGEWAY, K.D. & DECELLES, P.G. (1993): Stream-dominated alluvial fan and lacustrine depositional systems in Cenozoic strike-slip basins, Denali fault system, Yukon Territory, Canada. – *Sedimentology*, **40**, 645–666, Oxford.
- ROBASZYNSKI, F., CARON, M., DUPUIS, C., AMEDRO, F., GONZALEZ DONOSO, J.-M., LINARES, D., HARDENBOL, J., GARTNER, S., CALANDRA, F. & DELOFFRE, R. (1990): A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia: Formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan Area. – *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **14**, 213–384, Pau.
- SALVADOR, A. (Ed.) (1994): A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. 2nd ed. – IUGS, *Geol. Soc. America*, 1–214, Boulder.
- SANDERS, D., KOLLMANN, H., WAGREICH, M. (1997): Sequence development and biotic assemblages on an active continental margin: The Turonian–Campanian of the Northern Calcareous Alps, Austria. – *Bull. Soc. géol. France*, **168**, 351–372, Paris.
- SCHLAGER, W. (1993): Accommodation and supply – a dual control on stratigraphic sequences. – *Sediment. Geol.*, **86**, 111–136; Amsterdam.
- SHULTZ (1984): Subaerial debris-flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, western Colorado. – *Journ. Sed. Petrol.*, **54**, 759–772.
- SISSINGH (1977): Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. – *Geol. Mijnbouw*, **56**, 37–56; Amsterdam.
- STEEL, R.J. (1988): Coarsening-upward and skewed fan bodies: symptoms of strike-slip and transfer fault movement in sedimentary basins. – In: NEMEC, W. & STEEL, R.J. (Eds.): *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, 75–83, Glasgow (Blackie).
- STOJASPAL, F., & LOBITZER, H. (1976): Bericht 1975 über stratigraphische Untersuchungen in der Gosau des Wolfgangsee-, Ischl- und Traungbietes auf Blatt 95, St. Wolfgang. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 115–116, Wien.
- SUMMESBERGER, H. (1985): Ammonite zonation of the Gosau Group (Upper Cretaceous, Austria). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **87**, 145–166, Wien.
- SUMMESBERGER, H. & KENNEDY, W.J. (1996): Turonian ammonites from the Gosau Group (Upper Cretaceous; Northern Calcareous Alps; Austria) with a revision of *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER, 1866). – *Beitr. Paläont.*, **21**, 105–177, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): *Geologie von Österreich. Bd. II.* – 710 S., Wien (Deuticke).
- TRÖGER, K.-A. & SUMMESBERGER, H. (1994): Coniacian and Santonian inoceramid bivalves from the Gosau-Group (Cretaceous, Austria) and their biostratigraphic and palaeobiogeographic significance. – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **96A**, 161–197.
- VON EYNATTEN, H. (1996): Provenanzanalyse kretazischer Siliziklastika aus den Nördlichen Kalkalpen. – *Diss. Univ. Mainz*, 145 S., Mainz.
- VON WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUITT, T.S. & HARDENBOL, J. (1988): An overview about the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. – In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S.C., POSAMENTIER, H., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J., (Eds.): *Sea-level changes – an integrated approach*, *Soc. Econ. Palaeont. Mineral. Spec. Publ.*, **42**, 39–45, Tulsa.
- WAGREICH, M. (1986): Sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen des tieferen Abschnittes der Gosauschichten von Gosau und Rußbach (Oberösterreich-Salzburg). – *Unveröff. Diss. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien*, 253 S., Wien.
- WAGREICH, M. (1988a): Sedimentologie und Beckenentwicklung des tieferen Abschnittes (Santon–Untercampan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Rußbach (Oberösterreich-Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 663–685, Wien.
- WAGREICH, M. (1988b): Nannoplankton- und Foraminiferen-Feinstratigraphie des Santon–Untercampan der Gosauschichtgruppe von Gosau-Rußbach (Oberösterreich – Salzburg). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **34/35**, 279–294, Wien.
- WAGREICH, M. (1989a): Coarsening-upward fan-delta sequences in the Lower Streiteck-Formation (Santonian) of the Gosau Group near Gosau (Upper Austria). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1989**, 47–64, Stuttgart.
- WAGREICH, M. (1989b): Siliziklastische und kalkige Tempestifazies in der Gosaugruppe (Kalkalpen, Oberösterreich). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **16**, p. 126, Innsbruck.
- WAGREICH, M. (1992): Correlation of Late Cretaceous calcareous nannofossil zones with ammonite zones and planktonic foraminifera: the Austrian Gosau sections. – *Cret. Research.*, **13**, 505–516, London.
- WAGREICH, M. (1993a): Serpentinreiche Sandsteine als Anzeiger verschwundener Suturzonen am Beispiel der Oberkreide der Nördlichen Kalkalpen (Gosau Gruppe, Österreich). – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1992**, 663–673, Stuttgart.
- WAGREICH, M. (1993b): Subcrustal tectonic erosion in orogenic belts – A model for the Late Cretaceous subsidence of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Geology*, **21**, 941–944, Boulder.
- WAGREICH, M. (1995): Subduction tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). – *Tectonophysics*, **242**, 63–78, Amsterdam.
- WAGREICH, M., BÖHM, F. & LOBITZER, H. (1996): Sedimentologie des kalkalpinen Mesozoikums in Salzburg und Oberösterreich (Jura, Kreide). *Exkursionsführer Sediment '96 Wien*. – *Ber. Geol. B.-A.*, **33** (B1), 1–59, Wien.
- WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **110**, 235–254, Amsterdam.
- WAGREICH, M. & KRENMAYR, H.-G. (1993): Nannofossil biostratigraphy of the Late Cretaceous Nierental-Formation, Northern Calcareous Alps (Bavaria, Austria). – *Zitteliana*, **20**, 67–77, München.
- WAGREICH, M., SANDERS, D. & KOLLMANN, H.A. (1996): Tectonic control on sequence development in syntectonic Late Cretaceous basins of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Abstr. 5th Internat. Cretaceous Symp.*, p. 81, Freiberg.
- WALTON, A.W. & PALMER, B.A. (1988): Lahar facies of the Mount Dutton Formation (Oligocene–Miocene) in the Marysvale Volcanic Field, southwestern Utah. – *Geol. Soc. America Bull.*, **100**, 1078–1091, Boulder.

WEBER, F. (1960): Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **51** (1958), 295–352, Wien.

WEIGEL, O. (1937): Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. – Jb. Geol. B.-A., **87**, 11–40, Wien.

WEISS, W. (1977): Korrelation küstennaher und küstenferner Faziesbereiche in den Unteren Gosauschichten (Oberkreide, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977**, 289–302, Stuttgart.

WELLS, S.G. & HARVEY, A.M. (1987): Sedimentologic and geomorphic variations in storm-generated alluvial fans, Howgill Fells, northeast England. – Geol. Soc. America Bull., **98**, 182–198, Boulder.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 11. April 1997