

## Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottngangien) in der oberösterreichischen Molassezone

Von PETER FAUPL & REINHARD ROETZEL\*)

Mit 30 Abbildungen und 3 Tabellen

Oberösterreich  
Salzburg  
Molassezone  
Innviertler Gruppe  
Sand-Schottergruppe  
Lithofazies  
Paläoströmung  
Sedimentologie  
Sedimentpetrologie  
Ottngangien

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blätter 29, 30, 45, 46, 47, 48, 63

### Inhalt

Zusammenfassung .....	415
Abstract .....	416
1. Einleitung .....	416
2. Überblick über die Sedimente des Ottngangiens in der oberösterreichischen Molassezone .....	417
3. Lithofazielle Gliederung der Atzbacher Sande und Enzenkirchner Sande .....	420
3.1. Lithofaziestypen .....	421
3.1. 1. Lithofazies A <sub>1</sub> .....	421
3.1. 2. Lithofazies A <sub>2</sub> .....	422
3.1. 3. Lithofazies A <sub>3</sub> .....	423
3.1. 4. Lithofazies A <sub>4</sub> .....	424
3.1. 5. Lithofazies A <sub>5</sub> .....	424
3.1. 6. Lithofazies B <sub>1</sub> .....	424
3.1. 6. Lithofazies B <sub>2</sub> .....	424
3.1. 7. Lithofazies C <sub>1</sub> .....	428
3.1. 8. Lithofazies C <sub>2</sub> .....	429
3.1. 9. Lithofazies C <sub>3</sub> .....	429
3.1.10. Lithofazies C <sub>4</sub> .....	430
3.2. Lithofaziesbeziehungen .....	431
4. Granulometrische Untersuchungen .....	432
5. Paläoströmungsdaten .....	437
5.1. Atzbacher Sande .....	437
5.2. Enzenkirchner Sande .....	439
5.3. Mehrnbacher Sande .....	439
6. Interpretation der Fazies und des sedimentären Environments .....	439
6.1. Lithofazies A <sub>1</sub> .....	439
6.2. Lithofazies A <sub>2</sub> .....	439
6.3. Lithofazies A <sub>3</sub> und A <sub>4</sub> .....	440
6.4. Lithofazies A <sub>5</sub> .....	441
6.5. Lithofazies B .....	441
6.6. Lithofazies C .....	441
7. Zur Schwermineralverteilung und Herkunft des Sedimentmaterials .....	441
8. Schlußfolgerungen .....	443
Dank .....	444
Literatur .....	444

### Zusammenfassung

In der Sandfazies der Innviertler Gruppe des Ottngangiens (Untermiozän) in der oberösterreichischen Molassezone lassen sich deutliche Merkmale einer starken Gezeitenaktivität erkennen. Die Ablagerung erfolgte in einem sandreichen, subtidalen Flachmeerbereich. Die Untersuchungen konzentrierten sich schwerpunktmäßig auf die Atzbacher und Enzenkirchner

Sande. Eine Unterscheidung von drei, sich lateral verzahnenden Lithofaziesgruppen ist auch kartenmäßig möglich. Die erste Faziesgruppe, die den hangenden Abschnitt der Atzbacher Sande einnimmt, wird als subtidale Rinnenfazies mit (?) longitudinalen Sandbänken und dazwischen auftretenden subtidalen Sandwellenfeldern sowie pelitreichen Flächen interpretiert. Die zweite Lithofaziesgruppe, die den liegenden Abschnitt repräsentiert, scheint überwiegend von kleineren subtidalen Sandwellen- und Rippelfeldern aufgebaut zu sein, während die dritte Gruppe im unmittelbaren Übergangsbereich zu den liegenden Vöcklaschichten Hinweise auf ein seichtes subtidales bis (?)intertidales Milieu führt. Das Gesamtprofil der Atzbacher Sande läßt sich als transgressive Serie interpretieren, die von

\*) Anschriften der Autoren: Univ.-Prof. Dr. PETER FAUPL, Institut für Geologie der Universität Wien, Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien; Dr. REINHARD ROETZEL, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

der Schelfschlammfazies des Ottnanger Schliers überlagert wird.

Aus den polymodal verteilten Paläoströmungsdaten läßt sich auf eine ausgeprägte Asymmetrie in der Intensität der Gezeitenströmungen schließen. In der Beckenmitte dominierte eine ENE gerichtete Strömung, die aus paläogeographischer Sicht wahrscheinlich dem Flutstrom entsprach, während der entgegengesetzten, ungefähr WNW gerichteten Strömung nur im Randbereich der Böhmisches Masse eine größere Bedeutung zukam. Die maximale Geschwindigkeit des Flutstromes im Bereich der Sandwellenfelder wurde mit ungefähr 0,5 m/sec errechnet.

Die Schwermineralzusammensetzung, die in den Sanden der Innviertler Gruppe der Sand-Schottergruppe weitgehend ident ist, weist auf großteils alpine Herkunft des Sedimentmaterials hin. Aufgrund der Paläoströmungsdaten kann in der oberösterreichischen Molassezone im Ottnangien ein genereller Sedimenttransport von W nach E angenommen werden. Als Haupteinspeisungspunkt für das sedimentäre Material kann der sogenannte „Ursalzach-Fächer“ angesehen werden, von dem das Sedimentmaterial durch die Gezeitenströmungen und wahrscheinlich auch durch Beckenlängsströmungen in weiterer Folge verteilt wurde.

### Abstract

In the Molasse zone of Upper Austria the sand facies of the Innviertel Group (Ottnangien, Lower Miocene) was deposited in a sand-rich subtidal shallow marine environment under strong tidal influence. The investigations were mainly focused on the Atzbach Sands and Enzenkirchen Sands. Three lithofacies groups can be distinguished and also mapped which show lateral transitions. The upper part of the Atzbach Sands can be interpreted as a sequence deposited in subtidal channels with (?) longitudinal shoals, small-scale subtidal sandwaves and muddy areas. The lower part of the Atzbach Sands was deposited in fields covered by small sandwaves and ripples. The lowermost sections against the underlying Vöckla beds show sedimentary features of shallow subtidal to (?) intertidal environments. The whole section of the Atzbach sands exhibits a transgression sequence overlain by the muddy shelf sediments of the Ottnanger Schlier.

Polymodal distribution patterns of paleocurrent data give evidence of a distinct asymmetry of the intensity of the tidal currents. The ENE direction represents the predominant current within the central part of the basin. From paleogeographical considerations it should be the flood direction. In the area of the sand wave fields the maximum tidal speed was approximately 0,5 m/sec. The opposite WNW directed current becomes more important towards the north, close to the Bohemian Massif.

Heavy minerals, which are nearly similar within the whole Innviertel Group and in the fan-delta system of the Sand-Schottergruppe, are derived from a main Alpine source area. This fan - delta system could be the feeder point of the sands which were then distributed further by tidal currents and possibly also by longshore currents.

## 1. Einleitung

Während des Unteren Miozäns war vom Oberen Egenburgien bis zum Ottnangien das Vorland des gefalteten Alpenkörpers von einem durchgehenden schmalen Meeresbereich erfüllt. Dieses Meer reichte von der westlichen Paratethys, welche über die Rhonesenke mit dem Westmediterrän in Verbindung stand, über die zentrale Paratethys bis weit nach Osten, in die Region des heutigen Kaspischen Sees (F. RÖGL & F. STEININGER, 1983).

In der Molassezone von Oberösterreich entsprechen die marinen Schichten der Innviertler Gruppe dem jüngeren Abschnitt dieser untermiozänen Meerestransgression. Diese Ablagerungen des Ottnangiens sind in diesem Gebiet besonders weiträumig verbreitet. Zeitgleiche Ablagerungen dieses Meeres in der westlichen Paratethys sind die Schichten der Oberen Meeresmolasse.

Die Molassezone Oberösterreichs erstreckt sich vom Kristallin der Böhmisches Masse im Norden und Nordosten bis an die Überschiebungslinie von Helvetikum und Flyschzone im Süden, und verbreitert sich gegen Westen stetig (Abb. 1). Die subalpine Molassezone reicht noch weit unter den Alpenkörper nach Süden. Der asymmetrisch gegen Süden immer tiefer werdende Molassetrog besteht aus überwiegend klastischen Sedimenten des Obereozäns bis Pliozäns, die insgesamt bis über 3500 m Mächtigkeit erreichen (vgl. K. KOLLMANN, 1977; W. FUCHS, 1980; L. WAGNER, 1980; O. MALZER, 1981; H. POLESNY, 1983; A. TOLLMANN, 1985).

In der Oberen Meeresmolasse der Schweiz aber auch von Deutschland, konnte ein bedeutender Einfluß der Gezeitenaktivität auf die fazielle Entwicklung der Sedimente nachgewiesen werden (vgl. J. HÜLSEMANN, 1955; P. HOMEWOOD & Ph. A. ALLEN, 1981; Ph. A. ALLEN & P. HOMEWOOD, 1984; Ph. A. ALLEN et al., 1985), sodaß es nahe lag, auch in der oberösterreichischen Molassezone diesen Fragen nachzugehen.

Die vorliegenden Untersuchungen wurden durch die Bearbeitung der Forschungsbohrung Kemating K 1 (M. HEINRICH, 1982, 1983, 1984), die durch Serien des Ottnangiens abgeteuft wurde, initiiert. Gleichzeitig wurde einer der Autoren (R. R.) mit der geologischen Kartierung der Blätter Ried/Innkries (ÖK 47) und Vöcklabruck (ÖK 48) betraut. Im Zuge dieser Arbeiten zeigte sich, daß für die marinen Schichten des Ottnangiens bezüglich der Fazies und des Ablagerungsmilieus nur sehr spärliche Informationen vorlagen.

So ist nach F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL (1973) aufgrund der Faunenzusammensetzung und der Lithologie der Ottnanger Schlier ein Sediment des tieferen Neritikums bis Bathyals, die Fossilreichen Grobsande am nördlichen Massivrand dagegen im seichten bis mittleren Sublitoral abgelagert.

H. KURZWEIL (1973) konnte für den Robulus- und Rotalienschlier Hinweise auf „flachmeerische Sedimentationsbedingungen und den bewegten Uferfernbereich, in dem Ablagerungen aus gleichförmiger Suspension überwiegen“, erkennen.

Die Ablagerungen der Sand-Schottergruppe werden als eine im seichten marinen Schelfbereich abgelagerte Grobschüttung eines von Süden aus den Alpen kommenden Flusses interpretiert (F. TRAUB, 1948; F. ABERER & E. BRAUMÜLLER, 1949; F. ABERER, 1958; G. FRASL & J. HERBST, 1983; J. HERBST, 1985), die sich mit den pelitischen bis sandigen Sedimenten des Ottnangiens verzahnt.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist eine Darstellung des lithofaziellen Aufbaues einiger ausgewählter, charakteristischer Sandhorizonte des Ottnangiens der oberösterreichischen Molassezone.

Der Schwerpunkt liegt im Bereich der Atzbacher Sande. In Verbindung mit den Paläoströmungsdaten werden Vorstellungen über das sedimentäre Environment erarbeitet. Über die Schwermineralverteilung wird versucht, die Liefergebietsprovinzen näher einzugrenzen.

## 2. Überblick über die Sedimente des Ottnangiens in der oberösterreichischen Molassezone

(Abb. 1, Tab. 1)

Während im östlichen Teil der oberösterreichischen Molassezone relativ einheitliche pelitische Sedimente des Ottnangiens vorherrschen, treten im gleichen Zeitabschnitt im Westen, im zentralen Teil und am nördlichen Massivrand vielfältig faziell und stratigraphisch gegliederte Pelite, Sande und Schotter mit starker vertikaler und lateraler Verzahnung auf (F. ABERER & E. BRAUMÜLLER, 1949; F. ABERER, 1958, 1960, 1962; E. BRAUMÜLLER, 1959, 1961; W. FUCHS, 1968; vgl. Abb. 1 und Tab. 1).

Diese Ablagerungen der Innviertler Gruppe werden im Hausruck und Kobernausser Wald von der limnisch-fluviatilen Formation Kohleführender Süßwasserschichten des Mittel- bis Obermiozäns überlagert. Sie setzen sich gegen Bayern unter den pleistozänen Terrassensedimenten und Moränen der Inn-Salzach-Niederung und den Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse fort. Im westlichen Oberösterreich und dem angrenzenden Bayern sind außerdem die brackischen Oncophora-schichten über der Innviertler Gruppe verbreitet. Auf der Traun-Enns Platte im Osten werden die Ablagerungen des Ottnangiens von den quartären Sedimenten des Traungletschers großflächig bedeckt.

Die Sedimente der Innviertler Gruppe liegen flach schüsselförmig zwischen dem Alpenrand im Süden und der Böhmisches Masse im Norden.

Sie werden im Gegensatz zu den älteren Molassesedimenten in Oberösterreich nicht mehr in den alpinen Deckenbau einbezogen, sondern heben schon vor dem Alpennordrand aus. Ein geringes, tektonisch bedingtes Einfallen gegen Norden von älteren Sedimentanteilen des Ottnangiens am Südrand der Molassezone weist auf das Ausklingen des alpinen Deckenschubes während des Ottnangiens hin. Die Innviertler Gruppe liegt im allgemeinen konkordant über den Ablagerungen des Eggenburgiens (Haller Formation), wobei die Grenze zwischen beiden Einheiten im Becken weder lithologisch noch paläontologisch fixiert ist. Im Norden reichen die Sedimente über die nördliche Verbreitungsgrenze aller älteren Molassesedimente hinaus und transgredieren teilweise direkt über dem Kristallin der Böhmisches Masse. Die Festlegung der südlichen Verbreitungsgrenze des Ottnangiens ist dagegen durch die spätere Erosion und teilweise Bedeckung mit jüngeren, meist quartären Sedimenten problematisch.

Die größte Sedimentmächtigkeit des Ottnangiens liegt in der westlichen Beckenmitte und nimmt gegen Osten und Westen allmählich ab. Nach F. ABERER (1958) kann eine maximale Ablagerungsmächtigkeit von 650 m–700 m im Ottnangien in diesem Raum angenommen werden.

Dem Unteren Ottnangien gehört der vorwiegend im östlichen Oberösterreich verbreitete Robulusschlier s. str. (V. PETERS, 1936) an. Die relativ einheitlichen, glimmerreichen, feinsandigen Silte mit dünnen Feinsandzwischenlagen gehen durch zunehmende Einschaltungen von sandigen Lagen lateral gegen Westen in die Vöcklaschichten (F. ABERER, 1958) über. Innerhalb dieser ist eine weitere Zunahme des Sandanteils von Osten nach Westen zu beobachten. Die glimmer- und glaukonitreichen Fein- bis Mittelsande stehen in-

tensiver Wechsellagerung mit sandigen Silten, wobei in den oft stark durchwühlten, dm-mächtigen Sedimentpaketen Linsen- und Flaserschichtung vorherrschen (F. ABERER, 1958; R. ROETZEL, 1985, 1986).

Unter kontinuierlicher Abnahme des Pelitanteiles gehen Robulusschlier s. str. und Vöcklaschichten im Hangenden in die Atzbacher Sande (K. FRIEDL in: V. PETERS, 1936) über.

Die glimmerreichen Fein- und Mittelsande, teilweise mit dünnen Grobsand- und Feinkieslagen und hohem Glaukonitanteil, zeigen häufig dm-mächtige, intern schräggeschichtete Horizonte, getrennt durch rippelgeschichtete Pelitlagen. Daneben sind aber auch weitgehend massige Sedimente zu finden. Neben synsedimentären Rutschungs- und Entwässerungsstrukturen sind oft Pelitklasten und Horizonte aus inkohlten Pflanzenresten zu erkennen (R. GRILL, 1954, 1955; F. ABERER, 1958; R. ROETZEL, 1985, 1986).

Konkordant über den Atzbacher Sanden folgt der Ottnanger Schlier (R. HOERNES, 1875), der vorwiegend aus gut geschichteten und glimmerreichen, sandigen Silten mit dünnen Feinsandbestegen und -zwischenlagen besteht. In den liegenden und hangenden Teilen ist eine intensive Wechsellagerung der Pelite mit flasergeschichteten, glimmerreichen Feinsanden zu beobachten (F. ABERER, 1958; R. ROETZEL, 1986). Die reiche Fossilführung (R. HOERNES, 1875; R. SIEBER, 1956), besonders in der alten Schliergrube an der Schanze bei Ottnang, war der Grund, diesen Aufschluß als Holostratotypus des Ottnangiens zu wählen (F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL, 1973).

So wie der Robulusschlier s. str. führen auch die Vöcklaschichten, die Atzbacher Sande und der Ottnanger Schlier vollmarine Mikrofaunen mit der charakteristischen Gattung *Lenticulina* („Robulussauna“), wodurch diese Schichtglieder von F. ABERER (1958) zum Robulusschlier s. l. zusammengefaßt wurden. Innerhalb dieser Schichtglieder bestehen auch laterale Verzahnungen.

Eine den Atzbacher Sanden vergleichbare Sandeinschaltung im Robulusschlier s. l. sind die am nordwestlichen Kristallinrand aufgeschlossenen Enzenkirchner Sande (F. ABERER, 1958). Auffallend sind in dem, den Atzbacher Sanden lithologisch sehr ähnlichen Sandpaket, die im unteren Teil gehäuft auftretenden, m-mächtigen Pelitklastenhorizonte (H. BÜRGL, 1951a; F. ABERER, 1958; W. FUCHS, 1963, 1964, 1966, 1968).

Die am nördlichen Massivrand vorkommenden Phosphoritsande (J. SCHADLER, 1932, 1934a, 1934b, 1947) und Fossilreichen Grobsande (W. FUCHS, 1968) sind Ablagerungen des Unteren Ottnangiens, die teilweise direkt dem Kristallin auflagern (H. BÜRGL, 1951a, 1951b; H. HOLY, 1952; E. ENICHLMAYR, 1983). Treten diese glaukonitreichen und fast immer schräggeschichteten Mittel- und Grobsande unmittelbar über dem Älteren Schlier des Egeriens oder zumindest in dessen Nähe auf, so führen sie die aus diesem Pelit aufgearbeiteten Phosphoritkonkretionen.

Die Phosphoritknollen fehlen daher besonders im Nordwesten, wo die nördliche Verbreitungsgrenze der Pelite des Egeriens deutlich nach Süden zurückweicht.

Pelitzwischenlagen in diesen Sanden führen die für das Ottnangien typische benthonische und planktonische Mikrofauna (H. BÜRGL, 1951a; K. GOHRBANDT in: E. BRAUMÜLLER, 1961; F. RÖGL, 1969). Weiters ist die teilweise reiche Makrofossilführung auffallend (R. GRILL, 1937; E. HOFMANN, 1944, 1952; F. ABERER,

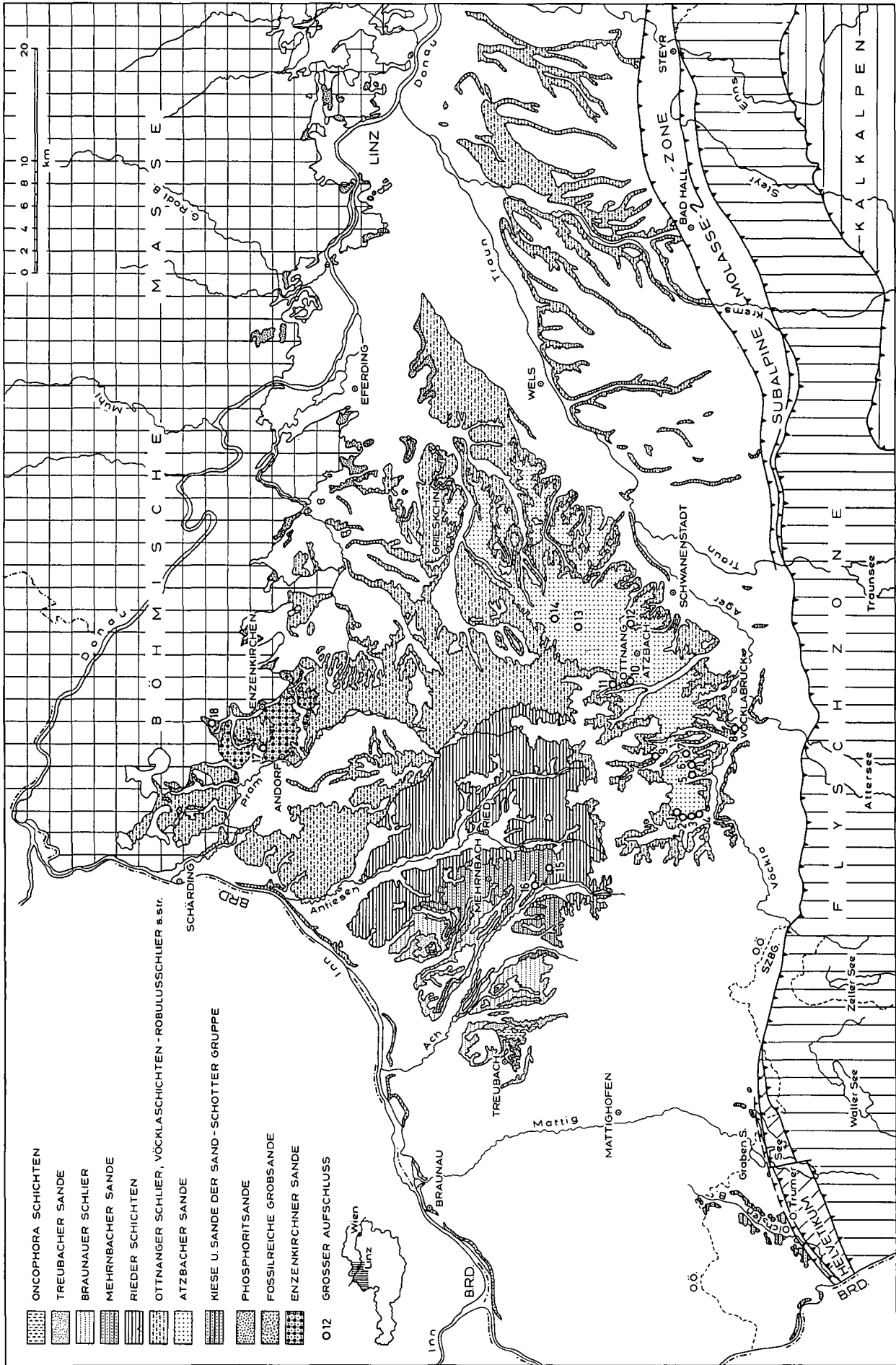


Abb. 1.  
 Geologische Übersichtskarte der westlichen Molassezone Österreichs mit besonderer Berücksichtigung der Ablagerungen des Otnangiens, zusammengestellt nach geologischen Karten von F. ABERER & E. BRAUMÖLLER (1949), F. ABERER (1958), J. SCHADLER (1952, 1964) und unveröffentlichten geologischen Karten von E. BRAUMÖLLER und W. FUCHS.  
 1 = Haslau-Neue Welt; 2 = Haslau; 3 = Zipf-Nord; 4 = Zipf-Dorf; 5 = Kogl; 6 = Puchkirchen-Berg; 7 = Roith; 8 = Timeikam; 9 = Bruck; 10 = Otnang-Fischer; 11 = Otnang-Schanze; 12 = Kasberg; 13 = Obeltsham; 14 = Gaspostshofen; 15 = Bohrung Kemating K1; 16 = Magetsham; 17 = Seifriedsedi; 18 = Mitterdorf.

Tabelle 1.  
Die Schichtfolge des Oberen Eggenburgiens und Otnangiens in der Molassezone Oberösterreichs, Salzburgs und Niederbayerns.

		MOLASSEZONE IN OBERÖSTERREICH UND SALZBURG			
NIEDERBAYERN		SW- und W-Teil	Zentraler Teil	N-Teil	E-Teil
OBER	LAKUSTRISCHE SCHICHTEN UNIOSANDE SCHILLSAND-BEREICH BEREICH DES AUSSÜSSUNGS- HORIZONTES				
	GLIMMERSAND-BEREICH SCHILLHORIZONT WEHLSAND-BEREICH	ONCOPHORASCHICHTEN	ONCOPHORASCHICHTEN		
MITTEL	GLAUKONITSANDE - BROMBACHER MEERESSAND LITORALFAZIES VON HOLZBACH UND HÖCH		TREUBACHER SANDE BRAUNAUER SCHLIER MEHRNBACHER SANDE RIEDER SCHICHTEN (ROTALIENSCHLIER)		
	BLÄTTERMERGEL	S A N D - S C H I E F E	GLAUKONITISCHE SERIE		
UNTER	NEUHOFENER SCHICHTEN		OTTMANGER SCHLIER ATZBACHER SANDE VÖCKLASCHICHTEN	ROBULUSSCHLIER S.L. + ENZENKIRCHNER SANDE + PHOSPHORITSANDE - FOSSILREICHE GROBSANDE	ROBULUSSCHLIER S.STR.
	ORTENBURGER MEERESSAND		HALLER FORMATION		HALLER FORMATION
OBER EGGENBG.					

1958; E. THENIUS, 1960; O. SCHULTZ, 1965, 1969; F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL, 1973).

Im nördlichen Molassebereich ist der dort verbreitete Robulusschlier s. l. mit Ausnahme der vorhin erwähnten Enzenkirchner Sande, nicht durch Sandeinschaltungen gegliedert. Dieser Robulusschlier s. l. verzahnt sich gegen Norden mit den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden und transgrediert besonders im Westen noch über diese Grobsande direkt auf das Kristallin (W. FUCHS, 1968).

Der Robulusschlier s. l. setzt sich in Bayern in den Neuhofener Schichten fort (F. NEUMAIER & H. WIESENER, 1939; F. ABERER, 1958; W. BAUBERGER & H. J. UNGER, 1984; H. J. UNGER, 1984; H. J. UNGER & W. BAUBERGER, 1985).

Während alle bisher besprochenen Schichtglieder Ablagerungen des Unteren Ottnangiens sind, gehören die im Hangenden des Robulusschliers s. l. folgenden Rieder Schichten (F. ABERER, 1958) bereits dem Mittleren Ottnangien an.

Mikrofaunistisch unterscheiden sich die Rieder Schichten deutlich von den älteren Sedimenten durch das Überwiegen der Gattung *Ammonia* („Rotalienfauna“).

Dieses daher als Rotalienschlier bezeichnete Schichtglied besteht im Süden vorwiegend aus gut geschichteten, tonigen Silten mit dünnen, glimmerreichen Feinsandzwischenlagen und Feinsandlinsen, in die mächtige Fein- bis Mittelsandhorizonte eingeschaltet sind (F. ABERER, 1958; D. MAYERHOFER, 1985; Ch. RUPP, 1985).

Durch Abnahme des Sandanteiles entwickelt sich gegen Norden ein gut gebankter, schwach sandig-glimmeriger Tonsilt mit nur wenigen Feinsandlagen und -besten.

Über den Rieder Schichten folgt eine als Glaukonitische Serie bezeichnete Schichtfolge, die aus den Mehrnbacher Sanden, dem Braunauer Schlier und den Treubacher Sanden besteht. Innerhalb dieser Schichtglieder bestehen sowohl laterale als auch vertikale Verzahnungen.

Die Mehrnbacher Sande (F. ABERER, 1958) sind fast immer schräggeschichtete Fein- bis Mittelsande. Sie führen häufig rippelgeschichtete Pelitzwischenlagen oder Pelitflasern, die besonders im Übergangsbereich zu den Rieder Schichten bzw. zum hangenden Braunauer Schlier deutlich zunehmen.

Der Braunauer Schlier (F. ABERER, 1958) wird aus glimmerigen und feinsandigen Silten bis Tonen aufgebaut, die durch meist dünne Feinsandlagen und -besten im cm-Bereich geschichtet sind.

Über dem Braunauer Schlier liegen konkordant die Treubacher Sande (F. ABERER, 1958) als jüngstes marines Schichtglied des Ottnangiens. In den meist stark verwühlten, glimmer- und glaukonitreichen Feinsanden treten nur selten Pelitzwischenlagen, aber öfter interne Schrägschichtung und syndementäre Entwässerungsstrukturen auf. In Bayern liegen über dem dort als Blättermergel bezeichneten Äquivalent der Rieder Schichten die Glaukonitsande und Brombacher Meeressande, die der Glaukonitischen Serie in Oberösterreich entsprechen. In Massivrändnähe tritt die Litoralfazies von Holzbach und Höch auf (F. NEUMAIER & H. WIESENER, 1939; F. ABERER, 1958; W. BAUBERGER & H. J. UNGER, 1984; H. J. UNGER, 1984; H. J. UNGER & W. BAUBERGER, 1985).

Im Raum nördlich Salzburg treten in der Sand-Schottergruppe (F. ABERER & E. BRAUMÜLLER, 1949; vgl. auch

F. TRAUB, 1948; G. FRASL & J. HERBST, 1983; H. HAGN, 1983; J. HERBST, 1985) mächtige Fein- bis Grobkieseinschaltungen in feinkörnigen Sanden auf, die sich gegen Norden und Osten mit dem Robulusschlier s. l., dem Rotalienschlier und der Glaukonitischen Serie verzahnen. Diese marinen Grobsedimente des Oberen Eggenburgiens bis Ottnangiens sind daher zumindest in ihren höheren Teilen als sandig-schotterige Äquivalente der pelitischen Fazies des Ottnangiens im Norden und Osten zu betrachten (F. ABERER, 1958). Sie gehen im Liegenden konkordant aus einer marinen Serie von teilweise kiesführenden Silten und Feinsanden hervor, die dem Eggenburgien angehören.

Bis zum Mittleren Ottnangien sind die Sedimente in der oberösterreichischen Molassezone vollmarin und zeigen nur geringe Salinitätsschwankungen.

Erst im oberen Ottnangien setzt mit den Oncophoraschichten der brackische Einfluß ein. Diese sind in Oberösterreich obertags nur geringmächtig verbreitet und können großteils nur durch Bohrungen unter den Kohleführenden Süßwasserschichten, teilweise auf der Sand-Schottergruppe auflagernd, gegen Westen verfolgt werden (F. ABERER, 1958).

Weit mächtiger treten die Oncophoraschichten in der Brackwassermolasse Ostniederbayerns auf, wo sie in Untere Oncophoraschichten mit Mehlsand-Bereich, Schillhorizont und Glimmersand-Bereich und Obere Oncophoraschichten mit dem Bereich des Aussüßungshorizontes, Schillsandbereich, Uniosande und Lakustrische Schichten gegliedert werden (W. R. SCHLICKUM, 1964a, 1964b; W. R. SCHLICKUM & F. STRAUCH, 1968).

Die in Oberösterreich obertags aufgeschlossenen, schwach sandigen, glimmerigen und gut geschichteten Pelite, die gegen das Hangende sehr rasch in stark glimmerführende, schräggeschichtete Feinsande übergehen, entsprechen nach F. ABERER (1958) hauptsächlich den Mehlsanden und beinhalten nur in den Aufschlüssen am Innufer auch den Schillhorizont und den Glimmersand-Bereich. Anteile der Oberen Oncophoraschichten (Aussüßungshorizont, Schillsand) sind in Oberösterreich nur aus Bohrungen bekannt.

### 3. Lithofazielle Gliederung der Atzbacher Sande und Enzenkirchner Sande

(Abb. 2–22, Tab. 2)

Die Untersuchung der Atzbacher Sande, Enzenkirchner Sande sowie hangender Teile der Vöcklaschichten stützt sich in erster Linie auf detaillierte Bearbeitungen von Sandgruben und kleineren Aufschlußgruppen. Die wichtigsten Aufschlüsse, von denen erwartet werden kann, daß sie noch über einen längeren Zeitraum zugänglich sein werden, sind in Abb. 1 vermerkt. Darüberhinaus war es möglich, auf erste Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme auf Blatt Ried/Innkreis (ÖK 47) durch einen der Autoren (R. R.), die parallel zu dieser Untersuchung lief, zurückzugreifen.

Die untersuchte Schichtfolge hat eine Mächtigkeit von ca. 100 m. Es hat sich gezeigt, daß die Atzbacher Sande i. S. von F. ABERER (1958) mit einem Mächtigkeitsumfang von etwa 80 m in eine Reihe von Lithofaziestypen gliederbar sind. Über diese Lithofaziestypen sowie die Möglichkeit der Faziesinterpretation und Überlegungen zum sedimentären Environment orientiert Tab. 2.

Tabelle 2.

Die Merkmale der Lithofaziestypen der Atzbacher Sande, des Übergangsbereiches von Atzbacher Sanden zu Vöcklaschichten und der Enzenkirchner Sande und deren Faziesinterpretation.

Lithofazies	Typaufschluß	Lithologie Texturelle Merkmale	Schichtung Sedimentäre Strukturen	Bioturbation	Fazies- Interpretation
A <sub>1</sub>	GASPOLTSHOFEN	Mittelsand, tw. Fein- bis Grobkies, Pelitklasten (Mergel)	Überwiegend massig. Vereinzelt undeutlich entwickelte grobe Schrägschichtung mit Pelitklasten auf den Leeblättern. Breite Rinnenstrukturen (mit Pelitklasten als channel-lag)	Keine.	Subtidale Rinnensedimente.
A <sub>2</sub>	HASLAU	Mittelsande, tw. grobsandig, vereinzelt Pelitklasten, Pflanzenhäckselreichtum in eben laminierten Partien.	Massige, flachwellige Sandbänke im Zehnermeterbereich. Gegliedert durch eben laminierte Partien (upper plane bed) mit intensivem Pflanzenhäckselbelag.	Vereinzelt.	Subtidale (?) longitudinale Sandbänke.
A <sub>3</sub>	OTTNANG-FISCHER	Mittel- bis Feinsande, cm- bis mm-dünne Mergellagen, Pelitklasten.	Tafel- und keilförmige Schrägschichtung mit Settdicken von 30–70 cm. Bottomset pelitreich mit Rippelschichtung. Mud drapes und Pelitklasten auf den Leeblättern. Reaktivationsflächen. Kreuzschichtung selten. Auflastmarken selten.	Vereinzelt.	Subtidale Sandwellen mit interner Bündelstruktur. Klasse III–IV nach dem Modell von ALLEN (1980). 2-D-Typ nach TERWINDT & BROUWER (1986) Geschwindigkeit der vorherrschenden Gezeitenströmung um 0,50 m/sec.
A <sub>4</sub>	HASLAU-NEUE WELT	Kiesige Mittel- und Grobsande, tw. Feinsande, dünne sandige Siltlagen, Pelitklasten, gut gerundete Holzreste, Molluskenbruchstücke.	Tafel- und keilförmige Schrägschichtung mit Settdicken von 10–25 cm. Mud drapes, Pelitklasten und Holzreste auf Leeblättern. Rutschungs- und Entwässerungsstrukturen.	Zahlreich nur auf Pelitzwischenlagen (Kriechspuren)	
A <sub>5</sub>	SEIFRIEDEDT (Abschnitt III)	Pelitklasten (5–15 cm) in sandiger Matrix. Clast-supported. Hinweis auf a-Achsenimbrikation.	Ungeschichtet. Deutlich erosive Grenzen gegenüber der Sandfazies.	Keine.	Pelitklastengefüllte Rinnen, wahrscheinlich Sturmflutbildungen.
B <sub>1</sub>	ROITH	Fein- bis Mittelsande, Pelitlagen (cm- bis dm-Bereich), Pelitklasten.	Tafelförmige und flach keilförmige Schrägschichtung mit Settdicken von 5–30 cm. Selten trogförmige Schrägschichtung. Mud drapes und Pelitklasten auf den Leeblättern. Häufig Rippelschichtung (Wellenrippe und kombinierte Rippe). Selten kleine Rinnen. Entwässerungsstrukturen, gestörte Schichtung.	Gering, Stopfgefüge von Seeiegeln.	Subtidale Sandfelder mit kleinen Sandwellen und Rippeln.
B <sub>2</sub>	KOGL	Fein- bis Mittelsande, Pelitlagen wie in B <sub>1</sub> sehr selten.	Tafelförmige und flach keilförmige Schrägschichtung mit Settdicken von 10–30 cm. Rippelschichtung, Kreuzschichtung selten.	Gering.	
C <sub>1</sub>	SEIFRIEDEDT (Abschnitt II)	Feinsand in intensiver Wechsellagerung mit siltigen Mergeln im cm-Bereich.	Wellige Schichtung, Linsenschichtung (tw. bipolare Internstrukturen in Linsen), Flaserschichtung in Sandlagen (Täler von Strömungs- und Wellenrippeln). Auflastmarken.	Sehr selten.	Subtidale, sandarme Fazies, abgelagert zwischen den Sandwellenfeldern.
C <sub>2</sub>	KASBERG	Feinsande und feinsandige Mittelsande in intensiver Wechsellagerung mit siltigen Mergeln im dm-Bereich.	Wellige Schichtung, Linsenschichtung, Flaserschichtung in Sandlagen (Täler von Wellen- und Strömungsrippeln). Schrägschichtung mit mud drapes selten. Kreuzschichtung sehr selten. Ebene Lamination in Sandlagen sehr selten.	Sehr intensiv, Sandarme Ablage besonders in Sanden. Auslösung des sedimentären Gefüges.	
C <sub>3</sub>	TIMELKAM	Feinsand und Mittelsand in intensiver Wechsellagerung mit siltigen Mergeln im cm- bis dm-Bereich. Sande in Rinnen (0,4–1,5 m mächtig).	Linsenschichtung, Flaserschichtung in Sandhorizonten. Rinnenstrukturen (4–5 m, vereinzelt >12 m breit). Intern trog- und tafelförmige Schrägschichtung. Mud drapes und Pelitklasten auf Leeblättern.	Sehr intensiv.	Ablagerungen des (?) Intertidals bis seichten Subtidals, Prielsysteme.
C <sub>4</sub>	OBERTHUMBERG	Sandige Silte mit Fein- und Mittelsandbestegen, Wechsel im cm-bis mm-Bereich. Pflanzenhäcksel, Molluskenbruchstücke.	Ebenflächige und wellige Schichtung, Linsenschichtung.		

Die Fazies A<sub>1</sub>–A<sub>4</sub>, B<sub>1</sub>–B<sub>2</sub> und C<sub>1</sub> sind am Aufbau der Atzbacher Sande beteiligt. In den Enzenkirchner Sanden ist besonders die Fazies A<sub>3</sub>, A<sub>5</sub> und C<sub>1</sub> zu beobachten, wobei die Fazies A<sub>5</sub> nur auf diese beschränkt ist. Die Fazies C entspricht den hangenden Partien der Vöcklaschichten i. S. von F. ABERER (1958), wobei die Fazies C<sub>1</sub>–C<sub>3</sub> den Übergangsbereich zwischen Atzbacher Sanden und Vöcklaschichten verkörpern. Fazies C<sub>4</sub> hingegen repräsentiert die Hauptmasse der Vöcklaschichten, die noch nicht detailliert bearbeitet wurden.

### 3.1. Lithofaziestypen

#### 3.1.1. Lithofazies A<sub>1</sub>

○ Typaufschluß: Sandgrube N Gaspoltshofen.

Bei dieser Lithofazies handelt es sich um eine massig entwickelte Sandfazies. Sie wird überwiegend von oft glimmer- und glaukonitreichen Mittelsanden aufgebaut. Das Korngrößenspektrum reicht jedoch vereinzelt in den Fein- bis Grobkiesbereich. Auffallend sind breite erosive Rinnenstrukturen, wie sie beim Bau der Inn-

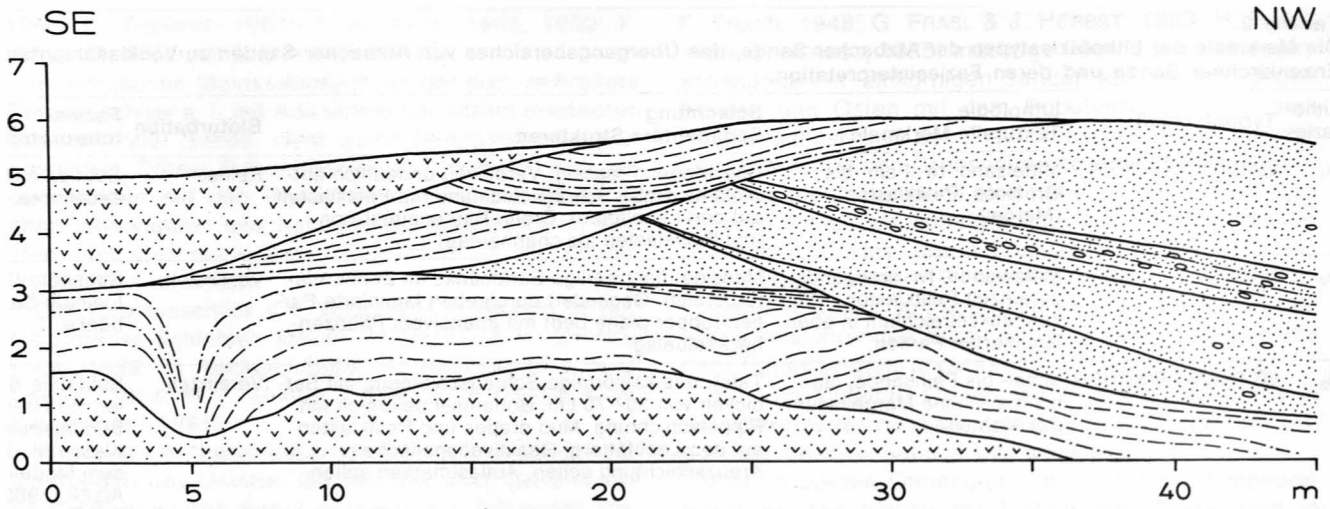


Abb. 2. Atzbacher Sande. Schematische Darstellung eines Großaufschlusses beim Bau der Innkreisautobahn A8 bei Meggenhofen. Erosive Rinnensande mit Pelitklasten der Lithofazies A, (Punkt-Signatur), Feinsand-Mergel-Wechsellagerung mit Entwässerungsstrukturen der Lithofazies C<sub>1</sub> (Strich-Punkt-Signatur), Schuttbedeckung (Häkchensignatur).

kreisautobahn bei Meggenhofen erschlossen waren (Abb. 2).

Häufig finden sich Pelitklasten eingelagert, die entweder in Rinnen konzentriert sind (Abb. 3) oder in dünnen, nicht anhaltenden Lagen auftreten. In größeren Pelitklasten ist allgemein noch eine feine Internschichtung zu

erkennen. Durch diese meist cm-großen, kantengerundeten Klasten wird manchmal auch eine grobe Schrägschichtung undeutlich nachgezeichnet. Sie markieren auch manchmal den Rinnenboden (channel-lag).

Weiters treten in den Sanden vereinzelt inkohle Pflanzenteile auf.

### 3.1.2. Lithofazies A<sub>2</sub>

○ Typaufschluß: Sandgrube Haslau, N Zipf.

Die Lithofazies A<sub>2</sub> wird von massigen Sanden aufgebaut, in die abschnittsweise mm- bis cm-dünne, ebenlamierte Partien mit Pflanzenhäckselbelägen eingeschaltet sind (Abb. 4). Diese pflanzenhäckselreichen laminierten Lagen erreichen meist einige Dezimeter Dicke, seltener, wie in der Grube N Wöhr, Mächtigkeiten bis 90 cm.

Die Sedimente sind überwiegend Mittelsande, vereinzelt mit einem geringen Grobsandanteil und führen gelegentlich auch einige Pelitklasten.

In der Sandgrube Haslau besteht der Südabschnitt aus ungliederten massigen Sanden (Lithofazies A<sub>1</sub>), während sich gegen Norden die erwähnten ebenlami-



Abb. 3. Atzbacher Sande. Lithofazies A<sub>1</sub>. Rinnenfüllung mit Pelitklasten in massiger Sandfazies. Stiellänge der Hacke ca. 40 cm. Sandgrube NE Gaspoltshofen.

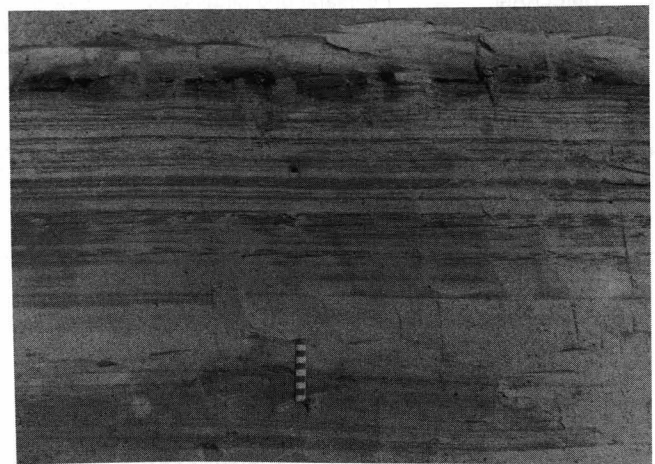


Abb. 4. Atzbacher Sande. Lithofazies A<sub>2</sub>. Ebenlamierte Partien mit teilweise sehr intensiven Pflanzenhäckselbelägen innerhalb der massigen Sandfazies. Maßstab 10 cm. Sandgrube Haslau.



nierten Pflanzenhäcksellagen in mehreren Horizonten einstellen. Die massigen Sande verlieren dabei gegen Norden hin an Dicke. So konnte auf einer Erstreckung von 40 m eine Mächtigkeitsabnahme von 5 m auf 1,5 m beobachtet werden.

• Vereinzelt Hinweise auf intensive Bioturbation sind nur in dem vollständig massigen Abschnitt im Süden zu beobachten.

### 3.1.3. Lithofazies A<sub>3</sub>

○ Typaufschluß: Ott nang, Sandgrube Fischer.

Bei dieser Lithofazies handelt es sich überwiegend um glaukonit- und glimmerreiche Mittel- bis Feinsande, die durch tafelförmige und keilförmige Schrägschichtungseinheiten (sets) gekennzeichnet sind (Abb. 5). Untergeordnet sind auch trogförmige Sets zu beobachten. Die Sets erreichen Mächtigkeiten von 0,3 bis 0,7 m.



Abb. 5. Atzbacher Sande. Lithofazies A<sub>3</sub>. Tabular und keilförmig schrägschichtete Sets mit mud drapes auf den Leeblättern. Höhe des Bildes 6 m. Sandgrube Ott nang-Fischer.

Die schrägschichteten Sande weisen eine Reihe von markanten Flächen auf, die eine deutliche Hierarchie erkennen lassen, wie sie von J. R. L. ALLEN (1980) an Sandwellen (sandwaves) beschrieben wurden (Schema Abb. 6). Die eigentlichen Set-Grenzen werden durch die Flächen 1. Ordnung (E<sub>1</sub>) gebildet. Es sind dies pelitreiche Intervalle mit welliger Schichtung, Linsen- und Rippelschichtung. Neben Strömungs- und Wellenrippeln lassen sich auch kombinierte Rippeln (combined ripples) beobachten. Die E<sub>1</sub>-Schichten schneiden den Top-Bereich der Schrägschichtungsfolge erosiv ab und bilden ihrerseits die Basisschicht (bottomset) der nächsthöheren Schrägschichtungsfolge. Innerhalb eines Sets sind nun die E<sub>2</sub> und E<sub>3</sub>-Flächen zu unterscheiden. Bei den E<sub>3</sub>-Flächen handelt es sich um die eigentlichen Vorsettschichten (Leeblätter). Die E<sub>2</sub>-Flächen folgen entweder subparallel den gegen Hangend konkav gekrümmten Leeblättern oder sie schneiden die Leeblätter diskordant ab. Im letzteren Fall handelt es sich um sogenannte Reaktivationsflächen, die auch gegen das Hangende konvex ausgebildet sein können. Der Einfallswinkel ist im allgemeinen etwas flacher als der der Leeblätter. Die E<sub>2</sub>-Flächen sind pelitreiche Intervalle, die gegen das Bottomset hin dicker werden und deutlich eine wellige Schichtung und Linsenschichtung erkennen lassen. In ihrem Fußbereich und in ihrem unteren Abschnitt finden sich gegenläufige Rippeln (counterflow ripples) (Abb. 7).

Die Leeblätter (E<sub>3</sub>) tragen überwiegend einen Pelitbelag (mud drapes) oder sie führen aufgearbeitete Pelitklasten (Abb. 8). Die Pelitlagen werden gegen den Fußbereich zu dicker. Das Aufspalten derartiger Pelitlagen durch Einschaltung einer dünnen Sandlage konnte ebenfalls beobachtet werden (Abb. 7). Zwischen zwei E<sub>2</sub>-Flächen schmiegen sich die ersten dünnen Leeblätter konkordant an die liegende E<sub>2</sub>-Fläche an. Der Fallwinkel der folgenden Leeblätter, die gewöhnlich auch an Dicke zunehmen, beginnt sich dann zu versteilen (Abb. 6). In manchen Fällen ist zwischen zwei solchen E<sub>2</sub>-Flächen ein An- und Abschwellen der Leeblattdicke zu beobachten. Zählungen an solchen Leeblattabfolgen ergaben etwa 26 Leeblätter (von dünn über dick zu

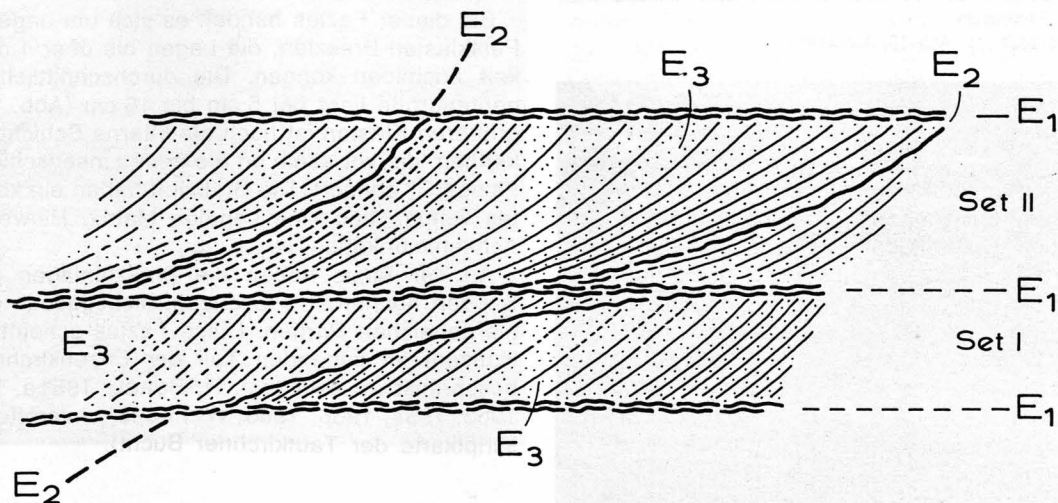


Abb. 6. Schematische Darstellung des Schrägschichtungstyps von Sandwellen der Lithofazies A<sub>3</sub>-A<sub>4</sub> und B<sub>1</sub>-B<sub>2</sub>. Hierarchie der Flächen im Sinne von J. R. L. ALLEN (1980). E<sub>1</sub> = Grenzen der Schrägschichtungssets; E<sub>2</sub> = in Bezug auf die Leeblätter diskordante Flächen (Reaktivationsflächen) oder konkordante Flächen (meist pelitreiche Intervalle, oft auch Abschnitte mit sehr dünnen Leeblättern); E<sub>3</sub> = Leeblätter, meistens mit mud drapes und Pelitklastenlagen.

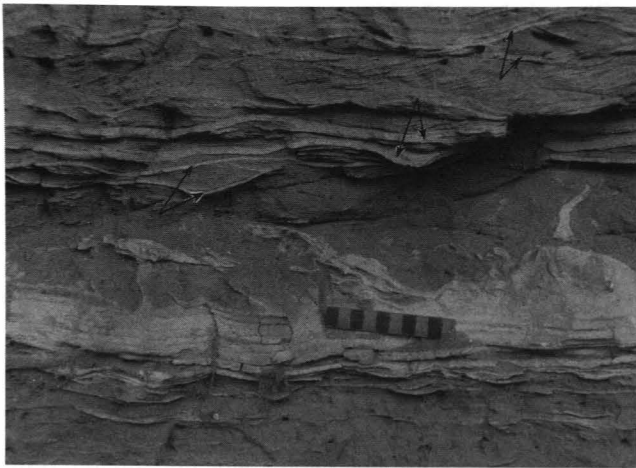


Abb. 7.  
Enzenkirchner Sande. Lithofazies A<sub>3</sub>. Detail aus einem pelitreichen Bottomsetbereich. Auflaststrukturen und Rippelschichtung zwischen Mergellagen. Einzelne dieser Rippeln sind in Bezug auf die große Schrägschichtung (im Bild nicht sichtbar) gegenläufig (Einfallen nach rechts) orientiert. Hinweise auf eine Verdoppelung der Pelitlagen (siehe Pfeilpaare!), die nach M. J. VISSER (1980) auf eine subtidale Ablagerung hinweist. Maßstab 10 cm. Sandgrube Seifriedsedt (vgl. Abb. 10, Abschnitt I).



Abb. 8.  
Enzenkirchner Sande. Lithofazies A<sub>3</sub>. Detail einer ca. 50 cm dicken, tabularen Schrägschichtungsfolge mit pelitreichem bottomset und topset. Bündelstruktur, mud drapes und Pelitklasten. Sandgrube Seifriedsedt (vgl. Abb. 10, Abschnitt I).

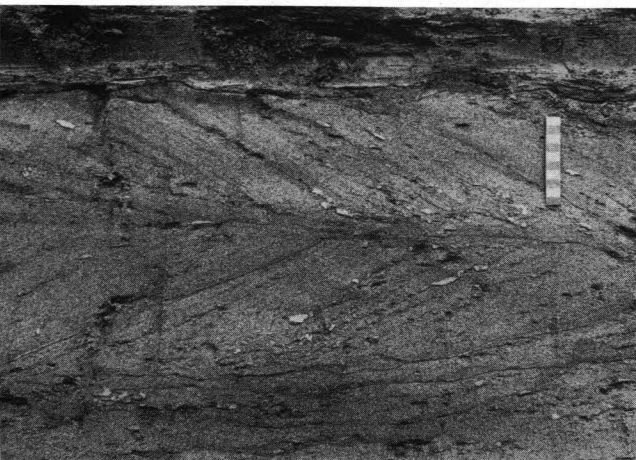


Abb. 9.  
Atzbacher Sande. Lithofazies A<sub>3</sub>. Seltenes Vorkommen von Kreuzschichtung (herring bone bedding). Mud drapes und Pelitklasten auf den Leebblättern. Maßstab 10 cm. Sandgrube Ottang-Fischer.

dünn). Deutliche Kreuzschichtung (herring bone bedding) konnte in dieser Fazies nur selten nachgewiesen werden (Abb. 9).

Einzelne untergeordnete Sandkörper sind besonders durch Rippelschichtung gekennzeichnet. Meistens sind jedoch nur die pelitischen Rippeltäler sichtbar. Bei diesen Sandkörpern handelt es sich um sandreiche Bottomsets.

An den pelitreichen Bottomsets und auch an den Reaktivationsflächen lassen sich Auflastmarken und kleine Pelitinjektionen in den überlagernden Sand hinein feststellen (Abb. 7).

Bioturbationserscheinungen treten in diesem Fazies-typ nur sehr selten auf. Vereinzelt sind mm-dünne senkrechte Röhren zu erkennen, die von den pelitischen Bottomsets ausgehend in die liegenden Sets führen.

### 3.1.4. Lithofazies A<sub>4</sub>

- Typaufschluß: Prallhänge im Bachbett N Haslau, SW Neue Welt.

In dieser Lithofazies findet man sehr glimmer- und glaukonitreiche, gut gerundete, kiesige Mittel- und Grobsande, vereinzelt auch Feinsande. Auf den Leebblättern der 10 cm bis 25 cm mächtigen, tafelförmigen Schrägschichtungssets sind dünne Beläge von glimmerreichen sandigen Silten und gut gerundete Siltklasten abgelagert.

Besonders auffallend ist der hohe Anteil meist äußerst gut gerundeter inkohlter Holzreste. Diese sind entweder auf den Leebblättern angereichert oder, besonders bei größeren Stücken (bis 0,5 m Länge), auch einzeln regellos im Sediment verteilt.

Weiters finden sich in den Sanden nestartig angereicherte Molluskenbruchstücke und auf den Schichtflächen der Pelitlagen zahlreiche Kriechspuren.

In den Sedimenten sind synsedimentäre Rutschungs- und Entwässerungsstrukturen häufig.

### 3.1.5. Lithofazies A<sub>5</sub>

- Typaufschluß: Sandgrube Seifriedsedt, Abschnitt III (Abb. 10).

Bei dieser Fazies handelt es sich um ungeschichtete Pelitklasten-Brekzien, die Lagen bis über 1 m Mächtigkeit ausbilden können. Die durchschnittliche Komponentengröße liegt bei 5 cm bis 15 cm (Abb. 10, 11). In größeren Klasten ist noch die interne Schichtung zu erkennen, die vor allem an die feine Linsenschichtung der Fazies C<sub>1</sub> erinnert. Die Brekzien haben ein korngestütztes Gefüge und eine sandige Matrix. Hinweise auf Achsenimbrikation liegen vor.

An der Basis haben die Brekzienlagen gegenüber Sanden hocherosive Grenzen, nicht jedoch gegenüber mergelreichen Partien. Diese Fazies scheint auf einen Horizont im liegenden Teil der Enzenkirchner Sande beschränkt zu sein (vgl. H. BÜRGL, 1951 a, W. FUCHS, 1963, 1964, 1966, 1968; W. FUCHS, unveröffentl. Manuskriptkarte der Taufkirchner Bucht).

### 3.1.6. Lithofazies B<sub>1</sub>

- Typaufschluß: Sandgrube Roith, E Puchkirchen (Abb. 12, 13).

Die Lithofazies B<sub>1</sub> besteht aus 5 cm bis 30 cm mächtigen, glimmerreichen Fein- und Mittelsandbänken mit

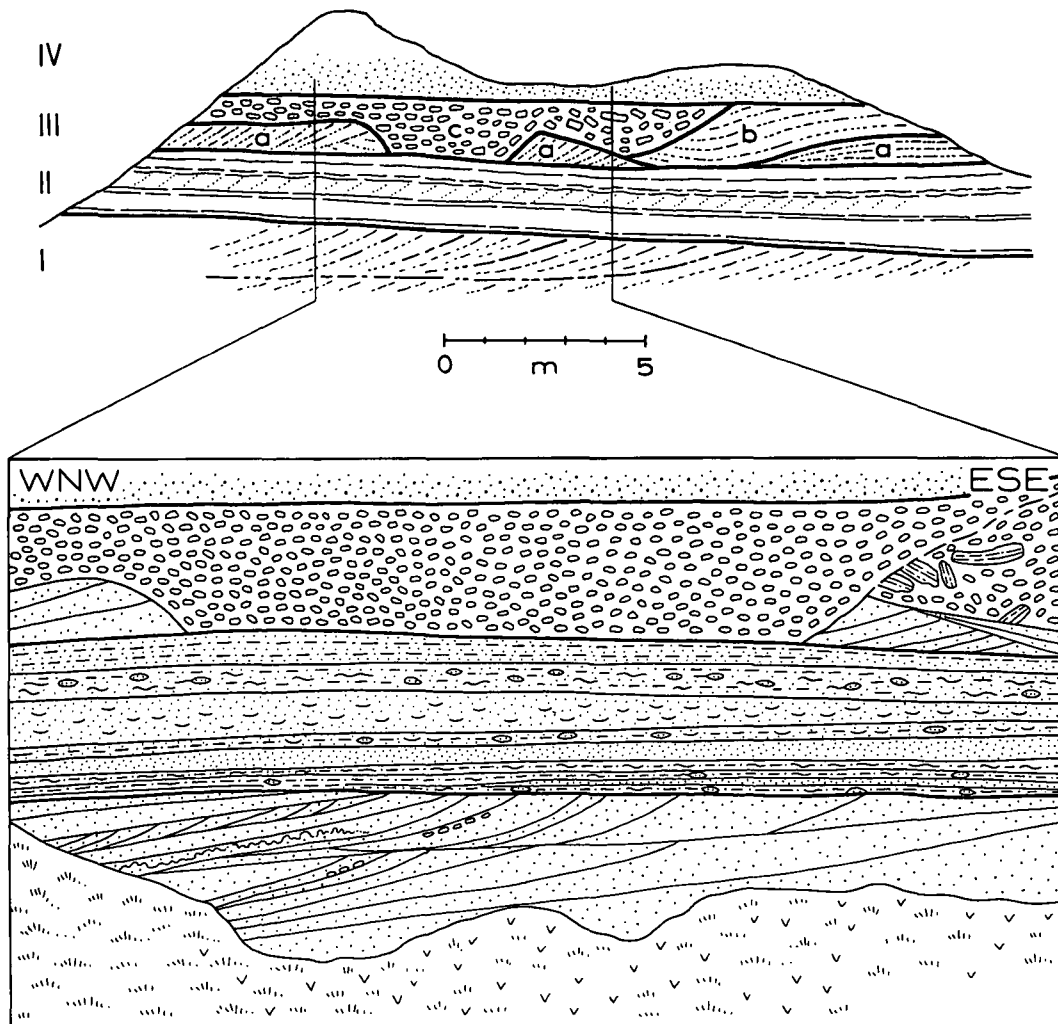


Abb. 10.  
Enzenkirchner Sande. Schematische Darstellung der Sandgrube Seifriedsdorf bei Sigharting. Lithofazies A<sub>3</sub> (Abschnitt I), Lithofazies C<sub>1</sub> (Abschnitt II), Lithofazies A<sub>3</sub> und A<sub>5</sub> (Abschnitt III) und Lithofazies A<sub>1</sub> (Abschnitt IV).

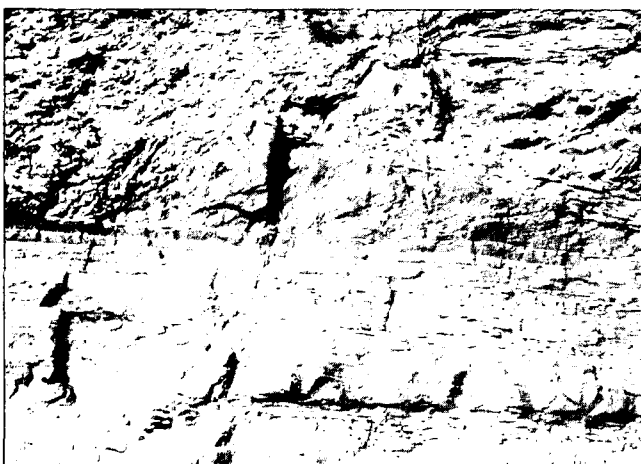


Abb. 11.  
Enzenkirchner Sande. Lithofazies A<sub>5</sub>. Pelitklastenbrekzie mit deutlich erosivem Liegendkontakt. Im Liegenden der Brekzie Lithofazies C<sub>1</sub> mit Partien von welliger Schichtung sowie Linsen- und Flaserschichtung. Keine deutliche Bioturbation. Erosionsrelikt der Lithofazies A<sub>3</sub>. Höhe des Bildes ca. 2 m. Sandgrube Seifriedsdorf (vgl. Abb. 10, Abschnitte II und III).

teilweise hohem Glaukonitanteil in den gröberen Horizonten. Diese Sandbänke werden meist durch cm- bis dm-mächtige, siltige Mergellagen voneinander getrennt. Diese Mergellagen führen wiederum mm-dünne Feinsandzwischenlagen oder -linsen. Die Mergelzwischenlagen keilen entweder lateral aus oder gehen direkt in Pelitklastenlagen über.

In den Sanden finden sich häufig Rippelschichtung und Schrägschichtung. Untergeordnet lassen sich ebene Lamination, aber auch strukturlose Bänke beobachten. Vereinzelt sind pelitisch ausgekleidete kleine Rinnen zu erkennen.

Die Schrägschichtung in den meist einige Dezimeter mächtigen Sets ist hauptsächlich tafelförmig bis flach keilförmig (Abb. 14). Seltener sind auch trogförmig schräggeschichtete Sets (z. B. Roith) zu finden.

Die Schrägschichtungsblätter tragen häufig einen dünnen Pelitbelag. Auch Aufarbeitung und Umlagerung zu Pelitklastenlagen ist zu beobachten (Abb. 14). Den schräggeschichteten Partien fehlt die für die Fazies A<sub>3</sub> so typische bündelförmige Anordnung der Leebblätter. Sehr häufig gehen die schräggeschichteten Sande lateral in Sande mit Rippelschichtung über. Hier überwiegen Wellenrippeln und kombinierte Rippen (combined

Legende:

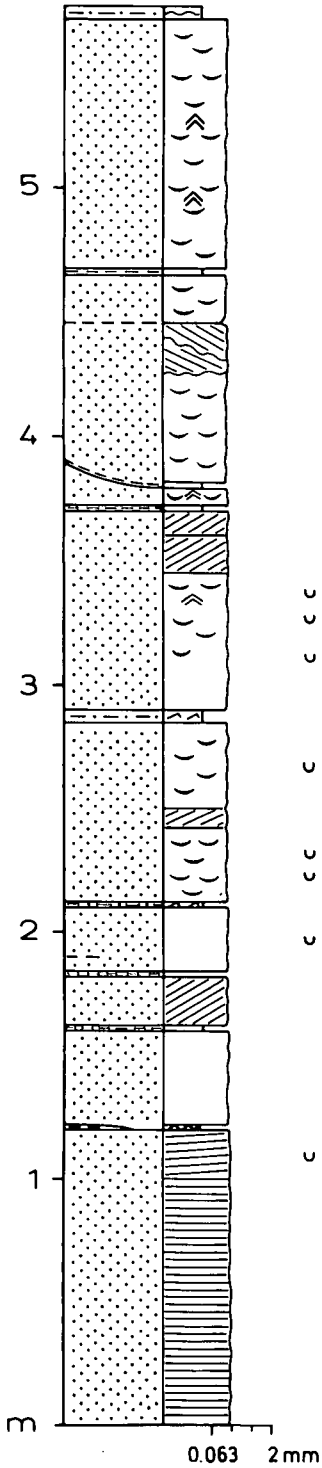
- Sand, überw. glaukonitisch
- siltige Mergel
- Mergel
- Wechsellagerung Sand /silt.Mergel
- Pelitklasten

- Schrägschichtung
- wellige Schichtung
- Linsenschichtung
- Flaserschichtung
- Strömungsrippeln
- Wellenrippeln
- Convolute Schichtung

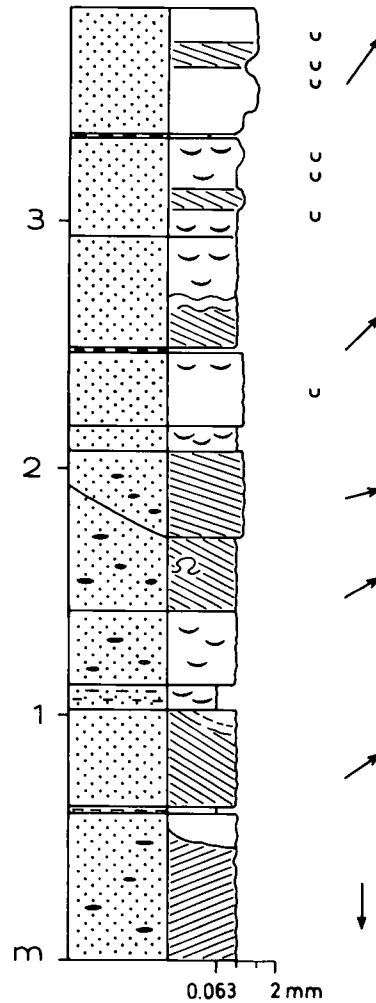
Bioturbation

Paläoströmungswert

ROITH



PUCHKIRCHEN / BERG



SEIFRIEDEDT

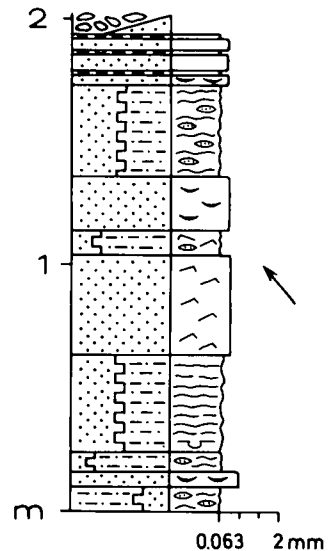
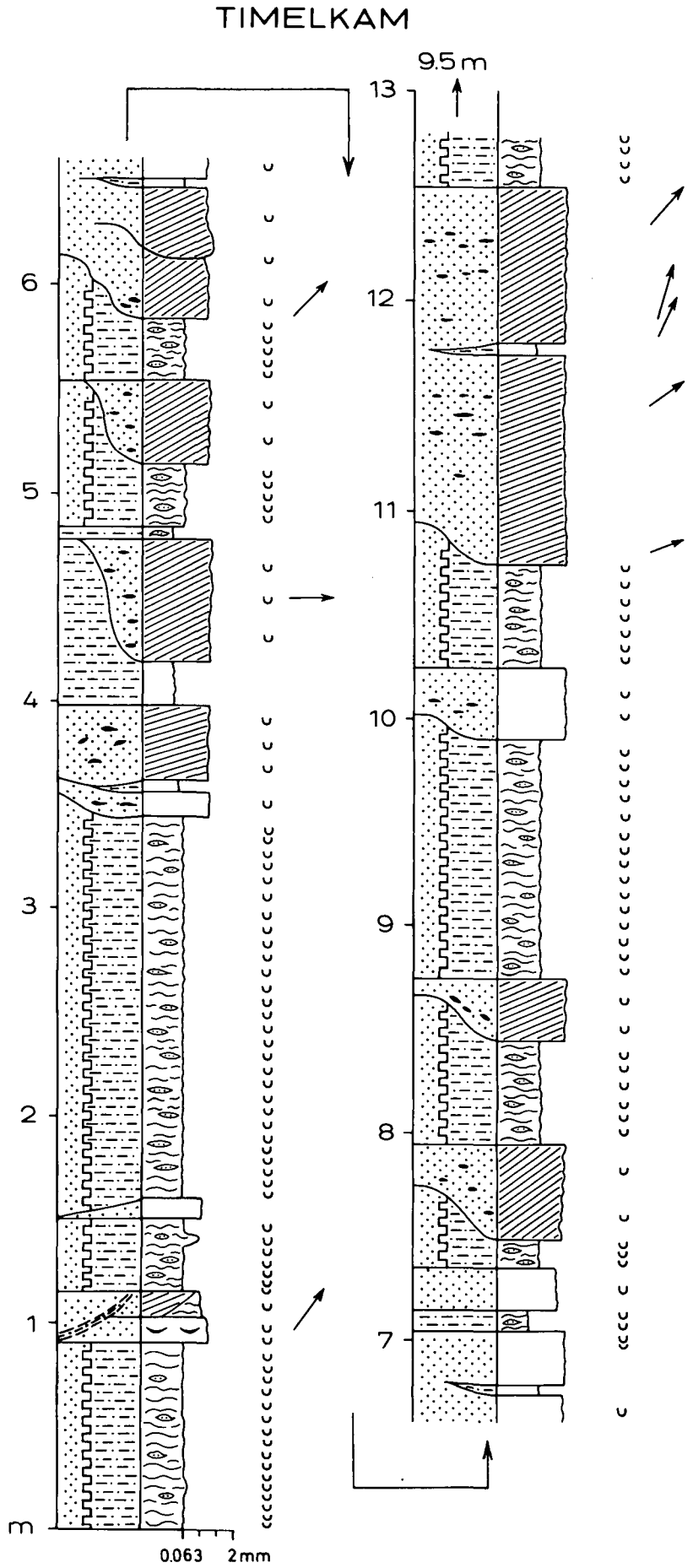
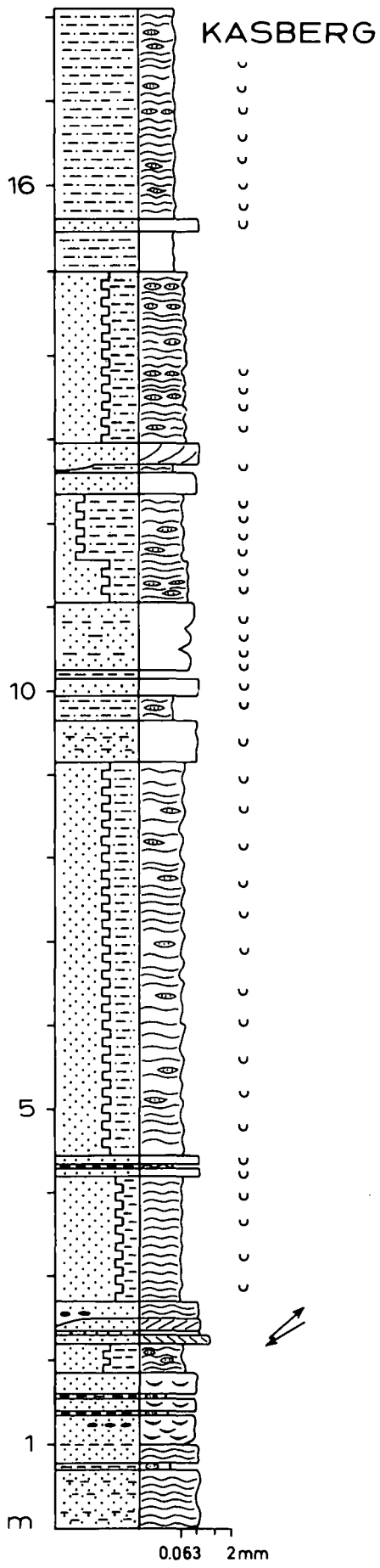


Abb. 12. Detailprofile der Aufschlüsse Roith (Lithofazies B<sub>1</sub>), Puchkirchen-Berg (Lithofazies B<sub>1</sub>), Seifriedsedt (Lithofazies C<sub>1</sub>, Abschnitt II), Kasberg (Lithofazies C<sub>2</sub>) und Timelkam (Lithofazies C<sub>3</sub>).



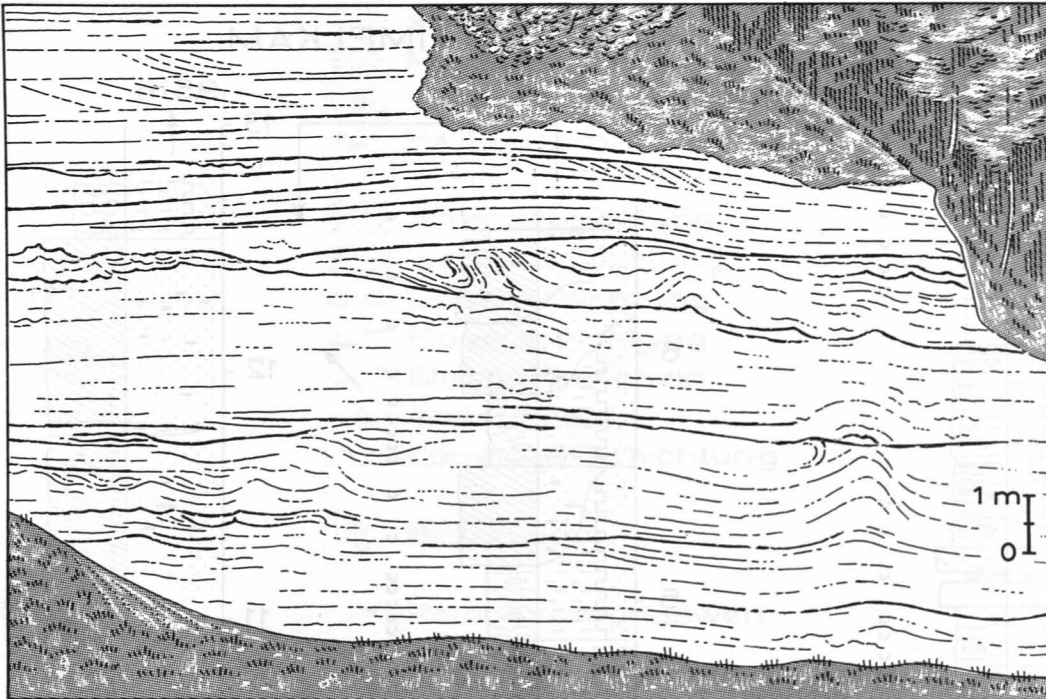


Abb. 13. Atzbacher Sande. Lithofazies B<sub>1</sub>. Schematische Darstellung der Sandgrube Roith, E Puchkirchen. Besonders auffallend sind Entwässerungsstrukturen und die damit in Zusammenhang stehende gestörte Schichtung.

ripples), deren Rippeltäler meist pelitisch ausgekleidet sind.

Oft treten in dieser Fazies Entwässerungsstrukturen (Abb. 13) auf. Im Zusammenhang mit größeren Entwässerungsröhren sind Sandbänke mit völlig zerstörten Internstrukturen (contorted bedding) zu beobachten. Bioturbation tritt in dieser Fazies nur in geringem Ausmaß auf, wobei Verwühlungen am häufigsten in den Pelithorizonten zu finden sind. Überwiegend handelt es sich dabei um mm-dünne einzelne Röhren. Manchmal treten auch 4 cm bis 5 cm dicke Grabbauten mit Stopfgefügen von Seeigeln (Abb. 15) auf.

### 3.1.7. Lithofazies B<sub>2</sub>

○ Typaufschluß: Sandgrube W Kogl, E Neukirchen/Vöckla.

Diese Lithofazies ist sehr ähnlich der Lithofazies B<sub>1</sub>. Sie besteht wie diese aus glimmerreichen und teilweise auch glaukonitreichen Fein- bis Mittelsanden, die vereinzelt mit siltigen Feinsanden wechsellagern.

Im Gegensatz zur Lithofazies B<sub>1</sub> sind die tafelformig schräggeschichteten, 10 cm bis 30 cm mächtigen Sets jedoch nur sehr selten von dünnen Mergelzwischenlagen, wie in Fazies B<sub>1</sub> getrennt.

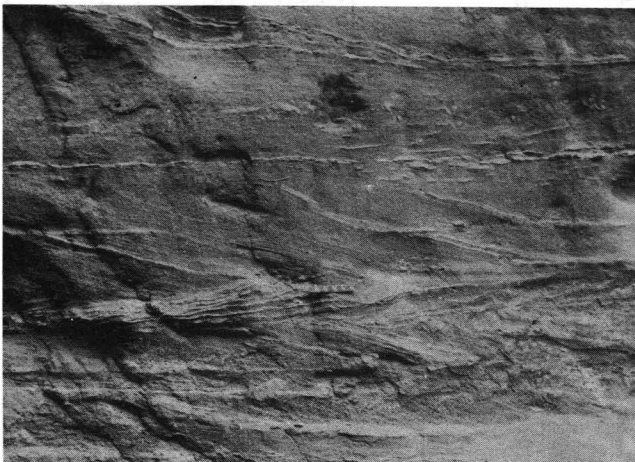


Abb. 14. Atzbacher Sande. Lithofazies B<sub>1</sub>. Schräggeschichtete Sande mit mud drapes und Pelitklasten. Maßstab 10 cm. Sandgrube Puchkirchen-Berg.

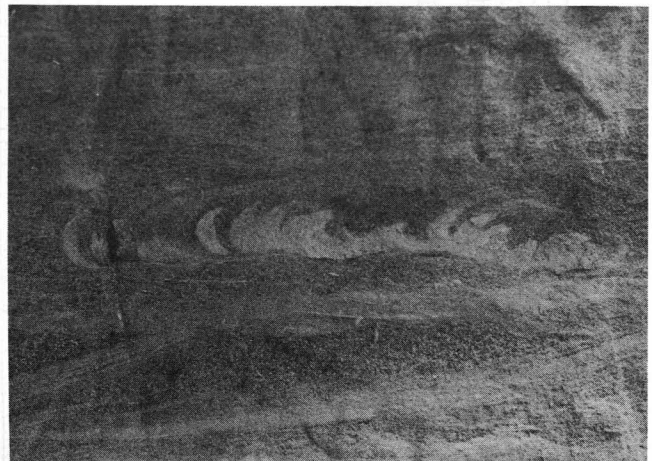


Abb. 15. Atzbacher Sande. Lithofazies B<sub>1</sub>. Stopfgefüge von irregulären, grabenden Seeigeln in schräggeschichteten, glaukonitreichen Sanden. Höhe der Spur ca. 4 cm. Sandgrube Puchkirchen-Berg.

Öfter treten in den Sanden pelitisch ausgekleidete Rippeltäler und Strömungsrippel auf. Gelegentlich ist eine Kreuzschichtung (herring bone bedding) zu beobachten.

Spuren von Verwühlung kommen nur sehr vereinzelt vor.

### 3.1.8. Lithofazies C<sub>1</sub>

○ Typaufschluß Sandgrube Seifriedsedt, Abschnitt II (Abb. 10, 12).

Diese Fazies ist durch den intensiven Wechsel von siltreichen Horizonten und Feinsandlagen charakterisiert (Abb. 16). Die durchschnittlich 0,5 cm bis 1 cm mächtigen pelitreichen Partien sind durch wellige Schichtung und Linsenschichtung gekennzeichnet. Bipolare Internschichtung in den Feinsandlinsen konnte beobachtet werden. Die glimmerreichen Feinsandlagen, deren Mächtigkeiten meist im cm-Bereich liegen, werden durch interne Flaserschichtung geprägt (Abb. 17). Bei den Flasern handelt es sich um pelitisch ausgekleidete Rippeltäler von Wellen- und Strömungsrippeln.

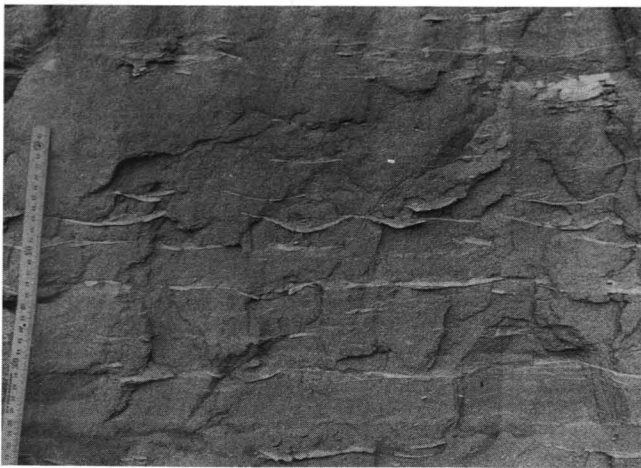


Abb. 16. Enzenkirchner Sande. Lithofazies C<sub>1</sub>. Welliger Schichtungstyp. Wechsel von Mergel- und Feinsandlagen im Zentimeterbereich. In den Sandlagen ist vereinzelt Rippelschichtung zu erkennen. Sandgrube Seifriedsedt (vgl. Abb. 10, Abschnitt II).

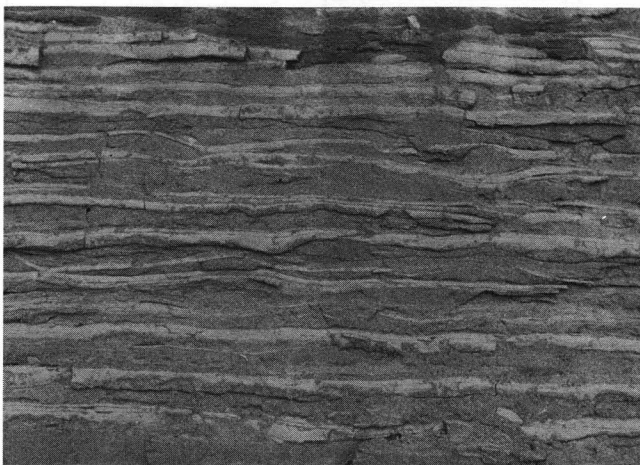


Abb. 17. Enzenkirchner Sande. Lithofazies C<sub>1</sub>. Flaserschichtung in Feinsandpartie (peliterfüllte Täler von Wellenrippeln). Sandgrube Seifriedsedt (vgl. Abb. 10, Abschnitt II).

Vereinzelt treten Belastungsmarken (load casts) in den Peliten auf. Hinweise auf eine stärkere Bioturbation fehlen. Dieser Faziestyp ist auch immer wieder in Verbindung mit der Fazies A anzutreffen.

### 3.1.9. Lithofazies C<sub>2</sub>

○ Typaufschluß: Sandgrube Kasberg, ENE Atzbach (Abb. 12).

Für diese Lithofazies sind ein intensiver Wechsel von glimmerreichen Feinsanden bis feinsandigen Mittelsanden mit siltigen Mergeln und eine sehr starke Bioturbation kennzeichnend. Mit Ausnahme der Bioturbation ist sie in großen Zügen der Fazies C<sub>1</sub> ähnlich. Die Pelite bilden Horizonte bis zu 30 cm. Sie bestehen aus 1 bis 2 cm mächtigen pelitischen Einzellagen mit Sandbestegen oder stehen mit Feinsanden im mm-Bereich in Wechsellagerung. Die durchschnittlichen Mächtigkeiten der Sandbänke betragen 20 cm bis 50 cm. Besonders auffallend ist in dieser Sandfazies, daß die einzelnen Bänke keine erosiven Liegendkontakte erkennen lassen.

Innerhalb der pelitischen Horizonte sind wellige Schichtung und Linsenschichtung die vorherrschenden Schichtungstypen. Flaserschichtung ist in den Sandpartien zu beobachten, wobei es sich bei den Pelitflasern um pelitisch gefüllte Rippeltäler handelt. Vereinzelt treten aufgearbeitete Pelitklasten in den Sanden auf. Schräggeschichtete Sandbänke kommen untergeordnet vor, wobei gegenläufige Schrägschichtung äußerst selten beobachtet werden kann.

Meistens lassen sich in den einzelnen Sandbänken durch die intensive Bioturbation keine sedimentären Strukturen mehr erkennen (Abb. 18). Sie zeigen ein gesprenkeltes Aussehen, was durch ein Massenvorkommen von mm-dünnen Röhren hervorgerufen wird. In den Peliten ist die Wellen- und Linsenschichtung ebenfalls von der Bioturbation betroffen, wurde jedoch nicht gänzlich zerstört. Hier finden sich Gänge und Röhren zwischen 0,5 bis 2 cm Durchmesser. Bei den Röhren sind solche mit pelletierten Wänden und solche mit annähernd konzentrisch aufgebauten Wänden aus siltigem Material zu unterscheiden. Die Röhren mit pelletierten und körnigen Wandstrukturen sind manchen Ophiomorphabauten sehr ähnlich. In den Sanden finden



Abb. 18. Übergangsbereich der Atzbacher Sande zu Vöcklaschichten. Lithofazies C<sub>2</sub>. Intensiv verwühlter, glaukonitreicher Sand. In der Mitte kegelförmige Lebensspur mit konzentrischer Internstruktur (möglicherweise von Anemone). Sandgrube Kasberg.

sich vereinzelt auch kegelförmige Typen mit konzentrischer Internstruktur und vereinzelt auch Spreitenbauten. Die kegelförmigen Typen stammen möglicherweise von Anemonen (Abb. 18).

Das Auftreten von wenigen Zentimeter dicken unverwühlten Sandpartien mit ebener Lamination bildet eher die Ausnahme.

### 3.1.10. Lithofazies C<sub>3</sub>

○ Typaufschluß: Sandgrube Timelkam (Abb. 12).

Ähnlich wie in der Lithofazies C<sub>2</sub> tritt auch in dieser Fazies ein intensiver Wechsel von glimmerreichen Fein- bis Mittelsanden und sandigen Silten im cm- bis dm-Bereich auf. An sedimentären Strukturen sind darin Linsenschichtung und Flaserschichtung besonders kennzeichnend. Wenige Dezimeter dicke Sandeinschaltungen zeigen intern Rippelschichtung. Der Hauptunterschied liegt jedoch im Auftreten erosiver Sandpartien.

Es handelt sich um rinnenartig in diese Sand-Silt-Wechselagerung eingelagerte 0,4 bis 1,5 m mächtige, trogförmige und tafelförmig schräggeschichtete glimmer- und glaukonitreiche Fein- bis Mittelsandkörper mit

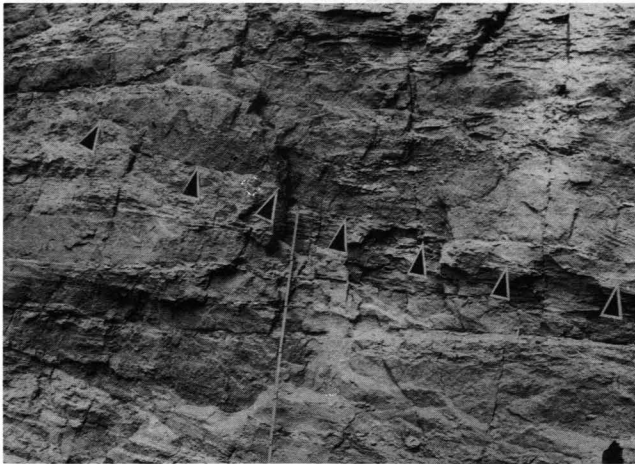


Abb. 19. Übergangsbereich der Atzbacher Sande zu Vöcklaschichten. Lithofazies C<sub>3</sub>. Flache erosive Rinne (siehe Pfeile!). Die Sande der Rinnenfüllung sind flach schräggeschichtet. Maßstab 1 m. Sandgrube Timelkam (vgl. Abb. 12).

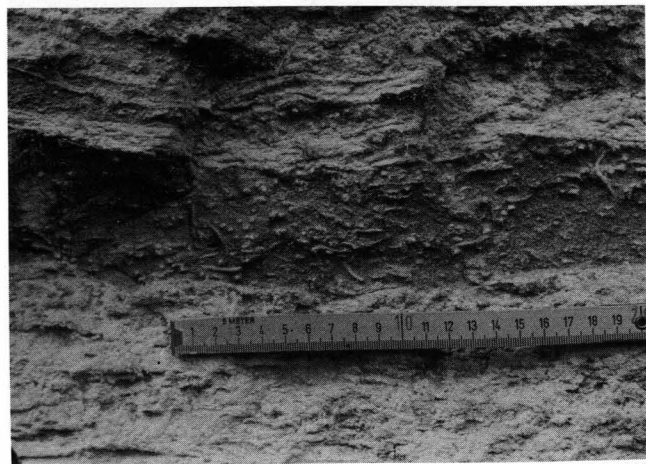


Abb. 20. Übergangsbereich der Atzbacher Sande zu Vöcklaschichten. Lithofazies C<sub>3</sub>. Intensiv verwühlte Sand- und Siltpartien. Sandgrube Timelkam (vgl. Abb. 12).

Pelittbelägen und Pelitklasten auf den Leebältern (Abb. 19). Die mit Pelit ausgekleideten Rinnen sind oft ineinander verzahnend und haben eine durchschnittliche Breite von 4 bis 5 m, vereinzelt aber auch mehr als 12 m.

Die gesamte Fazies ist durch eine hohe Bioturbation ausgezeichnet (Abb. 20), wobei die Rinnensande eine etwas geringere Verwüldichte aufweisen und nur an

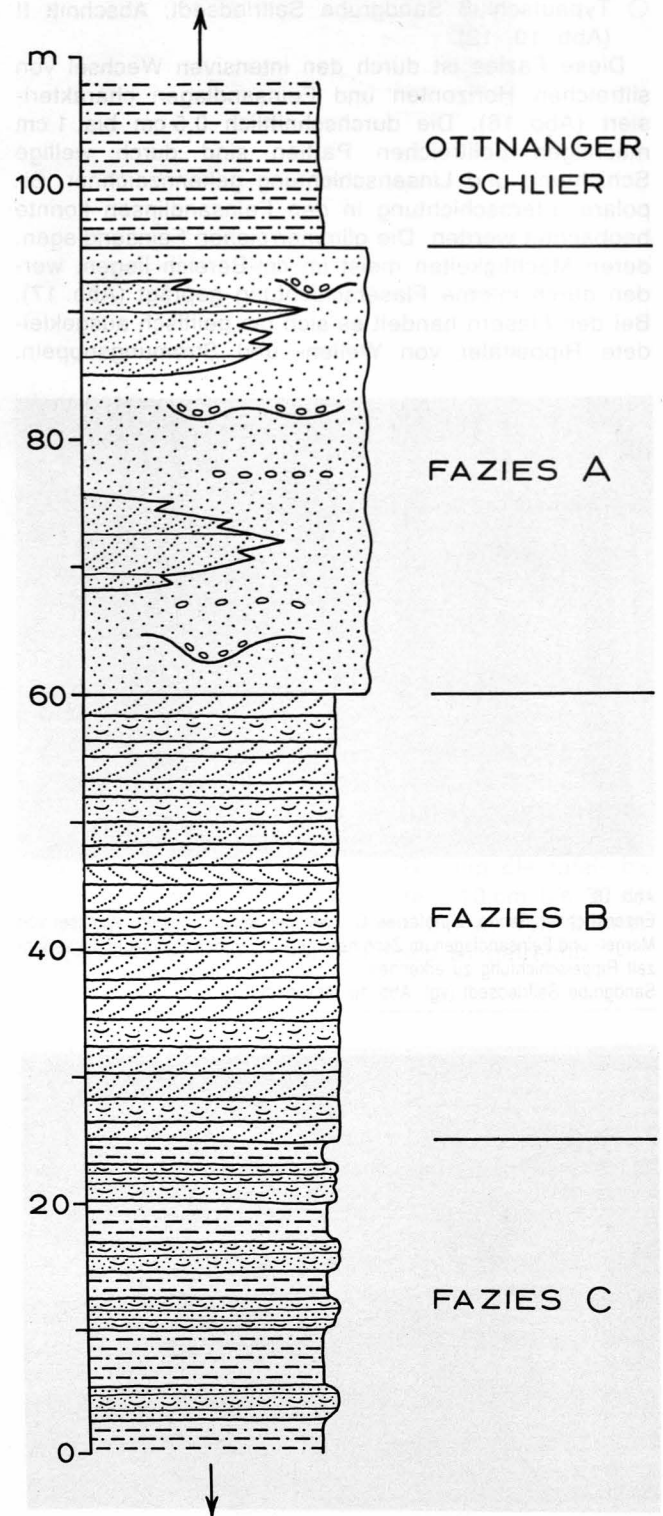


Abb. 21. Schematisches Säulenprofil der Atzbacher Sande (Fazies A und B) und der hangenden Anteile der Vöcklaschichten (Fazies C). Ein genereller coarsening- und thickening upward-Trend ist zu beobachten.



bestimmten Horizonten (Stillstandshorizonte?) stärker verwühlt sind. Die Lebensspuren sind hauptsächlich unregelmäßig verlaufende, mm-dünne Röhren mit pelitischen Wänden. Daneben kommen aber auch ca. 1 cm dicke, senkrecht verlaufende Gänge ohne Wand und bis zu 15 cm lange J-förmige Gänge vor.

sehr harten, glimmerreichen Pelite sind im cm-Bereich ebenflächig bis wellig geschichtet (Rippelschichtung). Die mm-dünnen Zwischenlagen und -linsen aus oft glimmer- und glaukonitreichem Fein- bis Mittelsand führen mitunter auch Pflanzendetritus und nestartig angeordnete Molluskenbruchstücke.

### 3.1.11. Lithofazies C<sub>4</sub>

○ Typaufschluß: Oberthumberg, Graben am linken Hang des Vöcklatales, liegender Teil.

Als pelitreicher Teil der Vöcklaschichten besteht diese Lithofazies hauptsächlich aus sandigen Silten. Die

### 3.2. Lithofaziesbeziehungen

Geologische Kartierungen im Gebiet von Puchkirchen – Frankenburg – Ampflwang, nördlich des Vöcklatales (R. ROETZEL, 1985, 1986) haben die Verbreitung und

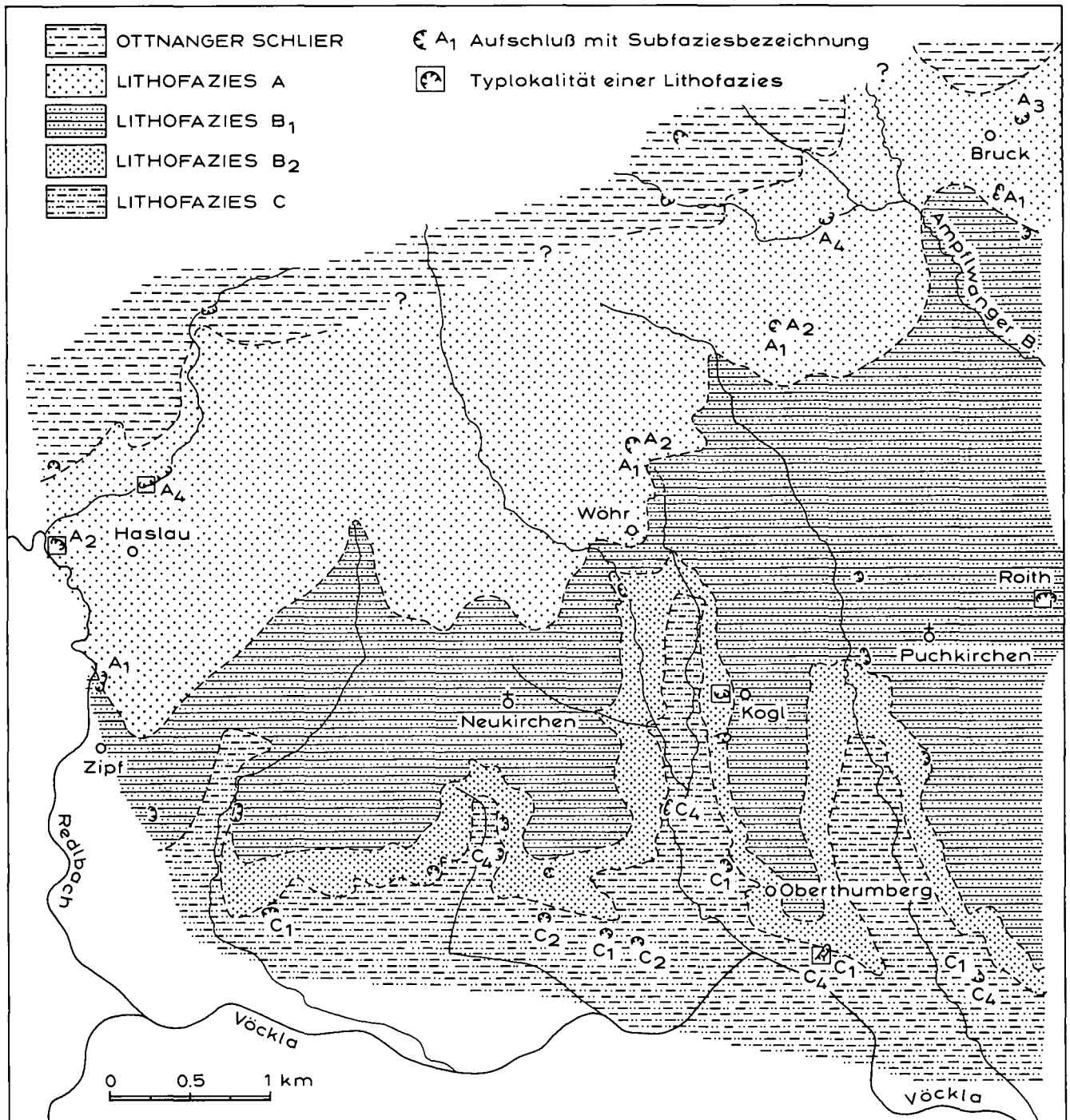


Abb. 22. Regionale Verbreitung der Lithofaziestypen im SE-Bereich des Kartenblattes 47 Ried im Innkreis. Die Lithofazies A und B repräsentiert die Atzbacher Sande, C entspricht den Vöcklaschichten.

die Beziehungen der Lithofaziestypen zueinander erkennen lassen (Abb. 22).

Innerhalb des Atzbacher Sandhorizontes werden etwa die liegenden 40 m von der Lithofazies B eingenommen, wobei die Fazies B<sub>2</sub> den liegenden und B<sub>1</sub> den hangenden Abschnitt einnimmt (Abb. 21).

Die obersten 40 m der Atzbacher Sande werden von der Lithofazies A aufgebaut. Obwohl hier über weite Bereiche keine detaillierten Informationen vorliegen, konnte doch der Eindruck gewonnen werden, daß die massige Sandfazies A<sub>1</sub>-A<sub>2</sub> den Hauptanteil am Aufbau der obersten 40 m haben und daß die intensiv schräggeschichteten Faziestypen A<sub>3</sub>-A<sub>4</sub> nur Einschaltungen bilden, wie in Abb. 21 schematisch angedeutet ist.

Innerhalb der intensiv schräggeschichteten Fazies A<sub>3</sub>-A<sub>4</sub>, aber auch innerhalb der massigen Sandfazies A<sub>1</sub>-A<sub>2</sub> (Abb. 2) treten pelitreichere Intervalle (Fazies C<sub>1</sub>) auf.

Der Übergangsbereich zu den Vöcklaschichten ist durch die Fazies C<sub>1</sub>-C<sub>4</sub> gekennzeichnet, ohne daß bis jetzt eine bestimmte Abfolge zu erkennen war.

Die Abfolge von der Lithofazies C über B zu A ist besonders schön an der linken Talflanke des Frankenburg Redlbachtales und östlich Neukirchen/Vöckla, in dem vom Vöcklatal gegen Wöhr verlaufenden Tal zu verfolgen (R. ROETZEL, 1985, 1986).

Weiters ist besonders nordwestlich Haslau durch die Geländebegehungen eindeutig zu ersehen, daß der Ottnanger Schlier nicht nur im Hangenden der Atzbacher Sande folgt, sondern sich auch lateral mit diesen verzahnt. Ähnliche laterale Verzahnungen sind auch innerhalb der Lithofaziestypen A bis C zu erwarten.

Die hier dargestellten Beziehungen der Lithofaziestypen zueinander wurden über den kartierten Bereich hinaus auch in dem nordöstlich anschließenden Gebiet durch lithofazielle Studien in zahlreichen Aufschlüssen bestätigt.

Das gesamte Profil von der Lithofazies C über B zu A (Abb. 21) läßt ein generelles „coarsening and thickening upward“ erkennen.

#### 4. Granulometrische Untersuchungen

(Abb. 23-26)

Von Sanden und Peliten der Vöcklaschichten, Atzbacher Sande, Enzenkirchner Sande und des Ottnanger Schliers wurden insgesamt 53 Korngrößenanalysen durchgeführt. Diese erfolgten im Sandbereich durch Naßsiebung in 1/4  $\Phi$ -Schritten. Die Kornverteilungen der Pelitanteile wurden in 1/2  $\Phi$ -Schritten röntgenographisch mit dem Sedigraph 5000 E von Micromeritics bestimmt (J. P. OLIVIER, G. K. HICKIN & C. ORR, 1971). Damit konnten für jede Probe bis zu 39 Fraktionsabschnitte ermittelt werden.

Die Berechnung der granulometrischen Parameter wie arithmetisches Mittel ( $\bar{x}$ ), Standardabweichung ( $\sigma$ ) und Schiefe ( $\alpha_3$ ) (vgl. D. MARSAL, 1967), die Ermittlung der CM-, LM- und AM-Verteilungen nach R. PASSEGA (1957, 1964), R. PASSEGA & R. BYRAMJEE (1969) und die Feststellung der Sand-Silt-Ton-Verhältnisse zur Sedimentbenennung nach H. FÜCHTBAUER (1959) und G. MÜLLER (1961) wurden mit dem EDV-Programm Sedpak (G. MALECKI, 1986) durchgeführt.

Die Atzbacher Sande und Enzenkirchner Sande liegen im Benennungsdreieck Sand-Silt-Ton fast aus-

schließlich im Sand-Feld (Abb. 23). Aber auch die Proben der Sandhorizonte der Vöcklaschichten und des Übergangsbereiches im liegenden Teil des Ottnanger Schliers fallen in dieses Feld.

Nach den granulometrischen Analysen von 37 Oberflächenproben handelt es sich weitgehend um Fein- bis Mittelsande mit arithmetischen Mittelwerten zwischen 2,1  $\Phi$  und 3,6  $\Phi$  (Abb. 24). Betrachtet man die einzelnen Lithofaziestypen der Atzbacher Sande und Vöcklaschichten getrennt, so beträgt das durchschnittliche arithmetische Mittel der Lithofazies A 2,62  $\Phi$  ( $\sigma = 0,23$ , N = 13), der Lithofazies B 2,85  $\Phi$  ( $\sigma = 0,37$ , N = 13) und der Lithofazies C 2,90  $\Phi$  ( $\sigma = 0,44$ , N = 7). Es ist also eine geringfügige Verfeinerung der Sande von der Lithofazies A nach C zu erkennen.

Die Standardabweichung der Sande liegt vorwiegend zwischen 1,0 und 2,0 und reicht mit wenigen Ausnahmen bis 2,3 (Abb. 24a). Die sandigen Sedimente sind daher nach G. M. FRIEDMAN (1962) fast immer mäßig bis schlecht sortiert.

Die Schiefe der Sande ist durchwegs positiv, d. h. es überwiegt der Feinanteil. Die Schiefewerte liegen hauptsächlich zwischen +3 und +6 (Abb. 24b).

Etwas weiter gestreut sind die 16 granulometrisch analysierten Proben der Pelite im Sand-Silt-Ton-Dreieck (Abb. 23).

Pelitzwischenlagen der Sande in der Lithofazies A und B (Atzbacher Sande) sind durchwegs als tonige Sandsilte anzusprechen. Auch Pelite der Lithofazies C (Vöcklaschichten) fallen weitgehend in diesen Bereich des Benennungsdreiecks. Daneben treten aber auch Siltsande und tonig-sandige Silte in dieser Lithofazies auf. Im Ottnanger Schlier überwiegen die tonig-sandigen Silte, neben denen auch tonige Siltsande und sandige Tonsilte vorkommen.

Sämtliche analysierten Pelite sind nach den arithmetischen Mittelwerten, die vorwiegend zwischen 5  $\Phi$  und 7  $\Phi$  liegen, Mittel- bis Grobsilte (Abb. 24). Man kann erkennen, daß die Pelite des Übergangsbereiches im liegenden Teil des Ottnanger Schliers etwas höhere Mittelwerte haben, und damit feinkörniger sind, als die Feinsedimente der Lithofazies A bis C. Die Probe von Pelitklasten aus einer Rinne der Lithofazies A<sub>1</sub> ist granulometrisch sehr ähnlich diesen Peliten des Ottnanger Schliers (Abb. 23, 24).

Der Großteil aller analysierten Pelite hat Standardabweichungswerte von 2,5 bis 3,3 und ist gemäß der Klassifikation von G. M. FRIEDMAN (1962) äußerst schlecht bis sehr schlecht sortiert (Abb. 24a).

Mit Werten von +0,3 bis +1,4 zeigt die Schiefe der Pelite ein leichtes Überwiegen des Feinanteiles an, ist aber nahezu symmetrisch (Abb. 24b).

Im Benennungsdreieck (Abb. 23) und in den Parameterbeziehungsdigrammen (Abb. 24a und 24b) ist deutlich zu erkennen, daß die Oberflächenproben der Sande und Pelite durch das nahezu vollkommene Fehlen der Grobsilte deutlich in zwei getrennten Bereichen liegen und Feinsande und Mittelsilte überwiegen.

Hinweise auf die Transportart der Sedimente ergeben sich aus dem CM-Diagramm und den damit in Zusammenhang stehenden LM- und AM-Diagrammen (R. PASSEGA, 1957, 1964; R. PASSEGA & R. BYRAMJEE, 1969). Die groben 1 %-Werte (C-Werte) der Atzbacher Sande, Enzenkirchner Sande und der Sandeinschaltungen in den Vöcklaschichten und im Ottnanger Schlier liegen fast immer zwischen 250  $\mu\text{m}$  und 1000  $\mu\text{m}$ , wobei die größte Häufung zwischen 300  $\mu\text{m}$  und 500  $\mu\text{m}$  auftritt.

Etwas enger begrenzt sind die 50 %-Werte (M-Werte, Median) dieser Sande, die meist 130  $\mu\text{m}$  bis 300  $\mu\text{m}$  betragen.

Der Großteil der Probepunkte der Sande ist somit in den von R. PASSEGA & R. BYRAMJEE (1969) definierten Klassen IV und V konzentriert, wo diese in einem langgestreckten, parallel zur Linie C=M verlaufenden Feld gehäuft auftreten (Abb. 25a).

Die Lage von Probepunkten in diesem von R. PASSEGA (1964) als Segment Q-R bezeichneten Bereich ist nach R. PASSEGA (1964) und R. PASSEGA & R. BYRAMJEE (1969) ein Hinweis auf einen Transport dieses Sediments in gradierter Suspension (springender Transport) im mittleren bis hohen Energiebereich.

Der maximale Korndurchmesser für den Transport in Suspension ( $C_s$ ) liegt ca. bei 480  $\mu\text{m}$ .

Da ein Teil der Proben, und hier besonders Sedimente der Lithofazies A, auch im Segment P-Q liegen und bis in die Klasse I reichen, ist bei diesen auch mit teil-

weise rollend transportierten Sedimentanteilen und damit einem höheren Energiebereich zu rechnen.

Bei den Peliten, die vorwiegend in der Klasse VII und teilweise auch daran anschließen in den Klassen VI und VIII auftreten, betragen die C-Werte meist 160  $\mu\text{m}$  bis 420  $\mu\text{m}$ . Die Median-Werte bewegen sich dagegen großteils zwischen 15  $\mu\text{m}$  und 65  $\mu\text{m}$ , können aber besonders beim Ottnanger Schlier bis 7  $\mu\text{m}$  erreichen (Abb. 25a). Das vorwiegende Auftreten in der Klasse VII spricht für einen Transport der Feinsedimente in gleichförmiger Suspension, also für Sedimente, die nicht durch Bodenströmungen sortiert wurden. Die C-Werte derartig abgelagerter Sedimente werden im Segment R-S jedoch im allgemeinen selten größer als 250  $\mu\text{m}$ . Die in diesem Fall auftretenden C-Werte bis 420  $\mu\text{m}$  scheinen durch die in den Peliten vorkommenden groben Muskovite verursacht, die größere C-Werte vortäuschen.

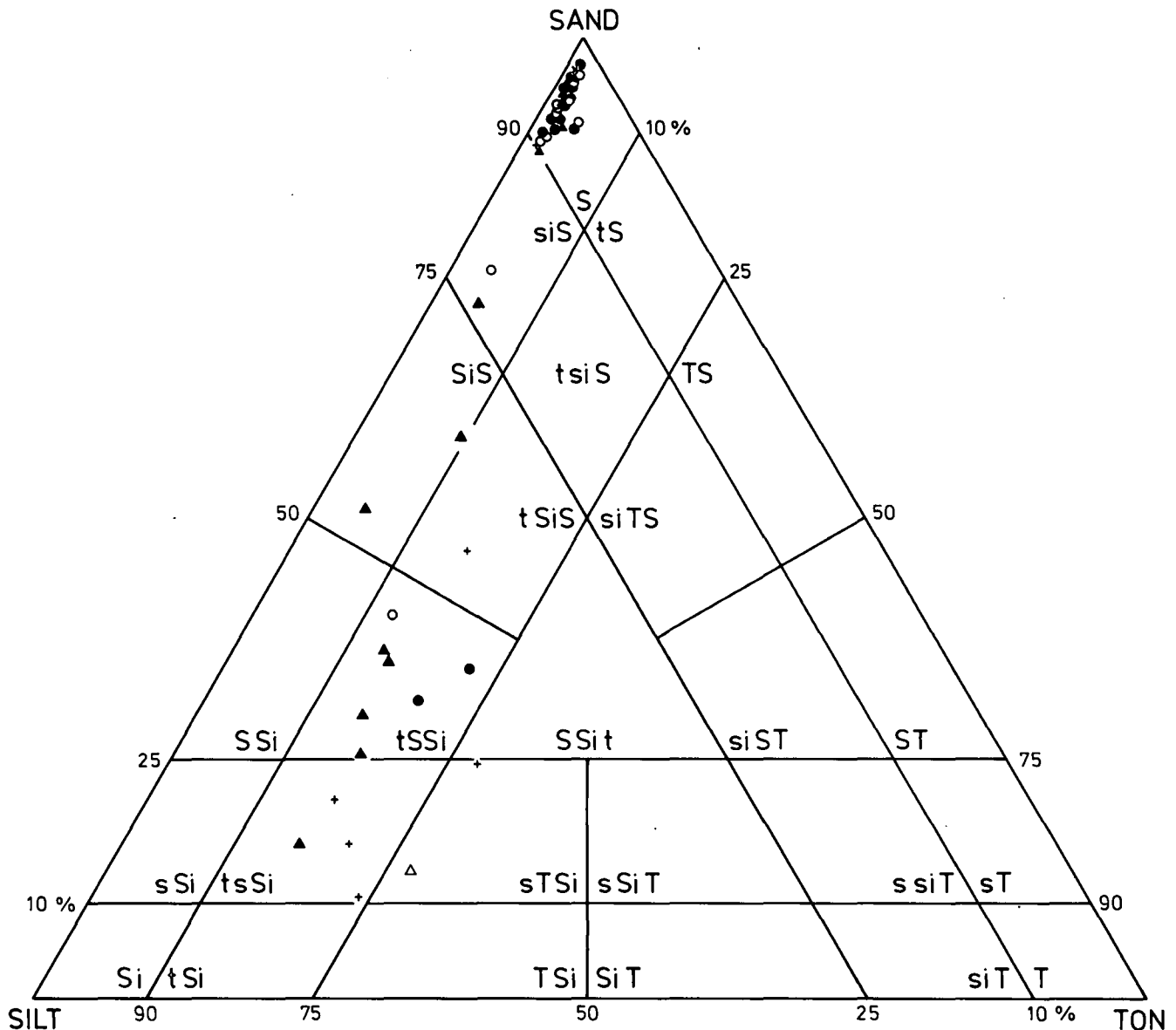


Abb. 23.

Die Proben der Vöcklaschichten, Atzbacher Sande, Enzenkirchner Sande und des Ottnanger Schliers im Benennungsdreieck Sand - Silt - Ton (H. FÜCHTBAUER, 1959; G. MÜLLER, 1961).

Atzbacher Sande und Vöcklaschichten: ● = Lithofazies A, ○ = Lithofazies B, ▲ = Lithofazies C; × = Enzenkirchner Sande; + = Ottnanger Schlier; △ = Pelitklasten in Lithofazies A.

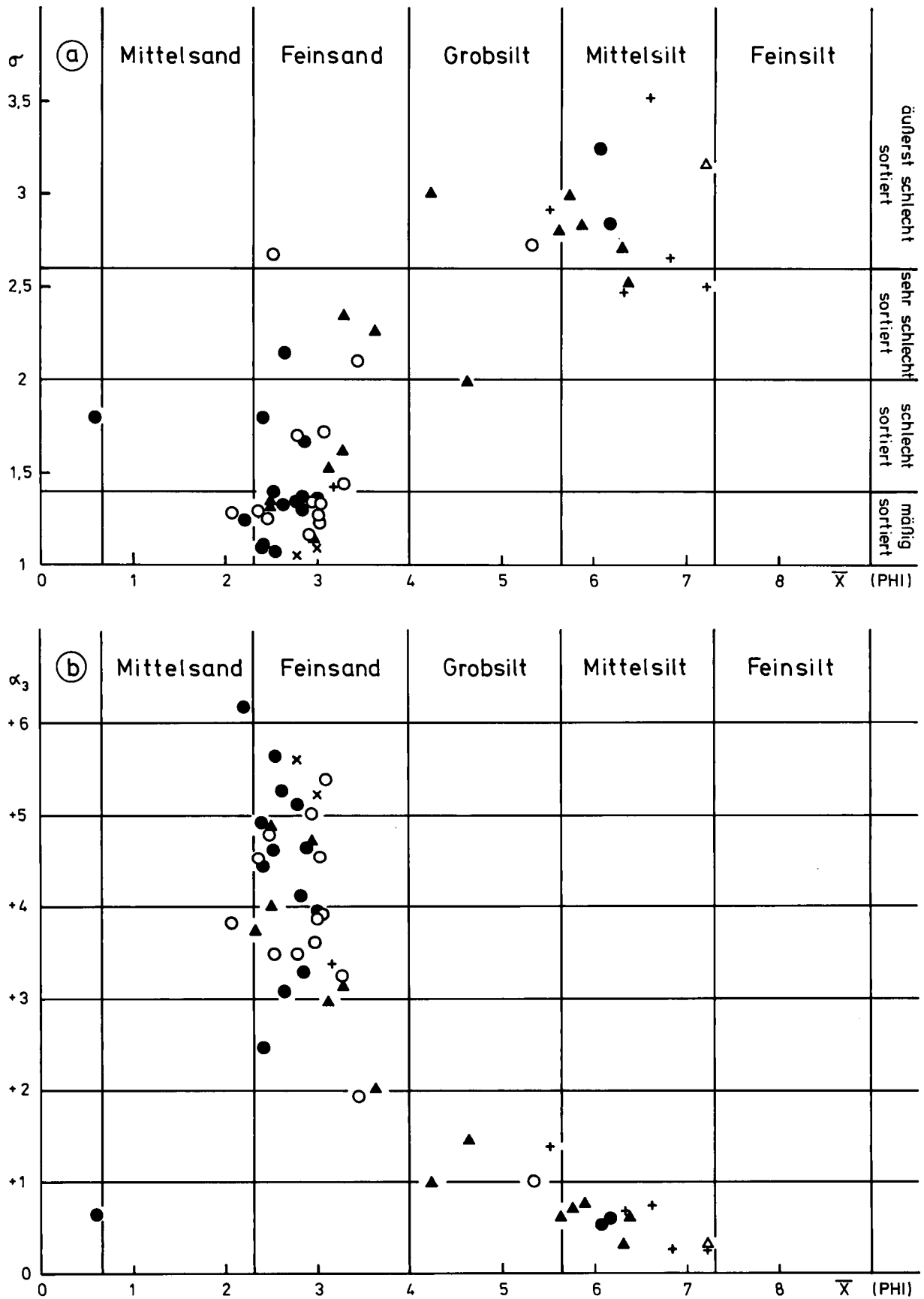


Abb. 24.  
 Parameterbeziehungen von arithmetischen Mittelwerten ( $\bar{x}$ ) mit a) Standardabweichungen ( $\sigma$ ) und b) Schiefewerten ( $\alpha_3$ ) von Proben der Vöcklaschichten, Atzbacher Sande, Enzenkirchner Sande und des Ottninger Schliers.  
 Atzbacher Sande und Vöcklaschichten: ● = Lithofazies A, ○ = Lithofazies B, ▲ = Lithofazies C; × = Enzenkirchner Sande; + = Ottninger Schlier; △ = Pelitklasten in Lithofazies A.

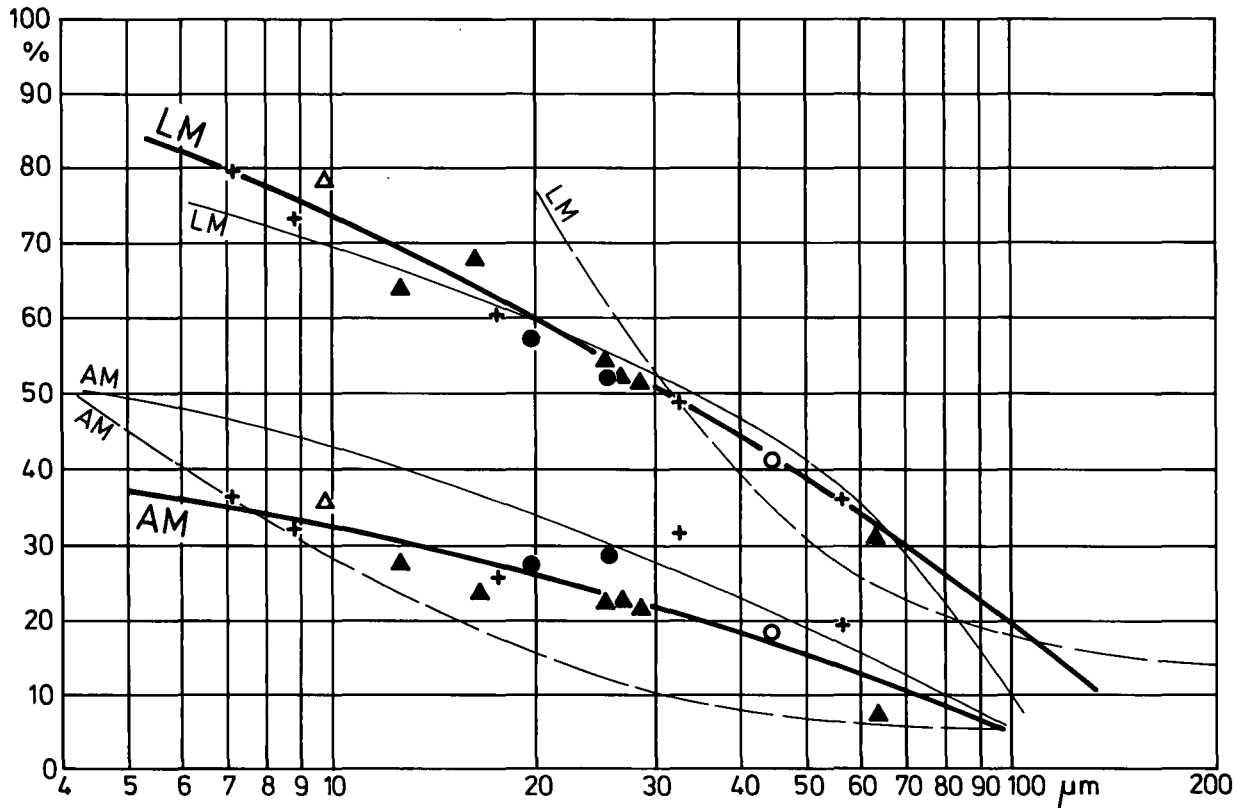
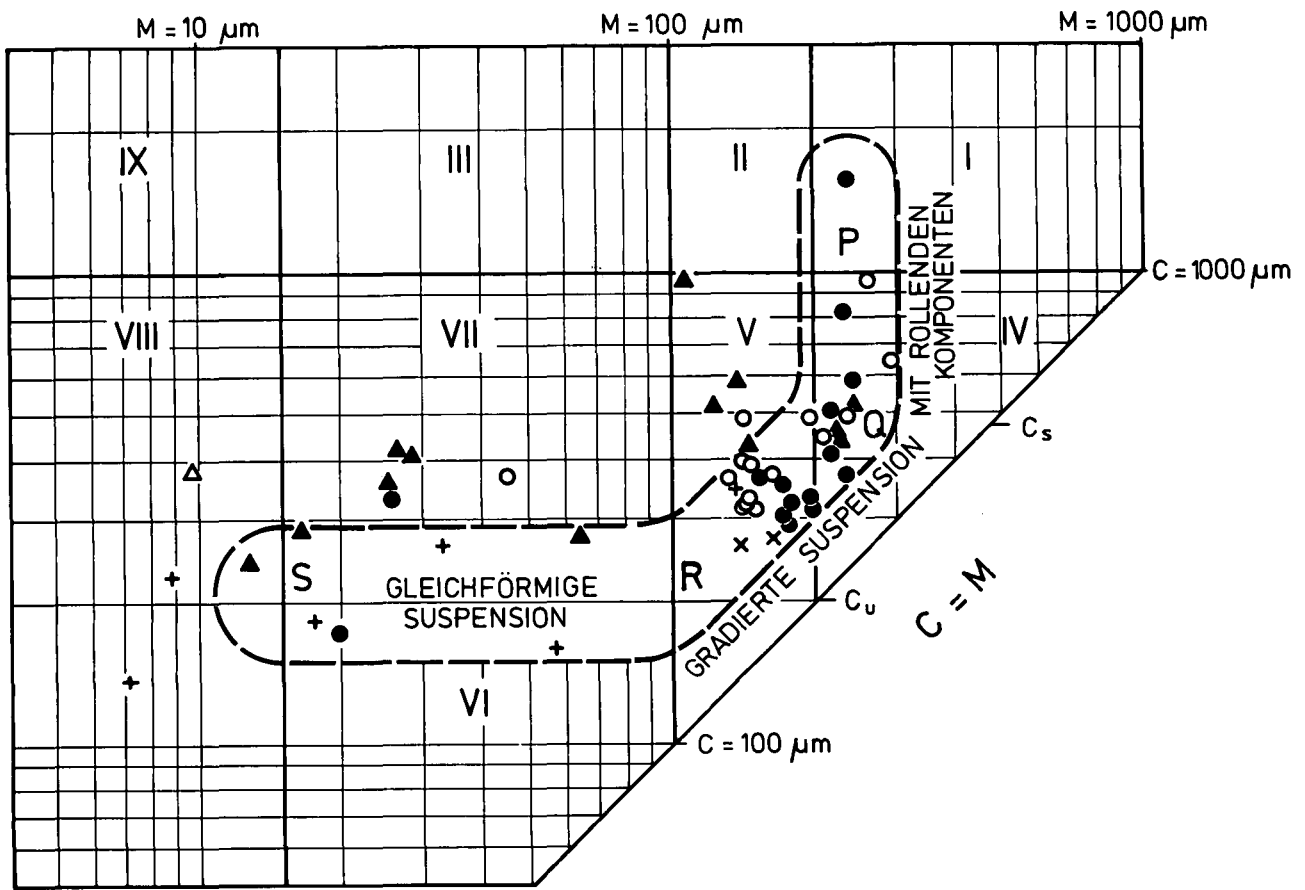


Abb. 25.  
 a) Die Proben der Vöcklaschichten, Atzbacher Sande, Enzenkirchner Sande und des Otnanger Schliers im CM-Diagramm (R. PASSEGA, 1957).  
 b) Die Pelite der Vöcklaschichten, Atzbacher Sande und des Otnanger Schliers im AM- und LM-Diagramm (dicke Linie) und Gegenüberstellung mit schematischen AM- und LM-Diagrammen von Ablagerungen aus gradierter (dünne, unterbrochene Linie) und gleichförmiger (dünne, durchgezogene Linie) Suspension (R. PASSEGA & R. BYRAMJEE, 1969).  
 Atzbacher Sande und Vöcklaschichten: ● = Lithofazies A, ○ = Lithofazies B, ▲ = Lithofazies C; × = Enzenkirchner Sande; ÷ = Otnanger Schlier; Δ = Pelitklasten in Lithofazies A.

Der Transport der Silte in gleichförmiger Suspension wird durch die LM- und AM-Diagramme, in denen die Anteile kleiner  $31\ \mu\text{m}$  (L) bzw. kleiner  $4\ \mu\text{m}$  (A) und die Medianwerte gegenübergestellt werden, bestätigt (Abb. 25b). Durch die Diagramme wird auf die schlechtere Sortierung in gleichförmiger Suspension hingewiesen (R. PASSEGA & R. BYRAMJEE, 1969).

Die Pelite mit M-Werten kleiner  $15\ \mu\text{m}$ , wie der Ottanger Schlier von der Schanze, sind mit gleichzeitigen C-Werten größer  $100\ \mu\text{m}$  in der feinsten gleichförmigen Suspension transportiert (R. PASSEGA & R. BYRAMJEE, 1969).

Aus dem CM-Diagramm geht daher hervor, daß der Sedimenttransport durch bodennahe Strömungen bei den Sanden vorherrscht.

Durch das gemeinsame Auftreten von Sedimenten in den Segmenten R-S und Q-R wird aber darauf hingewiesen, daß derartige Strömungen nicht aktiv sind, wo oder wenn die gleichförmige Suspension sedimentiert (R. PASSEGA & R. BYRAMJEE, 1969).

Derartige hydrodynamisch Transportbedingungen herrschen nicht nur im fluviatilen Bereich, wofür diese CM-Verteilung ebenfalls typisch ist, sondern auch im gezeitenbeeinflussten, submarinen Bereich, wo Gezeitenströmungen die Grobsedimente in Rinnen transportieren oder die Sedimentation von pelitischem Material aus der gleichförmigen Suspension nur zur Zeit um die Stillwasserperiode erfolgen kann (R. PASSEGA, 1957).

Schwebender Transport (gleichförmige Suspension), springender Transport (gradierte Suspension) und rol-

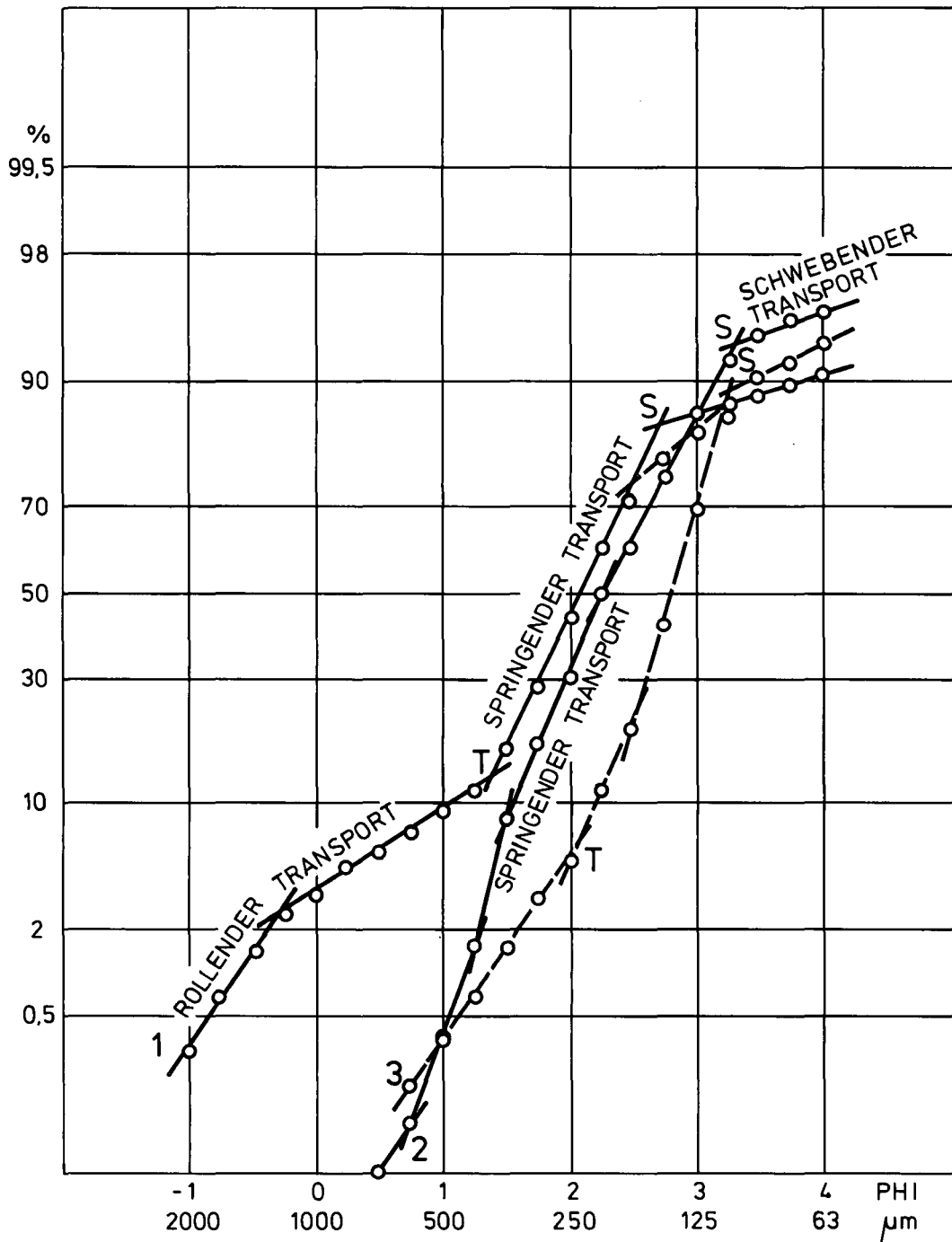


Abb. 26.  
Typische Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz von Proben der Atzbacher Sande.

lender Transport (Bodenfracht) sind die drei Transportarten, die innerhalb einer Korngrößenverteilung eigene Populationen mit logarithmischer Normalverteilung bilden. Diese erscheinen durch die Darstellung der Korngrößenverteilung im Wahrscheinlichkeitsnetz als gerade Linien (A. J. MOSS, 1962, 1963; E. WALGER, 1961; G. S. VISHNER, 1969).

Charakteristische, faziesspezifische Parameter sind die Anzahl, der Anteil am gesamten Sediment, das Verhältnis, die Mischbereiche und die Sortierung (Anstieg) dieser Populationen (K. H. SINDOWSKI, 1957; G. S. VISHNER, 1969; R. P. GLAISTER & H. W. NELSON, 1974).

Diese Parameter sind beim Großteil der untersuchten Atzbacher Sande, Enzenkirchner Sande und Sandeinschaltungen in Vöcklaschichten und Ottnanger Schlier sehr ähnlich.

Die Kurven 2 und 3 (Abb. 26) zeigen die vorwiegend auftretenden Kornverteilungen, bei denen die sehr gut bis gut sortierte springend transportierte Population mit 70 % bis 95 % überwiegt. Diese ist klar von der schlecht sortierten Suspensionsfracht getrennt, die mit 7 % bis 17 % am Aufbau der Psammite beteiligt ist. Die Anteile der mäßig bis schlecht sortierten rollenden Population betragen 0,2 % bis 12 %, wobei besonders die Sedimente der Lithofazies A mehr Bodenfracht besitzen, wie aus der Kurve 1 (Abb. 26) zu ersehen ist.

Rollende und springende Population sind häufig eindeutig voneinander getrennt und besitzen einen großen Mischbereich.

Die groben Wendepunkte (T) treten vorwiegend zwischen  $1,0 \Phi$  und  $2,5 \Phi$  auf, während die Grenzen zwischen springender und schwebender Population (S) zwischen  $2,5 \Phi$  und  $3,5 \Phi$  zu finden sind. Wie auch aus dem CM-Diagramm hervorgeht, dominiert in den untersuchten Sanden der springende Transport. Gleichzeitig ist aber auch die Suspensionsfracht nicht unbedeutend, während der rollend transportierte Anteil meistens gering ist. In Verbindung mit der oben beschriebenen Sortierung dieser Populationen und der Positionen der groben und feinen Wendepunkte sind diese Kurven ähnlich den bei K. H. SINDOWSKI (1957) dargestellten Kurventypen von strömungsbeeinflussten Sandbänken des marinen Schelfbereiches und Rinnensanden des Wattes. Diese Kurventypen treten auch in der Almond Formation und Lance Formation in kretazischen Deltasedimenten auf (G. S. VISHNER, 1969, p. 1097). Dort wird die Korngrößenverteilung als Ergebnis starker Gezeitenströmungen im seichten Wasser oder auf Sandbänken in Gezeitenrinnen interpretiert, wo die Bodenfracht dadurch weitgehend entfernt wurde.

Ähnliche Ergebnisse erbrachten die granulometrischen Analysen der Forschungsbohrung Kemating K1 (P. FAUPL, H. KURZWEIL & R. ROETZEL in: M. HEINRICH, 1984).

Den Atzbacher Sanden äquivalente Sandeinschaltungen in dieser Bohrung führen zwar streckenweise höhere Siltanteile, sodaß auch Sedimente mit arithmetischen Mittelwerten zwischen  $3,5 \Phi$  und  $4,5 \Phi$  gehäuft auftreten. CM-Diagramme und Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz lassen aber auch in diesen Sedimenten ein Überwiegen der springenden Population, das heißt des Transports in gradiertem Suspension durch bodennahe Strömungen, erkennen.

Vergleiche mit den granulometrischen Daten von H. KURZWEIL (1973) sind nur begrenzt möglich, da sich dieser Autor nur auf die sedimentpetrologische Bearbeitung der Pelite des Ottnangiens beschränkte und au-

Berdem teilweise etwas andere Berechnungsverfahren verwendete. Die vergleichbaren Ergebnisse, wie die Sedimentbenennungen und die Aussagen der CM-Diagramme der Pelite, sind jedoch sehr ähnlich den in dieser Arbeit getroffenen Aussagen.

## 5. Paläoströmungsdaten

(Abb. 27–29)

In Abb. 27 sind die Paläoströmungsdaten aus den einzelnen Sandkörpern des Ottnangiens zusammengestellt, wobei die einzelnen Diagramme große Aufschlüsse oder eng beisammenliegende Aufschlußgruppen repräsentieren. Die Untersuchungen konzentrieren sich in erster Linie auf die großdimensionale Schrägschichtung mit Sethöhen größer 6 cm (vgl. M. TUCKER, 1982). Dargestellt ist das Einfallen der Leebblätter. Es handelt sich dabei nach dem Modell für Sandwaves (siehe Abb. 6) um die  $E_3$ -Flächen.

### 5.1. Atzbacher Sande

(Abb. 27, Diagr. 1–16)

Aus den Diagrammen läßt sich eine Hauptströmungsrichtung nach ENE ablesen. Die Daten zeigen jedoch eine ungemein breite Streuung. In einzelnen Diagrammen ist eine bi- bis polymodale Verteilung zu erkennen. In einer Zusammenfassung aller Paläoströmungsdaten der Atzbacher Sande in einem Sammeldiagramm (Abb. 28) kommt diese polymodale Verteilung besonders deutlich zum Ausdruck. Zur Berechnung der Mittelwerte wurden alle Werte zwischen  $0^\circ$  und  $180^\circ$  zur Hauptpopulation gerechnet, während die Werte zwischen  $180^\circ$  und  $360^\circ$  zu einer Nebengruppe zusammengefaßt wurden. Diese „Nebengruppe“ ist allerdings in sich auch nicht unimodal, was bei der Beurteilung des Mittelwertes zu berücksichtigen ist.

Aus der überaus ungleichen Verteilung der Daten mit einem Vektormean der Hauptgruppe, das sind 84 % aller Meßwerte, in Richtung  $82^\circ$  (Magnitude  $L=82$  %) sowie einer Streuung der „Nebengruppe“ um  $292^\circ$  (Magnitude  $L=66$ %) läßt sich auf eine ausgeprägte Asymmetrie in der Intensität der Gezeitenströmung schließen. Solche asymmetrisch polymodale Verteilungen sind bei Schrägschichtungsgefügen in gezeitenbeeinflussten Environments eigentlich der Normalfall (vgl. J. HÜLSEMANN, 1955; G. DE VRIES KLEIN, 1977, p. 66ff; J. R. L. ALLEN, Sandwave model, 1980; R. ANDERTON, 1976, p. 449, Dalradian; T. A. L. TEYSSEN, 1984a, jurassische Minette-Erze; Ph. A. ALLEN & P. HOMEWOOD, 1984 und Ph. A. ALLEN et al., 1985, p. 372, Obere Meresmolasse, Schweiz).

Die ENE-Richtung entspricht aus paläogeographischen Überlegungen am ehesten dem Flutstrom. Möglicherweise wurde dieser noch durch eine E-gerichtete Beckenströmung verstärkt. Aufgrund seiner wesentlich geringeren Intensität hat sich der Ebbstrom nur untergeordnet in den Schrägschichtungsgefügen abgebildet. Echte Kreuzschichtung (herring bone bedding) ist daher überaus selten zu beobachten.

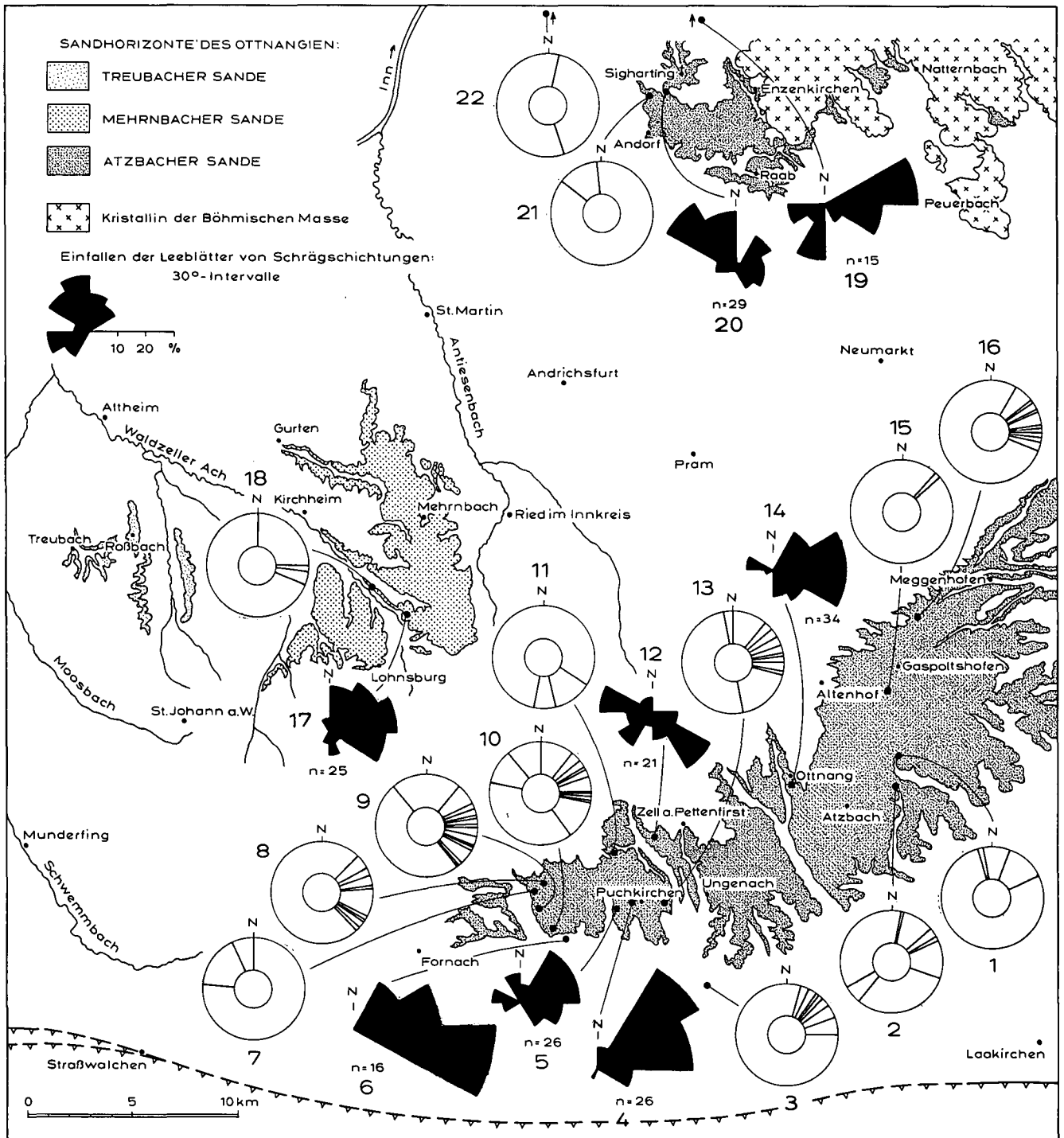


Abb. 27.  
 Paläoströmungsdaten aus Sandhorizonten des Ottnangiens. Geologische Kartengrundlage von F. ABERER (1958).  
 Atzbacher Sande und Übergangsbereich zu Vöcklaschichten: 1 = Aufschlußgruppe um Wufing, ca. 3 km NE Atzbach; 2 = Sandgrube Kasberg; 3 = Sandgrube Timelkam; 4 = Sandgrube Puchkirchen-Berg; 5 = Aufschlußgruppe um Neukirchen/Vöckla; 6 = Aufschlußgruppe an der Vöckla, E Zipf; 7 = Sandgrube Haslau; 8 = Bachaufschluß Haslau-Neue Welt; 9 = Aufschluß bei Brauerei Zipf; 10 = Aufschluß S Brauerei Zipf; 11 = Aufschlußgruppe um Wirtshaus in der Röd, ca. 3 km SSW Ampflwang; 12 = Sandgrube Bruck, SSE Ampflwang; 13 = Sandgrube Roith; 14 = Sandgrube Otttang-Fischer; 15 = Aufschluß bei Obeltsham; 16 = Aufschlüsse bei Hochwasserschutzbauten der Innkreisautobahn A8, N Gaspoltshofen.  
 Mehrnbacher Sande: 17 = Sandgrube Magetsham; 18 = Aufschluß SE Rödham.  
 Enzenkirchner Sande und Fossilreiche Grobsande: 19 = Sandgrube N Mitterndorf; 20 = Sandgrube Seifriedsedt; 21 = Aufschluß an der Pram, N Andorf; 22 = Sandgrube NNE Höbmansbach.



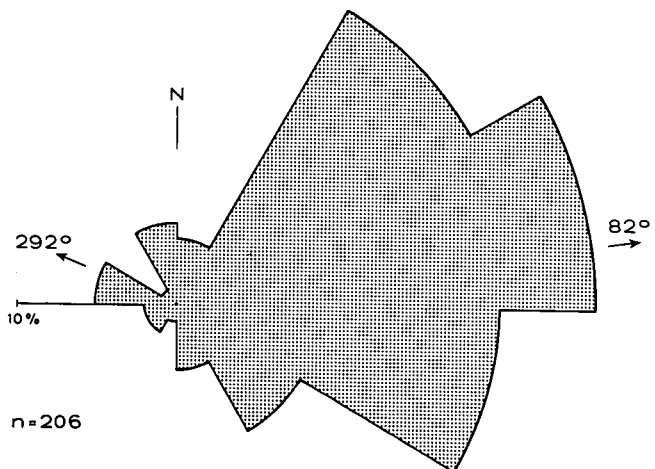


Abb. 28.  
Sammeldiagramm aller Paläoströmungsdaten aus den Atzbacher Sanden.  
30°-Intervalle, Pfeile entsprechen dem Vektormittel der Intervalle 0°–180° und 180°–360°.

## 5.2. Enzenkirchner Sande

(Abb. 27, Diagr. 19–22)

Während die Atzbacher Sande eine mehr beckenzentrale Lage im Ottnangmeer eingenommen haben, repräsentieren die Enzenkirchner Sande eine randnähere Fazies. Die Paläoströmungsdaten weisen ein ähnlich polymodales Verteilungsmuster auf wie jene der Atzbacher Sande. Dem Sammeldiagramm (Abb. 29) ist zu entnehmen, daß die NW-gerichtete (= Ebbstrom, 310°, L = 67 %) und die ENE-gerichtete Strömungskomponente (= Flutstrom, 77°, L = 74 %) annähernd gleich wirksam waren. Vergleicht man jedoch die Aufschlüsse von Seifriedsedt (Abb. 27, Diagr. 20) mit jenem aus basisnahen Grobsanden bei Mitterndorf (Diagr. 19), so zeigt sich, daß im ersten Fall die Schrägschichtungskörper durch den Ebbstrom und im zweiten Fall bevorzugt durch den Flutstrom geprägt wurden. Es dürfte daher in diesem randnahen Bereich der Enzenkirchner Sande das Vorherrschen der einen oder anderen tidalen Strömungskomponente von lokalen morphologischen Beckensituationen, die heute nicht mehr rekonstruierbar sind, abhängig gewesen sein.

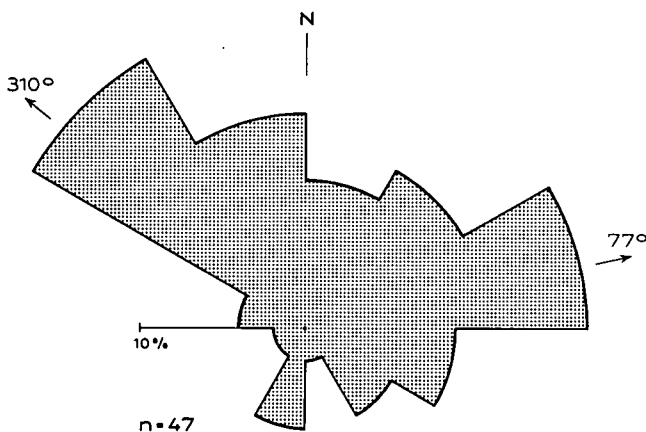


Abb. 29.  
Sammeldiagramm aller Paläoströmungsdaten aus den Enzenkirchner Sanden und Fossilreichen Grobsanden.  
30°-Intervalle, Pfeile entsprechen dem Vektormittel der Intervalle 0°–180° und 180°–360°.

## 5.3. Mehrnbacher Sande

(Abb. 27, Diagr. 17 und 18)

Die Verteilung der Paläoströmungsdaten ist weitgehend mit jener aus den Atzbacher Sanden vergleichbar. Auch hier herrscht eine E-Komponente vor, die dem Flutstrom entsprechen haben dürfte. Paläogeographisch haben die Mehrnbacher Sande so wie die Atzbacher Sande eine mehr beckeninterne Position eingenommen.

## 6. Interpretation der Fazies und des sedimentären Environments

Aus der Gesamtheit der beobachteten Faziesmerkmale kann auf eine deutliche Aktivität von Gezeitenströmungen geschlossen werden. In ganz besonderer Weise manifestiert sich dieser Einfluß der Gezeiten in der Ausbildung der großdimensionalen Schrägschichtung (besonders in Fazies A<sub>3</sub>–A<sub>4</sub> und B<sub>1</sub>–B<sub>2</sub>). Diese Schrägschichtung ist durch Pelitlagen (mud drapes) auf den Leeblättern und durch Reaktivationsflächen charakterisiert. Mud drapes gelten ganz allgemein als gutes diagnostisches Merkmal für Gezeitensedimente. Es bilden sich solche Pelitlagen während der Stillwasserperioden, bevorzugt bei einer deutlich ausgeprägten Zeit-Geschwindigkeitsasymmetrie des Tidenverlaufes (vgl. H. D. JOHNSON & C. T. BALDWIN, 1986, p. 260). Auch das Paläoströmungsmuster ist hierfür kennzeichnend. Weiters ist die Verbreitung von Linsen- und Flaserschichtung eine für Gezeitensedimente typische Erscheinung, obwohl dieser Schichtungstyp auch aus anderen sedimentären Milieus bekannt ist (vgl. H.-E. REINECK & I. B. SINGH, 1980).

### 6.1. Lithofazies A<sub>1</sub>

Diese massige Sandfazies kann am ehesten mit einer subtidalen Rinnenfazies verglichen werden. Die manchmal sichtbare grobe Schrägschichtung dürfte als Gleitgangschichtung zu betrachten sein, wie sie aus mäandrierenden inter- und subtidalen Rinnen bekannt ist. Bei den Pelitklasten, die diese Schrägschichtung nachzeichnen, handelt es sich im allgemeinen um Erosionsprodukte des Prallhanges dieser mäandrierenden Rinne. Der Rinnenboden wird durch Anhäufungen von solchen Pelitklasten und vereinzelt auch durch gröbere Gerölle markiert. Massige Sandpartien mit chaotisch verteilten Pelitklasten dürften Rinnenfüllungen repräsentieren, die im Zuge von Sturmereignissen zur Ablagerung gelangt sind.

### 6.2. Lithofazies A<sub>2</sub>

Bei dieser eng mit A<sub>1</sub> in Verbindung stehenden Entwicklung dürfte es sich am ehesten um longitudinale subtidale Sandbänke im Bereich größerer Rinnen handeln. Allerdings liegt über die großräumige Geometrie und Verbreitung dieser Sandfazies zur Zeit keine genaue Information vor.

Die eben laminierten Sandabschnitte mit reichlich Pflanzenhäcksel dürften auf abklingende hochenergetische Ereignisse, wie Springfluten oder Stürme, während denen im Küstenbereich Erosion stattgefunden

hat, zurückzuführen sein. Auch Flußhochwässer kommen in diesem Zusammenhang in Frage.

### 6.3. Lithofazies A<sub>3</sub> und A<sub>4</sub>

Aufgrund der Ausbildung der Schrägschichtung mit Reaktivationsflächen und Bündelstruktur im Sinne von M. J. VISSER (1980) sowie durch das Vorkommen von Pelitklasten und -lagen auf den Leebblättern, lassen sich diese beiden Fazies als Sandwellen-Fazies (sand waves) interpretieren. Unter Sandwellen werden auf Vorschlag von J. R. L. ALLEN (1980), im Gegensatz zu Dünen, die sich unter einer gleichgerichteten Strömung bilden, großdimensionale transversale Sohlformen verstanden, die sich unter der entgegengesetzten Wirkung von Gezeitenströmungen entwickeln. Die beobachteten Schrägschichtungsstrukturen lassen sich sehr gut mit jenen von J. F. M. DE RAAF & J. R. BOERSMA (1971), J. R. BOERSMA & J. H. J. TERWINDT (1981) und R. W. DALRYMPLE (1984, p. 375) beschriebenen Internstrukturen von Sandwellen vergleichen.

Nach der Klassifikation von J. R. L. ALLEN (1980) dürften die meisten Schrägschichtungseinheiten seinen Sandwellenklassen III–IV zuzuordnen sein. Die Sandwellen dieser Klassen haben sich unter einem stark asymmetrischen Gezeitenregime gebildet, was sich auch durch die Orientierung der Schrägschichtungsgefüge (siehe Abb. 28) belegen läßt. Bei der Formung dieser Art von Sandwellen war eine deutlich entwickelte Leewalze (separated flow) tätig. Gegenläufig zu den Leebblättern orientierte Strömungsrippeln aus dem Fußbereich der Schrägschichtungseinheiten können, wenigstens teilweise, als Hinweis für die Existenz solcher Leewalzen gewertet werden. Es ist jedoch nicht immer eindeutig zu klären, ob es sich bei solchen gegenläufig orientierten Ripplern nicht auch um Strukturen handeln könnte, die vom entgegengesetzten, untergeordneten Gezeitenstrom erzeugt worden sind. J. H. J. TERWINDT & M. J. N. BROUWER (1986) unterscheiden bei Sandwellen 2-D-Typen mit geraden, gleichmäßigen, ebenen Kämmen sowie 3-D-Typen mit gekrümmten Kämmen. Bei der hier beschriebenen Fazies dürfte es sich überwiegend um kleinere 2-D-Typen handeln, die tabularen Schrägschichtungsabfolgen und die geringen Sethöhen sprechen dafür.

Die Bündelstruktur und Abfolge sind im einzelnen deutlich zu erkennen. Es handelt sich allerdings im Vergleich zu den von Ph. A. ALLEN & P. HOMEWOOD (1984, p. 65) in der Oberen Meeresmolasse von Fribourg/Schweiz beschriebenen, bis zu 30 cm dicken Forsets um eher dünne Bündel mit maximal 10–15 cm Dicke. In einigen wenigen Fällen ist durch Zählung der Bündel ein Hinweis auf Nipp-Spring-Nipp-Zyklen möglich gewesen (vgl. M. J. VISSER, 1980; Ph. A. ALLEN & P. HOMEWOOD, 1984). So betrug in der Sandgrube in Ottnang die Zahl der Leebblätter eines solchen Zyklus 26. Das dickste Leebblatt, das der Springtide zugeordnet wurde, lag in diesem Fall bei 13 cm, gemessen in halber Sethöhe. Oft sind die dünnen Leebblattabfolgen des Nipptidenabschnittes so eng zusammengedrängt, daß dieser Abschnitt sich nur mehr als deutlich pelitreicherer Intervall abzeichnet. Eine Zählung ist dann nicht mehr möglich.

Die Frage, ob es sich bei dieser Sandfazies überwiegend um eine subtidale oder intertidale Fazies handelt, ist schwierig zu beantworten (vgl. J. F. M. DE RAAF &

J. R. BOERSMA, 1971, p. 479ff). Die meisten Rezentbeobachtungen beziehen sich naturgemäß auf das intertidale Milieu. Generell kann jedoch festgestellt werden, daß das Erhaltungspotential subtidaler Ablagerungen sicher deutlich höher einzuschätzen ist, als das von intertidalen Sedimenten. Nach M. J. VISSER (1980, Fig. 2, 3) sind mud drapes, die besonders im Bereich des Bottomsets eine Verdoppelung erkennen lassen, ein untrügliches Merkmal für eine Ablagerung im Subtidal. Zwischen diesen beiden Schlicklagen kann eine dünne Sandlage mit gegenläufig orientierter Strömungsrippelschichtung entwickelt sein. Diese Verdoppelung der Schlicklagen belegt, daß sowohl während der Stillwasserphase nach der Flut als auch nach der Ebbe eine Wasserbedeckung gegeben war. Die gegenläufigen Ripplern lassen sich in diesem Fall als back flow-Ripplern dem untergeordneten Gezeitenstrom zuordnen. Eine solche Verdoppelung der Schlicklagen konnte in der hier beschriebenen Fazies nachgewiesen werden (Abb. 7).

Ein weiterer Hinweis auf ein subtidales Ablagerungsmilieu ist im Fehlen von etch marks, einer feinen Terrassierung an Sohlformen des Intertidals, die auf das abfließende Wasser des Ebbstromes zurückzuführen ist, zu sehen. Nach H. E. CLIFTON (1983, p. 357), ist eine weite Verbreitung mittel- bis großdimensionaler Schrägschichtung mit hohen Schrägschichtungswinkeln für das Subtidal kennzeichnend, jedoch im Intertidal eher ungewöhnlich. Für das Subtidal spricht auch das Fehlen kleiner steilwandiger Rinnen, welche jedoch im Intertidal lokal anzutreffen sind.

Die wenigen Daten, die über den Stabilitätsbereich von Wellenrippeln aus diesen Fazies zu gewinnen waren, scheinen die Annahme eines subtidalen Ablagerungsmilieus zu bestätigen.

Für den Aufschluß in Ottnang konnte nach dem Kalkulationsverfahren von B. DIEM (1985) eine maximale Bildungstiefe von 25 m bei einer maximalen Wellenperiode von ca. 5 sec errechnet werden. Die meisten Wellenrippeln waren jedoch entweder durch eine Strömung überprägt, oder die mittlere Korngröße ( $D$  in Mikrometer) und die Wellenlänge ( $\lambda$  in cm) der Rippen entsprachen nicht der Beziehung  $\lambda < 0,0028 \cdot D^{1,68}$ .

Nach den Angaben von A. H. STRIDE (1982, p. 28) handelt es sich bei den Sandwellen um transversale Sohlformen des unteren Strömungsregimes, die sich bei Springtiden-Strömungsgeschwindigkeiten, gemessen in Bodennähe, zwischen ca. 0,65 und 1 m/sec bilden. T. A. L. TEYSSEN (1984a, p. 205) hatte, allerdings für wesentlich mächtigere Schrägschichtungskörper mit Sethöhe von 6 m aus den jurassischen Minette-Erzen, eine Strömungsgeschwindigkeit von 0,9 m/sec abgeleitet. J. H. J. TERWINDT & M. J. N. BROUWER (1986) konnten anhand einer Studie über intertidale Sandwellen aus dem Westerschelde Ästuar (Tidenhub: Nipptide 3,3 m, Springtide 5,5 m) zeigen, daß 2-D-Typen sich dort entwickeln, wo eine ausgeprägte Geschwindigkeitsasymmetrie der Tidenströmung gepaart mit einer relativ geringen Sandtransportrate gegeben ist. Die Durchschnittsgeschwindigkeit der Strömung liegt für diese Formen unter 0,8 m/sec.

Mit Hilfe eines von Th. TEYSSEN (1984b) entwickelten Modells läßt sich die Geschwindigkeit der vorherrschenden Gezeitenströmung aus den sedimentären Charakteristika von Sandwellen abschätzen. In diese Kalkulation geht

- 1) die mittlere Korngröße ein, die zur Ermittlung des Schwellenwertes der durchschnittlichen Strömungsgeschwindigkeit bei beginnendem Sedimenttransport notwendig ist,
- 2) die Höhe der Sandwellen,
- 3) die Bündeldicke,
- 4) die Dichte des Sediment / Wassergemisches (1,6 kg/m<sup>3</sup> für Quarz in Wasser) und
- 5) ein Koeffizient k, der empirisch zu bestimmen ist.

In der Sandgrube Fischer in Ottnang (Atzbacher Sande) ergab sich für eine 70 cm hohe Sandwelle mit einer maximalen Bündeldicke von 13 cm und einer mittleren Korngröße von 0,17 mm ( $u_{ces} = 0,25$  m/sec nach Fig. 2 in H. E. REINECK & I. B. SINGH, 1980) eine maximale Flutströmungsgeschwindigkeit von 0,48 m/sec ( $k = 2,0$ ). Ein 25 cm hohes Schrägschichtungssset mit 3 cm Bündeldicke und einer mittleren Korngröße von 0,139 mm erbrachte eine Gezeitenströmungsgeschwindigkeit von 0,51 m/sec. An einer Sandwelle mit deutlich erosivem Top aus der Sandgrube von Seifriedsedt (Enzenkirchner Sande) ließ sich eine maximale Strömungsgeschwindigkeit von 0,50 m/sec ermitteln (Korngröße 0,145 mm, Bündeldicke 10 cm, Höhe 50 cm,  $k = 2,0$ ).

Diese Strömungsgeschwindigkeiten für die vorherrschende Tide um 0,50 m/sec sind jedoch nur als Schätzwerte zu betrachten. Sie stimmen aber gut mit der Annahme überein, daß es sich bei diesen Sandwellen eher um die kleineren Formen von Sandwellen handelt.

Vergleichsweise ergibt sich nach diesem Kalkulationsverfahren für die bedeutend größeren Sandwellen von Bois du Devin bei Fribourg (Ph. A. ALLEN & P. HOMEWOOD, 1984) mit einer geschätzten Höhe der Sandwellen von 2, bis 2,5 m eine Geschwindigkeit des Ebbstromes um 0,8 m/sec (Mittl. Korngröße 0,2 mm, Bündeldicke 0,3 m,  $k = 1,2$ ). Nach Berechnung der beiden Autoren liegt die maximale Geschwindigkeit des Ebbstromes jedoch etwas tiefer, bei ungefähr 0,6 m/sec.

Zusammenfassend darf daher für die Fazies A<sub>3</sub> und A<sub>4</sub> als sedimentäres Milieu ein subtidales Feld von kleineren migrierenden Sandwellen angenommen werden. Solche Sandwellenfelder können auch in breiten Gezeitenrinnen auftreten, was die enge Bindung dieser Fazies an die massigen Rinnensande erklären würde.

#### 6.4. Lithofazies A<sub>5</sub>

Diese als Rinnenfüllung klar erkennbaren groben Pelitklastenlagen (Abb. 11), die nur aus den massivrandnahen Enzenkirchner Sanden bekannt sind, können als Ablagerungen von Sturmfluten gedeutet werden. Das Auftreten solcher Pelitklasten läßt sich in intertidalen Prielsystemen häufig beobachten. Bei Sturmfluten ist ein Transport der Klasten in den subtidalen Bereich vorstellbar. M. TUCKER (1982, p. 369) verweist auf die Entwicklung solcher dicker flakestone-Horizonte in Storm-surge channels; sie treten aber auch als Ablagerungen in Rippströmungsrinnen sowie im subtidalen Abschnitt großer Gezeitenrinnen auf.

#### 6.5. Lithofazies B

Bei der Fazies B dürfte es sich, ähnlich wie bei der Fazies A<sub>3</sub>–A<sub>4</sub>, um Ablagerungen von subtidalen Sand-

flächen handeln, die durch kleine Sandwellen gegliedert sind. Zwischen den Sandwellen breiteten sich Rippfelder aus. Eine Untersuchung an einigen Wellenrippen ergab auch ein ähnliches Stabilitätsfeld wie für die Fazies A<sub>3</sub>–A<sub>4</sub> (maximal mögliche Wassertiefe um 20 m bei maximalen Wellenperioden zwischen 4,5 und 5 sec). Während hochenergetischer Ereignisse ist es immer wieder zu einer Einebnung bzw. teilweisen Erosion der Schrägschichtungskörper gekommen, woraus die geringen Sethöhen von 5 bis 30 cm resultieren. Vielfach sind von den Schrägschichtungskörpern nur die Bottomset-Bereiche erhalten.

Mud drapes und Pelitklasten auf den Leebältern weisen ebenfalls auf Gezeitenaktivität hin. Kreuzschichtung läßt sich jedoch eher selten beobachten, sodaß auch hier mit einem deutlich asymmetrischen Strömungsregime der Gezeiten zu rechnen ist.

Entwässerungsstrukturen und die damit verbundenen intensiv gestörten Internschichtungen dürften auf Phasen sehr rascher Sandsedimentation hinweisen. Für eine relativ hohe Sedimenttransportrate spricht auch die verhältnismäßig geringe Bioturbation. Auch die einzeln beobachtbaren Stopfgefüge von irregulären, grabenden Seeigeln (Abb. 15) deuten am ehesten auf subtidale Ablagerungsbereiche hin.

#### 6.4. Lithofazies C

Bei dieser pelitreichen Faziesgruppe stehen den Fazies C<sub>2</sub> und C<sub>3</sub> mit ihren hohen Bioturbationsraten die Fazies C<sub>1</sub> mit einer geringen oder überhaupt fehlenden Bioturbation gegenüber. Fazies C<sub>4</sub> entspricht den typischen Vöcklaschichten, die jedoch in die vorliegende Studie nicht mit einbezogen wurden.

Aufgrund ihrer Verbreitung, besonders als pelitreichere Interkalationen innerhalb der Sandwellenablagerungen (vgl. Abb. 10) kann die Fazies C<sub>1</sub> als sandarme, pelitreiche Entwicklung zwischen einzelnen Sandwellenfeldern gedeutet werden.

Fazies C<sub>2</sub> und C<sub>3</sub> mit ihren teilweise ungemein hohen Bioturbationsraten dürften sich am ehesten als Ablagerungen nahe der Tidenniedrigwasserlinie deuten lassen. Vom Sedimentcharakter, den sedimentären Strukturen, aber auch der Art der Bioturbation sind sie gut mit Ablagerungen des Sand- oder Mischwatts zu vergleichen (siehe H.-E. REINECK & I. B. SINGH, 1980; G. EVANS, 1965), können aber auch im seichten subtidalen Bereich auftreten. Besonders die sandgefüllten kleindimensionalen Rinnen in Fazies C<sub>3</sub> erinnern an kleine Priele (Abb. 19).

Auf eine geringe Ablagerungstiefe der Fazies C<sub>2</sub> deutet auch der Stabilitätsbereich von Wellenrippeln, allerdings nur aus einer einzigen Lage der Sandgrube Kasberg, hin. Es ergab sich eine maximal mögliche Bildungstiefe von ca. 4 m bei einer maximalen Wellenperiode von 2,2 sec.

### 7. Zur Schwermineralverteilung und Herkunft des Sedimentmaterials

(Abb. 30, Tab. 3)

Die Schwermineralspektren aus den Sanden des Ottnangens zeichnen sich durch eine große Vielfalt aus.

Sie werden von den Mineralen Granat und Epidot/Zoisit dominiert. Auch Hornblenden sind oft in bedeutenden Mengen enthalten. Die stabile Mineralgruppe (Zirkon, Turmalin, Rutil) tritt hingegen völlig untergeordnet auf. Einen Überblick über die Zusammensetzung bietet Tab. 3. Für Vergleichszwecke wurden neben den Atz-

bacher Sanden auch andere Sande des Ottnangiens in die Tabelle aufgenommen (vgl. auch Abb. 30). Generell sind alle Proben bezüglich des Auftretens der Hauptmineral Komponente vergleichbar. Stellt man jedoch innerhalb der Atzbacher Sande die Schwermineralverteilungen der Obertagsaufschlüsse denen der Forschungs-

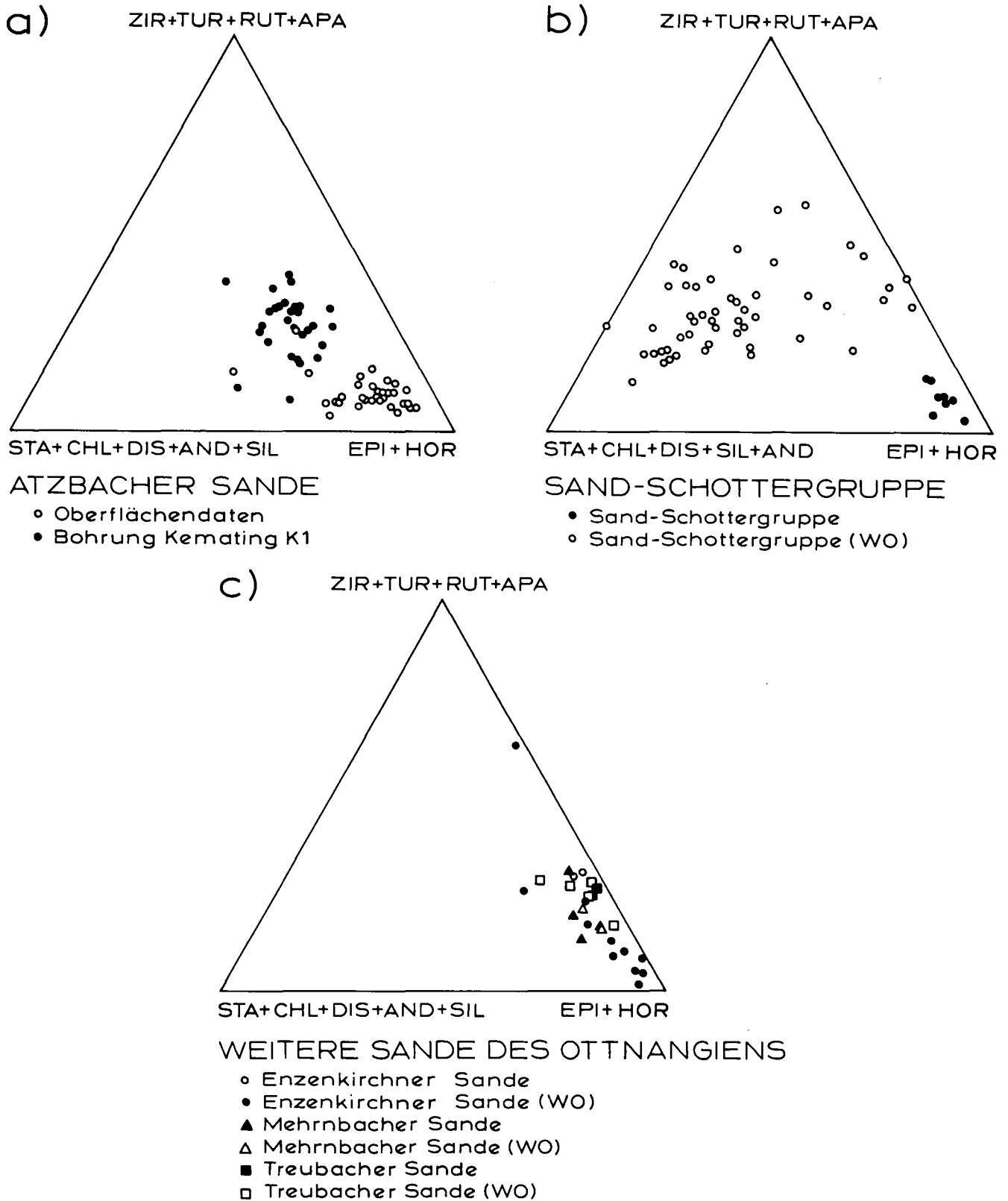


Abb. 30.

Die Verteilung der Schwerminerale aus Sanden des Ottnangiens im Dreieck (Zirkon + Turmalin + Rutil + Apatit) – (Staurolith + Chloritoid + Disthen + Andalusit + Silimanit) – (Epidot + Hornblende).

WO = Schwermineralanalysen von G. WOLETZ.

**Tabelle 3.**  
Schwermineralverteilung in Sanden des Ottnangiens in der Molassezone des westlichen Oberösterreichs und Salzburgs. Mittelwerte in Kornprozenten und Variationsbreite. Korngrößenspektrum 0,4–0,063 mm.  
ZI = Zirkon; TU = Turmalin; RU = Rutil; AP = Apatit; GR = Granat; ST = Staurolith; CD = Chloritoid; DI = Disthen; EZ = Epidot-Zoisit; HB = Hornblende; AD = Andalusit; SI = Sillimanit; SO = Sonstige.

	ZI	TU	RU	AP	GR	ST	CD	DI	EZ	HB	AD	SI	SO
Atzbacher Sande (Oberflächenproben) n = 33	– (0–2)	1 (0–4)	2 (0–3)	2 (0–5)	43 (6–84)	4 (0–8)	– (0–2)	3 (1–5)	29 (6–62)	14 (0–37)	1 (0–3)	– –	1 (0–4)
Atzbacher Sande (Bohrung Kemating K1) n = 31	1 (0–5)	2 (1–5)	– (0–1)	8 (1–14)	61 (42–87)	6 (1–10)	1 (0–3)	2 (0–5)	10 (4–15)	9 (4–16)	– (0–1)	– (0–1)	– (0–1)
Enzenkirchner Sande n = 2	3	3	1	16	23	2	1	1	30	19	1	–	–
Mehrnbacher Sande n = 4	1 (0–1)	2 (1–3)	2 (0–7)	9 (3–15)	29 (2–63)	5 (1–9)	1 (0–1)	1 (0–1)	44 (26–70)	6 (1–16)	– (0–1)	– (0–1)	– (0–1)
Traubacher Sande n = 2	1	2	1	15	25	–	2	1	41	12	–	–	–
Sand-Schottergruppe n = 8	– (0–1)	1 (0–2)	4 (1–7)	1 (0–4)	34 (21–46)	1 (1–3)	– (0–2)	3 (1–4)	53 (44–60)	2 (0–7)	– (0–1)	– –	1 (0–3)

bohrung Kemating K1 gegenüber, so zeigt sich besonders im Epidot/ Zoisit- und Hornblendegehalt ein deutlicher Unterschied (Abb. 30a, vgl. FAUPL et al.).

Die Hauptmasse der Schwerminerale läßt sich zwanglos auf eine alpine Herkunftsprovinz zurückführen. Diese gilt ganz besonders für Granat, Chloritoid und Epidot/Zoisit sowie für die grünen und blaugrünen Hornblenden. Auch der hellgelbe Staurolith, Disthen und Sillimanit sind von dort herleitbar.

Im Zusammenhang mit der Herkunftsfrage ist die Schwermineralzusammensetzung der Sande der Sand-Schottergruppe im Oichtental nördlich von Salzburg von großer Wichtigkeit, da es sich hierbei um einen Fan-Delta-Komplex handelt, der sich vom Alpenkörper her in das Molassebecken vorgebaut hat und daher nur alpines Material in das Becken geliefert haben kann (F. TRAUB, 1948; F. ABERER & E. BRAUMÜLLER, 1949; J. HERBST, 1985). Dieser sogenannte „Ursalzach-Fächer“ kann als Hauptliefergebiet für die Sedimente der Innviertler Gruppe angesehen werden.

Aus der Sand-Schottergruppe standen den Autoren für den Vergleich mit der Innviertler Gruppe neben 8 eigenen Proben noch 60 Proben von G. WOLETZ (Geologische Bundesanstalt) zur Verfügung (Abb. 30b; G. WOLETZ, 1951, 1955).

In allen Schwermineralspektren der Sand-Schottergruppe überwiegen, ebenso wie in den Sanden der Innviertler Gruppe, Granat und Epidot/Zoisit. Dagegen sind die Hornblenden, die in den altersgleichen Beckensedimenten fast durchwegs hohe Anteile besitzen, in der Sand-Schottergruppe unterrepräsentiert.

Dieses äußerst geringe Auftreten der Hornblenden bei einem vollständigen Fehlen der blaugrünen barroisitischen Hornblende wurde bereits von J. HERBST (1985) beobachtet.

J. HERBST (1985) erklärt dies durch ein amphibolarmes und barroisitfreies, zentralalpines Einzugsgebiet. Eine Verwitterungsauslese im Bereich der Sand-Schottergruppe wird von J. HERBST (1985) weitgehend ausgeschlossen, da die im sauren Milieu instabilen Minerale Apatit und Granat (E. NICKEL, 1973) fast durchwegs vorhanden sind. Auch die diagenetische Auflösung der Schwerminerale (intrastratal solution) wird in dieser Arbeit ausgeschlossen.

Nun konnte innerhalb der Atzbacher Sande festgestellt werden, daß der meist relativ hohe Hornblendean-

teil im äußersten Westen des oberflächennahen Verbreitungsgebietes (Frankenburger Redlbachtal), also gegen die Sand-Schottergruppe, sehr rasch stark abnimmt. Da auch in anderen, mit der Sand-Schottergruppe altersgleichen Sedimenten, wie z. B. den Mehrnbacher Sanden oder den Traubacher Sanden, Hornblenden doch sehr häufig festgestellt werden können, scheint der von J. HERBST (1985) vermutete Einfluß eines hornblendearmen Liefergebietes eher unwahrscheinlich.

Vielmehr kann eine korngößenabhängige Transport-sortierung, wie sie von J. HERBST (1985) für Granat und Epidot vermutet wird, auch für die Ablagerung der Hornblenden in Erwägung gezogen werden. Auch an die Möglichkeit einer geringen Stabilität der Hornblenden in einem süßwasserbeeinflussten Milieu während der Diagenese ist zu denken, da in der Stabilitätsreihe der intrastratal solution nach H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER (1977) Amphibole als eines der instabilsten Minerale angeführt werden.

Aufgrund der Schwermineralzusammensetzung darf daher angenommen werden, daß die Hauptmasse des Sedimentmaterials des Ottnangiens alpiner Herkunft ist, während der Einfluß einer außeralpinen Provinz sehr gering gewesen sein dürfte.

Der sogenannte „Ursalzach-Fächer“ war vermutlich einer der Haupteinspeisungspunkte. Marine Prozesse, allen voran die Gezeitenströmungen, haben dann für die weitere beckeninterne Verteilung und Sortierung gesorgt.

## 8. Schlußfolgerungen

Innerhalb der Atzbacher Sande und des Übergangsbereiches zu den liegenden Vöcklaschichten sowie der Enzenkirchner Sande können drei abgrenzbare Lithofaziesgruppen unterschieden werden.

Insgesamt läßt sich das sedimentäre Environment der Atzbacher Sande als ein gezeitenbeeinflusster, sandreicher, subtidaler Flachmeerbereich beschreiben.

Der überwiegende Teil der Fazies scheint in subtidalen Rinnen und Sandwellenfeldern zu Ablagerung gelangt zu sein. Nur im Übergangsbereich zu den liegenden Vöcklaschichten finden sich Hinweise auf die Nähe

zur Tidenniedrigwasserlinie. Betrachtet man die Verteilung der Fazies in einem Profil durch die Atzbacher Sande (Abb. 21, 22), so zeigt sich, daß der hangende Abschnitt überwiegend von einer Rinnenfazies mit (?) longitudinalen Sandbänken (Fazies A<sub>1</sub>-A<sub>2</sub>) eingenommen wird. Damit vergesellschaftet tritt eine Sandwellenfazies (Fazies A<sub>3</sub>-A<sub>4</sub>) und untergeordnet eine pelitreiche subtidale Fazies (Fazies C<sub>1</sub>) zwischen den Sandwellenfeldern auf. In diesem hangenden Abschnitt finden sich auch die gröbsten Sedimente. Der mittlere Profilabschnitt scheint überwiegend von subtidalen kleineren Sandwellen- und Rippelfeldern (Fazies B<sub>1</sub>-B<sub>2</sub>) aufgebaut zu sein. Der liegende Abschnitt, im Übergangsbereich zu den Vöcklaschichten, führt die schon erwähnten Hinweise auf sehr seichtes subtidales bis (?) intertidales Milieu (Fazies C<sub>1</sub>-C<sub>4</sub>).

Das Gesamtprofil der Atzbacher Sande läßt sich daher als eine transgressive Serie interpretieren, wobei aber auch auf die laterale Verzahnung der Lithofaziesbereiche hingewiesen werden muß. Überlagert werden die Atzbacher Sande von der Schelfschlammfazies des Ottnanger Schliers.

Die Enzenkirchner Sande, die nur in wenigen Aufschlüssen untersucht werden konnten, setzen sich vorwiegend aus der Fazies A<sub>3</sub>, A<sub>5</sub> und C<sub>1</sub> zusammen. Die mit Pelitklasten gefüllten Rinnen der Fazies A<sub>5</sub> sind wahrscheinlich Sturmflutbildungen und nur an die Enzenkirchner Sande gebunden. Diese nehmen paläogeographisch auch eine randnähere Position als die Atzbacher Sande ein (Abb. 1).

Untersuchungen über den Stabilitätsbereich von einigen wenigen Wellenrippeln ergaben für die Atzbacher Sande eine maximal mögliche Bildungtiefe von 20 bis 25 m bei einer maximalen Wellenperiode um 5 sec. Für den Übergangsbereich in die Vöcklaschichten konnte eine maximal mögliche Bildungtiefe von ca. 4 m bei einer maximalen Wellenperiode von 2,2 sec errechnet werden.

Angaben über den Tidenhub lassen sich aus den Ablagerungen nicht direkt ableiten. Es darf jedoch angenommen werden, daß es sich auf jeden Fall mindestens um ein mesotidales Regime (J. L. DAVIS, 1964; 2 bis 4 m) gehandelt hat. Denn erst ab einem Tidenhub in dieser Größe kann mit einer derart starken tidalen Prägnung der Sedimente gerechnet werden.

Die polymodal verteilten Paläoströmungsdaten der Atzbacher Sande lassen eine ausgeprägte Asymmetrie in der Intensität der Gezeitenströmung erkennen. Die ENE gerichtete Hauptströmung dürfte aus paläogeographischer Sicht am ehesten dem Flutstrom entsprochen haben. Dieser kann möglicherweise noch durch eine Egerichtete Beckenströmung verstärkt worden sein. Die entgegengesetzte, ungefähr WNW gerichtete Strömung, die vermutlich dem Ebbstrom entsprochen hat, hat sich dagegen nur untergeordnet in den Schrägschichtungsgefügen abgezeichnet. In den Enzenkirchner Sanden, in denen ähnliche Strömungsrichtungen ermittelt werden konnten, ist, wahrscheinlich bedingt durch die Randlage, dem Einfluß des Ebbstromes eine etwas größere Bedeutung zugekommen, als in den Atzbacher Sanden. Die Paläoströmungsdaten der Mehrnbacher Sande sind wiederum gut mit denen der Atzbacher Sande zu vergleichen. Generell kann aufgrund der Paläoströmungsdaten ein Transport von W nach E im Bereich der oberösterreichischen Molasse zur Zeit des Ottnangiens angenommen werden. Dies steht im Widerspruch zur Auffassung von K. LEMCKE (1984, p. 381),

der für diesen Bereich einen Transport nach W angibt. In der Sandwellenfazies konnten für die vorherrschende Strömungskomponente Strömungsgeschwindigkeiten um 0,50 m/sec kalkuliert werden.

In den Schwermineralspektren der Sande des Ottnangiens bilden Granat, Epidot/Zoisit und Hornblende die Hauptkomponenten. Daneben treten untergeordnet Apatit, Staurolith und Disthen auf, während die stabile Mineralgruppe mit Zirkon, Turmalin und Rutil in sehr geringen Mengen vorkommt. Diese Schwermineralsammensetzung weist auf die großteils alpine Herkunft des Sedimentmaterials hin. Das Schwermineralspektrum der Sand-Schottergruppe ist mit dem Spektrum der Sande der Innviertler Gruppe weitgehend ident. Der sogenannte „Ursalzach-Fächer“ dürfte daher in Form eines Fan-Deltas einer der Haupteinspeisungspunkte für das Sedimentmaterial gewesen sein. Gezeitenströmungen und wahrscheinlich auch Beckenlängsströmungen verteilten in weiterer Folge das Material innerhalb des Beckens. Gleichzeitig fand durch diese Strömungen eine beckeninterne Sortierung statt, sodaß im Nahbereich der Sand-Schottergruppe die Sandfazies der Innviertler Gruppe auftritt, während gegen N, E und auch W eine Verfeinerung des Sedimentmaterials zu beobachten ist.

Die besonders intensive Gezeitentätigkeit fällt in eine Phase maximaler Ausdehnung der Paratethys (F. RÖGL & F. STEININGER, 1983). Paläogeographisch liegen diese Sedimente in einem zwischen Böhmischer Masse und Alpenkörper nach E sich verengenden Bereich. Dieser Umstand mag auf die Intensität der Gezeiten verstärkend gewirkt haben.

#### Dank

Die Autoren danken besonders Frau Dr. G. WOLETZ für die Überlassung ihrer Schwermineraldaten und Frau Dr. M. HEINRICH für die vielfältige Hilfe in der Anfangsphase dieser Arbeit.

Herr Dr. G. MALECKI stellte uns in dankenswerter Weise das EDV-Programm Sedpak zur Verfügung.

Weiters danken wir Frau Dr. I. WIMMER-FREY, die einen Teil der Schwermineralanalysen durchführte.

Für die anregenden Diskussionen und wertvollen Hinweise sei Herrn Dr. Ch. RUPP herzlichst gedankt.

Die finanzielle Unterstützung für diese Arbeit kam aus den Projekten OA 5b/1981 und OA 5e/1982, 1983 („Fazielle Untersuchungen im Ottnangien des Innviertels in Hinblick auf seine Kohlehöflichkeit“) sowie den Projekten OC 4/1983 und OC 4a/1984, 1985 (Begleitende geologische Kartierung Innviertel).

#### Literatur

- ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 23–93, Wien 1958.
- ABERER, F.: Das Miozän der westlichen Molassezone Österreichs mit besonderer Berücksichtigung der Untergrenze und seiner Gliederung. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **52** (1959), 7–16, Wien 1960.
- ABERER, F.: Bau der Molassezone östlich der Salzach. – Z. dt. geol. Ges., **113**, (1961), Tl. 2–3, 266–279, Hannover 1962.
- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E.: Die miozäne Molasse am Alpenrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg. – Jb. Geol. B.-A., **92** (1947), 129–145, Wien 1949.
- ALLEN, J. R. L.: Sand waves: a model of origin and internal structure. – Sed. Geol., **26**, 281–328, Amsterdam 1980.
- ALLEN, Ph. A. & HOMEWOOD, P.: Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. – Sedimentology, **31**, 63–81, Oxford 1984.

- ALLEN, Ph. A., MANGE-RAJETZKY, M., MATTER, A. & HOMEWOOD, P.: Dynamic palaeogeography of the open Burdigalian sea-way, Swiss Molasse basin. – *Eclogae geol. Helv.*, **78**, 351–381, Basel 1985.
- ANDERTON, R.: Tidal-shelf sedimentation: an example from Scottish Dalradian. – *Sedimentology*, **23**, 429–458, Oxford 1976.
- BAUBERGER, W. & UNGER, H. J.: Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7446 Passau. – 175 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1984.
- BOERSMA, J. R. & TERWINDT, J. H. J.: Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. – *Sedimentology*, **28**, 151–170, Oxford 1981.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. – *Erdöl-Z.*, **75/5**, 122–130, Wien – Hamburg 1959.
- BRAUMÜLLER, E.: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. – *Erdöl-Z.*, **77/11**, 509–520, Wien – Hamburg 1961.
- BÜRGL, H.: Die oligo-miozäne Schichtfolge im Gebiet von Taufkirchen – Andorf im oberösterreichischen Innviertel. – *Geol. Ber. Nr. 5 an PRAM Erdöl-Explorations-Ges. m. b. H.*, II+31 S., Leoprechting 1951a.
- BÜRGL, H.: Die jüngsten Ergebnisse der Schurfbohrungen Taufkirchen. – *Ber. Nr. 6 an PRAM Erdöl-Explorations-Ges. m. b. H.*, V+11 S., Leoprechting 1951b.
- CLIFTON, H. E.: Discrimination between subtidal and intertidal facies in Pleistocene deposits, Willapa Bay, Washington. – *J. Sed. Petr.*, **53**, 353–369, Tulsa 1983.
- DALRYMPLE, R. W.: Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. – *Sedimentology*, **31**, 365–382, Oxford 1984.
- DAVIS, J. L.: A morphogenic approach to world shorelines. – *Z. Geomorphologie*, **8** (Spec. N.), 127–142, Berlin 1964.
- DIEM, B.: Analytical method for estimating palaeowave climate and water depth from wave ripple marks. – *Sedimentology*, **32**, 705–720, Oxford 1985.
- ENICHLMAYR, E.: Kohlenprospektion der SAKOG. – *Berg- und Hüttenmänn. Mh.*, **128/4**, 119–125, Wien 1983.
- EVANS, G.: Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. – *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, **121**, 209–245, London 1965.
- FAUPL, P., ROHRLICH, V. & ROETZEL, R.: Provenance of the Ottangian Sands as Revealed by Statistical Analysis of their Heavy Mineral Content (Austrian Molasse Zone, Upper Austria and Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/1**, im Druck.
- FRASL, G. & HERBST, J.: Zur Frage der Herkunft der blaugrünen Hornblende in der Molassezone am Alpennordrand. – *Jber. 1982, Hochschulschwerpkt. S 15*, 57–65, Graz 1983.
- FRIEDMAN, G. M.: On sorting, sorting coefficients and the log-normality of the grain-size distribution of sandstones. – *J. Geol.*, **70**, 737–753, Chicago 1962.
- FUCHS, W.: Bericht 1962 über Aufnahmen auf Blatt Schärding (29). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1963/3**, A21–A22, Wien 1963.
- FUCHS, W.: Bericht 1963 über Aufnahmen auf den Blättern Schärding (29) und Neumarkt im Hausruckkreise (30). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1964/3**, A19–A20, Wien 1964.
- FUCHS, W.: Bericht 1965 über Aufnahmen auf den Blättern Schärding (29) und Neumarkt im Hausruckkreise (30). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1966/3**, A24–A25, Wien 1966.
- FUCHS, W.: Die Sedimente am Südrande und auf dem kristallinen Grundgebirge des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes. – In: FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich: 96 S., Wien (Geol. B.-A.) 1968.
- FUCHS, W.: Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 1. Aufl., XIX+701 S., Wien – New York (Springer) 1980.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – *Erdöl u. Kohle*, **12/8**, 605–613, Hamburg 1959.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: *Sediment-Petrologie*, 2, Sedimente und Sedimentgesteine. – 3. Aufl., XVI+784 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1977.
- GLAISTER, R. P. & NELSON, H. W.: Grain-size distributions, an aid in facies identification. – *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, **22/3**, 203–240, Calgary 1974.
- GRILL, R.: Das Oligocänbecken von Gallneukirchen bei Linz a. D. und seine Nachbargebiete. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **28**, (1935), 37–72, Wien 1937.
- GRILL, R.: Aufnahmen 1953 auf Blatt Wels (49). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1954/1**, 42–44, Wien 1954.
- GRILL, R.: Aufnahmen 1954 auf Blatt Wels (49). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1955/1**, 34–36, Wien 1955.
- HAGN, H.: Die Kreide- und Alttertiär-Gerölle des Wachtberg-Schotters (Ottang, Subalpine Molasse) N Salzburg. – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol.*, **23**, 125–150, München 1983.
- HEINRICH, M.: Untersuchung der Kohleindikationen des Ottangianen in der Umgebung des Hausruck (Innviertel, O.Ö.). – *Unveröff. Endbericht f. d. Projekt OA 5b/1981*, 9+5 S., Wien 1982.
- HEINRICH, M.: Geologisch-stratigraphische Grundlagen zur Untersuchung der Kohleindikationen des Ottangianen in der Umgebung des Hausruck (Innviertel, O. Ö.). – *Unveröff. Endbericht f. d. Projekt OA 5e/1982*, 24+3 S., Wien 1983.
- HEINRICH, M.: Fazielle Untersuchungen im Ottangianen des Innviertel in Hinblick auf seine Kohlehaltigkeit. – *Unveröff. Endbericht f. d. Projekt OA 5e/1983*, 163 S., Wien 1984.
- HERBST, J.: Die Ursalzach-Schüttung (Ottang/Miozän) – Eine Studie über das Liefergebiet aufgrund der Schwermineralführung. – *Unveröff. Diss. natw. Fak. Univ. Salzburg*, VI+138 S., Salzburg 1985.
- HOERNES, R.: Die Fauna des Schliers von Ottang. – *Jb. Geol. R.-A.*, **25/4**, 333–400, Wien 1875.
- HOFMANN, E.: Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberdonau, 1. Teil. – *Palaeontographica*, Abt. B, **88**, 1–86, Stuttgart 1944.
- HOFMANN, E.: Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberösterreich, 2. Teil. – *Palaeontographica*, Abt. B., **92**, 121–183, Stuttgart 1952.
- HOLY, H.: Abschlußbericht über den Forschungsauftrag Taufkirchen. – *Ber. an PRAM Erdöl-Explorations-Ges. m. b. H.*, III+8 S., 1952.
- HOMEWOOD, P. & ALLEN, Ph. A.: Wave-, tide-, and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. – *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **65**, 2534–2545, Tulsa 1981.
- HÜLSEMANN, J.: Großrippeln und Schrägschichtungs-Gefüge im Nordsee-Watt und in der Molasse. – *Senck. leth.*, **36**, H. 5/6, 359–388, Frankfurt/M. 1955.
- JOHNSON, H. D. & BALDWIN, C. T.: Shallow Siliciclastic Seas. – In: READING, H. G. (Hrsg.): *Sedimentary Environments and Facies*, 2. Aufl., XI+615 S., Oxford etc. (Blackwell Sci. Publ.) 1986.
- KLEIN, G. DE VRIES: *Clastic Tidal Facies*. – 149 S., Champaign (Continuing Education Publ. Comp.) 1977.
- KOLLMANN, K.: Die Öl- und Gasexploration der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs aus regional-geologischer Sicht. – *Erdöl-Erdgas-Z.*, **93** (Sonderausg.), 36–49, Wien – Hamburg 1977.
- KURZWEIL, H.: Sedimentpetrologische Untersuchungen an den jungtertiären Tonmergelserien der Molassezone Oberösterreichs. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **20**, 169–215, Wien 1973.
- LEMCKE, K.: Geologische Vorgänge in den Alpen ab Obereozän im Spiegel vor allem der deutschen Molasse. – *Geol. Rdsch.*, **73/1**, 371–397, Stuttgart 1984.
- MALECKI, G.: SEDPAK – Charakterisierung von Sedimenten aufgrund der Korngrößenanalyse. – *Ber. d. Geol. B.-A.*, **1**, Bg. 12, Wien (Geol. B.-A.) 1986.
- MALZER, O.: Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil II: Die Konglomerate und Sandsteine des Oligozäns. – *Erdöl-Erdgas-Z.*, **97/1**, 20–28, Wien – Hamburg 1981.

- MARSAL, D.: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. – XII+152 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1967.
- MAYERHOFER, D.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 249, Wien 1985.
- MOSS, A. J.: The physical nature of common sandy and pebbly deposits, Part I. – Am. J. Sci., **260**, 337–373, New Haven 1962.
- MOSS, A. J.: The physical nature of common sandy and pebbly deposits, Part II. – Am. J. Sci., **261**, 297–343, New Haven 1963.
- MÜLLER, G.: Das Sand-Silt-Ton Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. – N. Jb. Mineral., Mh., **1961**, 148–163, Stuttgart 1961.
- NEUMAIER, F. & WIESENER, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär. – Sitz.-Ber. Bayer. Akad. wiss., math.-naturw. Abt., **1939**, H. I/II, 177–252, München 1939.
- NICKEL, E.: Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intracratal solution. – Contr. Sedimentology, **1**, 1–68, Stuttgart 1973.
- OLIVIER, J. P., HICKIN, G. K. & ORR, C. Jr.: Rapid, automatic particle size analysis in the subsieve range. – Powder Technology, **4** (1970/71), 257–263, Amsterdam 1971.
- PASSEGA, R.: Texture as characteristic of clastic deposition. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **41**, 1952–1984, Tulsa 1957.
- PASSEGA, R.: Grain size representation by CM Patterns as a geological tool. – J. Sed. Petr., **34**, 830–847, Tulsa 1964.
- PASSEGA, R. & BYRAMJEE, R.: Grain-size image of clastic deposits. – Sedimentology, **13**, 233–252, Amsterdam 1969.
- PETTERS, V.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. – Petroleum, **32/5**, 10–12, Wien 1936.
- POLESNY, H.: Verteilung der Öl- und Gasvorkommen in der oberösterreichischen Molasse. – Erdöl-Erdgas-Z., **99/3**, 90–102, Wien – Hamburg 1983.
- RAAF, J. F. M. DE & BOERSMA, J. R.: Tidal deposits and their sedimentary structures. – Geologie en Mijnbouw, **50/3**, 479–504, Leiden – Amsterdam etc. 1971.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B.: Depositional Sedimentary Environments. – 2. Aufl., XX+550 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1980.
- ROETZEL, R.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Gebietes Puchkirchen – Neukirchen/Vöckla auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 249–250, Wien 1985.
- ROETZEL, R.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Gebietes Neukirchen/Vöckla – Frankenburg auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **129/2**, 394–395, Wien 1986.
- RÖGL, F.: Die Foraminiferenfauna aus den Phosphoritsanden von Plesching bei Linz (Oberösterreich) – Ottnangien (Untermiozän). – Naturkd. Jb. d. Stadt Linz, **15**, 213–234, Linz 1969.
- RÖGL, F., SCHULTZ, O. & HÖLZL, O.: Holostratotypus und Faziostratotypen der Innviertler Schichtengruppe. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J.: Chronostratigraphie und Neostratotypen – Miozän M<sub>2</sub> Ottnangien, **3**, 841 S., Bratislava (Slow. Akad. Wiss.) 1973.
- RÖGL, F. & STEININGER, F.: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **85/A**, 135–163, Wien 1983.
- RUPP, Ch.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär des Gebietes Feitzing und Pramet auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 250, Wien 1985.
- SCHADLER, J.: Ein neues Phosphoritvorkommen (Plesching bei Linz, Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1932**, 129–130, Wien 1932.
- SCHADLER, J.: Weitere Phosphoritfunde in Oberösterreich. – Verh. Geol. B.-A., **1934**, H. 4/5, 58–60, Wien 1934a.
- SCHADLER, J.: Phosphoritvorkommen in Oberösterreich. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **45**, H. 5/6, 466–469, Leipzig 1934b.
- SCHADLER, J.: Das Phosphoritvorkommen Plesching bei Linz a. d. Donau. Zusammenfassender Bericht. – Verh. Geol. B.-A., **1945/1–3**, 70–77, Wien 1947.
- SCHADLER, J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Linz–Eferding. – Wien (Geol. B.-A.) 1952.
- SCHADLER, J.: Geologische Karte von Linz und Umgebung 1 : 50.000. – Linzer Atlas, Linz (Kulturverwaltung der Stadt Linz) 1964.
- SCHLICKUM, W. R.: Die Molluskenfauna der Süßbrackwassermolasse Niederbayerns. – Arch. Moll., **93**, H. 1/2, 1–70, Frankfurt/M. 1964a.
- SCHLICKUM, W. R.: Zur Molluskenfauna der Süßbrackwassermolasse Niederbayerns. – Arch. Moll., **93**, H. 3/4, 163–164, Frankfurt/M. 1964b.
- SCHLICKUM, W. R. & STRAUCH, F.: Der Aussüßungs- und Verlandungsprozeß im Bereich der Brackwassermolasse Niederbayerns. – Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. hist. Geol., **8**, 327–391, München 1968.
- SCHULTZ, O.: Der tertiäre Grobsand zwischen Höbmansbach und Rainbach bei Schärding am Inn, OÖ. – In: KÜHN, O.: Korallen aus dem Helvetien von Österreich. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, **174**, H. 7–10, 279–313, Wien 1965.
- SCHULTZ, O.: Die Selachierfauna (Pisces, Elasmobranchii) aus den Phosphoritsanden (Untermiozän) von Plesching bei Linz, Oberösterreich. – Naturkd. Jb. d. Stadt Linz, **14** (1968), 61–102, Linz 1969.
- SIEBER, R.: Faunengeschichtliche Stellung der Makrofossilien von Ottnang bei Wolfsegg. – Jb. OÖ. Mus. Ver., **101**, 309–318, Linz 1956.
- SINDOWSKI, K. H.: Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. – Geol. Jb., **73**, 235–275, Hannover 1957.
- STRIDE, A. H. (Hrsg.): Offshore tidal sands. Processes and deposits. – 222 S., London – New York (Chapman & Hall) 1982.
- TERWINDT, J. H. J. & BROUWER, M. J. N.: The behaviour of intertidal sandwaves during neap-spring tide cycles and the relevance for palaeoflow reconstruction. – Sedimentology, **33**, 1–31, Oxford 1986.
- TEYSSEN, T. A. L.: Sedimentology of the Minette oolitic ironstones of Luxembourg and Lorraine: a Jurassic subtidal sandwave complex. – Sedimentology, **31/2**, 195–211, Oxford 1984a.
- TEYSSEN, Th.: Physical model and FORTRAN IV program to estimate palaeotidal flow velocities from features of sand waves. – Computers & Geosciences, **10**, 237–244, Oxford 1984b.
- THENIUS, E.: Wirbeltierfunde aus der paläogenen Molasse Österreichs und ihre stratigraphische Bedeutung. – Verh. Geol. B.-A., **1960/1**, 82–88, Wien 1960.
- TRAUB, F.: Beitrag zur Kenntnis der miozänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerats. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Mh., **1945–1948**, Abt. B, 53–71; 161–174, Stuttgart 1948.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, **2**, Außercentralalpiner Anteil. – 1. Aufl., XV+710 S., Wien (Franz Deuticke) 1985.
- TUCKER, M.: Storm-surge sandstones and the deposition of interbedded limestone: Late Precambrian, Southern Norway. – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A.: Cyclic and Event Stratification: XIV+536 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1982.
- UNGER, H. J.: Geologische Karte von Bayern 1 : 50.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L7544 Griesbach im Rottal. – 245 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1984.
- UNGER, H. J. & BAUBERGER, W.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7546 Neuhaus a. Inn. – 103 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1985.
- VISHER, G. S.: Grain size distributions and depositional processes. – J. Sed. Petr., **39/3**, 1074–1106, Tulsa 1969.
- VISSER, M. J.: Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note. – Geology, **8**, 543–546, Boulder 1980.



WAGNER, L.: Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil I: Die Sandsteine des Obereozän. – Erdöl-Erdgas-Z., 96/9, 338–346, Wien – Hamburg 1980.

WALGER, E.: Die Korngrößenverteilung von Einzellagen sandiger Sedimente und ihre genetische Bedeutung. – Geol. Rdsch., 51/2, 494–507, Stuttgart 1961.

WOLETZ, G.: Bericht (1949) über die durchgeführten Schwermineraluntersuchungen. – Verh. Geol. B.-A., 1950–1951/1, 14–15, Wien 1951.

WOLETZ, G.: Die Bedeutung der Schwermineralanalyse für die Stratigraphie und ihre Anwendung in Österreich. – Erdöl-Z., 71, H. 5/6, 53–55, Wien 1955.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 13. Juli 1987.