ZUR LITHOFAZIELLEN ENTWICKLUNG DER GREIFENSTEINER SCHICHTEN IN DER FLYSCHZONE DES WIENERWALDES

250 Seiten

120 Abbildungen

28 Tabellen

5 Tafeln

DISSERTATION

ZUR ERLANGUNG DES DOKTORGRADES

AN DER

FORMAL- UND NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

DER UNIVERSITÄT WIEN

Eingereicht von

KONRAD H Ö S C H

Wien, Jänner 1985

On the lithological development of the Greifenstein Formation (Flysch zone of the Vienna Woods - Austria)

Summary

Within the Flysch zone of the Vienna Woods the Greifenstein Formation of Paleocene and Eocene age was investigated because of its outstanding lithology. In contrast to other formations of the Flysch zone, very thick sandstone beds of more than 5 m thickness occur.

Sedimentological profiles were measured in quarries and some minor exposures. These profiles were the base of this investigation. Especially lithological variations, sedimentological sequences and depositional cycles were taken into consideration. Additional to these, petrographic work was done on psephitic, psammitic, and pelitic rocks.

Within the Greifenstein Formation five main facies of deepwater clastics were observed:(1) graded and ungraded conglomerates, (2) massive sandstones, and (3) classic turbidites. These major facies types were divided into seven subfacies. Conglomerates and massive sandstones represent channel-fill deposits, whereas the classic turbidites, which can be described by the Bouma-model, are interpreted as inter-channel series.

It is supposed that the sandstone-dominated Greifenstein Formation was deposited on the upper part of a deep-water fan.

The sandstones contain heavy mineral associations mainly consisting of zircon. Tourmaline and Rutile are found in considerable amounts too. The pelitic rocks show clay mineral distributions characterized by kaolinite and illite and varying proportions of mixed-layer-minerals.

From the analysis of sedimentary structures and grain orientations, a paleocurrent direction perpendicular to the striking extent of the sedimentary basin is indicated.

The examination of the clastic material points to a provenance of a source area such as the Bohemian Massif, the autochthonous Mesozoic of the "Molasseuntergrund", the "Waschbergzone" and the "Klippenzone".

INHALTSVERZEICHNIS

1. Zusammenfassung 3

2. Einleitung 6

3. Historischer Überblick 8

4. Die Greifensteiner Teildecke 12

4.1. Tektonik 12

4.2. Die Schichtfolge der Greifensteiner Teildecke 18

5. Die Greifensteiner Schichten 21

5.1. Die stratigraphische Reichweite der Greifensteiner Schichten. 21

5.2. Die regionale Verbreitung der Greifensteiner Schichten mit einer Beschreibung der wichtigsten Aufschlüsse 23

6. Lithofazielle Untersuchungen 27

6.1. Die lithofaziellen Typen der Greifensteiner Schichten 27

6.1.1. Die Turbidit-Fazies 27

6.1.2. Die Fazies der Greifensteiner Schichten 29

6.1.2.1. Konglomerate 29

6.1.2.2. Mächtige Mittel- bis Grobsandsteine 35

6.1.2.3. "Klassische" Turbidite 52

6.2. Die Abfolge der sedimentologischen Einheiten in den Greifensteiner Schichten 60

6.2.1. Die Aufschlüsse und ihre Dimensionen 60

6.2.2. Mächtigkeitsuntersuchungen 61

6.2.3. Zyklische Abfolgen innerhalb der Greifensteiner Schichten 65

6.2.4. Sedimentations-Sequenzen in den Greifensteiner Schichten (Abfolgen der Lithofazies) 71

6.2.5. Die Beziehungen der Aufschlüsse und ihrer Lithofazies. 88

6.3. Lebensspuren 92

7. Schwermineraluntersuchungen 100

7.1. Bisherige Untersuchungen 100

7.2. Eigene Untersuchungen 102

7.2.1. Beschreibung der durchsichtigen Schwerminerale 110

7.2.2. Ergebnisse der Schwermineralanalyse 113

7.2.3. Zirkonuntersuchungen 122

7.2.3.1. Korngrößenuntersuchungen 123

7.2.3.2. Zirkonvarietäten 123

7.2.3.3. Morphometrische Untersuchungen 129

7.3. Zusammenfassung 138

8. Petrographische Untersuchungen der Psammite der Greifensteiner Schichten 140
8.1. Makroskopische Beschreibung der Sandsteine 140
8.2. Mikroskopische Untersuchung der Sandsteine 140
8.2.1. Bisherige Untersuchungen 140
8.2.2. Eigene Untersuchungen 142
8.2.2.1. Methodik 142
8.2.2.2. Einordnung der Sandsteine 143
8.2.2.3. Textur 144
8.2.2.4. Korngrößenanalysen 145
8.2.2.5. PASSEGA-Diagramm 150
8.2.2.6. Mineralogische Zusammensetzung der Sandsteine 151
8.3. Zusammenfassung 159
9. Petrographische Untersuchung der Psephite der Greifensteiner Schichten 160
9.1. Bisherige Untersuchungen 160
9.2. Eigene Untersuchungen 161
9.2.1. Nähere Beschreibung der Komponenten 163
9.2.1.1. Kristallingesteinsbruchstücke 163
9.2.1.2. Biogene (Makrofossilien) 165
9.2.1.3. Sedimentgesteinsbruchstücke 166
9.2.1.4. Liefergebiete der Sedimentgesteinsbruchstücke 177
10. Die Pelite der Greifensteiner Schichten 180
10.1. Die Karbonatgehalte der Pelite 180
10.2. Tonmineralogische Untersuchungen an den Peliten 184
10.2.1. Methodik 184
10.2.2. Die mineralogische Zusammensetzung der Fraktion < 2 µ 185
10.2.3. Quantitative Auswertung der Tonmineralproben 188
10.2.4. Zusammenfassung und Interpretation der tonmineralogischen Untersuchungen 188
11. Paläoströmungsdaten aus den Greifensteiner Schichten 193
11.1. Methodik 193
11.2. Unipolare Marken 194
11.3. Bipolare Marken 195
11.4. Analyse der Azimute 196
11.5. Kornorientierung im Schliff 202
11.6. Auswertung der Strömungsmarken 205
11.7. Auswertung der Kornorientierungen 213
12. Interpretation des sedimentären Environments 220
13. Paläogeographische Stellung der Greifensteiner Schichten 230
14. Literatur 233

1. ZUSAMMENFASSUNG

In dieser Arbeit werden die Greifensteiner Schichten der Flyschzone des Wienerwaldes einer lithofaziellen und sedimentologischen Untersuchung unterzogen.

Fußend auf Profilaufnahmen konnte gezeigt werden, daß die Greifensteiner Schichten von drei Lithofazies und sieben Subfazies aufgebaut werden:

1. Ungradierte und gradierte Konglomerate von einigen Zehnermetern Mächtigkeit, die nur im nördlichsten Abschnitt des Untersuchungsgebietes anzutreffen sind. Sie lassen sich mit der Fazies A nach E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI (1975) oder den "clast-supported conglomerates" nach R. WALKER (1978) vergleichen und werden als proximale Rinnenfüllungen gedeutet.
2. Mächtige Mittel- bis Grobsandsteine, die keine Gradierung besitzen und auf die die BOUMA-Abfolge nicht anwendbar ist. Sie sind von Tonklasten durchsetzt. Ihrer Ausbildung nach sind sie mit den "Massive Sandstones" nach R. WALKER (1978) oder der Fazies B_1 nach E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI (1975) gut vergleichbar. Es handelt sich ebenfalls um Rinnenfüllungen. Diese Fazies nimmt mächtigkeitsmäßig den Großteil der Schichtfolge der Greifensteiner Schichten (ca. 50 %) ein. Innerhalb dieser Fazies sind drei Subfazies zu unterscheiden:
   a) Ungradierte, massige Mittel- bis Grobsandsteine
      Diese mächtigen Psammitbänke besitzen als einzige Internstruktur Entwässerungserscheinungen, an der Bankunterseite scour marks, Schleifmarken und Belastungsmarken.
   b) Amalgamierte Sandsteine
      Dieses Gestein stellt die amalgamierte, geringmächtigere Ausbildungsart der ungradierten, massigen Mittel- bis Grobsandsteine dar.
   c) Ungradierte Grob- bis Mittelsandsteine mit ebener bis schräger Internschichtung
3. Ablagerungen, die mit der BOUMA-Zyklik beschrieben werden können und die daher als "klassische" Turbidite gelten, wobei nach dem Grad der Vollständigkeit dieses Zyklus drei Subfazies unterschieden werden können:
   a) Ta + Te - Abfolgen
   b) Tb/Tc bis Te - Abfolgen
   c) Siltstein/Tonstein-Wechsellagerungen

Diese Fazies, deren Mächtigkeit ungefähr 30 % der Gesamtmächtigkeit beträgt, wird als Zwischenrinnensediment gedeutet. Sie weist die stärkste Bioturbation und Lebensspuren-Führung der Greifensteiner Schichten auf. Sie kann am ehesten mit der Fazies C oder D von E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI (1975) verglichen werden.

Die Sedimentationseinheiten sind in vertikaler Richtung in bestimmten zyklischen Abfolgen (fining upward-, isolated- und uniform cycles) organisiert.

Bei der gegenseitigen Ablöse der verschiedenen Lithofazies kommt es hauptsächlich zu Übergängen von Fazies 1 in Fazies 2 oder von Fazies 2 in Fazies 3, während Fazies 3 mit vorwiegend Übergängen zwischen ihren Subfazies einen relativ eigenständigen Platz einnimmt. Die Aufschlüsse sind dementsprechend meist in einen dickbankigen und einen dünnbankigen Bereich gegliedert.

Die Schwermineraluntersuchung erbrachte für die Greifensteiner Schichten ein homogenes Spektrum mit Zirkonvormacht und einem beträchtlichen Anteil an Turmalin und Rutil. Nur in Übergangszonen im Liegenden ergab sich auch Granatdominanz. Die Zirkonuntersuchung bestätigte mehrere Liefergebiete und oftmalige sedimentäre Aufarbeitung.

Die Sandsteine der Greifensteiner Schichten sind überwiegend als sublithische Arenite, in untergeordnetem Maß als Subarkose und in seltenen Fällen als Wacken anzusprechen. Durch die mangelnde Sortierung und Rundung sind sie als gering reifes (submature) Sediment anzusehen. Die Grundmasse ist hauptsächlich tonig oder siliziklastisch, etwaiger Karbonatgehalt dürfte auf karbonatischen Zement zurückzuführen sein.

Die Pelite der Greifensteiner Schichten sind durch sehr geringe Karbonatgehalte (max. 4 %) und eine Tonfraktion aus Kaolinit und Illit sowie in wechselnden Mengen aus Illit/Smektit-Mixed-Layer-Mineralen gekennzeichnet. Es konnte weder durch den Karbonatgehalt noch durch die tonmineralogische Zusammensetzung innerhalb einer Pelitbank ein hemipelagischer Abschnitt abgetrennt werden.

Bei den Psephiten handelt es sich überwiegend um polymikte Konglomerate. Das Kristallinmaterial zeigt starke Anklänge an granitische Gesteine der Böhmischen Masse.

Bei den Sedimentgesteinsbruchstücken sind vor allem die Dolomite, die Jurakalke und die paläogenen Kalkkomponenten von besonderem Interesse. Diese Gesteinstypen lassen sich auf das autochthone Mesozoikum des Molasseunter-

grundes, auf die Waschbergzone und die Klippenzone zurückführen.

Die paläogeographische Herleitung des Sedimentmaterials von diesen Zonen wird durch die Paläoströmungsdaten gestützt. Bei der Paläoströmungsanalyse wurden sowohl Unterflächenmarken, sedimentäre Internstrukturen als auch Kornorientierungen ausgewertet. Eine generelle Materialanlieferung aus NW konnte festgestellt werden.

Als Paläoenvironment wird ein submarines Tiefseefächersystem angenommen. Den Greifensteiner Schichten kommt eine Position im distalen Ende des oberen (inneren) Fächers bzw. im Bereich des oberen (rinnenbetonten) Teiles des mittleren Fächers zu. Die Faziesassoziationen legen eine Deutung als Rinnenfüllungen, Ablagerungen des Rinnenrandes und des Zwischenrinnenbereiches nahe.

Die Greifensteiner Schichten stellen im Vergleich zu anderen, teilweise gleichaltrigen Sedimenten des Wienerwald-Flysches das nördlichste und proximalste Element dar. Innerhalb der Greifensteiner Schichten selbst ist eine Abnahme der Proximalität gegen Süden zu erkennen. Diese eigenständige Entwicklung spiegelt sich auch in dem im N bzw. NW gelegenen Liefergebiet (Ostteil der Böhmischen Masse, autochthones Mesozoikum des Molasseuntergrundes, Ultrahelvetikum) wider.

2. EINLEITUNG

Fortschritte der Turbidit-Forschung in den letzten Jahren führten zu der Überlegung, auch die Sedimente des Wienerwald-Flysches in diesem Licht zu untersuchen.

Neben einzelnen schon näher dokumentierten Ablagerungen der Laaber- und Kahlenberger Teildecke sind es vor allem die Sedimente der Greifensteiner Schichten, die aufgrund ihrer mächtigeren Bänke und grobklastischen Ausbildung aus der allgemeinen Entwicklung etwas herausfallen und daher eine Faziesstudie nahelegten.

Als brauchbarste Untersuchungsmethode zu Beginn erschien eine detaillierte Profilaufnahme der aus der Literatur bekannten Steinbrücke wie auch der in neuester Zeit kurzfristig entstandenen Aufschlüsse.

Dabei sollte besonders auf lithofazielle Unterschiede, die räumliche Abfolge der sedimentologischen Einheiten, wie auch auf Paläoströmungsrichtungen Bedacht genommen werden.

Die Geländeaufnahme war durch umfassende labormäßige Untersuchungen, wie eine petrographische Untersuchung der Psephite und Psammite, deren schwermineralogische Bearbeitung sowie die Feststellung des Karbonatgehaltes und der tonmineralogischen Zusammensetzung der Pelite zu ergänzen.

Auf den dabei gemachten Beobachtungen fußend, interessierte weiters der Vergleich mit verschiedenen gängigen Faziesmodellen (E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI, 1975; R. WALKER, 1978) und die Zuordnung zu einem bestimmten Paläoenvironment.

Nicht zu vernachlässigen war die Klärung der in Frage kommenden Liefergebiete.

Eine wichtige Aufgabenstellung bedeutete die Rekonstruktion der paläogeographischen Stellung der Greifensteiner Schichten und ihr Vergleich mit altersgleichen Wienerwaldflysch-Ablagerungen.

Das Thema dieser Dissertation bekam ich von meinem verehrten Lehrer Doz. Dr. P. FAUPL (Institut für Geologie der Universität Wien) im Sommersemester 1978 zugeteilt, dem ich auch an dieser Stelle für die ständige Betreuung und eine Exkursion danken möchte.

Mein weiterer Dank gilt dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Wien, das die tonmineralogischen Untersuchungen mittels eines Röntgendiffraktometers ermöglichte.

Dr. H. STRADNER (Geol. B.-A.) danke ich für die Durchsicht einiger Nannofossil-Präparate.

Wertvolle Beiträge zu dieser Arbeit bildeten auch die anregenden Diskussionen mit meinen Studienkollegen Dr. R. SAUER und R. LAHODYNSKY.

Bei der Geländearbeit wurde ich der Unterstützung meiner geschätzten Kollegen Dr. F. PINZ und M. SCHAUER teilhaftig.

Letztlich habe ich besonders meinen lieben Eltern zu danken, die mir die Durchführung meines Studiums und dieser Arbeit ermöglichten und ihren Fortschritt mit Geduld und Wohlwollen verfolgten.

3. HISTORISCHER ÜBERBLICK

Der Wienerwald, ein beliebtes Ausflugsziel in der Nähe der Bundeshauptstadt, war schon frühzeitig das Ziel geologischer Untersuchungen. So scheint auf der ersten "geognostischen Karte des Beckens von Wien" (P. PARTSCH, 1843) auf dem Gebiet des "Wiener Wald Gebirgs" der von LILIENBACH 1830 geprägte Begriff "Wiener oder Karpathen Sandstein", wie der Wienerwald-Flysch dann in der älteren Literatur immer wieder genannt werden sollte, auf.

Tatsächlich hatten die Gesteine des Flysch-Anteiles des Wienerwaldes insoferne Bedeutung, als sie schon früh bei sakralen Bauten (z. B. Albertinischer Chor des Stephansdomes, vgl. A. KIESLINGER, 1949, S. 27) wie auch bei profanen Vorhaben, wie dem Bau der Stadtbahnbögen oder der Wienfluß- und Donauregulierung, Verwendung fanden. Ein Kuriosum am Rande stellt der 1674 aufgeschlossene Redlinger Steinbruch (vulgo Schleifsteinbruch) 1,5 km nördlich Klosterneuburg/Gugging dar, der zur Erzeugung von Schleifsteinen herangezogen wurde.

Die wissenschaftliche Erforschung des Wienerwald-Flysches setzte etwa in der Mitte des vorigen Jahrhunderts ein. Allerdings erschwerte die Fossilarmut die stratigraphische Einstufung erheblich. Lange Zeit wurde der Wiener Sandstein in den Lias gestellt. Bereits 1853 wurden die ersten Inoceramen durch G. PETTER und F.v.HAUER (in: V.R.v.ZEPHAROVICH, 1853) gesammelt und weitere Funde durch F. TOULA (1893) bewiesen das kretazische Alter eines Teiles des Wiener Sandsteines. F.v.HAUER (1857, S. 287) beschrieb die ersten Nummuliten "von 4 bis 6 Linien (= 8,8 bis 13,2 mm) Durchmesser" aus dem Sandstein bei Greifenstein nördlich von Klosterneuburg. Damit war auch Eozän nachgewiesen. Den Sandstein charakterisierte er als "viele Klafter mächtige, ungeschichtete Massen, die wieder mit dünner geschichteten Partien abwechseln". Die Schichtfolge deutete F.v.HAUER (1858) aufgrund von Funden von Geröllen aus Jurakalk, Hornstein und Neokom als Transgression des Eozänmeeres über das von Jura und Neokom bedeckte kristalline Altland.

D. STUR (1894) und R. SCHUBERT (1913) nahmen aufgrund ihrer Aufsammlungen für einen Teil des Wienerwald-Flysches paleozänes Alter an.

Schon C.M. PAUL (1898, S. 53) sprach den Wechsel von Sandsteinen mit Tonen und Mergeln, die durch das Auftreten von Lebensspuren (Fukoiden und Hieroglyphen) und durch typische Verwitterungsformen gekennzeichnet waren, als "Flyschfazies" an. Allerdings war er der Auffassung, daß dieser Flyschcharakter "bei den jüngeren (alttertiären) Gliedern des Wiener Sandsteins minder ausgesprochen zu sein scheint, als bei den älteren (kretazischen)".

Eine entscheidende stratigraphische Gliederung des Wienerwaldflysches ge-

lang R. JÄGER (1914) durch zahlreiche Fossilfunde. Er erkannte unter anderem Aptychen der Unterkreide und Orbitoiden der Oberkreide in Aufschlüssen nahe St. Andrä/Wördern.

Fußend auf diesen Erkenntnissen konnte K. FRIEDL (1920) drei tektonische Einheiten unterscheiden:

Greifensteiner Decke - Wienerwald Decke - Klippen Decke, jeweils mit typischer Schichtfolge. Zusammen mit F. TRAUTH (1929) wurde damit erstmals ein Konzept im Sinne der Deckenlehre vorgelegt, das auch in der Geologischen Karte der Umgebung von Wien von C.A. BOBIES & L. WALDMANN (1929) seinen Niederschlag fand.

K. FRIEDL (1920) ging von einer verschiedenen Faziesausbildung aus. Er glaubte, im Tertiär einen nördlichen, küstennahen Bereich mit Greifensteiner Sandsteinen und einen südlichen, küstenfernen Bereich mit sogenanntem Glaukoniteozän ("Gablitzer Schichten" der Kahlenberger Decke) unterscheiden zu können. Diese Unterteilung erwies sich später faziell wie stratigraphisch als unhaltbar.

Neue Aspekte in der Erforschung brachte G. GÖTZINGER (1951, 1952 und 1954), der, gestützt auf neue Fossilfunde, die Flyschzone des Wienerwaldes von Norden nach Süden in eine Greifensteiner-, Kahlenberger- und Laaber Teildecke gliederte, die ähnlichen stratigraphischen Umfang, jedoch fazielle Unterschiede aufwiesen.

In jüngerer Zeit wurde von Wiener Arbeitsgemeinschaften (P. FAUPL et al., 1970; W. GRÜN et al., 1964, 1972) der Versuch unternommen, die Schichtglieder des Wienerwaldflysches neu zu gruppieren. Arbeiten von H. KÜPPER (1962, 1968) und F. BRIX (1961, 1970) vervollständigen das Bild.

Zusammenfassende Darstellungen finden sich bei B. PLÖCHINGER & S. PREY (1974) und E. THENIUS (1974), s. Tab. 1.

Spezielle Untersuchungen in der Greifensteiner Decke wurden von folgenden Autoren durchgeführt:

W. GRÜN (1968) und H. FOBER (1972) befaßten sich im Rahmen von Dissertationen mit Autobahn-Aufschlüssen westlich von Wien, die teilweise auch in der Greifensteiner Teildecke lagen. Aus diesen Aufschlüssen stammen auch Beobachtungen von N. ZADORLAKY-STETTNER (1960), W. GRÜN et al. (1961) und R. GRILL (1962).

Sedimentpetrographische Fragen des Wienerwald-Flysches unter Berücksichtigung der Greifensteiner Schichten behandelten H. WIESENEDER (1962) und G. NIEDERMAYR (1966 a).

Zeitgliederung			westliches Niederösterreich	Nord-Einheit (Greifensteiner- und Kahlenberger Teildecke)			Süd-Einheit (Laaber Decke)	
EOZÄN	Mittel-			Steinberg-Flysch	-	-	Laaber Schichten	Agsbach-Schichten
	Alt-				Greifensteiner Schichten	Gablitzer Schichten		Hois Schichten
PALEOZÄN	Jung-		-			Bunte Schiefer		
	Alt-		Mürbsandstein-führende "Oberkreide"	Glaukonit-sandstein-serie	Alt-lengbacher Schichten	-	Schwarze Schiefer	Glaukonitquarzitbänke
KREIDE	Ober-	Maastricht		-		Bunte Schiefer Kahlenberger Schichten	Quarzite u. Schiefer	
		Campan	Bunte Schiefer Zementmergel-Serie (Mergel- Mergelschiefer u.Tonmergelschiefer)	Wörderner Schichten	Mergel, Mergelschiefer und Tonmergel-Schiefer		Kaumberger Schichten	Hüttel-dorfer Schichten
		Santon						
		Coniac	Bunte Schiefer					
		Turon	Reiselsberger Sandstein	"Bunte" Schiefer				
		Cenoman	Bunte Schiefer	-			-	
	Unter-	Gault	Gaultflysch	Gaultflysch (Tonschiefer, Bändersandsteine)			-	
		Neokom	"Neokomflysch" (Kalksandsteine, Fleckenkalke und Breccienlagen)					

Tab. 1: Die Ablagerungen der Flyschzone, aus E. THENIUS (1974, Tab. 7).
Zur Frage der Abgrenzung der Einheiten der Greifensteiner Teildecke vgl. Kapitel "Die Greifensteiner Teildecke".

A. PAPP (1962 a und b) beschrieb Nummuliten und Lebensspuren aus dem Greifensteiner Sandstein.

Mit Hilfe von Nannofossilien gelang H. HEKEL (1966) eine Untergliederung der Flyschzone im Bisambergzug nördlich der Donau.

Über stratigraphische Abfolgen der Greifensteiner Teildecke gibt die Arbeit von F. BRIX (1969) im Hagenbachtal südlich St. Andrä/Wördern Auskunft.

4. DIE GREIFENSTEINER TEILDECKE

4.1. Tektonik

Die Greifensteiner Teildecke bildet im Sinn von G. GÖTZINGER (1954) die nördlichste und tiefste der drei östlich der Traisen bis zur Donau verfolgbaren Einheiten des Wienerwaldflysches. Sie wird von der Kahlenberger- und der Laaber Teildecke überlagert und überschiebt ihrerseits die subalpine Molasse.

An der Nordstirn der Greifensteiner Teildecke tritt eine Einheit auf, deren Zugehörigkeit zur Greifensteiner Teildecke verschiedentlich diskutiert wurde. Es handelt sich um Sedimente der Unter- und Mittelkreide an der Basis, die von G. GÖTZINGER (1932) als "Nördliche Randzone" und 1951 von demselben Autor als "Nordzone" bezeichnet wurden. Sie ist durch eine charakteristische Schichtlücke vom höheren Cenoman bis Santon von der restlichen Greifensteiner Teildecke getrennt. Diese Schichtlücke, die auf Abscherung zurückzuführen sein dürfte, bewirkte die verhältnismäßig große Selbständigkeit dieser Nordzone gegenüber der übrigen Greifensteiner Decke. W. GRÜN et al. (1972) trennen die Nordzone aufgrund lithologischer Eigenheiten, die nicht für Flyschsedimente sondern für Ablagerungen der Flachsee sprechen, von der Greifensteiner Teildecke ab. B. PLÖCHINGER & S. PREY (1974) hingegen betrachten die Nordzone als ehemalige Basis der Greifensteiner Decke und rechnen sie dieser zu (s. Abb. 1).

Innerhalb jenes Abschnittes, der von allen Autoren als Greifensteiner Teildecke angesehen wird (Campan bis Eozän), ist es im Zuge der tektonischen Formung zu Faltung und Schuppung gekommen. Die Kompliziertheit des tektonischen Baustils führte zu einer Vielzahl von Begriffen, in denen sich tektonische mit stratigraphischen Einteilungskriterien überschneiden:

K. FRIEDL (1920): Greifensteiner Decke,
G. GÖTZINGER (1954): Greifensteiner Teildecke,
F. BRIX (1964): Greifensteiner Schuppenzone (= Greifensteiner Einheit),
und
H. HEKEL (1968): Greifensteiner Schichtkomplex.

Tatsächlich konnte die isoklinale Schuppenstruktur der Greifensteiner Teildecke durch die Bohrung Mauerbach 1 a der ÖMV AG bestens belegt werden. Diese Bohrung hat bis in eine Tiefe von 2364 m die mehrfach tektonisch geteilte und vorwiegend aus alttertiärem Flysch (mit einigen Oberkreideeinschaltungen) bestehende Decke durchfahren, wobei mindestens sechs sich wie-

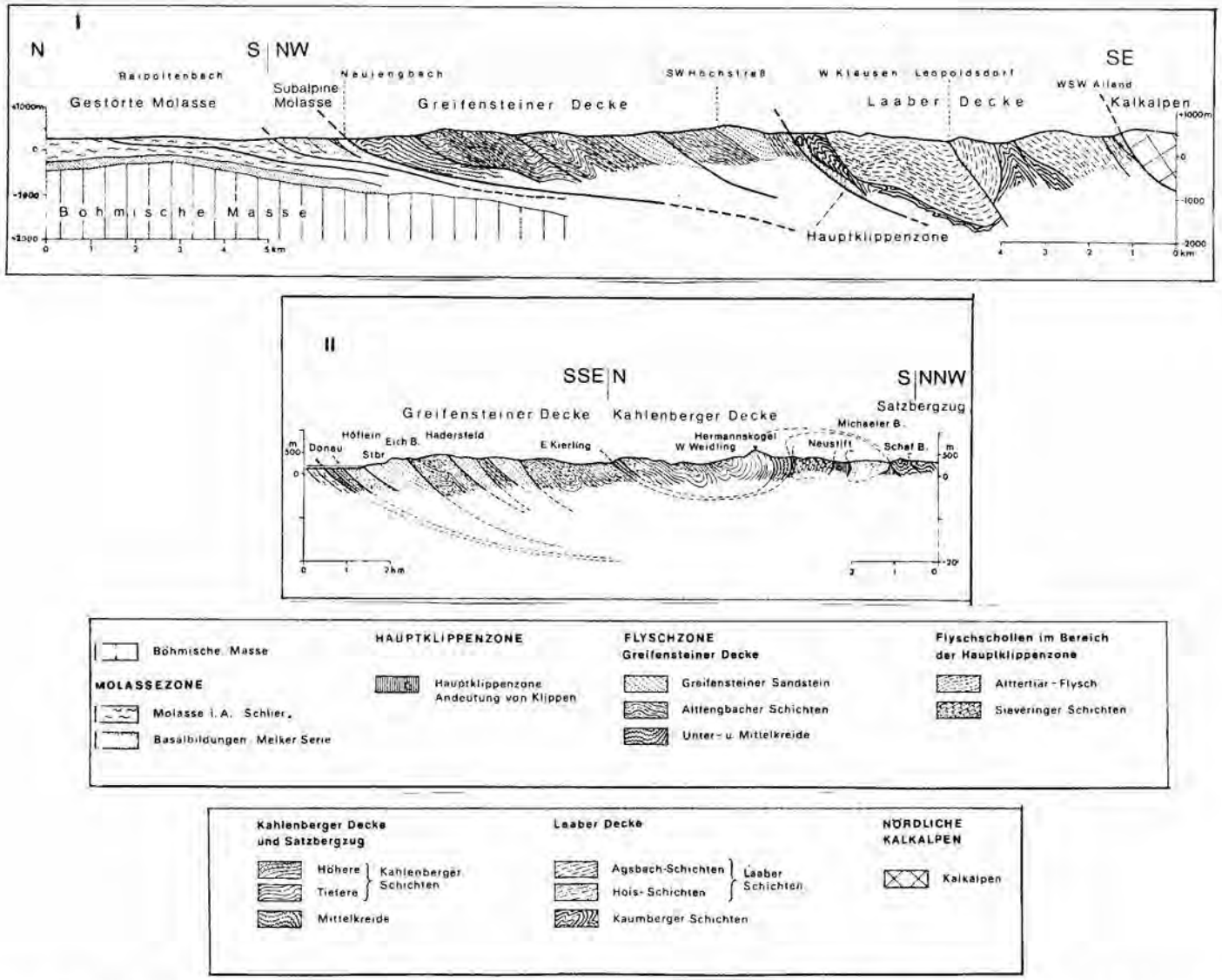


Abb. 1: Zwei Übersichtsprofile durch die Flyschzone des Wienerwaldes, aus B. PLÖCHINGER & S. PREY (1974, Beil. 1). Die Greifensteiner Decke (Greifensteiner Teildecke) umfaßt in dieser Darstellung die Nordzone (Signatur: Unter- und Mittelkreide), Altlengbacher Schichten und Greifensteiner Sandstein. Die "Gablitzer Schichten" (Nördliche Gablitzer Schichten im Sinne von G. GÖTZINGER, 1954, und F. BRIX, 1970) sind nicht extra ausgeschieden, sondern werden dem Greifensteiner Sandstein zugezählt (s. oberes Profil, I, SW Hochstraß). Zur Lage von Profil II vgl. auch Abb. 5.

derholende Schuppen zu unterscheiden waren (F. BRIX, 1966).

Eine ähnliche Tektonik hat H. HEKEL (1966) im Bisambergzug nördlich der Donau innerhalb der Greifensteiner Schichten erkannt.

Großräumig ist die Greifensteiner Teildecke durch wiederholtes Auftreten der von Oberkreide bis Mitteleozän reichenden Schichtfolge von N nach S gekennzeichnet. Eine solche interne Schuppung bedingt, daß im Gelände drei parallele "Greifensteiner Züge" ausgeschieden werden können, die jeweils auch Greifensteiner Schichten beinhalten. Über ihre kartenmäßige Verbreitung gibt Abb. 5 Auskunft.

Diese Gesteinszüge unterscheiden sich durch ihr Einfallen. Während es im nördlichen Zug etwa 25° bis 40° nach SE beträgt, sind die Schichten des mittleren Zuges mit 60° bis 70° gegen SSE steiler gestellt, um im südlichen Zug wieder auf ein Einfallen von ca. 30° bis 45° gegen SE zu verflachen. Abb. 2 bringt eine Darstellung der s-Flächen in Polarprojektion mit den dazugehörigen Mittelwerten und Streuungen, berechnet aus einer FISHER-Distribution, einer Mittelwertsverteilung von Vektoren im Raum (s. R.A. FISHER, 1953).

Charakteristisch sind auch die zahlreichen Querstörungen in dieser nördlichsten Decke, die schon frühzeitig von R. JÄGER (1914) erkannt wurden. Es handelt sich um vorwiegend NNW-SSE gerichtete Blattverschiebungen, wie sie auch in der vorgelagerten Molassezone, in der Doblerbergstörung im Rohrwald und im Würnitzer Querstörungssystem (vgl. H. HEKEL, 1968) anzutreffen sind.

Folgende Linksseitenverschiebungen sind südlich der Donau von Bedeutung:

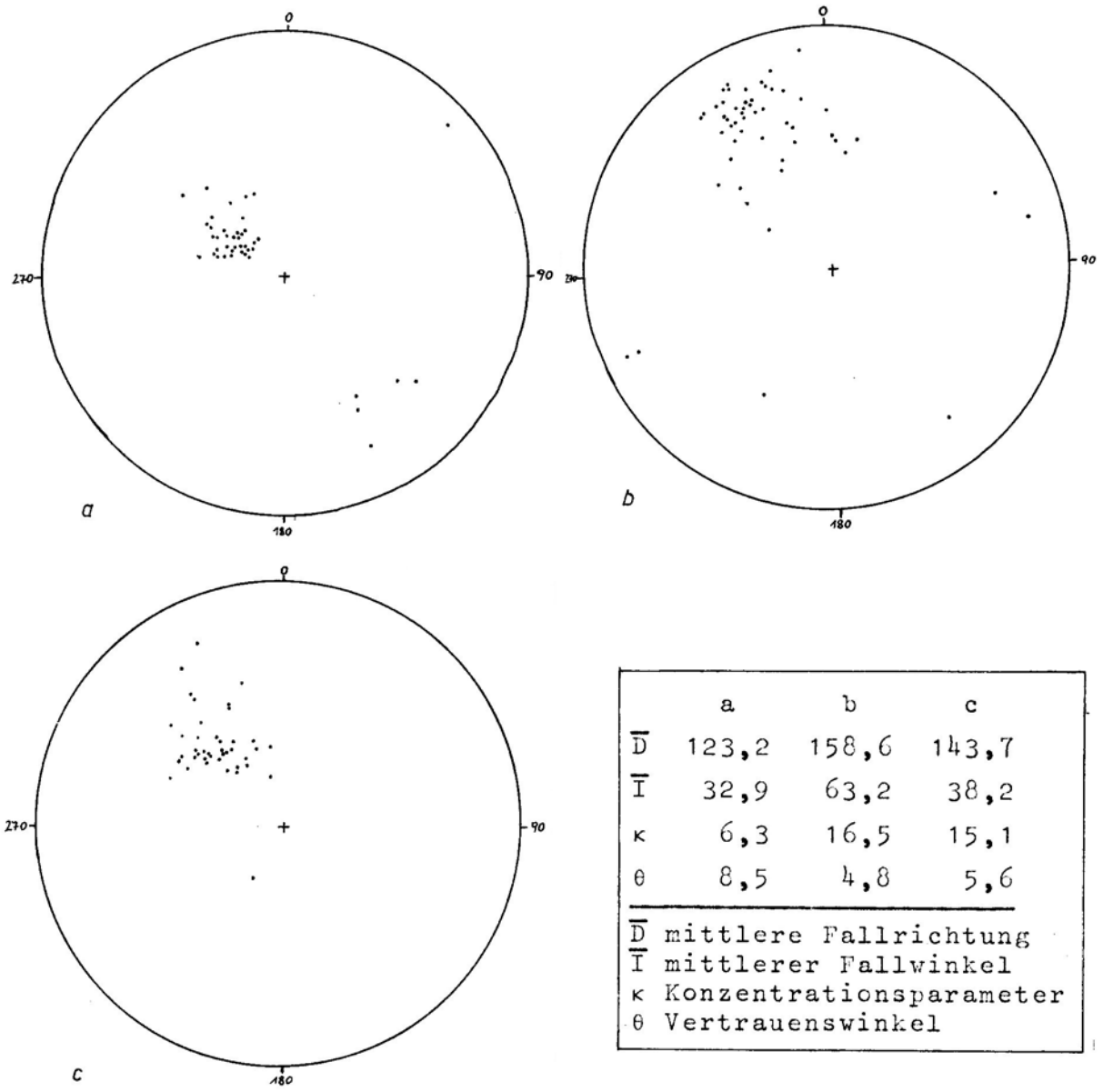
1) Die Störung im Klosterbruch (Gemeinde Höflein/Donau) in N-S-Richtung, die eine Schleppung im Gebiet des westlichen Langstögerberges zur Folge hat (Versetzungsbetrag ca. 100 m),

2) ein N-S gerichtetes System von Querstörungen südlich St. Andrä/Wördern und östlich der Hagenbachklamm mit einem Versatz von ca. 200 m,

3) die Störung von Königstetten, die einen aus Osten über den Wolfpassinger Berg heranstreichenden Greifensteiner Zug abschneidet und

4) die Querstörung vom Riederberg, die mit ihrem Südausläufer im Gebiet des Pallersteins die östliche Schuppe ca. 300 m nordwärts vorschiebt.

Die genaue Lokalisierung dieser Störungen gibt Abb. 5. Weitere detaillierte Angaben für die nähere Umgebung Wiens kann man der Geologischen Karte der Stadt Wien, 1 : 50.000, von F. BRIX (1972) entnehmen.



	a	b	c
$\overline{D}$	123,2	158,6	143,7
$\overline{I}$	32,9	63,2	38,2
κ	6,3	16,5	15,1
θ	8,5	4,8	5,6

$\overline{D}$ mittlere Fallrichtung
$\overline{I}$ mittlerer Fallwinkel
κ Konzentrationsparameter
θ Vertrauenswinkel

Abb. 2: Die Flächenpole der sedimentären Schichtung der Greifensteiner Schichten in flächentreuer Polarprojektion (360°).
a: nördlicher Zug, 56 Messungen
b: mittlerer Zug, 88 Messungen
c: südlicher Zug, 41 Messungen

Diese Verhältnisse pausen sich auch auf die kleinräumigen Störungen innerhalb der Greifensteiner Teildecke durch. So wurde z. B. am Burgfelsen der Burg Greifenstein, E der gleichnamigen Ortschaft, ein mit 60° gegen SW einfallendes Störungssystem beobachtet, das als kleine interne Schuppung angesehen werden kann.

Trägt man die im gesamten Verbreitungsgebiet der Greifensteiner Schichten gemessenen Kluftflächen in ein Lagekugeldiagramm ein, so ist zu sehen, daß die Kluftflächen im wesentlichen dem Streichen der Querstörung folgen (s. Abb. 3).

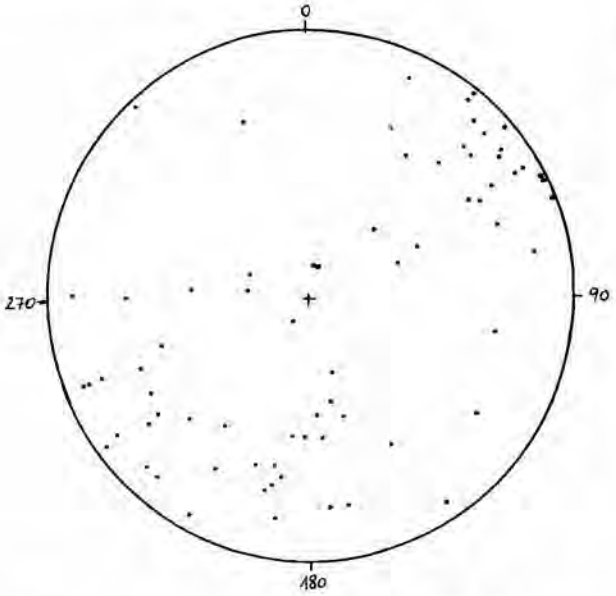


Abb. 3: Sammeldiagramm der Flächenpole von Kluftflächen in Greifensteiner Schichten aus dem gesamten Untersuchungsgebiet. Flächentreue Polarprojektion (360°). 213 Messungen. Werte innerhalb eines 5° - Schwankungsbereiches wurden durch einen einzigen Punkt dargestellt.

Die Flächen zeigen zonal SW- bzw. NE-Fallen, wobei die Einfallswinkel mit 70° bzw. 65° relativ steil sind.

Den Südrand der Greifensteiner Teildecke macht eine Einheit aus, die von verschiedenen Autoren unterschiedlich beurteilt wird. Es handelt sich um die Stellung der "Gablitzer Schichten", die in der Geologischen Karte der Umgebung von Wien von G. GÖTZINGER (1954) in zwei Gesteinszügen, einem nördlichen und einem südlichen, als unter- bis mitteleozäner Bestandteil der Kahlenberger Teildecke ausgeschieden sind. W. GRÜN et al. (1972) - s. Abb. 4 - erkannten das unterschiedliche Alter des nördlichen und südlichen Streifens. Der südliche Gablitzer Zug erwies sich, mit Ausnahme einiger Nummuliten-Fundstellen, als unterkretazisch (belegt durch Mikro- und Nannofaunen sowie palynologische Untersuchungen). W. GRÜN et al. (1972) schlugen für ihn die Bezeichnung "Bartbergschichten" vor. Sie stellen - ähnlich den unter- bis mittelkretazischen Schichten der Nordzone - eine Aufbruchs- oder Aufschiebungszone dar, in der die Basis der oberkretazischen Schichtfolgen zu Tage tritt. Für die paläogenen Sedimente der nördlichen Gablitzer Schichten wird von den Autoren die Beibehaltung der Bezeichnung "Gablitzer Schichten" zur Diskussion gestellt.

F. BRIX (1970, S. 111, und 1972) sieht diese nördlichen Gablitzer Schichten, deren Hauptverbreitung nördlich Preßbaum beginnt und die sich über die Hoch-

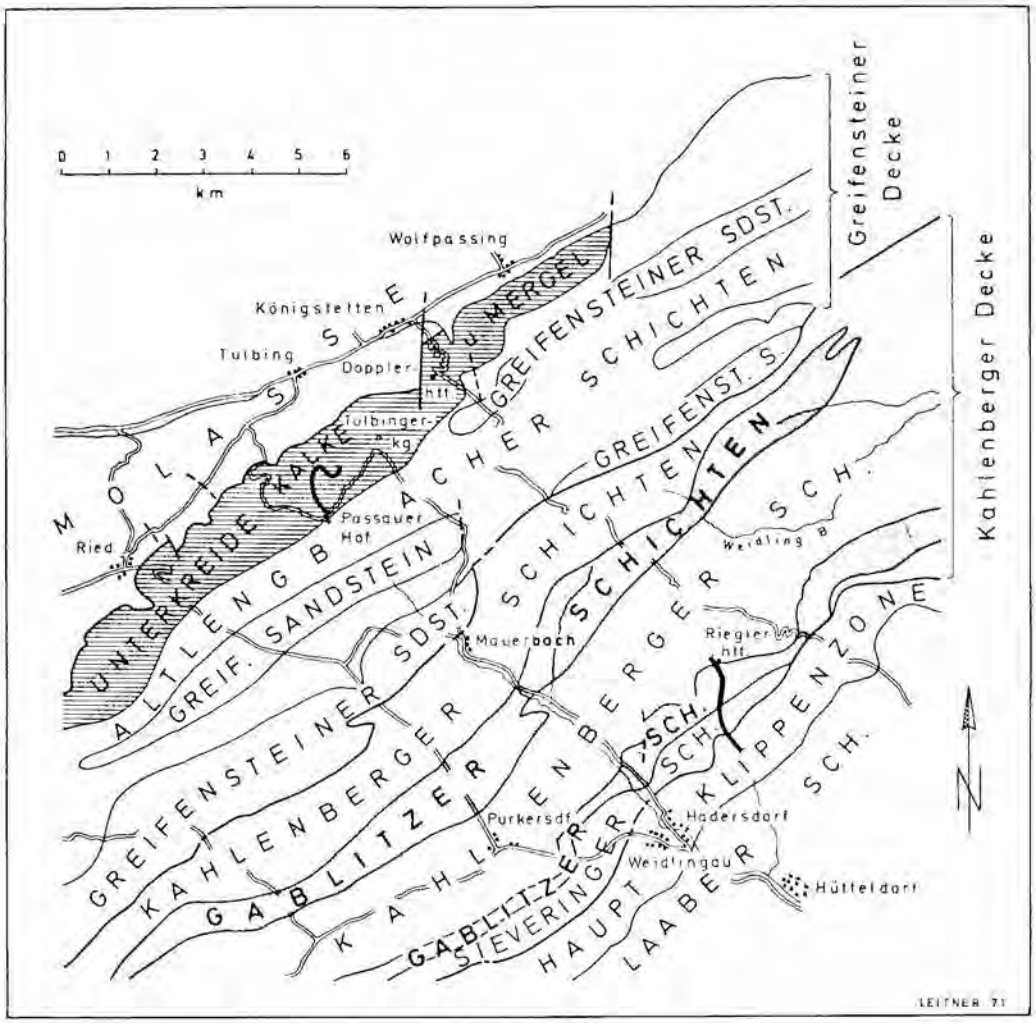


Abb. 4: Übersicht über die Flyschzone im Wienerwald. Aus W. GRÜN et al. (1972, Abb. 1) auf der Grundlage der Geologischen Karte der Umgebung von Wien von G. GÖTZINGER (1954).

ramalpe bis zum Haschhof bei Kierling ziehen, als Übergangszone zwischen Laaber- und Greifensteiner Schichten an und rechnet sie zur Greifensteiner Teildecke.

B. PLÖCHINGER & S. PREY (1974) scheiden diesen Komplex, in dem an mehreren Stellen Nummuliten und eozäne Nannofloren gefunden wurden, in der Geologisch-Tektonischen Übersichtskarte der Flyschzone des Wienerwaldes als Greifensteiner Schichten aus. Dadurch erfährt die Greifensteiner Teildecke eine Erweiterung um durchschnittlich 2,5 km gegenüber der Karte von G. GÖTZINGER (1954) nach Süden, sodaß sie nur mehr östlich Purkersdorf an die Kahlenberger Decke, westlich Purkersdorf jedoch direkt an die Hauptklippenzone grenzt.

Diese Auffassung wurde bei der Darstellung der Greifensteiner Teildecke

in Abb. 5 berücksichtigt, wenngleich die dort eingezeichneten nördlichen Gablitzer Schichten, als vierter, südlichster Greifensteiner Zug aufgefaßt, wegen ihrer besonders schlechten Aufschlußverhältnisse nicht bearbeitet wurden.

4.2. Die Schichtfolge der Greifensteiner Teildecke

Mächtigkeitsmäßig wird die Greifensteiner Teildecke überwiegend von Altlengbacher- und Greifensteiner Schichten aufgebaut.

Die gesamte Schichtfolge umfaßt einen Zeitraum von Unterkreide bis Mitteleozän.

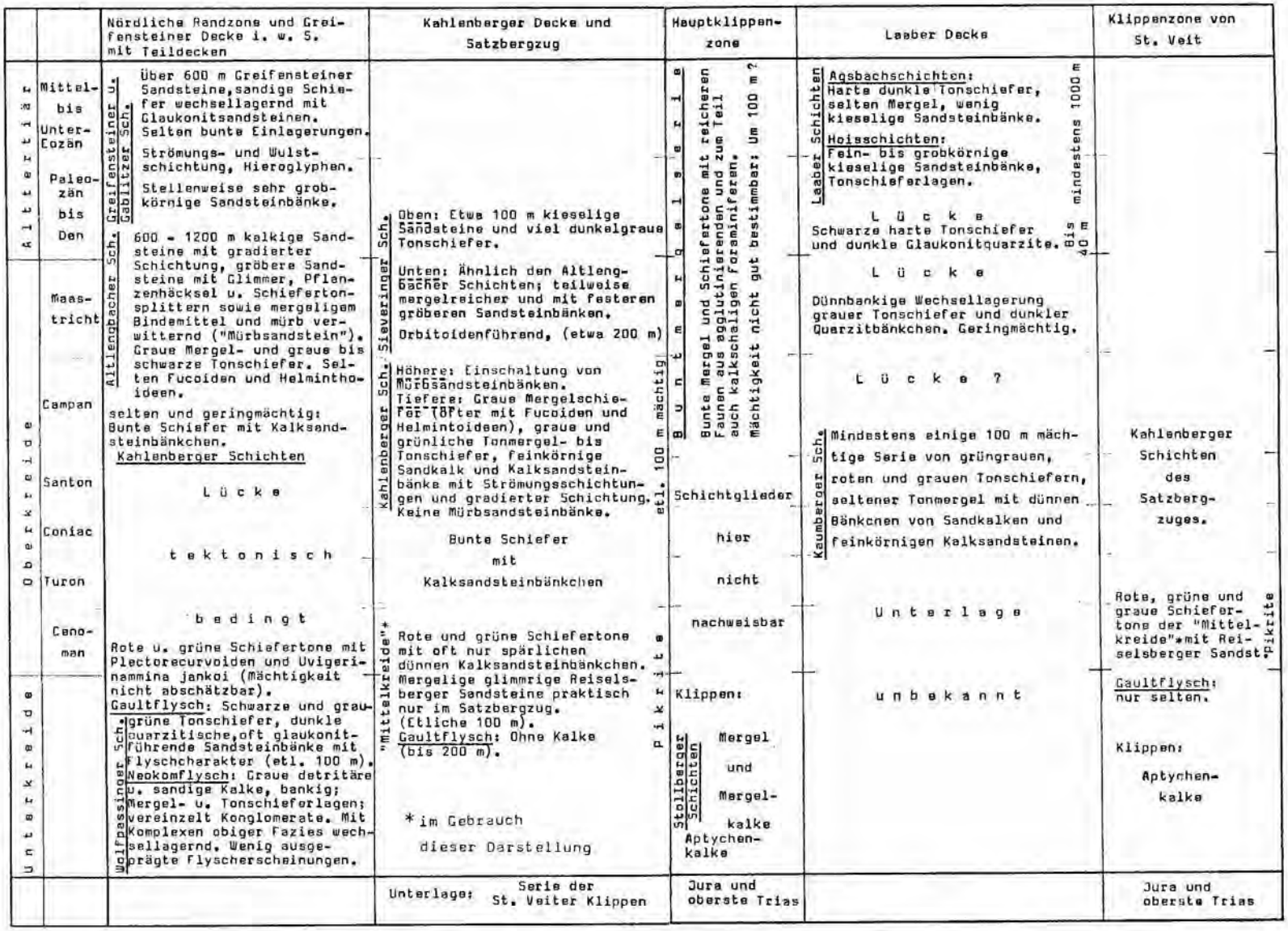
Die Abgrenzung von den anderen Teildecken, besonders von der Kahlenberger Teildecke, ist, was ihre stratigraphische und fazielle Ausbildung betrifft, nicht immer unproblematisch. Die Laaber Teildecke wird allgemein als eigenständige Decke der sogenannten "Flyschzone" angesehen. Anders verhält es sich hingegen mit der "Flyschnordzone", in der sich einzelne Schichtglieder der Greifensteiner- und Kahlenberger Teildecke nicht eindeutig einer der beiden Decken zuordnen lassen. Beispielsweise scheinen in Tab. 2 der Gaultflysch und die Kahlenberger Schichten in beiden Großeinheiten auf.

Die ältesten Gesteine der Greifensteiner Teildecke entsprechen den Wolfpassinger Schichten von D. STUR (1894). W. GRÜN et al. (1972), die für sie unterkretazisches Alter (oberes Neokom bis Unteralb) bestimmt haben, trennen sie aber in einer eigenen Nordzone von der Greifensteiner Teildecke ab, da diese Autoren annehmen, daß sie ähnlich der Schottenhofzone als autochthones Mesozoikum direkt auf Kristallin zur Ablagerung kamen und hernach abgeschert wurden. Sie befinden sich damit in Widerspruch zur Auffassung von S. PREY (1965).

In der "Mittelkreide" gibt es sowohl in der Greifensteiner- wie in der Kahlenberger Teildecke Gaultflysch und in seinem Hangenden rote und grüne Schiefertone.

Nach einer tektonisch bedingten Lücke setzen in der Greifensteiner Teildecke im Campan die Altlengbacher Schichten ein. Mit bis zu 1000 m Mächtigkeit sind sie wohl das umfangreichste Schichtglied dieser Teildecke.

Allerdings können auch Kahlenberger Schichten in der Greifensteiner Teildecke - wenn auch selten - beobachtet werden: Bihaberg-Einschnitt der Westautobahn, S. PREY (1965); Kohlreitberg bei Neulengbach, S. PREY (1974).



Tab. 2: Stratigraphische Übersicht der Kreide- und Alttertiärschichtfolge der Flyschzone des Wienerwaldes, aus B. PLÖCHINGER & S. PREY (1974, Tab. 1).

Ein etwas umstrittenes Schichtglied, das in Tab. 2 auch nicht extra erwähnt wird, bilden die Wördener Schichten mit dem Wördener Sandstein (= Orbitoidensandstein der älteren Literatur und in der Faziesdifferenzierung K. FRIEDLs, 1920). Der ursprünglich im Liegenden der Altlengbacher Schichten (vgl. Tab. 1) angenommene mürbe, entkalkte, grobkörnige Oberkreidesandstein kann nach G. GÖTZINGER (1954) auch in der übrigen Greifensteiner Einheit und darüber hinaus in der gesamten Flyschzone auftreten. Von R. GRILL (1962) werden derartige Gesteine von der Kreide-Alttertiärgrenze der Greifensteiner Teildecke beschrieben. Es dürfte sich daher mehr um lokale Einschaltungen handeln, die S. PREY (1968) ganz zurecht zu den Altlengbacher Schichten stellt.

Im Hangenden der mächtigen Altlengbacher Schichten, denen in der Kahlenberger Teildecke die Sieveringer Schichten entsprechen, folgen die 500 bis 900 m mächtigen Greifensteiner Schichten. Ihnen sind in Tab. 2 die Gablitzer Schichten gleichgestellt. Wie schon im Kapitel "Tektonik" ausgeführt, verstehen B. PLÖCHINGER & S. PREY (1974) darunter paläogene Sandsteine am Südrand der Greifensteiner Teildecke, die wohl, wenn man sie nicht wie G. GÖTZINGER (1954) der Kahlenberger Teildecke zurechnet, als Greifensteiner Sandsteine anzusprechen wären. Die von W. GRÜN et al. (1972) vorgeschlagene Beibehaltung der Bezeichnung Gablitzer Schichten (auch Nördliche Gablitzer Schichten im Sinne von G. GÖTZINGER, 1954, und F. BRIX, 1970) scheint daher etwas problematisch.

5. DIE GREIFENSTEINER SCHICHTEN

5.1. Die stratigraphische Reichweite der Greifensteiner Schichten

In früheren Arbeiten wurde für diesen Teil des Wienerwaldflysches teils kretazisches Alter (vgl. Kapitel "Historischer Überblick") angenommen, teils wurden die Greifensteiner Schichten samt den als paleozäner Anteil vermuteten groben Sandsteinen und Konglomeraten dem gesamten Alttertiär zugezählt. Beide Betrachtungsweisen haben sich als nicht exakt zutreffend herausgestellt.

Die ersten Anhaltspunkte für eozänes Alter boten die Nummuliten, da planktonische Leitformen weitgehend fehlten. Reiche Aufsammlungen lagen von R. SCHUBERT (1913) sowie G. GÖTZINGER & H. BECKER (1932) vor.

An der Typlokalität der Greifensteiner Schichten, dem Steinbruch des Strombauamtes (früher Steinbruch "Hollitzer") zwischen Höflein/Donau und Greifenstein wurden von A. PAPP (1962 a) Nummuliten aus groben Sandsteinen und Konglomeraten beschrieben. Dabei handelte es sich um Arten, die alle eine optimale Verbreitung im älteren Teil des "oberen Ypresien" nach H. SCHAUB (1951) aufwiesen, das nach der neueren Terminologie dem älteren Cuisien (Untereozän) entspricht. A. PAPP (1962 a, S. 286) wies allerdings darauf hin, daß sich die Nummuliten nicht in ihrem ursprünglichen Lebensraum befanden, sondern durch autokinetische Massenbewegungen verfrachtet wurden. Dabei kann es auch zur Aufarbeitung älteren fossilführenden Materials kommen. Die stratigraphische Auswertung darf deswegen nur die jüngsten Faunenelemente berücksichtigen, obwohl auch dadurch keine Garantie für die exakte Bestimmung der Zeit der subaquatischen Gleitung gegeben sein muß. Die Bildungszeit des Greifensteiner Sandsteins im Steinbruch Strombauamt kann somit auch etwas jünger als unteres Cuisien sein. Nannoplankton ist an der Typlokalität leider nicht nachweisbar.

Weitere Nummuliten ähnlichen Alters wurden von A. PAPP (1962 a) hauptsächlich aus gröber sandigen Partien der Steinbrüche Altenberg, Höflein und Klosterbruch (s. Beschreibung der Aufschlüsse im Kapitel "Die regionale Verbreitung") beschrieben.

S. PREY (1968) definierte als Greifensteiner Sandstein Sedimente des Unter- bis Mitteleozäns und stellte das Paleozän einschließlich des Maastrichts zu den Altlengbacher Schichten. Die Greifensteiner Schichten wurden somit auf ihren Eozänanteil reduziert, was durch das Fehlen von Hinweisen auf das Paleozän selbst in den untersten Greifensteiner Schichten widerspruchlos erfolgen konnte.

Wenig später wurde allerdings die Reichweite der Greifensteiner Schichten wieder auf das Paleozän ausgedehnt. In der Hagenbachklamm gelang W. GRÜN (1969) mit Foraminiferen und H. STRADNER (1969) mit Hilfe von Nannofossilien ein Altersnachweis von oberem Paleozän bis oberes Untereozän. Fußend auf diesen Einstufungen und aufgrund lithologischer und tektonischer Überlegungen schied F. BRIX (1969) an derselben Lokalität "Untere Greifensteiner Schichten" des oberen Paleozäns bis unteren Eozäns und "Obere Greifensteiner Schichten" des oberen Untereozäns aus.

Aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse ist jedoch diese Gliederung nicht allgemein anwendbar. Nach und nach ergab sich aus einzelnen Probepunkten isolierter Aufschlüsse der Altersumfang der Greifensteiner Schichten.

Eine durchgehende, gute Gliederung gelang nur nördlich der Donau, wo H. HEKEL (1968) im Bisambergzug mit Nannofossilien (hauptsächlich Coccolithoporiden) den "Greifensteiner Schichtkomplex" ebenfalls in oberes Paleozän bis unteres Eozän einstufen konnte. Das dreimalige Auftreten zweier Einheiten, die er mit den altersunabhängigen Begriffen "Coccolithenschiefer" und "Sandsteinhorizont" belegte, konnte südlich der Donau nicht verifiziert werden.

Tab. 3 zeigt die stratigraphische Reichweite der Greifensteiner Schichten und die sie enthaltenden Nannoplanktonzonen mit einer Gegenüberstellung der Gliederung nach H. HEKEL (1968).

Berücksichtigt man also, daß der Begriff Greifensteiner Schichten die mannigfachen Serien des paläogenen Flysches im Bereich der Greifensteiner Teildecke mit einer maximalen Mächtigkeit von etwa 1000 m subsumiert, scheint

Tabelle 3: Die stratigraphische Reichweite der Greifensteiner Schichten.
NP = Nannoplanktonzone

		NP	Nannoplanktonzonen des paleozänen-eozänen Flysches nach K. KRÜMMELBEIN aus R. BRINKMANN (1977).	Gliederung des "Greifensteiner Schichtkomplexes" im Bisambergzug N der Donau nach H. HEKEL (1968).	
EOZÄN	Lutet	14	Discoaster sublodoensis	Oberer Coccolithenschiefer	GREIFENSTEINER SCHICHTEN
	Ypres	13	Discoaster lodoensis	Oberer Sandsteinhorizont	
		12	Marthasterites tribrachiatus	Mittlerer Coccolithenschiefer	
		11	Discoaster binodosus	Unterer Sandsteinhorizont	
		10	Marthasterites contortus		
PALEOZÄN	Thanet	9	Discoaster multiradiatus	Unterer Coccolithenschiefer	
		8	Heliolithus riedeli		

die Annahme der stratigraphischen Reichweite vom oberen Paleozän (NP 8, Heliolithus riedeli) bis unteres Mitteleozän (NP 14, Discoaster sublodoensis) gerechtfertigt.

5.2. Die regionale Verbreitung der Greifensteiner Schichten mit einer Beschreibung der wichtigsten Aufschlüsse.

Das bearbeitete Gebiet befindet sich auf den Österreichischen Karten 1 : 50.000, Blätter 40 (Stockerau), 58 (Baden) und 57 (Neulengbach), bzw. deren Vergrößerungen in den Maßstab 1 : 25.000 (ÖK 25 V). Zur Aufsuchung alter, verfallener Steinbrüche war die alte Österreichische Karte 1 : 25.000, Blatt 40/3 und /4 (Königstetten und Klosterneuburg) mitunter dienlich.

An geologischen Unterlagen existieren, wie schon erwähnt, die geologischen Karten von P. PARTSCH (1844), J. CŽJŽEK (1849), F.X. SCHAFFER (1904), H. VETTERS (1909) und C.A.BOBIES & L. WALDMANN (1929).

Die relativ jüngsten uns zur Verfügung stehenden Karten, die über die regionale Verbreitung der Greifensteiner Schichten orientieren, sind die Geologische Karte der Umgebung von Wien (G. GÖTZINGER, 1952) und die Geologisch-tektonische Übersichtskarte der Flyschzone des Wienerwaldes (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1974, Beil. 1). Eine teilweise Überdeckung des untersuchten Gebietes ist auch durch die Geologische Karte der Stadt Wien, Maßstab 1 : 50.000, von F. BRIX (1972) gegeben.

Allen neueren Karten ist gemeinsam, daß sie innerhalb der Greifensteiner Teildecke mehrere parallele, NE-SW-streichende Züge ausscheiden, innerhalb derer sich die Greifensteiner Schichten mit den Altlengbacher Schichten Verbreitung und Mächtigkeit etwa im Verhältnis 50 : 50 teilen. In grober Verallgemeinerung kann man daher von Norden nach Süden drei Gesteinszüge unterscheiden (s. Abb. 5):

- einen nördlichen (= äußerer nach G. GÖTZINGER et al., 1954) von Höflein/Donau über Greifenstein bis Altenberg,
- einen mittleren (= innerer Greifensteiner Sandstein nach G. GÖTZINGER et al., 1954) vom Langstögerberg über Heuberg - Sonnberg - Lourdesgrotte bei Klosterneuburg/Kierling - Poppenwald - nördlicher Teil der Hagenbachklamm - südl. Wolfpassinger Berg - Unterkirchbach - Hirschengarten SE Passauer Hof - Hohleiche bis südlich des Riederberges, und
- einen südlichen (= innerster nach F. BRIX, 1972) von Oberkritzendorf über

Weißer Hof - Freiberg - Lehnstand Berg - Hohenauberg - Windischhütte - Moserhütte - Mauerbach - Pallerstein - Troppberg - Rekawinkel - Hochstraß bis Neustift bei Altlengbach und weiter in westlicher Richtung.

Die tektonischen Unterschiede behandelt Kapitel "Tektonik". Was die lithofaziellen Eigenschaften oder Gemeinsamkeiten betrifft, wird in den folgenden Kapiteln getrachtet, jeweils eine Gegenüberstellung der drei verschiedenen Züge zu geben.

Die Geländebegehung konnte die Kartierung der Greifensteiner Schichten in der Geologischen Karte der Stadt Wien von F. BRIX (1972) für den Ostteil des untersuchten Gebietes und der Geologischen Karte der Umgebung von Wien (G. GÖTZINGER et al., 1952) für dessen Westteil bestätigen, wenngleich aufgrund neuer Fossilfunde laufend kleine Korrekturen angebracht werden müssen. Als Beispiel aus jüngster Zeit sei auf das durch S. PREY (1979, S. 221) vorgestellte Vorkommen von fraglichen basalen Greifensteiner Schichten in einer Baugrube im Rehgraben, E Gablitz, hingewiesen, das eine Nannoflora des tiefsten Eozäns (NP 10) erbrachte. Dadurch wäre die Südgrenze der Greifensteiner Teildekke in diesem Gebiet etwas südlicher anzusetzen.

Folgende Lokalitäten der Greifensteiner Schichten waren insofern hinreichend aufgeschlossen, als in ihnen ein mehr oder minder zusammenhängendes lithologisches Profil aufgenommen werden konnte (vgl. Abb. 5):

a) nördlicher Zug:

5 - Steinbruch Höflein im Ortsgebiet von Höflein an der Donau, Zugang bei Haus Hauptstraße Nr. 65, kleiner, schwer begehbarer Steinbruch

6 - Steinbruch Strombauamt (vormals Hollitzer) zwischen Höflein und Greifenstein, Typlokalität

7 - Greifenstein, alter, aufgelassener Steinbruch, an den Steinbruch Strombauamt im W anschließend

8 - Burg Greifenstein, 200 m E des Burgfelsens der Burg Greifenstein gelegene Serie von Wänden, die den Absturz zur Donau bilden.

b) mittlerer Zug:

9 - Steinbruch Klosterbruch (= "Roter Bruch") am östlichen Ortseingang von Höflein

10 - Schleifsteinbruch (vormals Steinbruch Redlinger), 2 km NW Klosterneu-

burg-Kierling im Marbachtal, 500 m NW des ehem. Wirtshauses Redlinger Hütte

11 - Reißtal (= Rießgraben) im Poppenwald, östlichster von drei Brüchen (die übrigen zwei sind sehr stark verwittert), 1,5 km W Gugging

12 - Hagenbachklamm südlich St. Andrä vor dem Hagenthale, nördlicher, tief erodierender Abschnitt

13 - Hirschengarten, sehr verwitterter Steinbruch in der Mauerbacher Groißau, 500 m NE des Wirtshauses Hirschengartl, 1,25 km SE des Passauerhofes, nur mehr Lesesteinkartierung möglich

c) südlicher Zug

14 - Hohenau, kleiner Steinbruch im Kierlinger Forst, 1 km SE Haselbach, 250 m NW des Gipfels Hohenau, Kote 445.

15 - Höbersbach, Steinbruch im gleichnamigen Tal, Kote 305, 1,5 km NW von Gablitz

16 - Pallerstein, Straßenaufschluß an Forststraße 300 m S Steinbruch Höbersbach, 500 m NE des Pallersteines (Peilersteines, Kote 431)

17 - Troppberg, System von kleinen Aufschlüssen 500 m W des Peilersteines, 1 km NE des Troppberggipfels

18 - Türlitzgrub, sehr verwachsener Steinbruch 100 m E der Straße Irenental-Riederberg, 750 m SE des Troppberggipfels, 350 m S Wirtshaus Hamela

19 - Hohlenstein, Steinbruch 400 m W Haitzawinkel, 1 km NW Eisenbahnhaltestelle Dürrwien

20 - Potzenstein, Steinbruch 1,5 km W Autobahnraststätte Großram, 1,5 km SE Bahnhof Eichgraben-Altlengbach

Viele ehemalige Steinbrüche in den Greifensteiner Schichten sind heute überwuchert und dadurch sehr schlecht aufgeschlossen, wie z.B. der Steinbruch Altenberg S der Villa Pflaum bei Wördern, der Steinbruch Oberkritzendorf S des Langstögerberges, der Steinbruch Waldhof S der Lourdesgrotte bei Gugging oder der Steinbruch Fünfkirchen an der Zufahrt von Kritzendorf zum Weißen Hof, Kote 245.

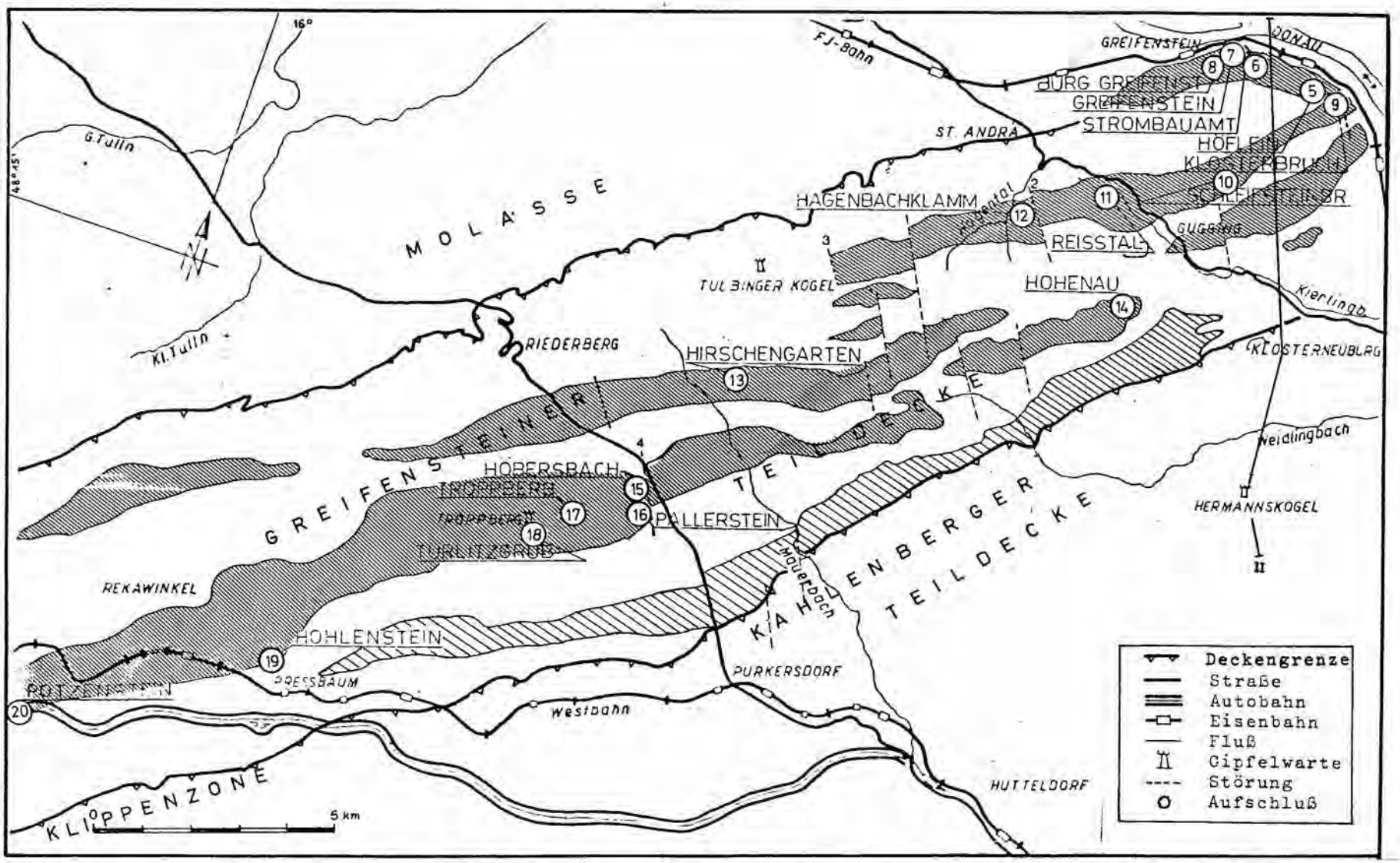


Abb. 5: Die Verbreitung der Greifensteiner Teildecke im Wienerwald und Lage der beschriebenen Aufschlüsse. Eng schraffiert: Die Greifensteiner Schichten des vierten, südlichsten Zuges (Nördliche Gablitzer Schichten). Die Wolfpassinger Schichten sind im Sinne von B. PLÖCHINGER & S. PREY (1974) ebenfalls der Greifensteiner Teildecke zugezählt. Nach G. GÖTZINGER (1952), F. BRIX (1972), B. PLÖCHINGER & S. PREY (1974) und eigenen Beobachtungen. II = Lage des Profiles in Abb. 1.

6. LITHOFAZIELLE UNTERSUCHUNGEN

6.1. Die lithofaziellen Typen der Greifensteiner Schichten

Wie in allen Gesteinen der Flyschzone herrscht auch in den Greifensteiner Schichten eine Wechsellagerung von psammitischen und pelitischen Gesteinen vor, in die vereinzelt auch psephitische Lagen eingeschaltet sind.

Alle Typen kann man zur Familie der gravitativ induzierten Resedimente zusammenfassen, da ihnen allen gemeinsam ist, daß sie aus einem Bereitstellungsraum (Schelfbereich, Canyonkopf) durch autokinetische Massenbewegungen in größere Wassertiefen, meist unter den Bewegtwasserbereich, gelangten, wo sie resedimentiert wurden (vgl. J.E. SANDERS, 1965, R. WALKER, 1978, S. 932). Der Begriff "resedimentiert" bezieht sich hier auf keinen bestimmten gravitativ bedingten Transportprozeß, sondern schließt alle Formen von "subaqueous sediment gravity flows" (vgl. G.V. MIDDLETON & M.A. HAMPTON, 1973, Abb. 1), von turbulenten Suspensionsströmen bis Schuttströmen, ein. Als Verteiler des Sedimentmaterials beim Transport vom Land in den Tiefseebereich kommt den submarinen Canyons und Tiefseefächern entscheidende Bedeutung zu. Umfangreiche Studien an rezenten wie an fossilen Beispielen haben zu Modellen für die Sedimentationsvorgänge und die horizontalen wie vertikalen Faziesverteilungen geführt (C. KRUIT et al., 1975; E. MUTTI & F. RICCHI LUCCHI, 1972, 1975; C.H. NELSON & V. KULM, 1973; W.R. NORMARK, 1970, 1978; R.G. WALKER, 1978; R.G. WALKER & E. MUTTI, 1973).

6.1.1. Die Turbidit-Fazies

Eine der ausführlichsten Gliederungen der "Turbidit-Fazies" im weitesten Sinn stammt von E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI (1975). Sie scheiden sieben Fazies (A - G) aus, von denen nur zwei (C und D) mit der Bouma-Abfolge beschrieben werden können.

Fazies A besteht aus sehr grobkörnigen Sandsteinen bis Konglomeraten. Die Ablagerungen sind sehr mächtig (bis 15 m), keilen allerdings meist noch im Aufschluß aus. Nach dem Matrixgehalt können die Subfazies A_1 (matrixarm) und A_2 (matrixreich) unterschieden werden.

A_1 enthält oft orientierte Körner oder Imbrikation und angedeutete Schichtung. Manchmal ist auch normale oder verkehrte Gradierung feststellbar. Gro-

ße Tonklasten sind entweder in bestimmten Niveaus konzentriert oder über die gesamte Bank verstreut. Das pelitische Intervall fehlt. Amalgamation ist verbreitet.

A_2 ist durch zähplastische Deformationsstrukturen gekennzeichnet. Die Schichtung ist "chaotisch", die Komponenten besitzen keine Ausrichtung. In diese Subfazies werden auch die Olisthostrome gezählt.

Fazies B schließt ungradierte, mittel- bis grobkörnige Sandsteinbänke ein. Diesen ist manchmal grobe horizontale Lamination oder flachwinkelige Schrägschichtung zu eigen. Die linsenförmigen Bänke erreichen in der Subfazies B_1 Mächtigkeiten von 30 - 200 cm, in der Subfazies B_2 von 20 - 80 cm. Das Psammit/Pelit-Verhältnis ist hoch. An Unterflächenmarken sind nur Belastungsmarken von Bedeutung. Die Bänke können auch amalgamiert sein.

Fazies C entspricht den "proximalen" Turbiditen, jenen gradierten Sandsteinen, die mit der Bouma-Abfolge beschrieben werden können und die mit Bouma-Abschnitt Ta beginnen. Während in Subfazies C_1 meist unvollständige Bouma-Abschnitte vorliegen, sind sie in Subfazies C_2 vollständig. Die Unterflächen der Bänke sind flach entwickelt und weisen eine Vielzahl von Marken (flute casts, Schleifmarken, Belastungsmarken) auf. Die Bänke selbst haben eine beträchtliche laterale Ausdehnung. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 50 und 300 cm. Das Sand/Ton-Verhältnis ist wesentlich größer 1. Sporadisch ist Amalgamation vorhanden.

Der Fazies D werden die "distalen" Turbidite zugeordnet, jene Sandsteine, denen der Basisabschnitt Ta fehlt. Die Bänke sind 1 bis 40 cm dick und halten über weite Strecken an, sodaß sie manchmal bis zu Hunderten von Kilometern verfolgbar sind. Strömungsmarken an den Bankunterseiten sind sehr häufig. Ichnofossilien werden bevorzugt in dieser Fazies gefunden. Nach dem Psammit/Pelit-Verhältnis unterscheidet man drei Subfazies: in D_1 ist es größer oder gleich 1, in D_2 kleiner 1 und Subfazies D_3 besteht nur aus pelitischem Material. Zwischen Fazies C und D existieren alle Übergänge.

Fazies E ist durch dünne, unregelmäßige und wenig weitreichende Sandsteinbänke charakterisiert. Die linsenförmigen Bänke besitzen keine Gradierung aber scharfe Unter- und Oberkante. Oft kommen sie mit anderen, gröberen Bänken, vor.

Unter der Fazies F verstehen die Autoren alle "chaotischen" Ablagerungen außer Olisthostromen.

Fazies G stellt das hemipelagische Material aus Tonen und Mergeln, das durch die Beckennormalsedimentation abgelagert wird,dar.

6.1.2. Die Fazies der Greifensteiner Schichten

Die Fazies-Gliederung nach E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI (1975) ist nicht ohne weiteres auf die Einteilung der Greifensteiner Schichten übertragbar. Es wurden vielmehr in den Greifensteiner Schichten individuelle, teils abweichende, Beobachtungen gemacht, die eine eigene Gliederung rechtfertigen. Dennoch wird bei der Beschreibung in Anlehnung an diese Klassifikation vorgegangen und auf sich ergebende Parallelitäten mit Fazies-Modellen verschiedener Autoren hingewiesen.

Die Greifensteiner Schichten bestehen aus mehreren lithofaziellen Typen, von denen einige auf nur wenige Aufschlüsse beschränkt, andere im gesamten Verbreitungsgebiet anzutreffen sind. Aufgrund von Unterschieden in der Struktur und Textur sowie in der Mächtigkeit und Geometrie der Gesteine konnten folgende Typen unterschieden werden:

1. Konglomerate
2. Mächtige Mittel- bis Grobsandsteine
3. "Klassische" Turbidite

6.1.2.1. Konglomerate

Diese gröbsten Bildungen sind praktisch nur im nördlichsten Verbreitungsgebiet (vgl. Abb. 5) aufgeschlossen. In die Konglomerate der Greifensteiner Schichten werden Ablagerungen der Korngröße ≧ 2 mm eingereiht. Die mittleren Korngrößen der beobachteten Gesteine liegen im Fein- bis Mittelkies-Bereich (2 - 6,3 und 6,3 - 20 mm). Es sind auch Klasten bis zu Dezimetergröße (Cobble gravel, nach C.K. WENTWORTH, 1922) eingeschaltet. Die tonig-sandige Matrix spielt nur eine untergeordnete Rolle, denn viele der Konglomerate sind sehr matrixarm, sodaß die einzelnen Körner ein abstützendes Gefüge bilden (= clast supported conglomerat).

Nach der vertikalen Korngrößenverteilung konnten zwei Arten beobachtet werden (s. Abb. 6):

a) ungradierte Konglomerate

b) gradierte Konglomerate, die neben aufrechter Gradierung auch verkehrte (inverse-to-normal) Gradierung besitzen.

Der erste Typus setzt sich aus Psephiten zusammen, die weder Lamination, Schichtung oder Schrägschichtung noch Gradierung besitzen. Daneben war auch keine deutliche Regelung der Komponenten zu beobachten (disorganized conglomerate). Lediglich einige Hornsteinklasten an der Basis waren in der Strömungsrichtung orientiert (vgl. Kapitel "Paläoströmungsdaten").

Die gradierten Konglomerate, die wesentlich seltener auftreten, zeigen zwar auch keine sedimentären Internstrukturen, die Korngröße verfeinert sich jedoch vom Liegenden ins Hangende deutlich. Die verkehrt gradierten Konglomerate gehen meist aus massigen Grobsandsteinen hervor, wobei die Größe der Komponenten auf über zwei Millimeter anschwillt. Im Hangenden werden sie dann von gleichbleibend ungradierten Konglomeraten oder massigen Grobsandsteinen abgelöst.

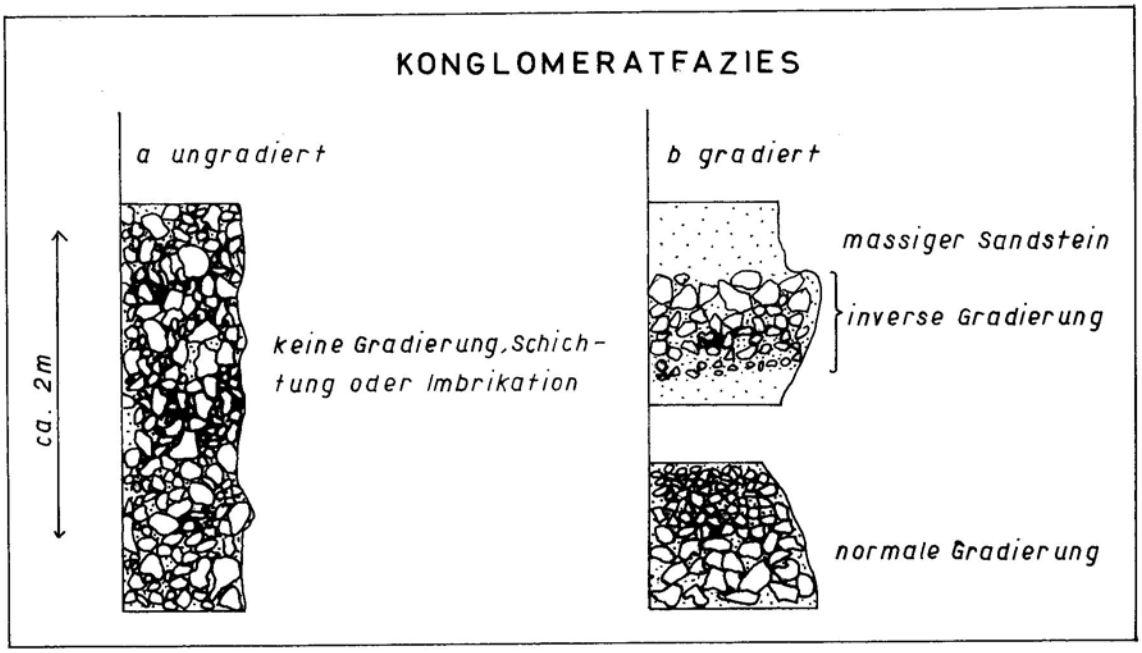


Abb. 6: Faziestypen der Konglomeratfazies.
a) häufig vorkommende Konglomerate ohne Gradierung und sedimentäre Internstrukturen, regellos
b) selten auftretende Gradierung bzw. inverse Gradierung (reverse grading) im dm-Bereich.

Verkehrt gradierte Bereiche besitzen Mächtigkeiten bis zu einem Meter. Solche progressive inverse Gradierung erklärt G.V. MIDDLETON (1970, S. 267) mit dem sogenannten kinematischen Siebeffekt. Wenn große Klasten in einer konzentierten Suspension miteinander kollidieren, können kleinere Körner durch die entstehenden Zwischenräume wie durch ein Sieb nach unten fallen, was zu einer Sedimentation von gröberen Körnern über feineren führt. Es sind

jedoch auch mehrmals sprunghafte Korngrößenänderungen von fein zu grob in einer Bank zu beobachten. Es handelt sich in solchen Fällen nicht um verkehrte Gradierung, sondern eher um Folgen von Amalgamation (vgl. Fazies "Amalgamierte Sandsteine").

Inverse Gradierung ist ein Hinweis auf relative Proximalität der konglomeratischen Ablagerungen der Greifensteiner Schichten. Leider ist es nicht möglich, diese Bänke in der Strömungsrichtung zu verfolgen. Nach theoretischen Überlegungen von I. DAVIES & R. WALKER (1974) und R. WALKER (1978) sollten

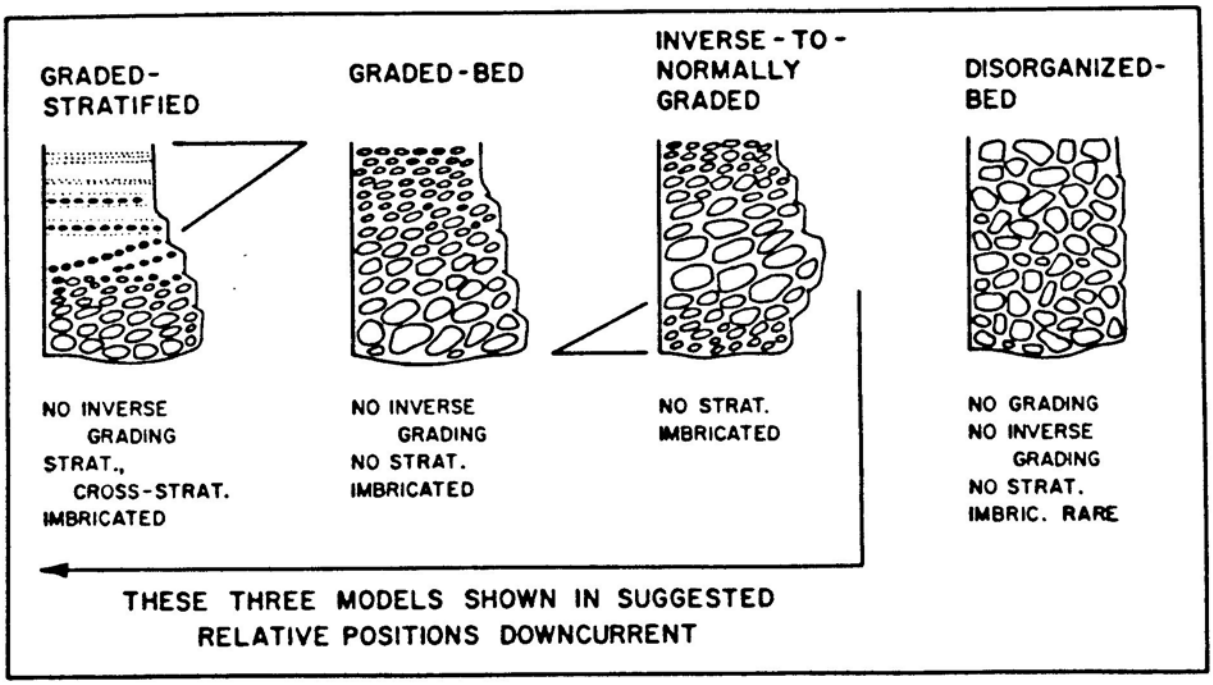


Abb. 7: 4 Typen resedimentierter Konglomerate, aus R. WALKER (1978, Abb. 10). Die Ausbildungen "invers bis normal gradiert", "gradiert" und "gradiert-geschichtet" sind in ihrer theoretisch angenommenen Abfolge in der Strömungsrichtung (Pfeil) angeordnet.

sich nämlich aus invers gradierten Konglomeraten in der Strömungsrichtung normal gradierte und hernach geschichtete entwickeln (s. Abb. 7). Ob eine solche texturelle Abfolge in den Greifensteiner Schichten nun tatsächlich vorliegt, war aus Gründen der Aufgeschlossenheit nicht abzuschätzen.

Die Begrenzungsflächen der Konglomeratbänke sind unterschiedlich entwickelt. Während das Hangende der Bänke meist unscharf ausgebildet ist, existieren scharfe Unterkanten, die jedoch nicht immer eben ausgebildet sein müssen. So ergeben sich mehrere Arten des Kontaktes zum unterlagernden Gestein (s. Abb. 8). Bei den ersten drei Erscheinungsformen (Abb. 8, A-C) hält sich die Erosion in Grenzen, die Konglomerate werden ohne besondere Auswirkung auf

die Unterlage abgelagert (depositional type). Für die restlichen drei Typen (Abb. 8, D - F) hingegen spielt die erosive Kraft der Konglomerate eine wesentliche Rolle (erosive type).

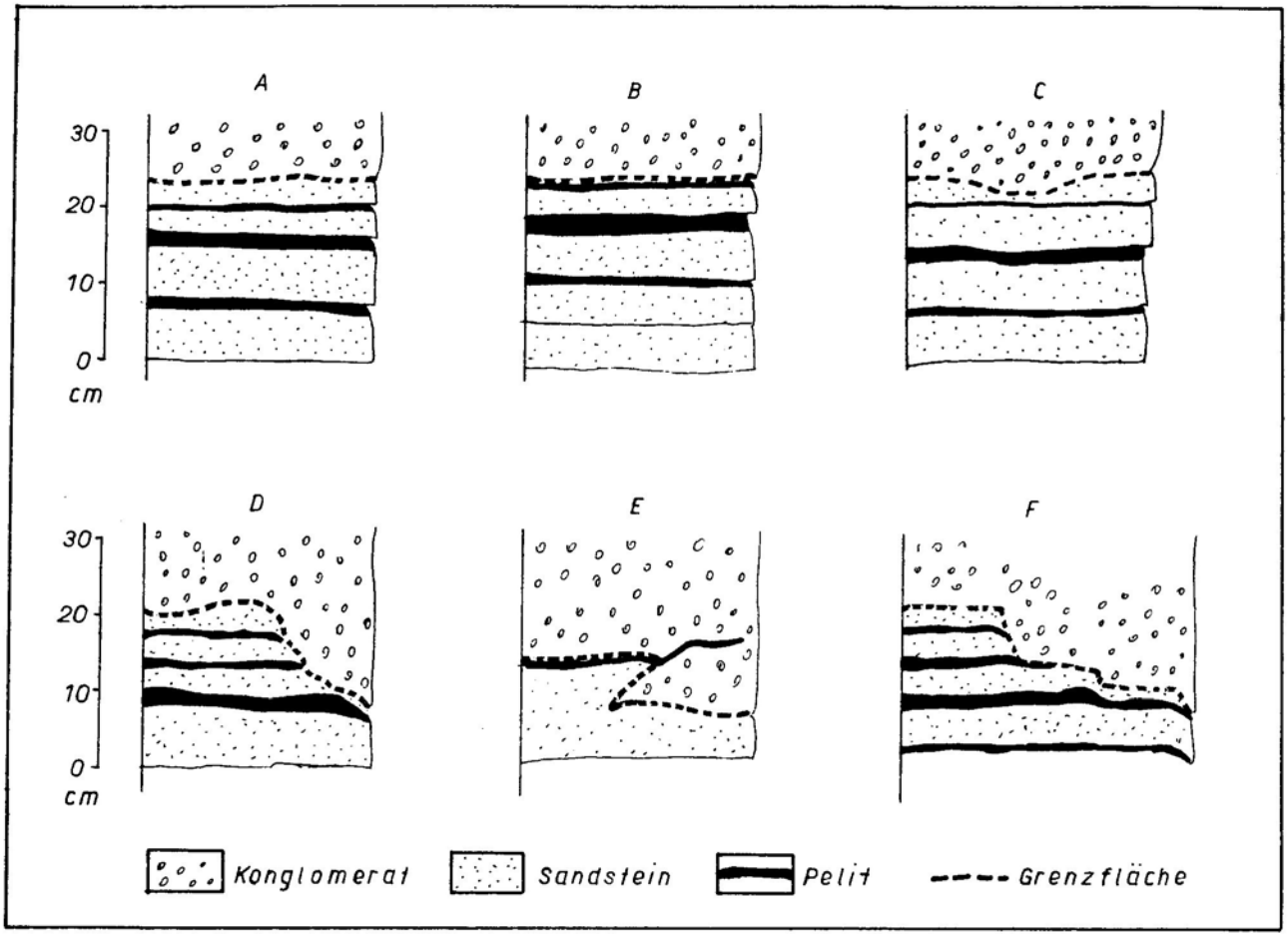


Abb. 8: Die verschiedenen Arten der Ausbildung des Überganges unterlagernder Einheiten in das Konglomerat:
A) konkordante Überlagerung eines Sandsteines (vgl. Abb. 9)
B) konkordante Überlagerung eines (in der Mächtigkeit möglicherweise etwas reduzierten) Pelites
C) leicht erosiver Kontakt
D) starke Erosion unterlagernder Psammit/Pelit-Wechselfolgen (vgl. Abb. 10)
E) zungenförmiges Verzahnen von Sandstein und Konglomerat, wahrscheinlich durch mehrere Schüttungen hervorgerufen
F) terrassenförmiges Eingreifen, Stufenhöhe 20 - 100 cm

An Marken weisen die Bankunterseiten meist undeutlich entwickelte flute casts auf, die teilweise zu Belastungsmarken umgeformt sind. Daneben treten Schleifmarken und scour-and-fill-Strukturen auf.

Die Geometrie der Konglomerate gibt nützliche Hinweise auf ihre Stellung im sedimentären Environment. Die Konglomerate lassen sich lateral nicht weit

Abb. 9: Scharfer, ebenflächiger Kontakt von Grobsandstein und Konglomerat, das Pelitklasten führt (über dem Hammer). Die Grenzfläche ist im Bereich des Hammers an einer Störung versetzt.
Alter Steinbruch W Steinbruch Strombauamt.

Abb. 10: Erosives Eingreifen der Konglomerate in unterlagernden Sandstein und Pelit. Aufschluß 200 m E Burg Greifenstein. Als Größenvergleich diene der Roll-Maßstab in der linken oberen Ecke.

(meist nur einige Dutzend Meter) verfolgen und besitzen in Aufschlüssen annähernd normal auf die Strömungsrichtung linsenförmige Gestalt, die im Liegenden konvexe, im Hangenden eher ebene Form annimmt. Die Bänke keilen also lateral aus und werden durch andere Lithofazies ersetzt. Diese Beobachtungen deuten auf Rinnenfüllungen hin. Der "Rinnenboden" überlagert die unterlagernden Serien oftmals konkordant, während die seitlichen Rinnenbegrenzungen die lithologischen Nachbareinheiten diskordant übergreifen.

In den Konglomeraten lassen sich vom Liegenden zum Hangenden bis 30 cm große Tonklasten beobachten (vgl. Abb. 9), die keine spezifische Einregelung zeigen (vgl. auch "rip-up clasts" der Fazies "Mächtige Mittel- bis Grobsandsteine"). Aufgearbeitete Sandsteinbruchstücke unterlagernder Einheiten beschränken sich auf das Liegende. Ebenfalls nur dort anzutreffen waren in der Strömungsrichtung eingeregelte Hornsteinklasten. Hingegen konnte weder Imbrikation (dachziegelartige Lagerung) von Kornlängsachsen (a-Achsen) gegen die Strömungsrichtung (fließender Transport) noch von intermediären Achsen (b-Achsen) gegen dieselbe (rollender Transport) festgestellt werden. Es scheiden daher Trübeströme (turbidity currents) und - unter Einbeziehung der Beobachtungen an den Hornsteinklasten - auch rollender Transport als Ablagerungsmechanismen aus. Reine Schuttströme (debris flow) sind aufgrund des geringen Matrix-Anteiles eher unwahrscheinlich. Vielmehr dürfte es sich um extrem konzentrierte Suspensionsströme handeln, die ein Mittelding zwischen Trübestrom und grain flow (turbulent dispersion bei I.C. DAVIES & R. WALKER, 1974, S. 1211) darstellen, und von G. MIDDLETON & H. HAMPTON (1973, S. 16 ff.) auch als "Dispersion" bezeichnet werden, weil in ihnen zum Unterschied von "Suspension" die Verteilung der Klasten nicht auf reiner Turbulenz sondern auf relativ unabhängigen Korninteraktionen beruht.

Die Mächtigkeit der Konglomerate variiert. Generell ist ein Trend der Mächtigkeitszunahme innerhalb des nördlichsten Greifensteiner Zuges von Osten nach Westen feststellbar. Im östlichen Abschnitt, etwa im Steinbruch Strombauamt, sind mehrere Einzelbänke mit Mächtigkeiten im Dezimeter- bis Meterbereich (Maximum 6 m) zu finden. Gegen Westen (etwa bei der Burg Greifenstein) werden die Konglomerate dann bis zu einigen Zehnermetern dick.

In der Literatur fanden sich verschiedentlich Hinweise auf Fazies, die der hier besprochenen nahe kommen. Es ist dies die Fazies A nach E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI (1975) oder es sind die "clast-supported conglomerates" nach R. WALKER (1978). Im Gegensatz zu den von E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI

(1975) erwähnten Gesteinen weisen die Konglomerate der Greifensteiner Schichten jedoch wesentlich weniger Matrix auf und besitzen auch keine plastischen Deformations- oder Gleitstrukturen. Der Ablagerungsmechanismus des debris flow oder mudflow ist ebenfalls nicht gegeben. Hingegen ergeben sich bezüglich der sedimentären Strukturen, nämlich der regellosen Anordnung der Klasten und des vereinzelten Auftretens inverser Gradierung, schöne Übereinstimmungen. In Analogie zu R. WALKER (1978) ist in den untersuchten Konglomeraten keine Schichtung präsent, fehlen pelitische Zwischenlagen und ist eine laterale Unbeständigkeit der Bänke bemerkbar.

6.1.2.2. Mächtige Mittel- bis Grobsandsteine

In allen Aufschlüssen ist ein für die Greifensteiner Schichten typischer Mittel- bis Grobsandstein aufgeschlossen. Er ist häufig stark verwittert und wird aufgrund seiner mürben Konsistenz in der Literatur immer wieder als "Mürbsandstein" erwähnt. Er bildet in der Regel mächtige Bankfolgen, es kann aber auch zu beträchtlichen Mächtigkeitsschwankungen kommen. Nach dem Vorhandensein bzw. Fehlen von Internstrukturen oder Amalgamationen lassen sich drei Subfazies unterscheiden:

2 a) Ungradierte, massige Mittel- bis Grobsandsteine
2 b) Amalgamierte Sandsteine
2 c) Ungradierte Mittel- bis Grobsandsteine mit ebener bis schräger Internschichtung

2 a) Ungradierte, massige Mittel- bis Grobsandsteine

Korngröße und Mächtigkeit

Die Sandsteine mit einer Korngröße zwischen 2 und 0,2 mm lassen, wie schon die Subfaziesbezeichnung zum Ausdruck bringen soll, makroskopisch keine Tendenz der Korngrößenänderung in vertikaler Richtung erkennen. Auch Dünnschliffuntersuchungen aus dem Liegenden und Hangenden bestätigen dies. Ein entscheidendes Kriterium dieser massigen Sandsteine ist also das Fehlen einer Gradierung. Erst bei sehr diffizilen Untersuchungen wie z.B. Schwermineralanalysen läßt sich manchmal eine sehr schwache Korngrößenabnahme gegen das Hangende feststellen. Sie drückt sich durch Granatabnahme gegen die Bankoberseite aus (vgl. Kapitel "Schwermineraluntersuchungen"). Dieses Phänomen dürfte aber

allen Sandsteinen dieses sedimentären Environments zu eigen und mit nachlassender Sedimentationskraft während der Ablagerung zu erklären sein. Deswegen kann man aber noch nicht von Gradierung im eigentlichen Sinn sprechen.

Die Bänke sind mehrere Meter, aber auch einige Zehnermeter mächtig, nur vereinzelt kommt es zu Zwischenschaltung dünner Pelitlagen.

Daraus resultiert ein sehr hohes (>> 100) Psammit/Pelit-Verhältnis. Abb. 11 zeigt den Typus dieser massigen Sandsteine.

Abb. 11: Massige, ungradierte Mittel- bis Grobsandstein-Bankfolge (untere Bildhälfte) im Liegenden einer dünnschichtigen Turbiditfolge. Steinbruch Strombauamt, Westteil. Gesamtmächtigkeit ca. 50 m.

An einigen Stellen nimmt die Korngröße der massigen Sandsteine deutlich über den Bereich des Grobsandsteins zu. Diese Bänke sind dann besser als "feinkonglomeratische Sandsteine" zu bezeichnen (s. Abb. 12), deren bis 4 mm große Komponenten (hauptsächlich Quarzkörner) in einer sandig-tonigen Matrix locker eingebettet sind, ohne einander abzustützen (Unterscheidungsmerkmal zur Konglomeratfazies).

Abb. 12:
Obere Bildhälfte:
"feinkonglomeratischer Sandstein" mit wahllos eingeschalteten Tonklasten unterschiedlicher Größe (Pfeile).

Untere Bildhälfte:
mittelkörniger "Mürbsandstein"; die rundlichen Verwitterungsformen zeichnen möglicherweise Entwässerungsstrukturen nach (? dish structures).

Alter Steinbruch 50 m W Steinbruch Strombauamt.

Die Mächtigkeit dieser konglomeratischen Einschaltungen bewegt sich im Zenti- bis Dezimeterbereich. Ihre Ober- und Unterseiten sind scharf abgegrenzt, aber nicht eben. An den Unterkanten existieren Auflastmarken. Kornorientierung oder Imbrikation konnte nicht festgestellt werden.

Zu den Orientierungsuntersuchungen der Mittel- bis Grobsandsteine unter dem Mikroskop vgl. Kapitel "Paläoströmungsdaten".

Sedimentäre Internstrukturen

Die Hauptmasse der massigen Mittel- bis Grobsandsteine ist strukturlos. Dennoch gibt es in einzelnen Abschnitten undeutliche ebene Schichtung und sehr selten auch flachwinkelige Schichtung (s. Abb. 16). Diese Strukturen durchziehen jedoch meist nicht die gesamte Bank, sondern sind auf bestimmte Abschnitte beschränkt. Meist ist die Schichtung, wenn vorhanden, im Liegenden undeutlich bis nicht existent und wird erst gegen das Hangende etwas ausgeprägter.

Eine charakteristische Internstruktur dieser Fazies stellen die Entwässerungsstrukturen dar, die im folgenden in einem eigenen Unterkapitel behandelt werden.

Bankbegrenzung

Die Bankunter- und -oberseiten der massigen Mittel- bis Grobsandsteine sind eben und scharf. Die Unterseiten enthalten verhältnismäßig wenig Marken. Hauptsächlich sind Schleif- und Belastungsmarken anzutreffen, daneben treten sehr selten flute casts auf.

Die Abgrenzung der mächtigen Bänke ist aufgrund der fehlenden Gradierung oft nur durch Bankungsfugen und vereinzelte Pelitlagen möglich.

Tonklasten (rip-up clasts)

Ein weiteres charakteristisches Gefügemerkmal sind Klasten, die das gesamte Gestein vom Liegenden bis ins Hangende durchziehen (vgl. F. NILSEN & S. CLARKE, 1975), d.h. auf kein bestimmtes Niveau innerhalb einer Bank beschränkt sind. Sie bestehen hauptsächlich aus Ton oder Tonmergel und wurden auch in der Fazies der Konglomerate angetroffen (s. Abb. 9). Es handelt sich um sogenannte intraformationelle, aufsteigende Klasten (rip-up clasts, vgl. E. MUTTI & T.H. NILSEN, 1981), deren Größe vom Millimeter- bis in den 0,5-Meter-Bereich variieren kann. Oft ist das pelitische Material gar nicht mehr vorhanden, sondern es deuten nur mehr Verwitterungslöcher in den Sandsteinen die ehemaligen Klasten an (vgl. Abb. 12). Es war nicht möglich, an den manchmal stark zerdrückten Linsen eine Einregelung in eine bestimmte Richtung zu erkennen (disorganized fashion der Klasten), wenngleich sehr gute Regelung aus derartiger Fazies von verschiedenen Autoren beschrieben wird (vgl. St. COSSEY & R. EHRLICH, 1981).

Die grauen, grünen oder roten Tonklasten sind nicht mit in situ-Erosionsresten, wie sie noch in der Fazies der amalgamierten Sandsteine zu besprechen sein werden, zu verwechseln, sondern stellen durch Erosion aus dem Untergrund aufgenommenes, "unverdautes" Pelitmaterial dar, das in den Sandstein integriert wurde und darin aufstieg. Hinweise auf diese Genese ergeben sich auch aus dem unterschiedlichen Alter der Klasten zu dem Gestein, in dem sie sich befinden. In den mit Nummuliten ins Untereozän eingestuften massigen Mittel- bis Grobsandsteinen des Steinbruches Strombauamt enthalten die Tonklasten

mehrere, verschieden alte Sandschalerassoziationen, die eine maximale Zeitspanne von Unterkreide bis ältestes Tertiär repräsentieren (det. A. PAPP, in M. SCHAUER, 1980). Prinzipiell hängt die Zusammensetzung der rip-up clasts davon ab, welches Material im Untergrund zur Erosion zur Verfügung stand und ob der die massigen Sandsteine bildende Trübestrom längere Zeit einer vorgezeichneten Rinne folgte oder sich rasch seitlich verlegte und neues Material aufarbeitete.

Geometrie und Ablagerungsmechanismen

Die Geometrie der massigen Mittel- bis Grobsandsteine ist vor allem in den Aufschlüssen, in denen sie zusammen mit dem Konglomerat vorkommen, deutlich linsenförmig. Dies ist der Grund, warum sie ebenso wie die Konglomerate als Rinnenfüllungen gedeutet werden. In solchen Rinnen gelangen sehr dichte Suspensionsströme, wie sie auch für die Konglomeratfazies beschrieben wurden, zur Ablagerung, die in ihren an der Basis konzentrierten Körnern einen Überschuß an Porenwässern mitführen. Im Finalstadium der Sedimentation kommt es dann zum Aufsteigen dieser Wässer mit den charakteristischen Entwässerungserscheinungen.

Nun ist die Mächtigkeit und Ausdehnung dieser Rinnen verschieden. Oftmals ist die Serie der massigen Sandsteine mehrere Zehnermeter mächtig und läßt sich über längere Strecken kontinuierlich verfolgen, manchmal ist schon im Aufschluß ein Dünnerwerden oder Auskeilen einzelner Bänke beobachtbar (s. Abb. 13).

SE

NW

Abb. 13: Mächtige Rinnenfüllungen aus Mittel- bis Grobsandsteinen im Liegenden einer Turbiditfazies aus dem Westteil des Steinbruches Strombauamt. Die Bänke im Hangenden der massigen Sandsteine (s. strichliertes Beisp.) keilen gegen W aus. Gesamtmächtigkeit des Aufschlusses ca. 50 m.

Nun ist die Mächtigkeit und Ausdehnung dieser Rinnen verschieden. Oftmals ist die Serie der massigen Sandsteine mehrere Zehnermeter mächtig und läßt sich über längere Strecken kontinuierlich verfolgen, manchmal ist schon im Aufschluß ein Dünnerwerden oder Auskeilen einzelner Bänke beobachtbar (s. Abb. 13).

In kleineren Steinbrüchen reicht jedoch vielfach die Breite und Qualität der Aufschlüsse nicht aus, um über seitliche Übergänge Aussagen zu treffen.

Was hier aber beobachtet werden kann, sind kleinräumige Erscheinungen, die mit der Anlage der Rinnen räumlich und genetisch verwandt und auf das Wechselspiel zwischen Sedimentation und Erosion zurückzuführen sein dürften. So können schon angelegte, breitere Rinnen wiederum von kleineren teilweise oder ganz erodiert werden (Minor channels, vgl. F. RICCI LUCCHI, 1975, S. 8). Das Ergebnis dieses mehrphasigen Geschehens sind Sandsteine mit leicht sinusförmig verlaufenden Begrenzungsflächen und von wechselnder Mächtigkeit, die vielfach schon im Aufschluß auskeilen.

SSW

NNE

Abb. 14: Detail einer synsedimentären Rutschung in massigen Mittel- bis Grobsandsteinen. Burgfelsen der Ruine Greifenstein bei Autoparkplatz.

Bei der Betrachtung der Geometrie der massigen Mittel- bis Grobsandsteine dürfen auch synsedimentäre Sackungen und Rutschungen nicht übersehen werden, wie sie am Burgfelsen der Burg Greifenstein verwirklicht sind (s. Abb. 14). Sie können möglicherweise durch einen seismisch unruhigen Untergrund ausgelöst werden, wie das auch für manche Entwässerungserscheinungen zutrifft.

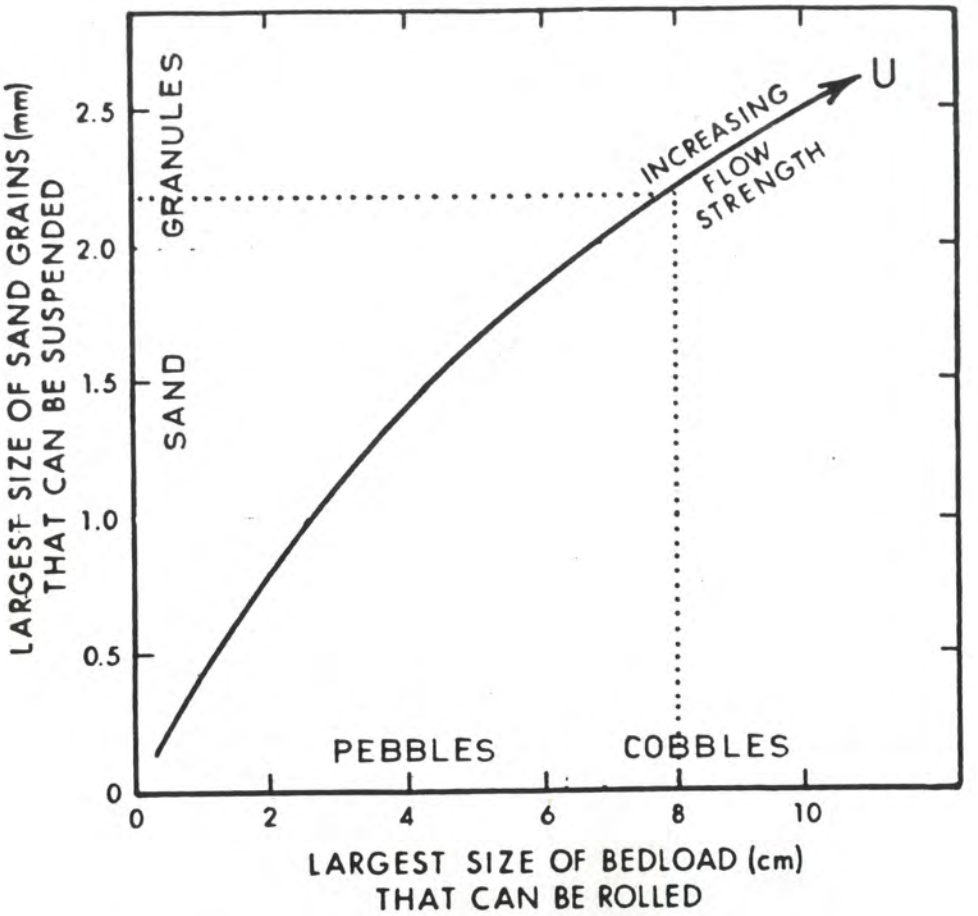


Abb. 15: Diagramm der Beziehung zwischen rollendem Transport und Suspensionstransport bei bestimmter Strömungsintensität (U) in cm/sec. Modifiziert nach R. WALKER (1975, Abb. 78).

Abb. 16: Massiger Sandstein mit Schrägschichtung (rechte Bildhälfte) und water escape structures (linke Bildhälfte). Steinbruch Klosterbruch bei Höflein. Hammer als Größenvergleich.

Dabei wird die dünne, etwas geschichtete Bank in der Bildmitte von Abb. 14 (über Hammer) nach unten gedrückt (Pfeil). Im "angestauten", linken unteren Bereich ist keine Schichtung, sondern nur mehr eine wellig verlaufende Fuge (von der Pfeilspitze in die linke, untere Bildecke) erkenntlich. Gleichzeitig wird diese Bank von einer massigen Sandsteinbank überfahren, die in der Bildmitte auskeilt. Die ganze verrutschte Partie wird im Hangenden (oberste Bildhälfte) von einer mächtigen, massigen Sandsteinbank mit leicht gewellter, aber scharfer Bankunterseite "plombiert". Die Rutschung erfolgte nach der Orientierung des Aufschlusses etwa von N gegen S. Dieses Paläogefälle stimmt auch mit bipolaren Marken an der Unterseite der "plombierenden" Bank, die 007° - 187° orientiert sind, gut überein.

Neben dem Wechsel von Grob- und Mittelsandsteinen in den Rinnenfüllungen kommt es immer wieder - wie schon erwähnt - zur Einschaltung konglomeratischer Sandsteine. Eine Möglichkeit der Interpretation des dazu gehörigen Ablagerungsmechanismus besteht in der Annahme leichter Schwankungen der Strömungskraft. Untersuchungen von R. WALKER (1975) haben einen Zusammenhang zwischen Größe und Mobilität der Komponenten gezeigt. Bei bestimmten Strömungsintensitäten (shear velocities) (U) koexistieren ein entsprechender Anteil an rollendem Transport (Shield's criterion, vgl. H. BLATT et al., 1972, S. 91) und an suspendierter Fracht (s. Abb. 15). So können z.B. 8 cm große Steine (cobbles) rollend transportiert werden und 2,2 mm großer Kies (granules) gleichzeitig in Suspension gehalten werden (punktierte Linie der Abb. 15). Leichte Fluktuationen der Strömungsintensität um den aus den entsprechenden Korngrößen gebildeten kritischen Bereich (Kurve U) können zu rasch wechselnden Ablagerungen verschiedener Korngröße führen.

Entwässerungsstrukturen (water escape structures)

Sie sind einige der wenigen charakteristischen Internstrukturen der Fazies der massigen Mittel- bis Grobsandsteine. Unter ihnen nehmen wieder die sogenannten "Schüsselstrukturen" (dish structures) eine ausgezeichnete Stellung ein (s. Abb. 16).

Sie sind im allgemeinen nur sehr schlecht sichtbar. In den wenigen Abschnitten mit Internschichtung, welche durch die Verwitterung herausgeprägt wird, sind sie hingegen gut zu beobachten.

Die dish-structures zeigen ein Muster von Bögen, die mit ihrer konkaven

Seite nach oben zeigen (vgl. P. STAUFFER, 1967). Gewöhnlich entwickeln sie sich aus ebener Lamination in ein System von sich verzweigenden und wieder zusammenlaufenden Bögen, die gegen das Hangende immer stärker konkav werden. Extremfälle, in denen vertikal nach oben gerichtete Entwässerungssäulen (fluid-escape pipes, vgl. R. WALKER, 1978, Abb. 7) entstehen, konnten in den Greifensteiner Schichten nicht beobachtet werden.

Die Entstehung von dish structures ist durch die interne Lamination eines sehr dichten Suspensionsstromes vorgegeben (s. D. LOWE, 1975). Im letzten Stadium der Bewegung dürfte es zu einem Zerfall in "Schollen" kommen, die durch die Auflast und das besonders an den Schollengrenzen nach oben drängende Porenwasser die Form von dish structures annehmen. In den Greifensteiner Schichten tritt diese Entwässerungserscheinung nur in groben Sandsteinen auf, die offensichtlich einen größeren Betrag an Porenwasser in ihrem Suspensionsstrom führen, und beschränkt sich eher auf die Mitte mächtiger Bänke. Allerdings kann es aufgrund der erwähnten Erkennungsschwierigkeiten zu einer Unterschätzung der Häufigkeit dieser Struktur kommen.

Die zeitliche Anlage der "Schüsselstrukturen" ist umstritten. R. HISCOTT & G. MIDDLETON (1979, S. 311) setzen sie nach und nicht während der Ablagerung (postdepositional) an, weil kein erosives Abschneiden von Entwässerungspfeilern aus der Literatur bekannt ist und die Strukturen von ihnen auch durch mehrere Bänke hindurch verfolgt werden konnten. In den Greifensteiner Schichten ließen sich derartige Übergänge jedoch nicht beobachten.

Neben diesen Strukturen konnte an einer Stelle des Schleifsteinbruchs bei Gugging ein Typus sedimentärer Transposition im Sinne von R. HESSE & H. READING (1978) beobachtet werden. Darunter versteht man sekundäre Sedimentstrukturen, die aus intrastratalen viskosen oder hydroplastischen Fließvorgängen resultieren. Es entstehen - meist senkrecht auf die sedimentäre Schichtung stehende - isolierte Entwässerungsröhren von zylindrischem oder kegelförmigem Aussehen, die als sogenannte Schlote oder Kegelstümpfe von "Sandvulkanen" (sand volcanoes, clastic fissure eruptions) Eingang in die Literatur gefunden haben.

Die "Sandvulkane" selbst sind in den Greifensteiner Schichten nicht mehr vorhanden, sondern werden in einem Horizont der massigen Sandsteine (s. Abb. 17) nur mehr durch ihre Schlote und Kegelstümpfe repräsentiert.

Diese besitzen durchschnittlich an der Basis einen Umfang von 200 cm und sind 40 cm hoch. Ihre Korngröße ist in den Grobsandbereich einzureihen, wäh-

Abb. 17: Isolierte, kegelförmige Entwässerungsröhre ("Sandvulkanschlot") aus der Fazies der massigen Mittel- bis Grobsandsteine. Schleifsteinbruch N Gugging.

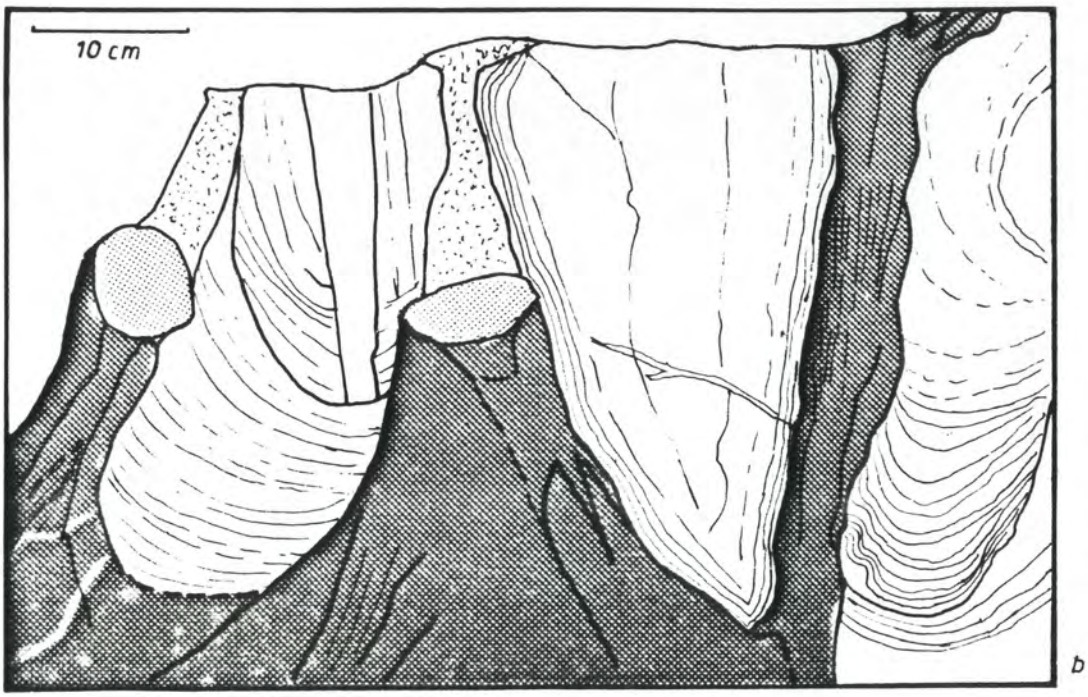
rend das sie umgebende Gestein feinkörniger ist. Oftmals sind die Stümpfe und Schlote nur mehr isoliert vorhanden.

Der Entstehungsmechanismus dürfte eng mit dem von Entwässerungsstrukturen gekoppelt sein. In dem Sedimentstoß ist durch rasche Sedimentation ein Überschuß an Porenwasser in den untersten Partien gefangen, die durch die Überlagerung einen gespannten Wasserhorizont darstellen. Bei einem plötzlich auslösenden "Schockereignis" kommt es zur Ausbildung eines "quick-bed" und zu einem Durchschlagen dieser gespannten Horizonte in die überlagernden Sedimentstapel. Dabei ist der Aufstiegsweg des Sediments als Röhren und Schlote zur Oberfläche oftmals schon durch kleine Inhomogenitäten der "abdeckenden" Bank vorgezeichnet.

Im beobachteten Bereich erreichen jedoch diese "Schlote" die Oberfläche nicht immer oder werden offenbar rasch erodiert, da die charakteristische Ausbildung eines Kraterrandes durch seitlich abgleitende oder rückfallende Partikel aus der Mündung (vgl. J. GABELMAN, 1955, S. 220) nicht festgestellt werden konnte.

Derartige Erscheinungen werden von W. D. GILL & P. H. KUENEN (1958) sowohl aus der Natur (S. 441 ff.) als auch aus dem Experiment (S. 454) beschrieben. Allerdings handelt es sich bei den meisten Darstellungen um Schlammvulkane

a



b

Abb. 18: Sedimentäre Transposition:

a) Foto und b) Skizze von Sandvulkanschloten in den massigen Greifensteiner Schichten; Schleifsteinbruch N Gugging, Steinbruch-Mittelteil, obere Kante.

in Silt- oder Tonsteinen mit gleichzeitig auftretenden slumping-Strukturen. In Sandsteinen sind die beobachteten Phänomene eher selten (vgl. H. JOHNSON, 1977).

Obwohl in manchen Fällen eine Unterscheidung dieser "eruptiven" Sedimentstrukturen von abtauchenden Formen oder Spaltenfüllungen schwierig ist, kann die "eruptive" Natur durch folgende Merkmale gesichert werden:

a) die sich nach oben verjüngenden Kegelstümpfe,
b) die Korngrößenunterschiede zwischen "Schlot" und umgebendem Gestein, die auf einer Gradierung der Bank vor der Liquifikation beruhen und
c) leichte Schleppung des den "Schlot" umschließenden Umgebungsgesteins, dessen Feinlamination sich der Kegelstumpfform anpassen kann (s. Abb. 18).

Manche Autoren (R. HESSE & H. READING, 1978, S. 253) sehen als auslösenden Mechanismus solcher sedimentärer Transpositionen die Schockwellen von Erdbeben an. Diese können sowohl die Liquifikation des Sediments (Auslösung der schon erwähnten "quick beds") als auch - gleichzeitig, während die Oberflächenwelle über den noch nicht verfestigten Sedimentstapel hinwegging - laterale Verschiebungen und das Öffnen kleiner Spalten an der Oberfläche bewirkt haben. Man kann annehmen, daß es sich in der im Schleifsteinbruch beobachteten Bank nur um ein einmaliges Geschehen handelt, da aufgrund der Geometrie der Kegel keine Mehrphasigkeit abgelesen werden kann (vgl. W.D. GILL & P. H. KUENEN, 1958, Abb. 7, S. 452). Da nur in einem Aufschluß einige wenige derartige Kegelstümpfe beobachtet wurden, kann über deren räumliche Verteilung, die nach R. HESSE & H. READING (1978, S. 253) einen Hinweis auf die Ausbreitungsrichtung der seismischen Wellen geben könnte, keine Aussage getroffen werden.

Weitere detaillierte Darstellungen von Sand- und Schlammvulkanen in der neueren Literatur finden sich bei R. V. BURNE (1970), J. C. DIONNE (1973), P. NEUMANN-MAHLKAU (1976) und R. HESSE (1976).

Zusammenfassung

Die beschriebene Fazies der ungradierten, massigen Mittel- bis Grobsandsteine läßt sich mit der der "Massive Sandstones" nach R. WALKER (1978) vergleichen. Er versteht darunter massige Sandsteine ohne pelitisches Intervall, auf die die Bouma-Abfolge nicht anwendbar ist. Typischerweise sind sie 0,5 bis 5 m mächtig. An den Bankunterseiten sind Schleifmarken und scour marks zu finden. Die Bänke sind gewöhnlich ungradiert. Als einzige sedimentäre Internstruk-

turen sind Entwässerungsstrukturen vorhanden. Daneben gibt es massige Sandsteine, in denen es nicht zur Ausprägung derartiger Formen kommt. In ihnen dürfte der Aufstieg des gespannten Porenwassers langsamer und ruhiger vonstatten gegangen sein.

Diese Beschreibung charakterisiert auch die massigen Mittel- bis Grobsandsteine der Greifensteiner Schichten. Hinzuzufügen ist, daß sich die Korngröße der Ablagerungen zwischen 0,2 und 2 mm bewegt und manchmal auch etwas gröber werden kann ("feinkonglomeratische" Sandsteine). Selten ist auch flachwinkelige oder undeutliche Schichtung zu beobachten. An Unterflächenmarken treten zusätzlich Belastungsmarken auf. Das Gestein ist charakteristischer Weise von Tonklasten (rip-up clasts) durchzogen, für die keine Einregelung festgestellt werden konnte. Die Geometrie der Sandsteine ist deutlich linsenförmig, was für eine Ablagerung als Rinnenfüllung spricht.

Nach der Klassifikation von E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI (1975) wären die Gesteine der Fazies B, im besonderen der Unterfazies B_1, zuzuordnen. Übereinstimmung in Textur und Geometrie rechtfertigen das, wenngleich auch bei E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI (1975) eine ungleich größere Vielfalt sedimentärer Strukturen, neben den dish structures, beschrieben wird.

Die Mächtigkeit der Fazies der ungradierten, massigen Mittel- bis Grobsandsteine innerhalb der Greifensteiner Schichten beträgt aus Befunden der zur Verfügung stehenden Aufschlüsse etwa 30 % der Gesamtmächtigkeit.

2.b Amalgamierte Sandsteine

Dieser lithofazielle Typus stellt nur eine Abart der massigen Mittel- bis Grobsandsteine dar. Oft ist eine Abtrennung schwer durchzuführen bzw. gehen beide Typen ineinander über. Unter Amalgamation versteht man das Verschmelzen zweier Bänke ohne trennende Fuge. Die Bank wird also in ihrem Hangenden von der nächstfolgenden Schüttung erodiert und mit dieser verschmolzen.

Das quantitative Auftreten amalgamierter Sandsteine wird sicher unterschätzt, da Amalgamationen nur dann als solche erkannt werden können, wenn Diskontinuitäten innerhalb einer Bank einen Hinweis darauf geben. Solche drücken sich meist durch unterschiedliche Korngrößen innerhalb einer Bank aus. Es existiert jedoch kein einheitlicher Trend der Größenzu- oder -abnahme vom Liegenden ins Hangende, sondern es treten scharfe Korngrößensprünge mit wiederholter schwacher Gradierung innerhalb einer Bank auf. Oft sind jedoch diese Diskontinuitäten sehr unauffällig und werden nur durch leichte Kornvergröberung, Einschaltung von Horizonten mit Fossilbruchstücken oder unter-

Abb. 19:
Mächtiger amalgamierter Greifensteiner Sandstein, Steinbruch Klosterbruch bei Höflein.

Die Abbildung umfaßt mehrere Amalgamationshorizonte innerhalb einer Bank (Pfeile).

schiedliche Verwitterung angedeutet (s. Abb. 19 und 20).

Oftmals kommt es auch zur Ausbildung diskontinuierlicher interner Erosionsflächen (discontinuous internal scour surfaces, vgl. R. N. HISCOTT & G. V. MIDDLETON, 1979, Abb. 11), d.h. die Erosionsflächen sind nicht ebenflächig, es kommt zu linsenförmigen Einschaltungen von gröberem Material in feineres; überlagernde Schüttungen dringen unregelmäßig in unterlagerndes Substrat ein (s. Abb. 21).

Ein weiteres Kennzeichen zur Identifikation amalgamierter Sandsteine können Reste pelitischer Intervalle sein, die jedoch nicht mehr zur Gänze erhalten sind. Bei beginnender Amalgamation sind die pelitischen Bänke teilweise noch vorhanden, teilweise verschwinden sie randlich (s. Abb. 22). Mancherorts weisen nur mehr sporadisch im selben Niveau der sedimentären Schichtung verteilte Tonschollen auf eine ehemalige durchgehende Pelitentwicklung hin. Es handelt sich also hierbei nicht um in einem bestimmten Niveau konzentrierte rip-up clasts.

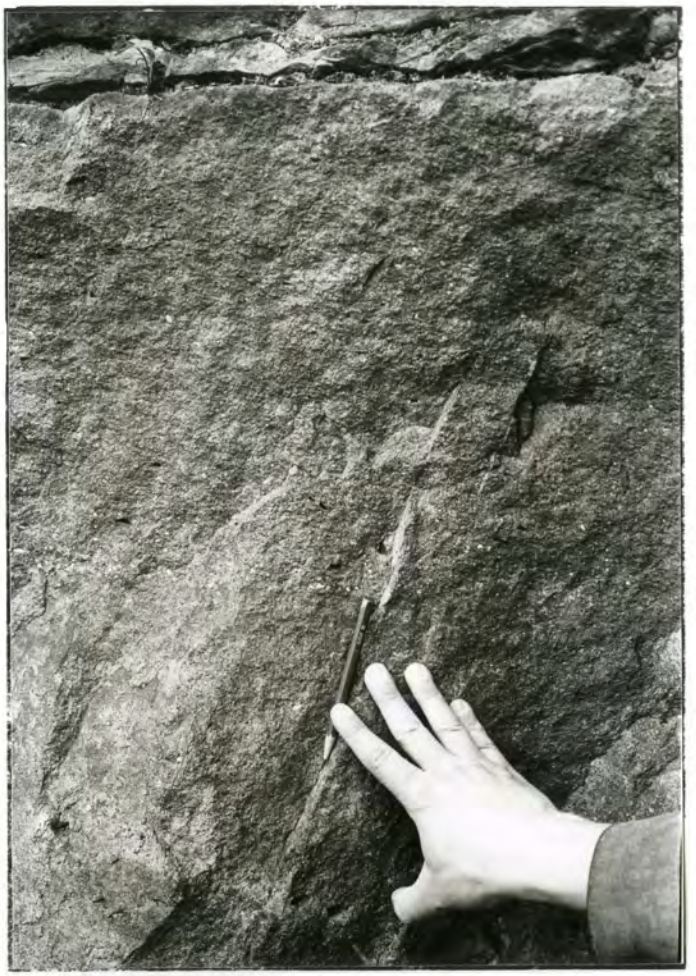


Abb. 20:
Detail einer amalgamierten Bank aus Greifensteiner Sandstein, Steinbruch Klosterbruch bei Höflein. Der Verschmelzungskontakt ist aus einer Lage mit Nummulitenbruchstücken (oberes Bleistiftende) ersichtlich. Das Hangende dieser Bank besitzt gröbere Korngröße und leichte Gradierung, die nur aus dem Dünnschliff hervorgeht. Über einer dünnen Pelitlage folgt ein Sandstein mit Rippelschichtung.

Abb. 21: Diskontinuierliche interne Erosionsflächen in amalgamierten Sandsteinen. Detail aus dem Steinbruch Strombauamt.

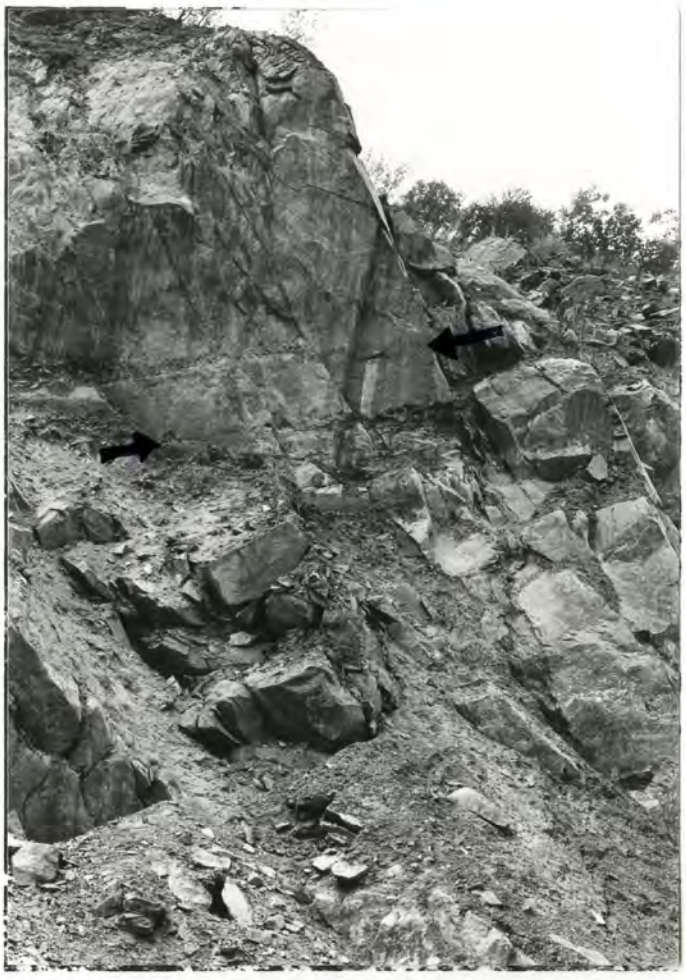


Abb. 22:
Dünne, auskeilende Peliteinschaltungen in massigen Sandsteinen. Beginnende Amalgamation der Bänke. Steinbruch Strombauamt. Die Pfeile kennzeichnen jeweils die Niveaus, in denen sich die dünnen Pelitlagen seitlich in Schollen auflösen und dann gänzlich verlieren.

Rip-up clasts sind allerdings auch in dieser Fazies sehr weit verbreitet.

Die Subfazies der amalgamierten Sandsteine kommt mit den massigen Grob- bis Mittelsandsteinen in praktisch allen Aufschlüssen der Greifensteiner Schichten vor.

Die Korngrößen bewegen sich im Grob- und Mittelsand-Bereich, lediglich gegen das Hangendste, gegen eine eventuelle Pelitentwicklung hin, sind auch Feinsandgrößen beteiligt.

Die einzelnen Bänke erreichen eine Mächtigkeit von einigen Dezimetern bis Metern.

Das Psammit/Pelit-Verhältnis der amalgamierten Sandsteine ist sehr hoch.

Diese Subfazies nimmt etwa 10 % der Gesamtmächtigkeit der Greifensteiner Schichten ein.

Nach E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI (1975) wären die amalgamierten Sandsteine besonders der Fazies B zuzuordnen.Auch R. WALKER (1978) macht bei seiner Fazies der "Massive Sandstones" (vgl. Beschreibung bei der Zusammenfassung der

Fazies 2 a, ungradierte, massige Mittel- bis Grobsandsteine) auf Amalgamationen aufmerksam.

2.c Ungradierte Grob- bis Mittelsandsteine mit ebener bis schräger Internschichtung.

Die Serie der ungradierten, massigen Grob- bis Mittelsandsteine wird immer wieder von insgesamt geringermächtigen, ungradierten Sandsteinen derselben Korngröße begleitet, die jedoch eine deutliche ebene bis schräge Schichtung aufweisen. Die ebene Schichtung ist meist als Feinschichtung entwickelt, die das gesamte Gestein durchzieht.

Wenngleich manche Abschnitte dieser Subfazies Anklänge an isolierte Abschnitte der Fazies der "klassischen Turbidite" (vgl. nächstes Kapitel) besitzen (z.B. die eben geschichteten an die unteren parallel-laminierten Bouma-Abschnitte Tb), besteht wegen des Fehlens einer Gradierung und der meist gröberen Korngröße, als sie die "klassischen Turbidite" aufweisen, die Berechtigung der Aufstellung einer eigenen Subfazies, zumal diese nur innerhalb des massigen Mittel- bis Grobsandsteines, in räumlicher Entfernung von der Turbiditfazies, auftritt.

Die schräggeschichteten Sandsteine dieser Fazies weisen dicke, konkave Schrägschichtungsblätter mit sehr flachem Winkel auf, die sich im Liegenden asymptotisch der Schichtung annähern (siehe Abb. 23). Sie sind nicht mit dem rippelgeschichteten Abschnitt Tc der Bouma-Abfolge (vgl. Abb. 27) zu verwechseln. Dessen Rippel sind kleinräumiger und steiler und in eine typische Entwicklungsabfolge eingeschaltet.

Pelitische Zwischenlagen sind - wie in den massigen Mittel- bis Grobsandsteinen - selten bis nie vorhanden, woraus ein hohes Psammit/Pelit-Verhältnis resultiert.

Die Bankober- und -unterseiten sind scharf und marken- und spurenfrei.

Die Ablagerungen dieser Subfazies weisen keine Amalgamationen oder Durchsetzung mit Tonklasten auf. Ihre Geometrie ist nicht so ausgeprägt aber doch deutlich linsenförmig. Sie werden als zwischen den Hauptrinnen entstandene Zwischendünen gedeutet. Es ist auffällig, daß die durch die Schrägschichtung angedeutete Schüttungsrichtung auch etwas von der Hauptströmungsrichtung (vgl. Kapitel "Paläoströmungsdaten") abweichen kann. Dies unterstreicht den Entstehungsbereich in Abschnitten, die nicht mehr von der Hauptrichtung der Rinnen dominiert werden.

Abb. 23: Schräggeschichteter Grobsandstein in mächtigen Mittel- bis Grobsandsteinen. Burgfelsen der Burg Greifenstein. Schüttung von links nach rechts, von NNW nach SSE.

Für diese Subfazies ergeben sich Beziehungen zum Faziestypus B_2 nach E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI (1975). Das charakteristische Merkmal der eben- oder schräggeschichteten Sets ist ihre deutlich geringere Mächtigkeit als die der übrigen Gesteine dieser Fazies und übersteigt wenige Dezimeter nicht. An den gesamten Greifensteiner Schichten hat diese Subfazies nur einige Zehnermeter Anteil.

6.1.2.3. "Klassische Turbidite"

Unter diesen Ablagerungen werden turbiditische Gesteinsfolgen verstanden, deren einzelne Bänke mit der von A. H. BOUMA (1962) aufgestellten "Bouma-Abfolge" beschrieben werden können (Abb. 24).

Sie besteht aus mehreren Abschnitten Ta bis Te, deren jeder eine Korngrößenabnahme vom Liegenden ins Hangende (Gradierung) erkennen läßt. Manche Abschnitte besitzen charakteristische Internstrukturen wie Schichtung, Rippelschichtung oder Wickelschichtung.

Die Bouma-Abfolge spiegelt das Erlahmen der Transportkraft und Sinken der Sedimentationsrate in drei Phasen vom Liegenden ins Hangende wider.

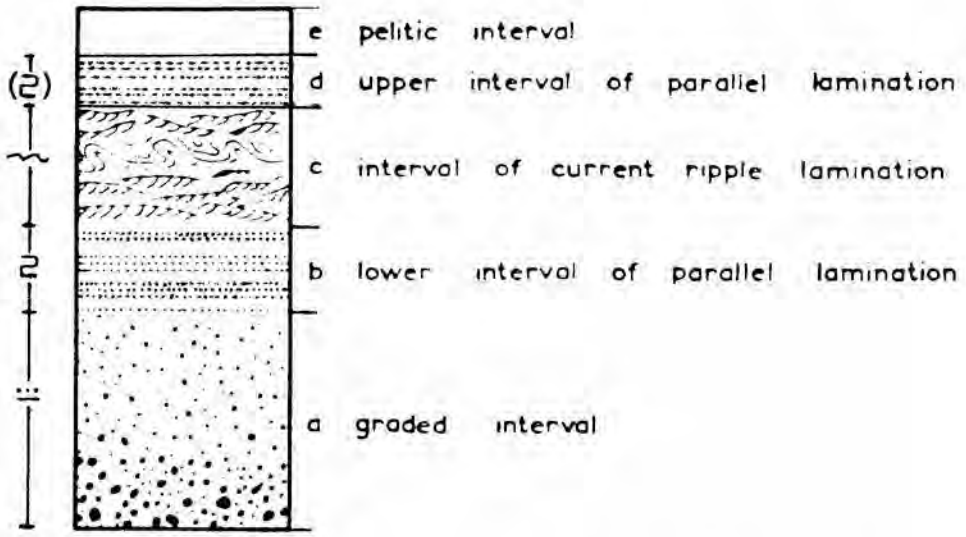


Abb. 24: Vollständige Bouma-Abfolge mit den Abschnitten Ta - Te. Aus A. H. BOUMA (1962, Abb. 8).
a: gradierter, massiger Sandstein
b: Abschnitt mit paralleler Lamination
c: Abschnitt mit Rippelschichtung und convolute bedding
d: Abschnitt mit paralleler Lamination
e: turbiditischer Pelitanteil.

In der ersten Phase wird ein massiger und strukturloser bis schwach geschichteter Abschnitt Ta gebildet, der durch kontinuierlichen "Schub" der Körner durch den Trübestrom und Aufstieg des eingeschlossenen Porenwassers entsteht.

Die zweite Phase ist durch sogenannte "traction" der Körner gekennzeichnet. Die Abschnitte Tb und Tc können dabei durch leichte Aufarbeitung zuvor abgelagerter Anteile oder durch kontinuierlichen Nachschub aus dem Trübestrom mit geringerer Geschwindigkeit entstehen.

In der dritten Phase werden die Abfolgen Td und Te gebildet, die durch langsame Anhäufung feiner Korngrößen aus dem Schwanz des Trübestromes zustandekommen.

Neben vollständig entwickelten Bouma-Abfolgen sind auch unvollständige bekannt. Gerade die Turbidite der Greifensteiner Schichten sind durch solche unvollständige Sequenzen gekennzeichnet.

Unter Berücksichtigung der Bouma-Abfolge lassen sich drei Subfazies ausscheiden:

3. a) Turbidite mit Ta+Te - Abfolge
   b) Turbidite mit Tb/Tc bis Te - Abfolgen
   c) Wechsellagerungen Siltstein/Tonstein

3. a) Turbidite mit Ta+Te - Abfolge

Bei diesem Typus handelt es sich um unstrukturierte, gradierte Mittel- bis Feinsandsteine, über denen sofort ein pelitisches Intervall folgt (s. Abb. 25). Es fehlen also die Bouma-Abschnitte Tb bis Td.

Die Sandsteine sind nur einige Zentimeter, die Pelite nur wenige Millimeter mächtig. Dementsprechend hoch ist auch das Psammit/Pelit-Verhältnis (>> 1).

Die gradierten Mittel- bis Feinsandsteinbänke besitzen scharfe Bankober- und -unterseiten mit Schleif- und Belastungsmarken. Selten treten auch flute casts auf.

Die Bänke sind nicht amalgamiert und weisen auch keine Einschaltung von Tonklasten auf.

Die Schichten sind planparallel und können oft über weite Strecken verfolgt werden. Auskeilen im Aufschluß wurde nicht beobachtet.

Als Ablagerungsmechanismen kommen Trübeströme mit hoher Konzentration in Frage. Nachdem sich massige Ablagerungen (Fein- bis Mittelsandsteine) des Bouma-Abschnittes Ta durch Ausfallen gröberer Körner gebildet haben, werden diese "eingefroren". Der weitere Sedimentationsablauf wird durch die Bildung sogenannter "entrained layers" (vgl. G. MIDDLETON & M. HAMPTON, 1973, S. 2) unterbunden. Das bedeutet, daß die nächstfeineren Korngrößen nicht über diesem Ta-Abschnitt abgelagert, sondern weitertransportiert und an entfernter Stelle sedimentiert werden (vgl. I. C. DAVIES & R. G. WALKER, 1974, S. 1211). Lediglich die feinstkörnigen, pelitischen Turbiditanteile fallen wieder an Ort und Stelle aus. So kommt diese unvollständige Bouma-Abfolge zustande.

Dieser lithofazielle Typus ist nicht nur in "Wechsellagerung" mit den restlichen zwei turbiditischen Subfazies anzutreffen, sondern wurde auch häufig im Liegenden der mächtigen, massigen Mittel- bis Grobsandsteine wie auch im Liegenden der Konglomerate beobachtet (vgl. Abb. 25). Er findet starke Anklänge an die von E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI (1975) beschriebene Fazies C.

Der Mächtigkeitsumfang innerhalb der Greifensteiner Schichten dürfte bei 5 bis 10 % liegen.

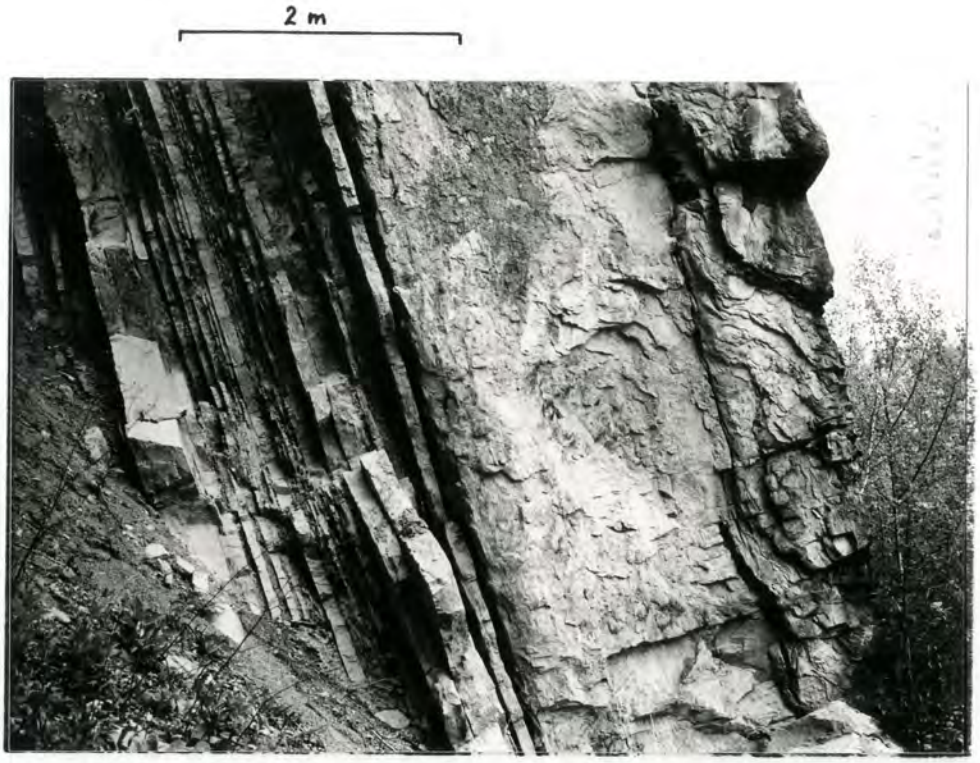


Abb. 25: Dünnbankiger Aufschlußteil der linken Bildhälfte: Turbidite mit Bouma-Abschnitt Ta (gradierter Feinsandstein) und Te (pelitische Zwischenlage). Mächtige Bank in der rechten Bildhälfte: Ungradierter, massiger Grobsandstein der Fazies 2 a. Die Lagerung der Gesteine ist aufrecht. Schleifsteinbruch N Gugging.

3.b Turbidite mit Tb/Tc bis Te - Abfolgen (sogenannte "distale Turbidite")

Es handelt sich bei dieser Subfazies um Turbidite, denen der Bouma-Abschnitt Ta fehlt, die aber sonst eine komplette Abfolge von eben laminiertem Abschnitt Tb über rippelgeschichteten Abschnitt Tc, teilweise mit Wickelschichtung, in wieder feinlaminierten Abschnitt Td und Pelitabschnitt Te besitzen.

Bouma-Abschnitt Tb, in den Greifensteiner Schichten eher geringmächtig und oft schwer erkennbar ausgebildet, kann manchmal auch noch fehlen, sodaß die Turbidite erst mit Abschnitt Tc beginnen.

Die Korngröße der Sandsteine überschreitet selten den Feinsandbereich. Die Mächtigkeit der einzelnen Bouma-Abschnitte bewegt sich im Zentimeterbereich, die Dicke einer kompletten Sequenz geht kaum über einen Meter hinaus.

Abb. 26:
Charakteristische Turbiditbänke mit Tb-Te - Abfolgen (untere Bildhälfte). Sie werden als dünnbankige Zwischenrinnensedimente interpretiert. Darüber folgt ein mächtiges Konglomerat. Aufschluß E Burg Greifenstein. Zum Größenvergleich dient der Hammer in der linken unteren Bildhälfte.

Bouma-Abschn.

convolute bedd.

Tc

Rippel-schicht.

Tb

Abb. 27: Typische Entwicklung des Bouma-Abschnittes Tb und Tc. Steinbruch Strombauamt, dünne Sandsteinlage der Turbidite des Zwischenrinnenbereiches.

Die Tb- und Td-Abschnitte (beide eben-, feinlaminiert) sind oft nur sehr undeutlich entwickelt. Am ausgeprägtesten präsentiert sich hingegen der Abschnitt Tc, der oft alle von A. ANGELUCCI et al. (1967) beschriebenen Ausbildungsstadien zeigt (s. Abb. 27).

Der Tc-Abschnitt beginnt mit Rippelschichtung, die in wellige Schichtung übergeht. Wenn die Sedimentationsrate hierauf zu hoch wird, bleibt zuviel Porenflüssigkeit zwischen den Körnern hängen und es kommt zu Sackungserscheinungen, die zu einem ausgeprägten convolute bedding führen. Den Abschluß dieses Abschnittes bildet eine abgeschwächte ("corrugated") convolute lamination. Eine derartige, vollständige Entwicklung deutet nach R. WALKER (1969) auf aktive Ablagerung aus dem Trübestrom während der Rippelbildung hin.

Das Psammit/Pelit-Verhältnis ist im Vergleich zu den bis jetzt behandelten Fazies niedrig (um 1 oder etwas kleiner als 1).

Die scharf ausgeprägten Bankunterseiten zeigen eine reiche Palette gut entwickelter Unterflächenmarken. Es sind dies vor allem scour marks, im speziellen flute casts, und tool marks. Diese Marken werden meist von Auflastmarken überprägt. Lebensspuren sind vor allem an den Schichtoberflächen zu nennen, aber auch im gesamten Sediment finden sich Hinweise auf intensive Durchwühlung (vgl. auch Kapitel "Lebensspuren").

In den Bouma-Abschnitten Tb und Tc finden sich vereinzelt auch kleine Tonklasten, bei denen keine Einregelung festgestellt werden konnte.

Des weiteren wurde in dieser Fazies sehr selten Amalgamation beobachtet.

Die Gesteine besitzen eine annähernd tafelförmige Geometrie und lassen sich über weite Strecken, teilweise über mehrere benachbarte Aufschlüsse hinweg, verfolgen. Sie sind in nahezu jedem Aufschluß im Hangenden der mächtigen Grob- bis Mittelsandsteine anzutreffen, deren Vorkommen sie weitgehend konkordant überlagern. Es wird daher angenommen, daß sie die zu den Rinnen gehörigen Zwischenrinnensedimente darstellen, die aus Trübeströmen relativ geringer Dichte und verschiedenen Volumens hervorgehen.

Die Gesteine, die auf etwa 20 % der Gesamtmächtigkeit gechätzt werden, sind den Fazies D_1 und D_2 von E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI (1975) vergleichbar.

3.c Wechsellagerungen Siltstein/Tonstein

Häufig im Hangenden von Turbiditen mit Bouma-Abfolge Tb-Te treten Wechselfolgen von Siltsteinen und Tonsteinen auf. Die Siltsteine sind meist schwach

feingeschichtet und gehen unter Korngrößenabnahme in die Tonsteine über, die auch schwach geschiefert sein können (Schiefertone, vgl. auch Kapitel "Pelite der Greifensteiner Schichten").

Die Mächtigkeit dieser beiden Komponenten übersteigt nie wenige Zentimeter, die Gesamtmächtigkeit der Fazies liegt im Dezimeterbereich. Da man diese Entwicklung als Wechsellagerung der Bouma-Abschnitte Td und Te betrachten kann, wurde sie in die "klassischen" Turbidite eingereiht.

Gelegentlich treten auch noch dünne Feinsandsteinbänke auf, das Psammit/Pelit-Verhältnis ist trotzdem verschwindend klein (<< 1). Makroskopisch ist es allerdings nicht immer leicht, zwischen Feinsandsteinen und Siltsteinen zu unterscheiden.

Abb. 28: Dünne Silt-Tonstein-Wechsellagerungen (Bildmitte, Pfeile) zwischen dicken Sandsteinen. Hangender Abschnitt des Steinbruches Strombauamt.

Die Fazies zeigt starke biogene Durchwühlung. Die manchmal auch etwas gewellten Schichtober- und -unterseiten tragen Marken und Spurenfossilien.

Da Siltstein/Tonstein-Wechsellagerungen praktisch auf den Zwischenrinnenbereich beschränkt sind, werden sie als unter denselben Ablagerungskriterien wie Fazies 3.b entstanden angenommen. Dabei dürfte die Wechsellagerung mit Komponenten von 0,5 bis 4 cm Mächtigkeit nicht auf den Gegensatz turbiditische Sedimentation - Beckennormalsedimentation zurückzuführen sein (s. Zusammen-

fassung), sondern das Produkt von leichten Dichte- und Korngrößenschwankungen im feinen Bereich eines Trübestromes darstellen. Darüber hinaus muß man an die Beteiligung mehrerer Trübeströme - eventuell aus verschiedenen kleinen Rinnen - denken, die beim Überfluten der Rinnen aufgrund ihres unterschiedlichen Volumens unterschiedliche Beiträge zur Sedimentation liefern.

Nicht auszuschließen ist, daß in den Tonsteinen und Schiefertonen auch Anteile an Sedimentation aus den sogenannten "bottom nepheloid layers" stekken. Dabei handelt es sich um einen kontinuierlichen, trüben Bodenwasserstrom, der vom Festland angeliefertes feines, suspendiertes Material Canyon-abwärts über den Tiefseefächer hinweg ausbreitet und wesentlich langsamere Geschwindigkeiten (1,5 - 2,8 cm/sec. nach E. BAKER, 1976) als low-speed Turbidite besitzt. Die entstehenden Pelitlagen wären dann als "nichtturbiditisch" anzusehen.

Die Gesamtmächtigkeit dieser Subfazies ist schon aufgrund der geringen Mächtigkeit der Bänke und des nicht allzu häufigen Auftretens klein. Sie dürfte nur 1 bis 2 % betragen.

Die lithofazielle Ausbildung kann nur schwer mit einer der von E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI (1975) beschriebenen Fazies parallelisiert werden. Am nähesten kommt sie noch der Fazies D, die unvollständige Bouma-Zyklen aufweist. In der Subfazies D_2 werden entsprechende Abfolgen Tde erwähnt. Allerdings wird diese Bezeichnung dort auf distale Ablagerungen angewendet, die eine größere Mächtigkeit besitzen (30 cm bis 150 cm).

Zusammenfassung der "klassischen Turbidite"

In den Greifensteiner Schichten sind Turbidite vertreten, die sich mit der Bouma-Abfolge beschreiben lassen, jedoch nie vollständig (von Ta bis Te) ausgebildet sind. Dies läßt vermuten, daß die Turbidite in Bereichen gebildet wurden, in denen sich nicht alle Strömungsregime (hydrodynamischen Phasen) entwickeln konnten. Solche Ablagerungen können aus dem Zwischenrinnenbereich (overbank deposits), aus den die Rinnen begrenzenden Dammsedimenten (levee sediments) oder aus dem Rinnenrand (channel-margin facies) angehörenden Abfolgen stammen.

Eine Unterteilung des in allen Subfazies auftretenden Bouma-Abschnittes Te in einen turbiditischen (Te^t) und einen hemipelagischen(Te^p), wie er vor allem im Zwischenrinnenbereich zu erwarten gewesen wäre, gelang nicht. Weder Farbumschläge noch charakteristische Änderungen des Karbonatgehaltes konnten in der pelitischen Sequenz beobachtet und als Hinweis auf diese

wichtige Unterscheidung gewertet werden. Auch mit Hilfe etwaiger Foraminiferenassoziationen ließ sich keine Aussage treffen, da Mikrofossilien in den Peliten meist fehlten oder nur aus sehr wenigen, untypischen Sandschalerformen bestanden.

Das Psammit/Pelit-Verhältnis ist, je nach Subfazies, stark schwankend. Amalgamationen und Einschaltungen von Tonklasten können vorkommen.

Diese Fazies weist die meisten Lebensspuren und Bioturbation innerhalb der Greifensteiner Schichten auf.

Die Schichten besitzen eine "reguläre" Geometrie, d.h. sie halten in den Aufschlüssen an und können oft auch noch in benachbarte Aufschlüsse weiterverfolgt werden.

Der Mächtigkeitsumfang der "klassischen" Turbidite beträgt ungefähr 30 %.

6.2. Die Abfolge der sedimentologischen Einheiten in den Greifensteiner Schichten

6.2.1. Die Aufschlüsse und ihre Dimensionen

Aus den Greifensteiner Schichten konnten insgesamt zehn Aufschlüsse bearbeitet werden, in denen ein hinreichend langes Profil vorhanden war. Im Durchschnitt wurden ca. 40 Profilmeter pro Aufschluß aufgenommen.

Es muß jedoch betont werden, daß diese Aufschlüsse, über deren topographische Verbreitung Abb. 50 Auskunft gibt, nicht idealstatistisch verteilt ausgewählt werden konnten. Sie stellen nämlich rein zufällige, meist künstliche Einschnitte in die Natur dar, die oftmals auf wirtschaftliche Nutzung - im Falle der Steinbrüche auf die Gewinnung massiver Sandsteine für Bauzwecke - ausgerichtet waren.

Deshalb müssen die im folgenden abgeleiteten Verhältnisse nicht unbedingt für die Gesamtheit der Greifensteiner Schichten repräsentativ sein, sondern geben nur in Ermangelung anderer Möglichkeiten die in den Aufschlüssen angetroffenen Proportionen wieder.

Die detaillierten Profile werden in den Tafeln 1 - 5 vorgestellt. Die dabei angewandte Methode der Darstellung der Korngröße auf der Abszisse und der Mächtigkeit auf der Ordinate gibt einen wichtigen Hinweis auf den Sedimentationsablauf in vertikaler Richtung und eignet sich auch für Untersuchungen der Mächtigkeitsverhältnisse, der zyklischen Ablagerungen und der Sedimentations-Sequenzen.

6.2.2. Mächtigkeitsuntersuchungen

Wie schon im vorigen Kapitel ausgeführt, unterliegen die Sedimente der Greifensteiner Schichten sehr häufig Mächtigkeitsschwankungen.

Für eingehendere Untersuchungen der sedimentologischen Einheiten und um Mißverständnissen vorzubeugen ist es nützlich, zuerst einige Begriffsdefinitionen vorzunehmen. Dies soll in teilweiser Anlehnung an die Terminologie von D. STANLEY & A. BOUMA (1964) erfolgen.

Als kleinste lithologische Einheit kann man die
Bank (bed; Bouma-division) bezeichnen. Sie ist Teil einer Sedimentationseinheit (Definition weiter unten). Es kann sich z.B. um eine Sandstein- oder Tonsteinbank, einen Abschnitt der Bouma-Abfolge oder dergleichen handeln. Eine Bank bildet im allgemeinen bezüglich Struktur und Texur eine Einheit (z.B. geschichtet, ungeschichtet, gradiert etc.).

Ober- und Unterseite einer Bank werden dort angesetzt, wo scharfe Grenzflächen und/oder Korngrößensprünge sichtbar werden, oder sie müssen willkürlich in den kontinuierlichen Übergang zweier Bänke (etwa bei undeutlicher Entwicklung der Einzelabschnitte der Bouma-Abfolge) gelegt werden.

Speziell die Bänke zeichnen sich in den Greifensteiner Schichten durch große Mächtigkeitsvariabilität vom Millimeter- bis in den Meterbereich aus.

Eine
Sedimentationseinheit (layer) ist eine lithologische Abfolge, die aus einem episodischen, in sich geschlossenen Schüttungsprozeß hervorgeht.

Als Beispiel innerhalb der Turbidite möge die Bouma-Abfolge dienen.

In der Gruppe der aus anderen Sedimentationsprozessen hervorgegangenen Ablagerungen, die meist keine Gradierung erkennen lassen, werden auch einzelne Bänke (s. Definition oben) als Sedimentationseinheiten betrachtet, wenn sie durch unterschiedliche Internstrukturen, Bankungsfugen etc. voneinander abgrenzbar sind. Auch amalgamierte Bänke werden hierzu gezählt.

Eine Sedimentationseinheit kann somit vollständig (complete layer; Abfolge mit psammitischem und pelitischem Anteil) oder unvollständig (incomplete layer; der Sandstein- oder Pelitanteil fehlt) entwickelt sein. Ihre Ausbildung wird durch die Zusammensetzung des angelieferten Materials, die Topograpie des Untergrundes und Ablagerungsprozesse gesteuert.

Untersucht man die Mächtigkeitsverteilung der Sedimentationseinheiten, nach Lithofazies geordnet, ergibt sich das in Abb. 29 dargestellte Bild. Da die Sedimentationseinheiten der Lithofazies 1 und 2 praktisch nur aus einzel-

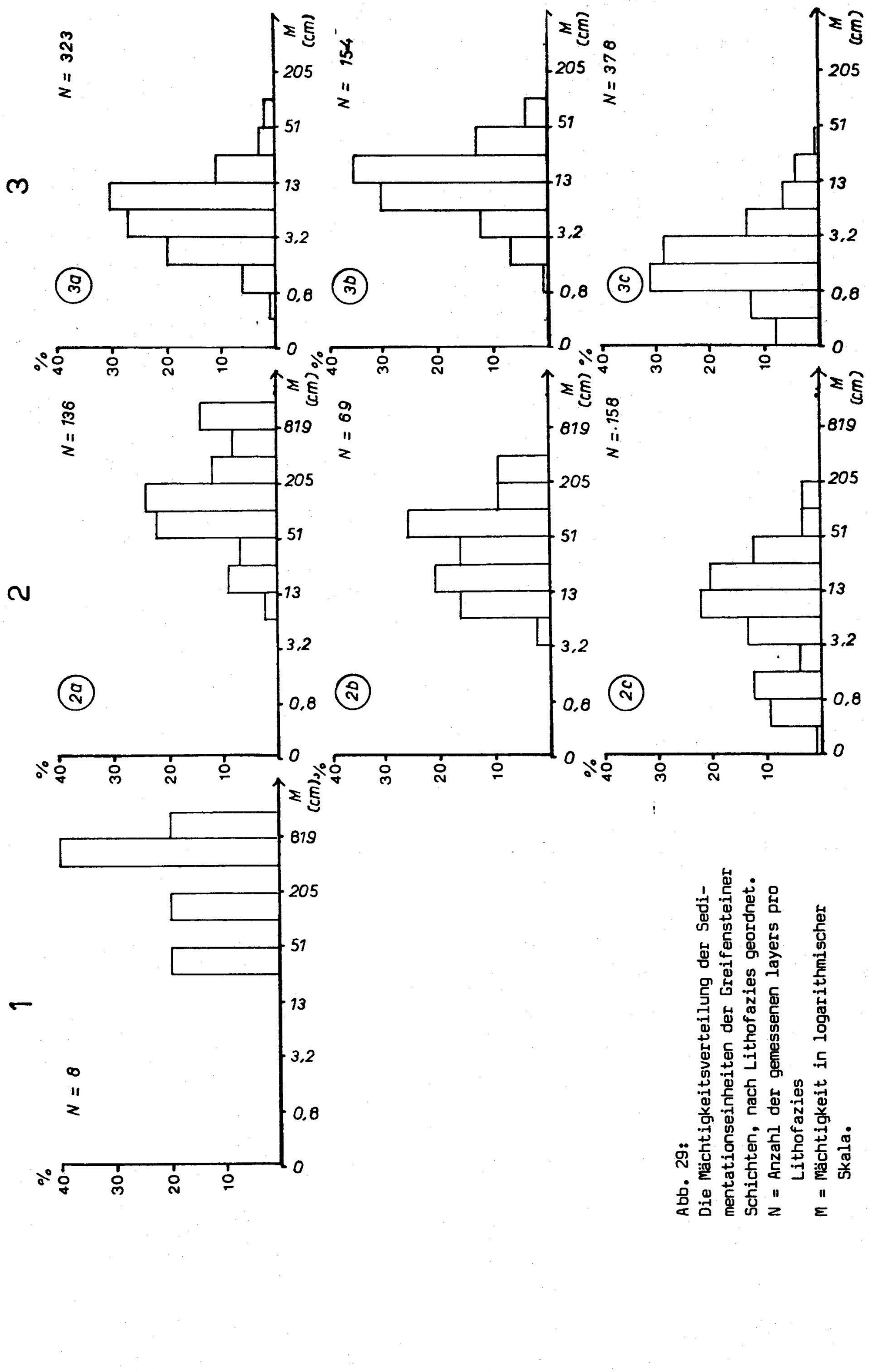


Abb. 29:
Die Mächtigkeitsverteilung der Sedimentationseinheiten der Greifensteiner Schichten, nach Lithofazies geordnet.
N = Anzahl der gemessenen layers pro Lithofazies
M = Mächtigkeit in logarithmischer Skala.

nen Bänken bestehen, die jeweils eine Schüttungsepisode darstellen, werden die schon im Kapitel "Die lithofaziellen Typen der Greifensteiner Schichten" getroffenen Aussagen über Bankmächtigkeiten unterstrichen: Die mächtigsten Ablagerungen finden sich in den Lithofazies 1, 2a und 2b. Die Modes nehmen hier einen Bereich zwischen ungefähr einem Meter und acht Metern ein, wobei allerdings eingeräumt werden muß, daß die Anzahl der Messungen (N) für die Konglomeratfazies (1) unrepräsentativ ist.

Fazies 2c besitzt ihre häufigste Klasse schon im Dezimeterbereich. Mächtigkeitsmäßig vermitteln ihre Sedimentationseinheiten quasi zu den Ablagerungen der "klassischen Turbidite", deren Modes in den Subfazies 3a und 3b größenmäßig etwa im selben Bereich liegen. Die Sedimentationseinheiten der Subfazies 3c sind hingegen im deutlich kleineren Zentimeterbereich angesiedelt.

Auffallend ist noch, daß die "klassischen Turbidite" in Abb.29 gegenüber den restlichen Lithofazies eingipfelige Verteilungen sowie bessere Symmetrie der Histogramme aufweisen.

Für die Greifensteiner Schichten wird die kumulative Häufigkeitskurve aller beobachteten Mächtigkeiten von Sedimentationseinheiten in Abb. 30 vorgestellt. Dazu wird in einem Wahrscheinlichkeitspapier auf der Ordinate die Häufigkeitssumme in % der Gesamtzahl und auf der Abszisse in logarithmischer Skala die

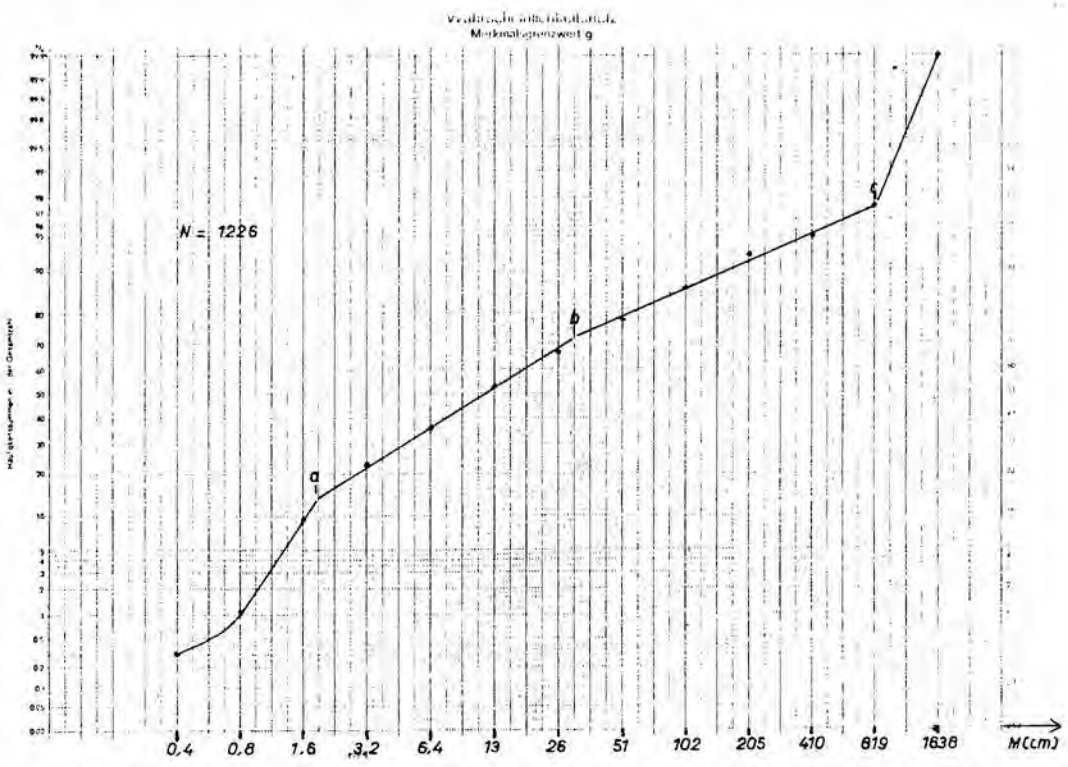


Abb. 30: Häufigkeitsverteilung der Mächtigkeiten (M) aller in Greifensteiner Schichten beobachteten Sedimentationseinheiten (layers). N = Anzahl der Beobachtungen. Die Kleinbuchstaben a, b und c kennzeichnen Unstetigkeiten im Verlauf der Kurve.

Dicke der Sedimentationseinheiten (M) in Zentimetern aufgetragen.

Die Kurve zeigt eine wohl eingipfelige aber asymmetrische Verteilung mit einem Überhang zu den gröberen Klassen. In bestimmten Abschnitten nähert sie sich jedoch erstaunlich gut einer log-Normalverteilung (im Wahrscheinlichkeitspapier einer Geraden) an.

Das bedeutet, daß diese Sedimentationseinheiten derselben Population entstammen.

Besonders gut ist dieses Kriterium im Bereich zwischen den Unstetigkeiten (a) und (b) - etwa zwischen 2 und 30 cm Mächtigkeit - erfüllt. Ich nehme an, daß es sich hierbei um Sedimentationseinheiten handelt, die aus gleichen Ablagerungsprozessen, nämlich "klassischen" Trübeströmen, hervorgegangen sind (vgl. auch R.N.HISCOTT & G.V.MIDDLETON, 1979, S. 310).

Den etwas flacheren Verlauf der Kurve zwischen Unstetigkeit (b) und (c) kann man möglicherweise den massigen Sandsteinen zuschreiben, die damit den "groben Schwanz" der Verteilung bedingen. Auch hier liegt noch eine überraschend gute Anpassung an eine log-Normalverteilung vor, wenngleich ich schon unterschiedliche Ablagerungsmechanismen wie dispersion oder fluidized flow annehme.

Wohl aus den dichtesten Trübeströmen stammen jene Sedimentationseinheiten, die den Bereich der größten Mächtigkeiten (Kurve ab Unstetigkeit c) ausmachen.

Umgekehrt verhält es sich hingegen wiederum mit dem geringmächtigen Anteil bis ca. 2 cm Mächtigkeit: Diese Sedimente entstammen offensichtlich einem niederenergetischen Niveau, wie wir es von overbank deposits oder wandernden Dünen (migration dunes) kennen, die aus einem Trübestrom nachlassender Dichte herrühren.

Bei dem sich hier nochmals deutlich absetzenden, dünnschichtigen Bereich bis etwa 0,6 cm Mächtigkeit könnte es sich vielleicht doch auch um hemipelagische Sedimentation handeln, die sonst in Greifensteiner Schichten nicht identifiziert werden konnte (vgl. Kapitel "Die Pelite der Greifensteiner Schichten").

Interpretiert man die Kurve noch weiter, würden die "klassischen" Turbidite etwa 60 % der in den Greifensteiner Schichten gezählten Sedimentationseinheiten ausmachen. Der Rest verteilte sich - um einen hydrodynamischen Begriff nach R.N.HISCOTT & G.V.MIDDLETON (1979) zu gebrauchen - mit etwa 30 % auf den superkritischen und mit ca. 10 % auf den subkritischen Anteil der Strömungsbereiche.

Diese Zahlen sind jedoch nicht mit den prozentuellen Anteilen der Lithofazies an der Gesamt-Mächtigkeit der Greifensteiner Schichten zu verwechseln, welche wesentlich anders aussehen und noch im Unterkapitel "Die Beziehungen der Aufschlüsse und ihrer Lithofazies" besprochen werden.

6.2.3. Zyklische Abfolgen innerhalb der Greifensteiner Schichten

Bei der Abfolge der Sedimentationseinheiten der Greifensteiner Schichten kommt es zur Ausbildung charakteristischer Ablagerungszyklen.

Mit solcher vertikaler, interner Organisation von Sedimenten zu "Megasequenzen" haben sich schon E.MUTTI & F.RICCI-LUCCHI (1975) auseinandergesetzt. Dabei wird weniger auf die Mächtigkeitsvariationen der Sedimentationseinheiten selbst, als auf ihre räumliche Anordnung Wert gelegt. Die so gewonnenen Zyklen stellen einen wichtigen Anhaltspunkt für die Interpretation des sedimentären Environments dar.

Bei den in Greifensteiner Schichten beobachteten Zyklen handelt es sich um "second order cycles" im Sinne von F. RICCI-LUCCHI (1975), d. h. es wurden kleinräumige Trends im Zehnermeterbereich, wie z. B. die Füllungen kleiner Rinnen etc., wahrgenommen, die von mehr oder minder monotonen Abfolgen umrahmt werden. Über großräumige Entwicklungen wie z. B. Fächervorstöße oder -rückzüge (first order cycles) kann keine Aussage gemacht werden.

In einem Zyklus können sowohl turbiditische Sedimente (mit Bouma-Abfolge) als auch solche anderer Ablagerungsmechanismen (dispersion, high density flow etc.) auftreten. Desgleichen können neben vollständigen auch unvollständige (incomplete layers) Sedimentationseinheiten aneinandergereiht sein, so daß z.B. auch Sandstein auf Sandstein treffen kann (vgl. "sandy level" nach C. CAMPBELL, 1967). Einen nicht unerheblichen Anteil der Profile machen allerdings Bereiche aus, aus denen keine zyklische Abfolge herausgelesen werden kann. Hierein fallen hauptsächlich die mächtigen Rinnenfüllungen aus Konglomerat und massigen Sandsteinen, deren Mächtigkeitsfolge eher eine Zufallsvariabilität darstellen dürfte (s. Abb. 31). Von manchen Autoren werden derartige Verhältnisse auch mit dem Begriff "dubious cycle" elegant umschrieben. Möglicherweise spielt bei den Greifensteiner Schichten auch die begrenzte Aufgeschlossenheit eine Rolle, warum aus den Abfolgen dieser mächtigen Sedimente kein bestimmter Trend herausgelesen werden kann.

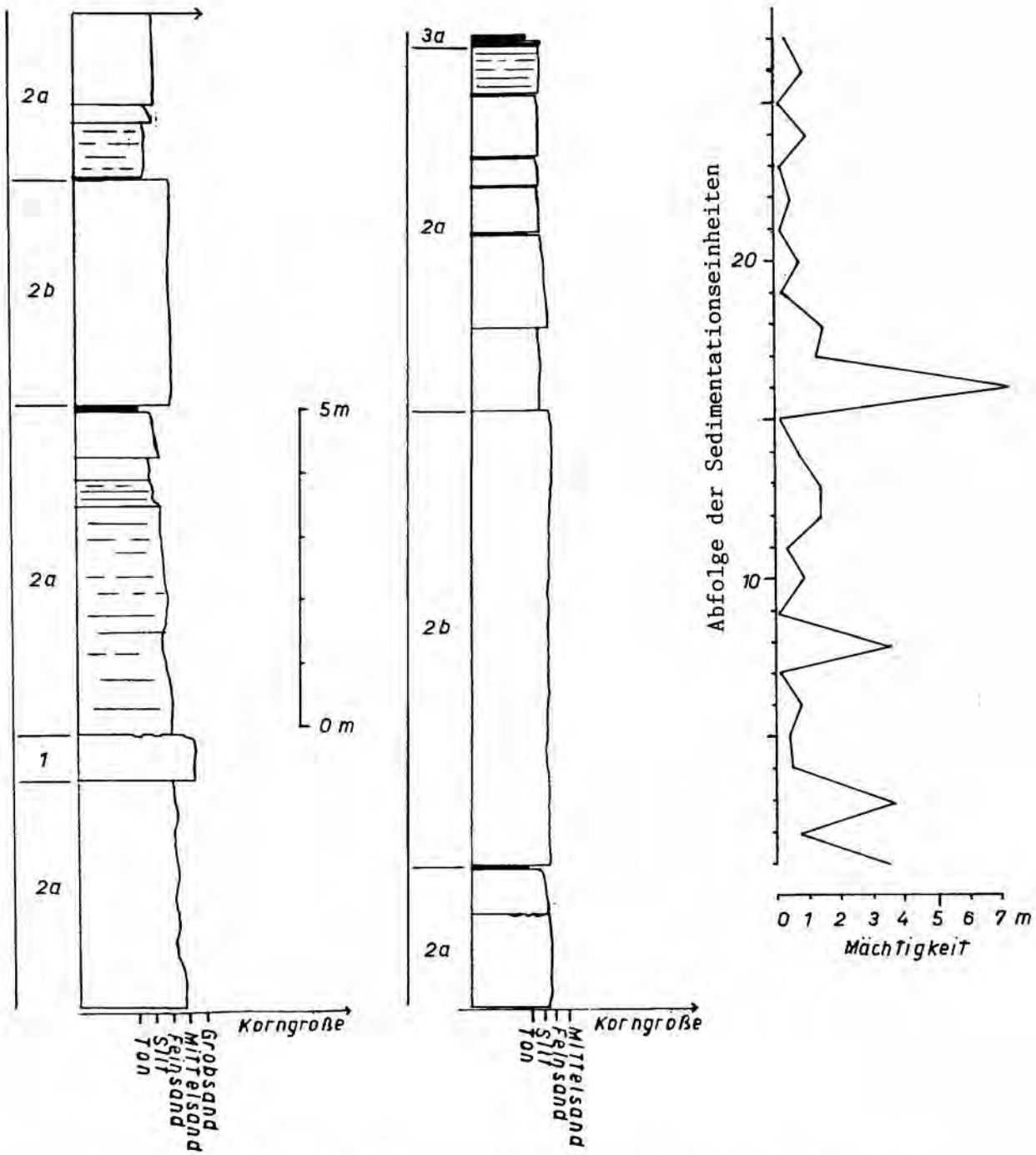


Abb. 31: Profilabschnitt aus dem alten Steinbruch Greifenstein W Strombauamt mit mächtigen, ungradierten Sandsteinen und Konglomerat als Beispiel für Mächtigkeitsabfolgen ohne erkennbaren Trend. Die Zahlen links der Profilsäulen bedeuten die Lithofazies. Sandsteine und Konglomerat weiß, Pelite schwarz.

Mit dem Hinzutreten von Ablagerungen "klassischer" Turbidite in das Profil ist oftmals auch das Auftreten von zyklischen Abfolgen gegeben. Als häufigste und wichtigste Zyklen der Greifensteiner Schichten werden die fining upward cycles betrachtet (s. Abb. 32 und 33). Die Existenz dieser Zyklen als Ergebnis von channel-Füllungen wurde frühzeitig durch E. MUTTI (1969) und F. RICCI-LUCCHI (1969) nachgewiesen. Dabei handelt es sich um oftmalige Wiederholung von Sedimentationseinheiten mit der gemeinsamen Tendenz, in der Mächtigkeit gegen das Hangende abzunehmen.

Da die Einsätze der einzelnen Sets in der Regel weniger als zwei Meter Abstand voneinander besitzen, kann man - einer Definition F. RICCI LUCCHIs (1975, Fig. 14) folgend - auch von multiple fining upward cycles sprechen.

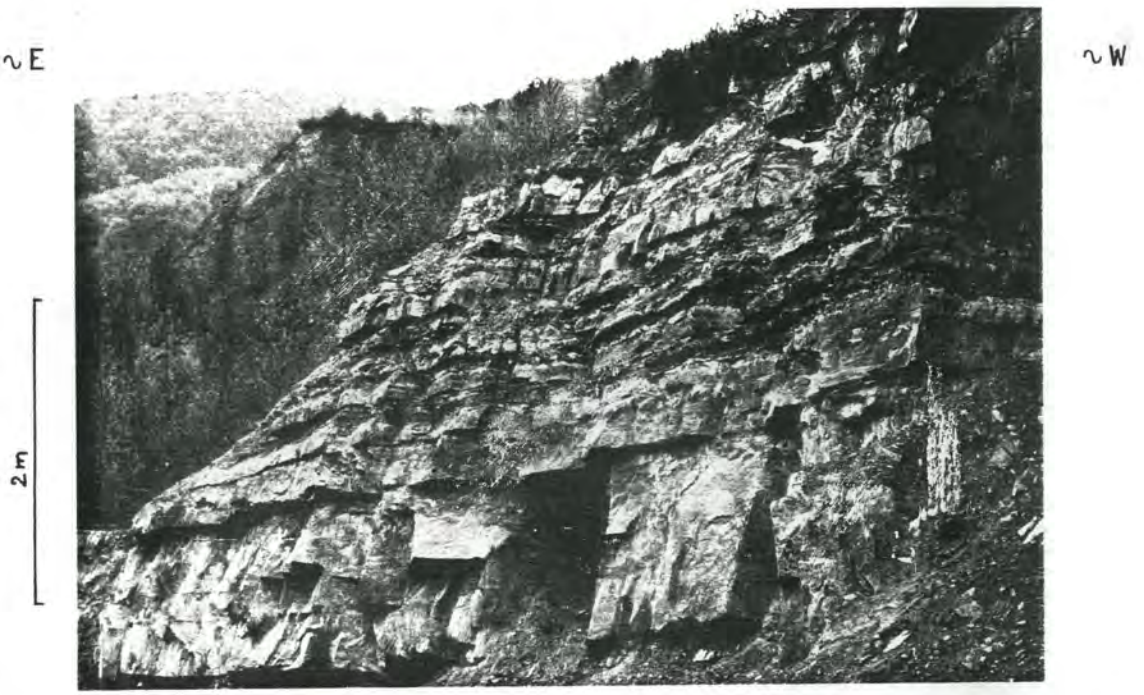


Abb. 32: Multiple fining upward cycle aus dem hangenden Bereich des Steinbruches Strombauamt. Das zugehörige Profil wird in Abb. 33 vorgestellt.

In dem in Abb. 33 vorgestellten Profilabschnitt aus dem Steinbruch Strombauamt kommt es zur dreimaligen Wiederholung der fining upward Trends.

Wir sehen weiters, daß viele Sedimente mit Bouma-Zyklik (Lithofazies 3) an der Ausbildung dieses Rinnen-Zyklus beteiligt sind.

Nicht immer liegt ein komplettes Set von fining upward-Zyklen vor. Es kann auch vorkommen, daß nur einzelne, sogenannte isolated cycles, vorhanden sind (s. Abb. 34).

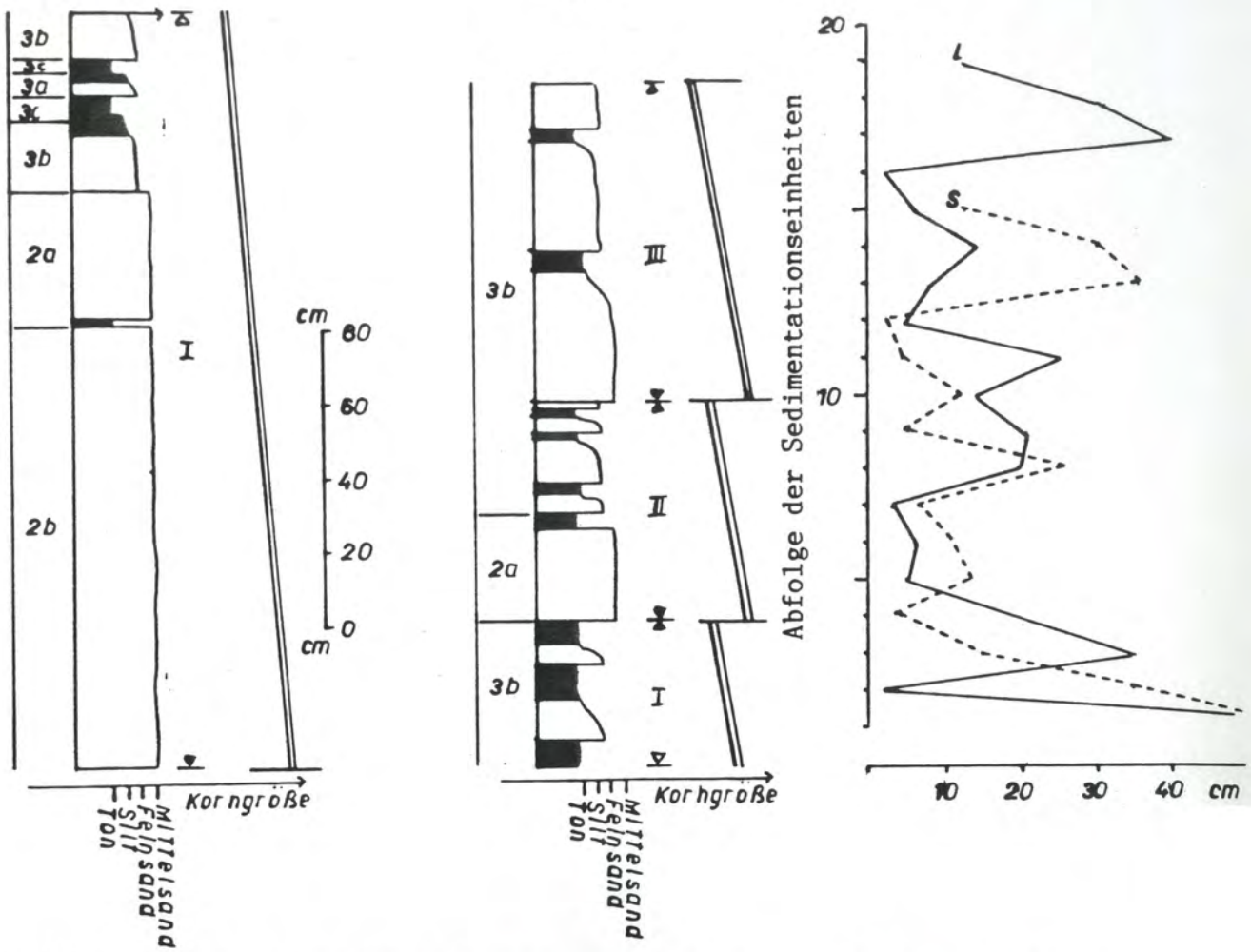


Abb. 33: Profil zu Abb. 32, Multiple fining upward cycle aus den Greifensteiner Schichten (Steinbruch Strombauamt). Links der Profilsäule sind die entsprechenden Lithofazies angegeben, rechts davon die Einzelzyklen (mit römischen Ziffern numeriert), deren Trend - unmaßstäblich - durch Balken angezeigt wird. Weiß: Sandsteine; schwarz: Pelite.
Im Diagramm "Abfolge der Sedimentationseinheiten gegen die Mächtigkeiten" bedeuten L (layers): alle Sedimentationseinheiten; S (sandy division): nur Sandsteine gezählt;

Abb. 34: Isolated cycle aus dem hangenden Bereich des Steinbruches Strombauamt. In Abb. 35 wird das dazugehörige Profil zur Darstellung gebracht.

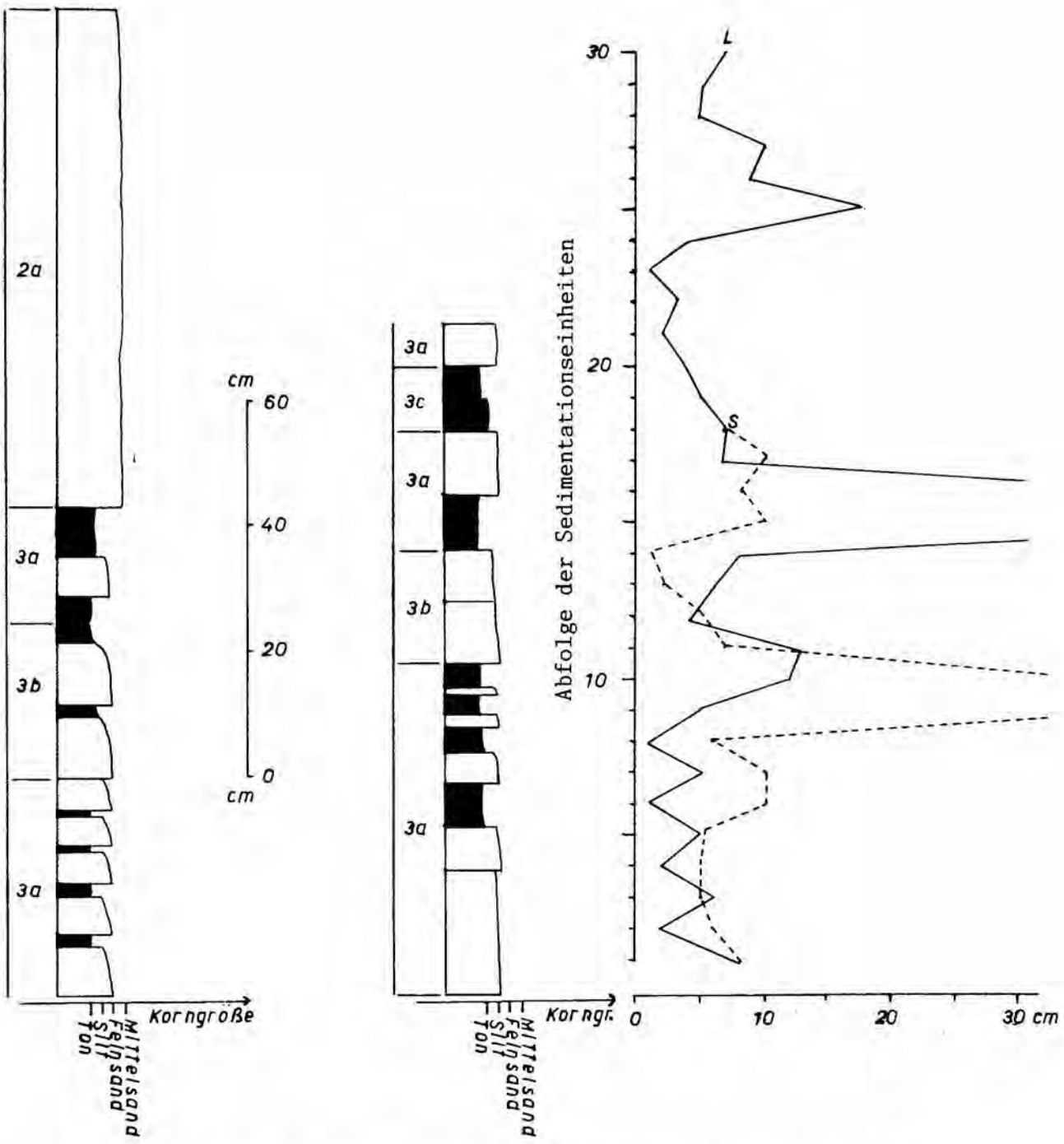


Abb. 35: Profil zu Abb. 34, Isolated cycle aus den Greifensteiner Schichten (Steinbruch Strombauamt). Links der Profilsäule sind die entsprechenden Lithofazies angegeben. Weiß: Sandsteine; schwarz: Pelite.
Im Diagramm "Abfolge der Sedimentationseinheiten gegen die Mächtigkeit" bedeuten L (layers): alle Sedimentationseinheiten; S (sandy division): nur Sandsteine gezählt.

Dabei handelt es sich um die Unterbrechung einer monotonen Abfolge durch einzelne, mächtigkeitsmäßig hervorstechende, Sedimentationseinheiten, die wiederum einen thinning oder thickening upward Trend zeigen.

Isolated cycles sind nach F. RICCI LUCCHI (1975, S. 19) bei der Füllung oder seitlichen Verlegung von Kanälen von Wichtigkeit.

Auch dieses Beispiel stammt wiederum aus den hangenden, dünnschichtigen Partien des Steinbruches Strombauamt. Aufgrund der Mächtigkeitsabnahme der auf die dicke Bank folgenden Sandsteine kann man diesem isolierten Zyklus einen thinning upward Trend zusprechen.

Im Hangenden und Liegenden befinden sich Sedimente der Subfazies 3a, die einen
uniform cycle bilden.

Das bedeutet nichts anderes, als daß sich keine besonderen Mächtigkeitsvariationen erkennen lassen. Die Sedimentationseinheiten besitzen in etwa dieselbe Mächtigkeit.

Nach D. PIPER (1978, S.173) sind interchannel-Gebiete durch uniform cycles charakterisiert.

In den Greifensteiner Schichten wurden weitere uniform cycles beobachtet, die sich vor allem aus Sedimenten der Lithofazies 3c (Siltstein/Tonstein) zusammensetzen (s. Abb. 36).

Die so entstandenen monotonen Ablagerungen sind als overbank deposits zu verstehen.

Aus submarinen Fächersystemen sind noch eine Reihe anderer Zyklen (thickening upward, symmetrical) bekannt, die aber in den Greifensteiner Schichten aufgrund der sedimentären Disposition weder zu erwarten gewesen wären, noch beobachtet werden konnten.

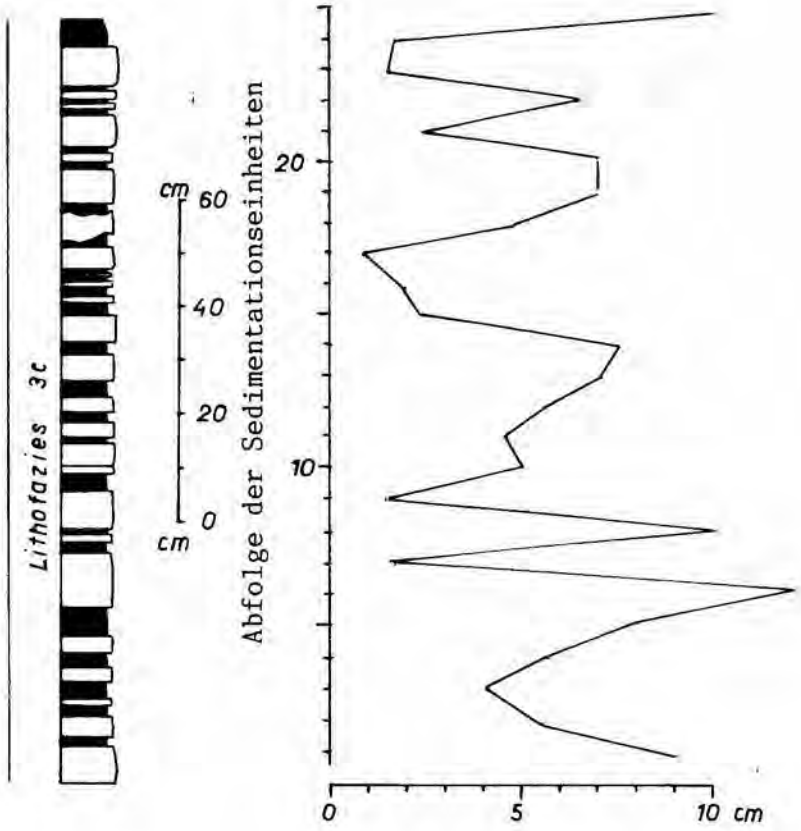


Abb. 36: Profil eines uniform cycle vom Forststraßenaufschluß Pallerstein. Weiß: Silte, schwarz: Tone.
Die Mächtigkeitsschwankungen der Sedimentationseinheiten im rechten Diagramm sind durch den Maßstab überbetont und in Wirklichkeit minimal.

6.2.4. Sedimentations-Sequenzen in den Greifensteiner Schichten (Abfolgen der Lithofazies).

Parallel zur zyklischen Abfolge der Sedimentationseinheiten soll uns auch die Abfolge der Lithofazies (hier als "Sedimentations-Sequenzen" apostrophiert) interessieren, die in den Greifensteiner Schichten einer Wechsellagerung in statistisch inhomogener Anordnung entspricht.

Innerhalb eines Profiles kommt es bei der Abfolge der Lithofazies zu einer scheinbar bestimmten Reihenfolge. Mit Hilfe statistischer Methoden kann man nun untersuchen, ob es sich tatsächlich um eine signifikante Abfolge handelt, die über die reine Zufälligkeit hinausgeht.

In weiterer Folge kann man dann die sich aus den verschiedenen Aufschlüssen ergebenden Sequenzen auf eventuelle Parallelitäten untersuchen.

Bei der Untersuchung von Sedimentations-Sequenzen wird in der Literatur (z.B. P. DUFF & E. WALTON, 1962; P. POTTER & R. BLAKELY, 1968, und R. SELLEY, 1970) meist vom Übergang einer Bank oder Sedimentationseinheit in die nächste ausgegangen. In den Greifensteiner Schichten schien dies nicht sinnvoll, da durch die wechselnden Sedimentationsbedingungen oftmals keine konkreten Übergänge sondern nur Amalgamationen, Fortsetzung von Sandstein durch Sandstein etc. zu beobachten sind.

Deshalb werden im folgenden nur die Wechselfolgen der verschiedenen Lithofazies, wie sie im Kapitel "Die lithofaziellen Typen der Greifensteiner Schichten" aufgestellt wurden, betrachtet. Dies führt zwangsläufig zu einer geringeren Zahl von Beobachtungen pro Aufschluß. Deshalb eigneten sich auch nur die längeren Profile für diese Untersuchungen.

Ausgangspunkt ist die Erstellung einer Übergangsmatrix (transition matrix). Hier werden ohne Rücksicht auf die im vorigen Kapitelabschnitt besprochenen Mächtigkeiten alle Übergänge einer bestimmten Lithofazies in die nächsthöhere, darüberliegende registriert. Die eingetragenen Übergangshäufigkeiten n (transition frequences) geben also an, wie oft ein Element im Liegenden (L) durch ein anderes im Hangenden (H) abgelöst wird. Es gibt keinen Übergang einer bestimmten Lithofazies in dieselbe, wodurch es zur Ausbildung einer sogenannten Nullreihe in der Matrix diagonal von links oben nach rechts unten kommt (vgl. Abb. 37).

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1	-	2	1	-	-	-	-	3
2a	2	-	-	1	1	1	3	8
2b	1	1	-	-	-	2	-	4
2c	-	2	1	-	1	-	2	6
3a	-	-	-	-	-	3	3	6
3b	-	-	1	1	2	-	5	9
3c	-	2	1	3	4	4	-	14
s_j	3	7	4	5	8	10	13	

Abb. 37:
Übergangsmatrix der Lithofazies aus dem Steinbruch Strombauamt.
L = liegend, H = hangend, s_i = Zeilensumme, s_j = Spaltensumme;
t = 50 = Summe der beobachteten Übergänge.

Aufschluß 7 t=14

H / L	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1	-	1	-	-	-	-	-	1
2a	1	-	3	-	1	-	-	5
2b	-	1	-	-	1	1	-	3
2c	-	-	-	-	-	-	-	0
3a	-	1	-	-	-	1	-	2
3b	-	-	-	-	-	-	2	2
3c	-	1	-	-	-	-	-	1
s_j	1	4	3	0	2	2	2	

Aufschluß 8 t=52

H / L	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1	-	-	-	-	-	-	-	0
2a	1	-	-	-	-	-	4	5
2b	-	-	-	-	1	1	2	4
2c	-	1	1	-	2	1	2	7
3a	-	-	-	3	-	1	9	13
3b	-	-	1	-	1	-	2	4
3c	-	3	2	4	9	1	-	19
s_j	1	4	4	7	13	4	19	

Aufschluß 10 t=27

H / L	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1	-	-	-	-	-	-	-	0
2a	-	-	1	1	1	1	-	4
2b	-	3	-	-	-	-	-	3
2c	-	-	1	-	-	2	-	3
3a	-	1	-	1	-	4	-	6
3b	-	-	1	-	4	-	3	8
3c	-	-	-	1	1	1	-	3
s_j	0	4	3	3	6	8	3	

Aufschluß 11 t=30

H / L	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1	-	-	-	-	-	-	-	0
2a	-	-	-	2	2	-	4	8
2b	-	-	-	-	-	-	-	0
2c	-	-	-	-	-	-	4	4
3a	-	-	-	-	-	-	4	4
3b	-	-	-	-	2	-	-	2
3c	-	6	-	2	2	2	-	12
s_j	0	6	0	4	6	2	12	

Abb. 38a: Übergangsmatrizen für die Lithofazies der Greifensteiner Schichten. Die Aufschlußnummern korrespondieren mit denen aus Abb. 50. t = Summe der beobachteten Übergänge.

Absichtlich werden keine fixen Profilintervalle gewählt. Dadurch erfährt zwar die relative Mächtigkeit der Lithofazies keine Berücksichtigung; sie ist aber, im Gegensatz zur Abfolge, ohne Bedeutung. Darüber hinaus wäre die Festlegung eines Fixintervalles schon aufgrund der schwankenden Mächtigkeiten der Lithofazies (vgl. Abb. 29) nicht zielführend.

In Abb. 38 sind die Übergangsmatrizen für die übrigen bearbeiteten Aufschlüsse dargestellt.

Aufschluß 17 t= 9

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1	-	-	-	-	-	-	-	0
2a	-	-	-	1	1	-	1	3
2b	-	-	-	-	-	-	-	0
2c	-	1	-	-	-	-	-	1
3a	-	2	-	-	-	1	-	3
3b	-	-	-	-	1	-	-	1
3c	-	-	-	-	1	-	-	1
s_j	0	3	0	1	3	1	1	

Aufschluß 20 t=13

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1	-	-	-	-	-	-	-	0
2a	-	-	1	3	-	-	-	4
2b	-	1	-	-	-	-	-	1
2c	-	1	-	-	1	-	-	2
3a	-	1	-	-	-	1	1	3
3b	-	-	-	-	2	-	-	2
3c	-	-	-	-	-	1	-	1
s_j	0	3	1	3	3	2	1	

Aufschluß 12 t=86

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1	-	-	-	-	-	-	-	0
2a	-	-	3	11	-	1	5	20
2b	-	-	-	1	4	-	4	9
2c	-	10	4	-	-	2	-	16
3a	-	2	-	2	-	3	9	16
3b	-	2	-	1	3	-	-	6
3c	-	6	3	1	9	-	-	19
s_j	0	20	10	16	16	6	18	

Aufschluß 15+16 t=61

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1	-	-	-	-	-	-	-	0
2a	-	-	-	-	2	-	2	4
2b	-	-	-	1	1	1	2	5
2c	-	1	-	-	-	5	2	8
3a	-	1	1	2	-	10	3	17
3b	-	1	2	2	11	-	1	17
3c	-	1	1	3	3	2	-	10
s_j	0	4	4	8	17	18	10	

Abb. 38 b: Übergangsmatrizen für die Lithofazies der Greifensteiner Schichten. Die Aufschlußnummern korrespondieren mit denen aus Abb. 50. t = Summe der beobachteten Übergänge.

Schon bei flüchtiger Betrachtung erkennt man, daß bestimmte Lithofazies bevorzugt ineinander übergehen, während andere selten oder gar nicht aufeinanderfolgen. So kommt es zu engen Wechselbeziehungen der Vertreter der "klassischen" Turbidite (3a, 3b und 3c), während andere Lithofazies einander selten oder nie (wie im Fall von 2b und 3b in den Aufschlüssen Nr. 11, 12, 17 und 20) ablösen.

Es folgen also bestimmte Lithofazies mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit aufeinander. Diese Wahrscheinlichkeit läßt sich zahlenmäßig in einer Wahrscheinlichkeitsmatrix (transition probability matrix) zum Aus-

druck bringen. Um sie zu erhalten, dividiert man in jeder der i Zeilen (i = 1, ...,.k) der Übergangsmatrix (vgl. Abb. 37) jedes Element n_{ij} durch die Zeilensumme s_i. Die Summe der relativen Häufigkeiten ρ einer Zeile muß somit 100 % betragen. Aus den Spaltensummen s_j werden die Gleichgewichtsverhältnisse der Lithologien p_j durch Division der j Spalten (j = 1, ..., k) durch die Summe aller beobachteten Übergänge errechnet. Diese Gleichgewichtszahlen sind also nichts anderes als die Relativprozent, mit denen jede Lithofazies innerhalb des Aufschlusses vorkommt.

Die Abb. 39 und 40 stellen die aus den Abb. 37 und 38 abgeleiteten Wahrscheinlichkeitsmatrizen dar.

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	%
1		0,7	0.3					100
2a	0.24			0,12	0,12	0,12	0,4	100
2b	0.25	0.25				0,5		100
2c		0,33	0.17		0,17		0,33	100
3a						0,5	0,5	100
3b			0,11	0,11	0,17		0,61	100
3c		0,14	0,07	0,21	0,29	0,29		100
pj	0,06	0,14	0,08	0,10	0,15	0,20	0,27	

Abb. 39:
Matrix der relativen Häufigkeiten der Lithofazies des Steinbruches Strombauamt.

Eine graphische Möglichkeit, diese wahrscheinlichen Beziehungen aufzuzeigen, bietet das sogenannte Baumdiagramm (facies relationship diagram). Darin wird jeder beobachtete Übergang durch einen Pfeil symbolisiert (s. Abb. 41). Gewisse Übergänge besitzen allerdings keine besonders hohe Wahrscheinlichkeit des Auftretens. Es sind dies einerseits jene, deren ρ-Wert in der Matrix der relativen Häufigkeiten verhältnismäßig niedrig ist, andererseits aber auch jene, deren Häufigkeit in der Übergangsmatrix klein (z.B. n = 1) ist. Letzterer Umstand kann auf Beobachtungsfehlern oder einem zu kleinen Profilumfang beruhen. Diese nicht sehr wahrscheinlichen Übergänge sind daher in Abb. 41 durch einen unterbrochenen Pfeil dargestellt.

Aufschluß 7

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1		1						
2a	0,2		0,6		0,2			
2b		0,33			0,33	0,33		
2c								
3a		0,5				0,5		
3b							1	
3c		1						
p_j	0,07	0,29	0,21	0	0,14	0,14	0,14	

Aufschluß 8

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1								
2a	0,2						0,8	
2b					0,25	0,25	0,5	
2c		0,14	0,14		0,29	0,14	0,29	
3a				0,23		0,08	0,69	
3b			0,25		0,25		0,5	
3c		0,16	0,11	0,21	0,47	0,05		
p_j	0,02	0,08	0,08	0,13	0,25	0,08	0,36	

Aufschluß 10

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1								
2a			0,25	0,25	0,25	0,25		
2b		1						
2c			0,33			0,67		
3a		0,17		0,17		0,66		
3b			0,12		0,5		0,38	
3c				0,33	0,33	0,33		
p_j	0	0,15	0,11	0,11	0,22	0,30	0,11	

Aufschluß 11

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1								
2a				0,25	0,25		0,5	
2b								
2c							1	
3a							1	
3b					1			
3c		0,5		0,17	0,17	0,17		
p_j	0	0,20	0	0,13	0,20	0,07	0,40	

Aufschluß 12

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1								
2a			0,15	0,55		0,05	0,25	
2b				0,12	0,44		0,44	
2c		0,62	0,25			0,13		
3a		0,13		0,13		0,19	0,56	
3b		0,33		0,17	0,5			
3c		0,32	0,16	0,05	0,47			
p_j	0	0,23	0,12	0,19	0,19	0,07	0,20	

Aufschluß 15+16

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1								
2a					0,5		0,5	
2b				0,2	0,2	0,2	0,4	
2c		0,13				0,62	0,25	
3a		0,06	0,06	0,12		0,58	0,18	
3b		0,06	0,12	0,12	0,64		0,06	
3c		0,1	0,1	0,3	0,3	0,2		
p_j	0	0,07	0,07	0,13	0,28	0,29	0,16	

Abb. 40 a: Die Wahrscheinlichkeitsmatrizen für die Aufschlüsse 7, 8, 10, 11, 12, 15 + 16.

Aufschluß 17

H / L	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1								
2a				0,33	0,33		0,33	
2b								
2c		1						
3a		0,66				0,33		
3b					1			
3c					1			
p_j	0	0,33	0	0,11	0,33	0,11	0,11	

Aufschluß 20

H / L	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1								
2a			0,25	0,75				
2b		1						
2c		0,5			0,5			
3a		0,33				0,33	0,33	
3b					1			
3c						1		
p_j	0	0,23	0,08	0,23	0,23	0,15	0,08	

Abb. 40 b: Die Wahrscheinlichkeitsmatrizen für die Aufschlüsse 17 und 20.

Die nächste Frage, die sich nun stellt, ist, ob diese Fazies nur rein zufällig aufeinanderfolgen, oder ob dem ganzen eine Gesetzmäßigkeit, ein "Gedächtnis" innewohnt, das nur eine ganz bestimmte Variation der Reihenfolge zuläßt.

Prozesse, die zwar zufällig sind, aber einen Effekt der Beeinflussung durch vorhergehende Ereignisse zeigen, nennt man MARKOV-Prozesse (vgl. J. W. HARBAUGH & G. BONHAM-CARTER, 1970, S. 98). Die in diesen Prozessen auftretenden Abfolgen heißen MARKOV-Ketten (Markov chains). Man unterscheidet verschiedene Ordnungen innerhalb der MARKOV-Ketten, je nachdem von wieviel vorhergegangenen ausschlaggebenden Gliedern der Übergang von einem diskreten Stadium in das nächste abhängig ist.

Wir beschäftigen uns vorderhand mit MARKOV-Ketten erster Ordnung, d. h. bei jedem lithofaziellen Wechsel ist die folgende Fazies von ihrer vorhergegangenen abhängig.

Ein geeignetes statistisches Verfahren, um zu ermitteln, ob bei bestimmten Abfolgen überhaupt eine MARKOV-Eigenschaft vorliegt, ist der χ^2-Test. Er erlaubt, die gesamte Matrix zu untersuchen, indem man nach R. TILL (1974, S. 75) in folgender Formel einsetzt:

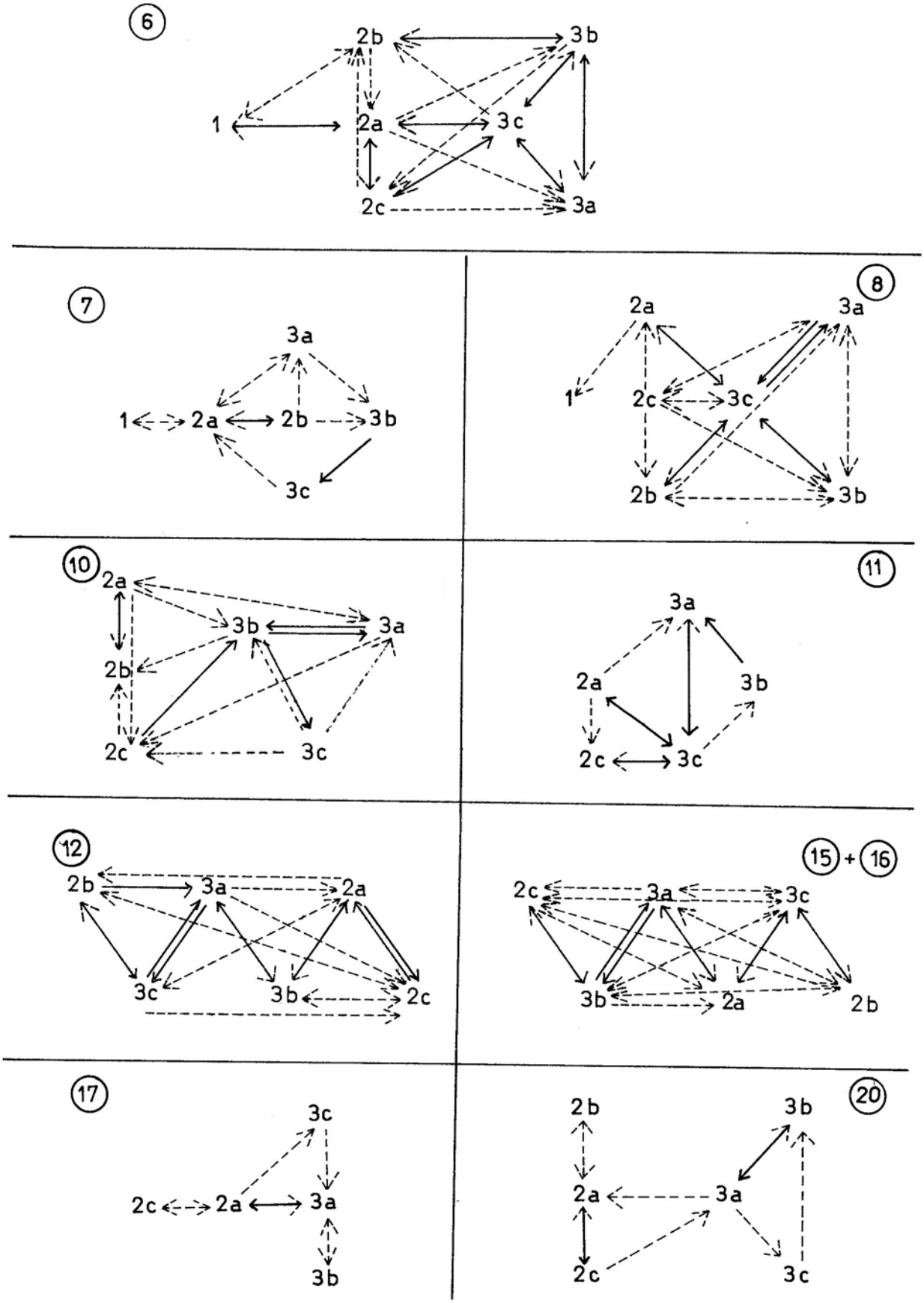


Abb. 41: Baumdiagramme aller lithofaziellen Übergänge in den Aufschlüssen 6-8, 10-12, 15 + 16, 17 und 20 der Greifensteiner Schichten. Geringe Übergangshäufigkeiten (siehe Text) sind durch strichlierte Pfeile charakterisiert.

$$\chi^2_S = \sum_{i=1}^{k} \sum_{j=1}^{k} n_{ij} \log_e \frac{\rho_{ij}}{p_j}, \qquad (1)$$

ρ_{ij} = relative Häufigkeit aus der Wahrscheinlichkeitsmatrix an der i, j-Stelle.

p_j = Gleichgewichtsverhältnis der j-ten Spalte, berechnet durch Division der Spaltensumme durch die Gesamtsumme

n_{ij} = Übergangshäufigkeit an der i, j-Stelle der Übergangsmatrix

k = Zahl der Reihen oder Spalten der Matrix

ν = $(k-1)^2-k$ = Anzahl der Freiheiten für Matrizen, in denen eine Nullreihe vorhanden ist (nach A.D.MIALL, 1973, S. 352).

Gleichzeitig stellen wie die Nullhypothese (H_o) auf, daß die nachfolgenden Lithofazies von den vorhergegangenen unabhängig wären (vgl. T.W.ANDERSON & L.A.GOODMAN, 1957, S. 89-110).

Setzt man beispielsweise für Aufschluß 6, Steinbruch Strombauamt, ein, erhält man folgendes:

$$\chi^2_S = 2\,(2 \ln (\tfrac{0,7}{0,14}) + 1 \ln (\tfrac{0,3}{0,08}) + \ldots + 4 \ln (\tfrac{0,29}{0,20})) = 60,7$$

Der Freiheitsgrad beträgt $(7-1)^2 - 7 = 29$. Da $\chi^2_{95;29} = 42.6$, wie auf einer entsprechenden Tabelle nachgesehen werden kann, ist mit Sicherheit die Nullhypothese zu verwerfen, was bedeutet, daß es sich hierbei um einen MARKOV-Prozeß, um eine Abhängigkeit der Lithofazies voneinander, handelt.

Vor weiteren Untersuchungen wurden auch die übrigen Aufschlüsse diesem Test unterzogen und die Ergebnisse in Tab. 4 dargestellt.

	t	χ^2_S	ν	$\chi^2_{95\,\%}$	Aussage
Aufschluß 6	50	60,7	29	42,6	differiert signifikant
Aufschluß 7	14	25,3	19	30,1	differiert nicht signifikant
Aufschluß 8	52	56,1	29	42,6	differiert signifikant
Aufschluß 10	27	70,1	19	30,1	differiert signifikant
Aufschluß 11	30	41.1	11	19,7	differiert signifikant
Aufschluß 12	86	111,8	19	30,1	differiert signifikant
Aufschluß 15+16	61	56,1	19	30,1	differiert signifikant
Aufschluß 17	9	16	11	19,7	Stichprobe zu klein
Aufschluß 20	13	30,2	19	30,1	Stichprobe zu klein

Tab. 4: Ergebnisse des χ^2-Testes für die Aufschlüsse in Greifensteiner Schichten. t = Gesamtzahl der beobachteten Übergänge; χ^2_S berechnet nach Formel (1); ν = Anzahl der Freiheiten; $\chi^2_{95\,\%}$ = Grenzwert aus Chi-Quadrat-Tafel.

Somit kann man von der Annahme ausgehen, daß auch die Aufschlüsse 8, 10-12 und 15 + 16 MARKOV-Eigenschaft besitzen. Um nun in ihnen speziell jene Übergänge herauszufiltern, die eine signifikante Abhängigkeit voneinander besitzen, d. h. die eine MARKOV-Kette darstellen, kann man sich der von A. D. MIALL (1973) vorgeschlagenen Methode bedienen. Dabei wird die Matrix der relativen Häufigkeiten (vgl. Abb. 39 und 40) mit einer Zufallsverteilung (independent trials probability matrix) verglichen, die sich nach der Formel

$$r_{ij} = s_{\hat{j}} / (t - s_i) \qquad (2)$$

errechnet.(vgl. A.D. MIALL, 1973, S. 351, Formel 1). Hierbei ist wiederum t die Summe der beobachteten Übergänge und s_i die Zeilensumme aus der Übergangsmatrix. $s_{\hat{j}}$ stellt jene Spaltensumme dar, deren Wert der Zeilensumme s_i angeglichen wurde (es ist somit $s_{\hat{j}} = s_i$, für i = 1,..,k), damit die Summe der Werte einer Zeile 1 (100 %) ergibt.

Wiederum muß eine Nullreihe in dieser Matrix entstehen, da Übergänge in die gleiche Lithofazies nicht erlaubt sind. Abb. 42 enthält die Independent trials probability-Matrizen jener Aufschlüsse, die nach dem χ^2-Test MARKOV-Eigenschaft besitzen.

Nun wird nach der Formel

$$d_{ij} = (\rho_{ij} - r_{ij}) \cdot 100 \qquad (3)$$

eine Differenzenmatrix zwischen Wahrscheinlichkeitsmatrix und Independent trials probability matrix gebildet (s. Abb. 43). Besondere Beachtung verdienen jetzt die positiven Werte dieser Matrix, die anzeigen, daß diese Übergänge öfter als mit zufälliger Häufigkeit auftreten. Die Summe der Werte einer Reihe muß Null ergeben.

Diese Methode eröffnet die Möglichkeit, korrigierte Baum-Diagramme (corrected facies relationship diagram) aufzustellen, wie dies in Abb. 44 geschehen ist, wobei nur positive Werte der Differenzenmatrix herangezogen werden. Das Resultat stellt eine deutliche Verbesserung und Präzisierung der Aussagekraft der Baum-Diagramme in Abb. 41 dar. Jene Übergänge, die negative oder sehr kleine positive Werte aufwiesen, wurden ausgeschieden, da sie als rein zufällig und nicht mit der MARKOV-Eigenschaft behaftet angesehen werden.

Man muß sich aber bewußt sein, daß die mehrgliedrigen Abfolgen, wenn man sie in ihrer Gesamtheit betrachtet, MARKOV-Ketten höherer Ordnung darstellen, während wir von MARKOV-Ketten erster Ordnung ausgingen. Das bedeutet, daß in der Natur nicht alle beschriebenen Übergänge hintereinander entwickelt sein müssen, wie an folgendem Beispiel gezeigt werden soll:

Aufschluß 6

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c
1		0,17	0,09	0,13	0,13	0,19	0,29
2a	0,07		0,10	0,14	0,14	0,21	0,34
2b	0,07	0,17		0,13	0,13	0,20	0,30
2c	0,07	0,18	0,09		0,14	0,20	0,32
3a	0,07	0,18	0,09	0,14		0,20	0,32
3b	0,07	0,20	0,10	0,15	0,15		0,33
3c	0,08	0,22	0,11	0,17	0,17	0,25	

Aufschluß 8

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c
1		0	0	0	0	0	0
2a	0		0,09	0,15	0,28	0,09	0,39
2b	0	0,10		0,15	0,27	0,08	0,40
2c	0	0,11	0,09		0,29	0,09	0,42
3a	0	0,13	0,10	0,18		0,10	0,49
3b	0	0,10	0,08	0,15	0,27		0,40
3c	0	0,15	0,12	0,21	0,40	0,12	

Aufschluß 10

L \ H	2a	2b	2c	3a	3b	3c
2a		0,13	0,13	0,26	0,35	0,13
2b	0,17		0,13	0,25	0,32	0,13
2c	0,17	0,13		0,25	0,32	0,13
3a	0,19	0,14	0,14		0,39	0,14
3b	0,21	0,16	0,16	0,31		0,16
3c	0,17	0,13	0,13	0,25	0,32	

Aufschluß 11

L \ H	2a	2b	2c	3a	3b	3c
2a		0	0,18	0,18	0,09	0,55
2b	0		0	0	0	0
2c	0,31	0		0,15	0,08	0,46
3a	0,31	0	0,15		0,08	0,46
3b	0,29	0	0,14	0,14		0,43
3c	0,45	0	0,22	0,22	0,11	

Aufschluß 12

L \ H	2a	2b	2c	3a	3b	3c
2a		0,14	0,24	0,24	0,09	0,29
2b	0,26		0,21	0,21	0,08	0,25
2c	0,28	0,13		0,23	0,09	0,27
3a	0,28	0,13	0,23		0,09	0,27
3b	0,25	0,11	0,20	0,20		0,24
3c	0,30	0,13	0,24	0,24	0,09	

Aufschluß 15+16

L \ H	2a	2b	2c	3a	3b	3c
2a		0,09	0,14	0,30	0,30	0,17
2b	0,07		0,14	0,30	0,30	0,19
2c	0,08	0,09		0,32	0,32	0,19
3a	0,09	0,11	0,18		0,39	0,23
3b	0,09	0,11	0,18	0,39		0,23
3c	0,08	0,10	0,16	0,33	0,33	

Abb. 42: Independent trials probability-Matrizen der Aufschlüsse 6, 8, 10, 11, 12 und 15 + 16.

Aufschluß 6

H / L	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c
1		53	21	-13	-13	-19	-29
2a	17		-10	-2	-2	-9	6
2b	18	8		-13	-13	30	-30
2c	-7	15	8		3	-20	1
3a	-7	-18	-9	-14		30	18
3b	-7	-20	1	-4	2		28
3c	-8	-8	-4	4	12	4	

Aufschluß 8

H / L	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c
1		0	0	0	0	0	0
2a	20		-9	-15	-28	-9	41
2b	0	-10		-15	-2	17	10
2c	0	3	5		0	5	-13
3a	0	-13	-10	5		-2	20
3b	0	-10	17	-15	-2		10
3c	0	1	-1	0	7	-7	

Aufschluß 10

H / L	2a	2b	2c	3a	3b	3c
2a		12	12	-1	-10	-13
2b	83		-13	-25	-32	-13
2c	-17	20		-25	35	-13
3a	-2	-14	3		27	-14
3b	-21	-4	-16	19		22
3c	-17	-13	20	8	1	

Aufschluß 11

H / L	2a	2b	2c	3a	3b	3c
2a		0	7	7	-9	-5
2b	0		0	0	0	0
2c	-31	0		-15	-8	54
3a	-31	0	-15		-8	54
3b	-29	0	-14	86		-43
3c	5	0	-5	-5	6	

Aufschluß 12

H / L	2a	2b	2c	3a	3b	3c
2a		1	31	-24	-4	-4
2b	-26		-9	23	-8	19
2c	34	12		-23	4	-27
3a	-15	-13	-10		10	29
3b	8	-11	-3	30		-24
3c	2	3	-19	23	-9	

Aufschluß 15+16

H / L	2a	2b	2c	3a	3b	3c
2a		-9	-14	20	-30	33
2b	-7		6	-10	-10	21
2c	5	-9		-32	30	6
3a	-3	-5	-6		19	-5
3b	-3	1	-6	25		-17
3c	2	0	14	-3	-13	

Abb. 43: Differenzenmatrizen der Aufschlüsse 6, 8, 10, 11, 12 und 15 + 16. Die positiven Werte werden durch schräge Ziffern hervorgehoben.

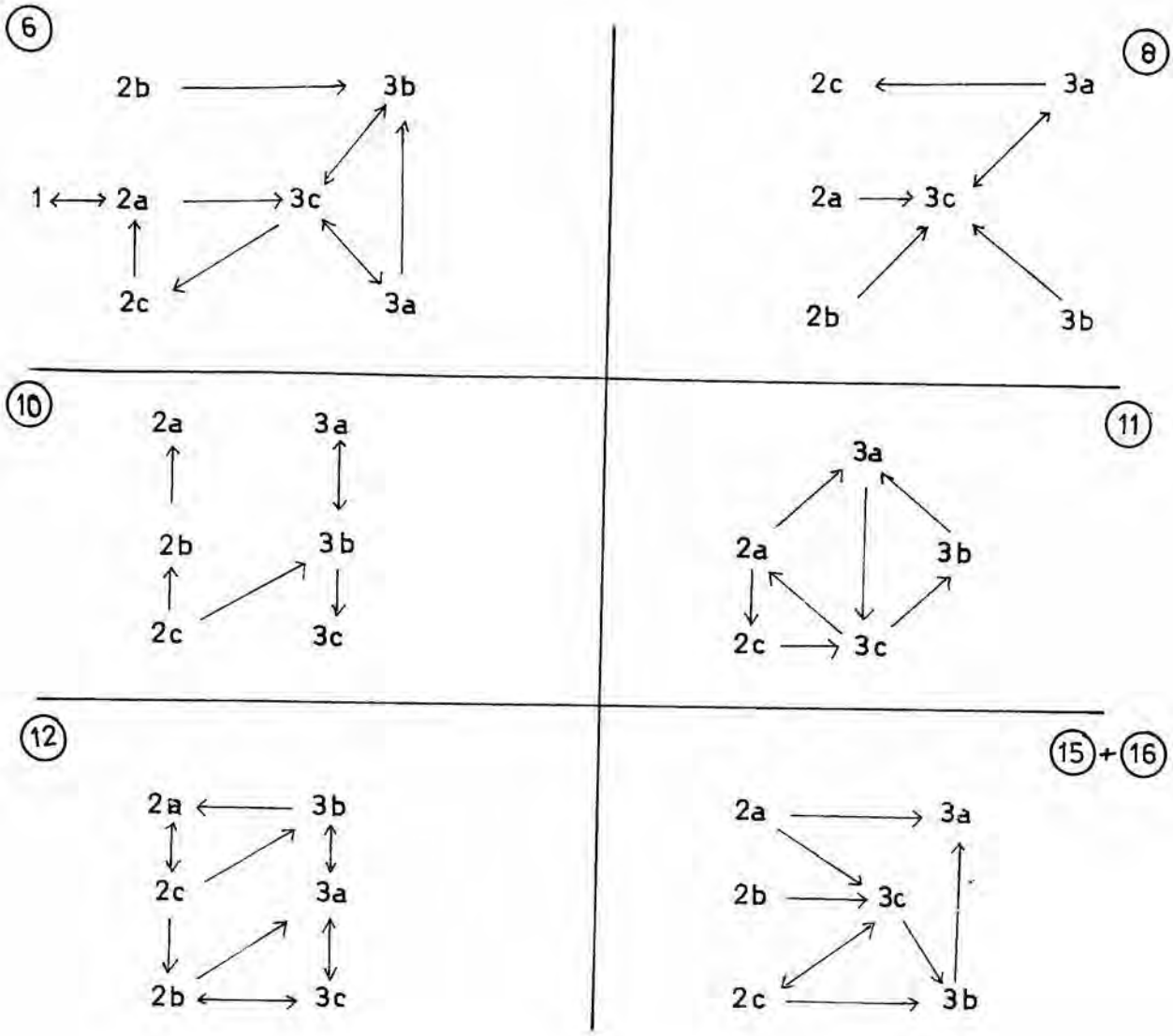


Abb. 44: Korrigierte Baum-Diagramme der Aufschlüsse 6, 8, 10, 11, 12 und 15 + 16.

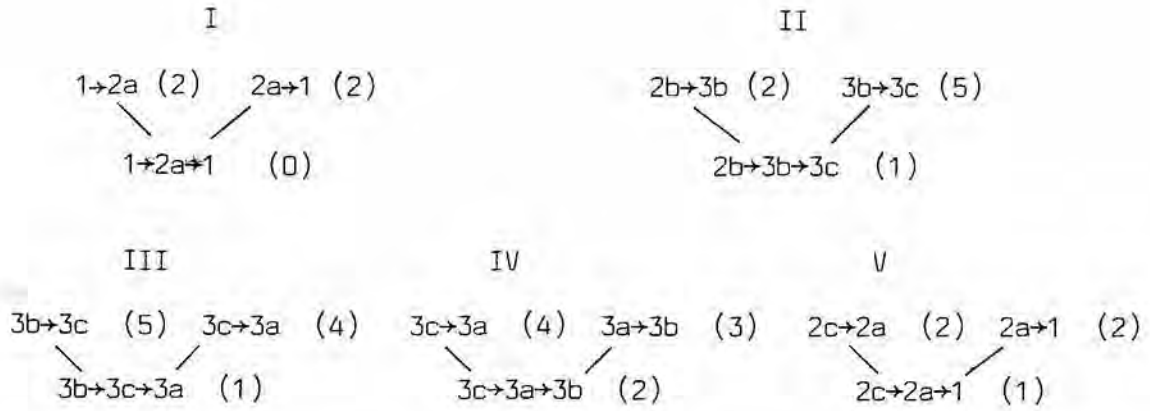
Nimmt man für den Aufschluß 6 (Strombauamt) nur den höchsten Wert der Differenzenmatrix für jeden lithofaziellen Übergang, erhält man die Reihen:

1→2a→1 , 2b→3b→3c→3a→3b und 2c→2a.

Faßt man diese zu Dreiergruppen zusammen, ergeben sich folgende Sequenzverbände:

I: 1→2a→1 , II: 2b→3b→3c , III: 3b→3c→3a , IV: 3c→3a→3b und V: 2c→2a→1.

Eine Zerlegung in die Zweierbeziehungen zeigt das folgende Graph (in Klammer ist jeweils die Zahl der tatsächlichen Übergänge angegeben):



Theoretisch könnte jeder Dreierverband mit derselben Häufigkeit wie die kleinste Präferenz zwischen zwei Bestandteilen auftreten. Tatsächlich kommt er aber wesentlich seltener, im Fall von Sequenz I überhaupt nicht, vor. Man sieht daraus, daß in den Baum-Diagrammen zwar Aussagen über die Beziehung einer Lithofazies zur nächstfolgenden getroffen werden können, daß man aber bei der Interpretation mehrgliedriger Sequenzverbände (MARKOV-Ketten höherer Ordnung) vorsichtig sein und nachprüfen muß, ob sie in der Natur tatsächlich verwirklicht sind.

Obwohl die Korrelation der Aufschlüsse aufgrund der mangelnden Aufschlußverhältnisse problematisch ist, besteht die Möglichkeit, die erhaltenen bevorzugten lithologischen Abfolgen untereinander auf statistische Signifikanz zu testen. Wenn es also in allen Aufschlüssen zu etwa den gleichen bevorzugten Übergängen kommt, spricht man von einer über alle Aufschlüsse stationären MARKOV-Abhängigkeit. Sie ist für alle Teilprofile oder lateralen Äquivalente eines lithologischen Komplexes zu erwarten. Nach J.W. HARBAUGH & G. BONHAM-CARTER (1970, S. 124) setzt man dazu in der Formel

$$\chi^2 = 2 \sum_{i}^{m} \sum_{jl}^{k} n_{ijl} \log_e \frac{\rho_{ilj}}{q_{jl}} \qquad (4)$$ ein.

Es ist m = die Zahl der Aufschlüsse, die miteinander verglichen werden; k = Anzahl der Reihen oder Spalten. n_{ijl} sind die Elemente der Übergangs- und ρ_{ijl} die der Wahrscheinlichkeitsmatrix für jeden Aufschluß, während q_{jl} für die Elemente einer aus allen Werten konstruierten Wahrscheinlichkeitsmatrix (s. Abb. 46) steht. Die Zahl der Freiheiten beträgt $(m-1).\{k(k-1)\}$.

Wir stellen die Nullhypothese auf, daß die lithofaziellen Übergänge der verschiedenen Aufschlüsse voneinander unabhängig seien, daß also die Profile

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	s_i
1	-	2	1	-	-	-	-	3
2a	3	-	4	15	6	3	18	49
2b	1	4	-	2	6	4	8	25
2c	-	14	7	-	3	10	10	44
3a	-	4	1	8	-	21	28	62
3b	-	3	5	4	23	-	11	46
3c	-	18	7	14	28	10	-	77
s_j	4	45	25	43	66	48	75	t = 306

Abb. 45:
Übergangsmatrix aus allen in den Aufschlüssen beobachteten Übergängen (vgl. Abb. 37 und 38).

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c
1		0,7	0,3				
2a	0,06		0,08	0,31	0,12	0,06	0,37
2b	0,04	0,16		0,08	0,24	0,16	0,32
2c		0,31	0,16		0,07	0,23	0,23
3a		0,06	0,02	0,13		0,34	0,45
3b		0,07	0,10	0,09	0,5		0,24
3c		0,24	0,09	0,18	0,36	0,13	

Abb. 46:
Wahrscheinlichkeitsmatrix aus allen in den Aufschlüssen 6, 8, 10, 11, 12 und 15+16 beobachteten Übergängen.
Abgeleitet aus Abb. 45.

in ihren Aussagen nichts miteinander zu tun hätten. Nach Formel (4) errechnet sich χ^2 aus den Abbildungen 37/38a, b (n_{ijl}), 39/40a, b (ρ_{ijl}) und 46(q_{jl}) folgendermaßen:

$$\chi^2_S = 2 \{2 \ln \left(\frac{0,24}{0,06}\right) + 1 \ln \left(\frac{0,12}{0,31}\right) + 1 \ln \left(\frac{0,12}{0,06}\right) + \ldots + 3 \ln \left(\frac{0,30}{0,36}\right) +$$

$$+ 2 \ln \left(\frac{0,20}{0,13}\right) \} = 213$$

Anmerkung zum besseren Nachvollzug des Beispiels: Es beginnt mit den Übergängen im Steinbruch Strombauamt und endet mit denen des Aufschlusses Pallerstein. Jene Übergänge, die in beiden Wahrscheinlichkeitsmatrizen denselben Wert besitzen, fallen heraus, da der natürliche Logarithmus von 1 gleich Null ist.

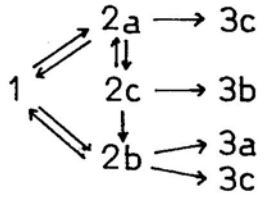
Da sechs Aufschlüsse verglichen wurden und jeweils sieben Zeilen oder Spalten vorhanden sind, beträgt die Zahl der Freiheiten in unserem Fall 210. Der entsprechende χ^2-Grenzwert für 95 %-ige Sicherheit liegt mit ∿ 250 unserem χ^2_S nahe. Das deutet darauf hin, daß die Nullhypothese möglicherweise nicht zu widerlegen ist, jedenfalls daß der Umfang der Stichprobe zu klein ist. Trotzdem erscheint es interessant, auch eine Independent trials probability matrix aus der Übergangsmatrix aus allen Aufschlüssen (s. Abb. 47) herzustellen und nach der erwähnten Methode von A.D. MIALL (1973) eine Differenzenmatrix zu bilden (s. Abb. 48).

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c
1		0,16	0,08	0,15	0,20	0,15	0,26
2a	0,01		0,10	0,17	0,24	0,18	0,30
2b	0,01	0,17		0,16	0,22	0,16	0,27
2c	0,01	0,19	0,10		0,24	0,18	0,28
3a	0,01	0,20	0,10	0,18		0,19	0,32
3b	0,01	0,19	0,10	0,17	0,24		0,29
3c	0,01	0,21	0,11	0,19	0,27	0,20	

Abb. 47:
Independent trials probability-Matrix aus allen in den Aufschlüssen 6, 7, 10, 11, 12 und 15+16 beobachteten Übergängen.
Abgeleitet aus Abb. 45.

L \ H	1	2a	2b	2c	3a	3b	3c
1	-	54	22	-15	-20	-15	-26
2a	5	-	-2	14	-12	-12	7
2b	3	-1	-	-8	2	0	4
2c	-1	13	6	-	-8	5	-5
3a	-1	-14	-8	-5	-	15	13
3b	-1	-12	0	-8	26	-	-5
3c	-1	2	-2	-1	9	-7	-

Abb. 48:
Differenzenmatrix aus den Abb. 46 und Abb. 47.
Hohe Übergangswahrscheinlichkeiten sind durch schräggestellte Ziffern hervorgehoben.



3b ⇆ 3a ⇆ 3c → 2a

Abb. 49: Corrected facies relationship diagrams, abgeleitet aus den Aufschlüssen 6, 8, 10, 11, 12 und 15+16.

Das sich ergebende korrigierte Baum-Diagramm ist in Abb. 49 dargestellt. Der Übersichtlichkeit halber ist es zweigeteilt.

Zusammenfassung der Sedimentations-Sequenzen

In den Aufschlüssen der Greifensteiner Schichten kommt es zur Wechsellagerung der verschiedenen Lithofazies. Diese Abfolgen kann man in Matrizen und Baum-Diagrammen darstellen. Nun stellt sich die Frage, ob es sich um rein zufällige Abfolgen handelt, oder ob die Lithofazies einander in einer bestimmten Reihenfolge ablösen. Wenn letzteres der Fall ist, dann beeinflussen die Lithofazies einander gegenseitig.

Prozesse, bei denen vorausgehende Elemente die nachfolgenden bestimmen, nennt man MARKOV-Prozesse. Mit Hilfe eines statistischen Testes, des χ^2-Testes, ist es möglich, Abfolgen auf diese Eigenschaft zu untersuchen. Liegt sie vor, kann man nach einer von A.D. MIALL (1973) vorgeschlagenen Methode jene Übergänge herausfiltern, die mit einer weit größeren Häufigkeit als der rein zufälligen auftreten. Dabei darf man allerdings nicht vergessen, daß es sich bei diesem Verfahren stets um MARKOV-Prozesse 1. Ordnung handelt. Das bedeutet, daß nur die Abhängigkeit zwischen einer vorausgehenden und der ihr unmittelbar folgenden Lithofazies gegeben ist. Dennoch gelangt man bei entsprechender Kombination immer wieder zu ähnlichen mehrgliedrigen Sequenzen. Man kann daher annehmen, daß die Ablagerungsprozesse in den Aufschlüssen der Greifensteiner Schichten nach etwa denselben Gesetzmäßigkeiten abliefen. Im einzelnen zeigt sich, daß die Konglomeratfazies (Fazies 1) nur mit den mächtigen Mittel- bis Grobsandsteinen (Fazies 2) korrespondiert und es niemals zu Übergängen von Fazies 1 in Fazies 3 ("klassische" Turbidite) oder umgekehrt kommt. Innerhalb der Fazies 2 wiederum gibt es hauptsächlich die Abfolge 2a→2c→2b. Jede dieser Teilfazies kann aber auch von einem Vertreter der "klassischen" Turbidite abgelöst werden. Innerhalb der Fazies 3 kommt es zu engen Wechselbeziehungen. Es gibt hier alle möglichen Kombinationen von Übergängen.

Nimmt man aus der Differenzenmatrix für alle Aufschlüsse (Abb. 48) nur die höchsten Werte pro Zeile, gelangt man zu folgender theoretisch "häufigster" Abfolge:

Die Konglomeratfazies geht in massige Sandsteine über, die ihrerseits von intern geschichteten Sandsteinen überlagert werden. Diese werden von amalga-

mierten Sandsteinen abgelöst. Aus der Fazies der massigen Sandsteine erfolgt auch die Überleitung in die "klassischen" Turbidite. Sie bestehen vorerst aus Silt-/Ton-Wechsellagerungen (Fazies 3c), dann treten Bouma-Abschnitte Ta hinzu (Fazies 3a) und schließlich bilden sich mehr oder weniger voll entwickelte Bouma-Sequenzen (Fazies 3b) aus.

6.2.5. Die Beziehungen der Aufschlüsse und ihrer Lithofazies.

Einzelne Schichtglieder der aufgenommenen Profile sind nicht korrelierbar, da die Aufschlußverhältnisse zwischen den Aufschlüssen ungenügend sind und sich oftmals lithofazielle Wechsel gerade in diesen Bereichen vollziehen.

Ungünstiges Einfallen und die ausgesprochene Fossilarmut tragen ein übriges zu diesem Umstand bei.

Dennoch haben wir aus dem χ^2-Test der Sedimentations-Sequenzen ableiten können, daß - obwohl die einzelnen Aufschlüsse oft recht unterschiedliche Anteile an Konglomeraten, massigen Sandsteinen und "klassischen" turbiditischen Sedimenten besitzen - in etwa dieselben lithofaziellen Übergänge bevorzugt werden. Die Aufteilung der einzelnen Lithofazies auf die Gesamtmächtigkeit der Aufschlüsse wird in Tab. 5 und Abb. 50 dargestellt.

Die Konglomerate bechränken sich, wie schon erwähnt, auf jene Aufschlüsse, die im sogenannten nördlichsten Greifensteiner Zug situiert sind, wo sie sehr unterschiedlich an der Gesamtmächtigkeit beteiligt sind.

Die größte Kontinuität besitzen die mächtigen Rinnensedimente der Fazies 2a, die in allen Aufschlüssen auftreten und im Durchschnitt 62 % der Gesamtlänge eines Profiles ausmachen.

Sie werden stets von jenen Sedimenten des Rinnen- und Zwischenrinnenbereiches begleitet, die mit der Bouma-Zyklik beschreibbar sind, im Durchschnitt aber nur 18 % der Gesamtmächtigkeit eines Aufschlusses stellen.

Wollte man also die Greifensteiner Schichten sehr generalisierend charakterisieren, kann man feststellen, daß praktisch immer eine Zweiteilung der Aufschlüsse in Abschnitte mit großen Bankmächtigkeiten und solche mit dünnen Bänken zu erkennen ist (s. Abb. 51).

Hält man sich an die Kurve in Abb. 30, kann man zwischen diesen eine willkürliche Grenze bei ca. 30 cm Mächtigkeit wählen, die auch eine Grenze zwischen Ablagerungsmechanismen zu sein scheint.

Zug		Aufschluß	%-Anteil an der Gesamtmächtigkeit Lithofazies 1	2a	2b	2c	3a	3b	3c	% mit Bouma-Zyklik beschreibbar (3a+3b+3c)
nördlicher	6	Strombauamt	17,7	58,1	3,5	8,1	3,9	6,3	2,7	12,9
	7	Greifenstein	4,1	79,7	4,3	0	7,3	4,4	0,2	11,9
	8	Burg Greifenstein	70	4,3	2,8	5,1	5,5	3,3	9	17,8
		Durchschnitt $\bar{x}$	30,6	47,4	3,5	4,4	5,6	4,7	4	14,2
		Standardabw. σ	34,8	38,8	0,7	4,1	1,7	1,5	4,5	3,2
mittlerer	10	Schleifsteinbruch	0	52,7	21,2	3,2	7,3	14,6	1	22,9
	11	Reißtal	0	92,4	4	1,7	0,5	0,3	1,1	1,9
	12	Hagenbachklamm	0	72,9	15,4	6,6	2	1,4	1,7	5,1
		Durchschnitt $\bar{x}$	0	72,7	13,5	3,8	3,3	5,4	1,3	10
		Standardabw. σ		19,9	8,7	2,5	3,6	8	0,4	11,3
südlicher	15	Höbersbach	0	84,9	1,2	2,4	2	5,7	3,8	11,5
	16	Pallerstein	0	7,6	2,4	8,7	46,5	33,4	1,4	81,3
	17	Troppberg	0	93,2	0	0,5	4,2	1,4	0,7	6,3
	20	Potzenstein	0	75,7	13,6	1,2	3,9	3,9	1,7	9,5
		Durchschnitt $\bar{x}$	0	65,4	4,3	3,2	14,2	11,1	1,9	27,2
		Standardabw. σ		39,2	6,3	3,7	21,6	15	1,3	36,2
		Gesamtdurchschnitt	9,2	62,2	6,8	3,8	8,3	7,5	2,3	18,1
		Standardabw. σ	22,1	32,4	7,2	3,2	13,6	10	2,6	23

Tab. 5: Die prozentuelle Mächtigkeitsverteilung verschiedener Lithofazies an den Aufschlüssen der Greifensteiner Schichten.

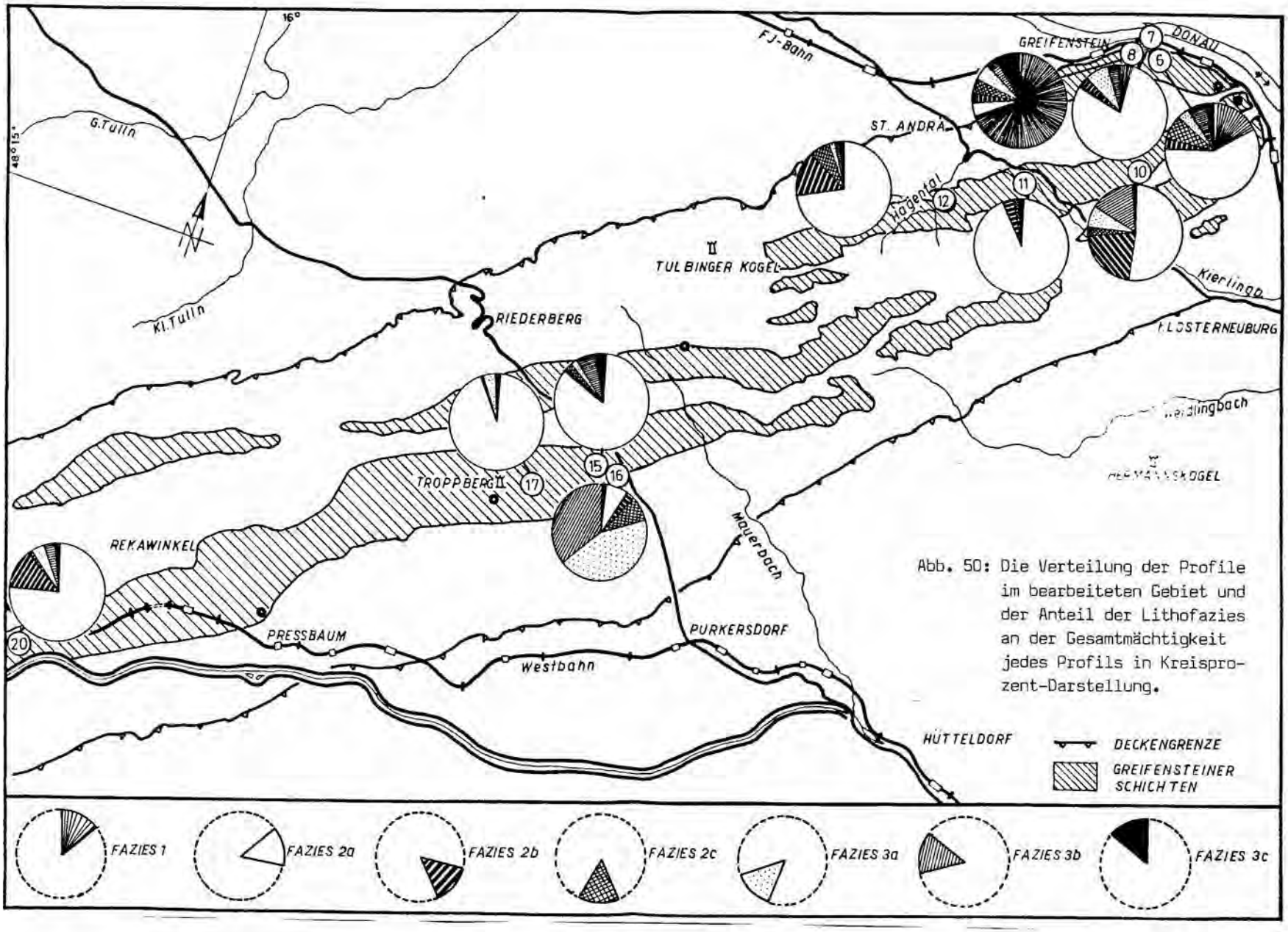


Abb. 50: Die Verteilung der Profile im bearbeiteten Gebiet und der Anteil der Lithofazies an der Gesamtmächtigkeit jedes Profils in Kreisprozent-Darstellung.

Am Aufbau des mächtigen Abschnittes sind hauptsächlich Fazies 1, 2a und 2 b beteiligt, die dünnbankige Serie macht vorwiegend Fazies 3, teilweise auch Fazies 2c, die aber nach Tab. 5 nur den verschwindend kleinen Mächtigkeitsanteil von ca. 4 % besitzt, aus.

Abb. 51: Zweiteilung des Steinbruches Strombauamt (Westteil) in mächtige Bänke im Liegenden und dünne Lagen im Hangenden.

Zum Abschluß werden die Aufschlüsse nach den drei in der Natur ausgeschiedenen Gesteinszügen zusammengefaßt, wobei in Abb. 52 Fazies 1 und 2a aufgrund ihrer ähnlich mächtigen Sedimentationseinheiten (vgl. auch Abb. 29) zusammengezogen wurden. Die Summenprozente auf der Ordinate sind in logarithmischem Maßstab aufgetragen.

Deutlich ablesbar ist wiederum der hohe Anteil der Fazies 2a an allen Lokalitäten. Während sich der Prozentsatz für Fazies 2c, 3a und 3b im nördlichen und mittleren Zug ziemlich konstant um 5 % hält, tritt im südlichen Zug ein deutlich höherer Anteil an Fazies 3a und 3b auf. Obwohl letzterer Umstand stark auf das Konto des Aufschlusses Pallerstein geht, kann man generell sagen, daß die geringmächtigen, feinkörnigen Sedimente aus "klassischen" Trübeströmen von Norden gegen Süden zunehmen. Auch werden die Pelitlagen der "klassischen" Turbidite etwas mächtiger, sodaß das Psammit/Pelit-Verhältnis im gleichen Sinn abnimmt. Diese Tatsachen werden durch den Umstand des Verschwindens der Fazies 1 (keine Konglomerate im

mittleren und südlichen Zug) von Norden gegen Süden unterstrichen.

Damit ist ein Hinweis auf abnehmende Proximalität der Ablagerungen der Greifensteiner Schichten gegen Süden gegeben.

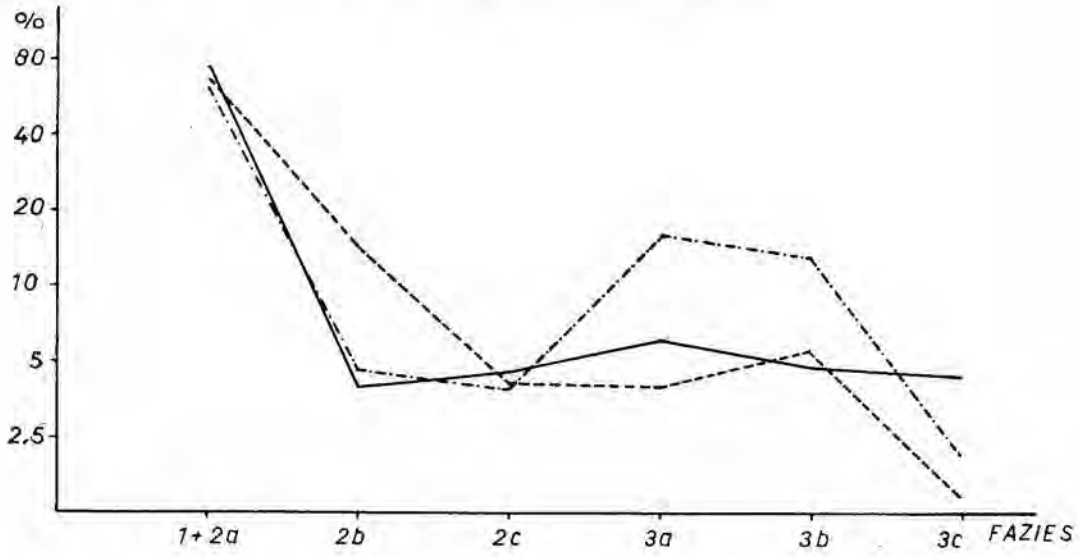


Abb. 52: Diagramm der prozentuellen Mächtigkeitsverteilung der verschiedenen Lithofazies an den drei Greifensteiner Geländezügen.
—— nördlicher Zug
---- mittlerer Zug
-·-·- südlicher Zug

6.3. Lebensspuren

Im Ablagerungsraum von Flyschen sind im allgemeinen die Lebensbedingungen (Nahrungsangebot, Sauerstoffzufuhr etc.) für Lebewesen nicht optimal. Die Fossilführung ist deswegen meist bescheiden (vgl. Biogenbeschreibung im Kapitel "Petrographische Untersuchung der Psephite der Greifensteiner Schichten")und man ist für Hinweise auf vorzeitiges Leben auf Spuren von Tieren, die im Sediment graben oder fressen (inbenthic animals), oder von Sedimentfressern (deposit-feeders), Aasfressern oder räuberischen Organismen, die sich auf dem Substrat (epibenthic) bewegen, angewiesen.

Erstere sind als Vollrelief in Peliten oder als Halbrelief an Sandsteinunterseiten (Hyporelief) erhalten, zweitere treten in konvexer oder konkaver Form auf Bankoberseiten (Epirelief) auf.

In letzter Zeit gibt es - neben der reinen Beschreibung - in zunehmendem Maße Bemühungen, Lebensspuren mit ihrem Paläoenvironment in Beziehung zu setzen (vgl. T. CRIMES et al., 1981; J. KERN, 1977). Durch sie weiß man,

daß Spurenfossilien-Assoziationen nicht einfach auf Erhaltungszustände oder auf Variationen des Psammit-/Pelit-Anteiles zurückzuführen sind, sondern mit dem Vorkommen in einem bestimmten Abschnitt eines submarinen Fächers zu tun haben können.

Lebensspuren haben darüber hinaus den Vorzug, daß sie kaum in jüngere Schichten umgelagert sind.

Nach der von A. SEILACHER (1967) vorgeschlagenen bathymetrischen Klassifikation ist für Tiefwasserablagerungen die Nereites-Fazies charakteristisch, die wir teilweise auch in den Greifensteiner Schichten vorliegen haben.

Im einzelnen wurden in Greifensteiner Schichten folgende Ichnogenera beobachtet:

a) Vollrelief-Spuren

Chondrites (sehr selten): Es sind eher die kleinen Typen von einigen Millimetern Breite und einigen Zentimetern Länge dieser stark verästelten Grabbauten eines Sedimentfressers entwickelt, die nicht parallel zur Schichtung angelegt sind.

Chondrites zeigt im Wienerwaldflysch engere Beziehungen zur Kreide als zum Paläogen und ist daher in den distaleren Ablagerungen der Kahlenberger und Sieveringer Schichten - zusammen mit Helminthoidea - wesentlich häufiger anzutreffen.

Phycosiphon (sehr selten): U-förmige Schlingen von wenigen Millimetern Breite, die geweihartige, verzweigte Systeme parallel zur Schichtung in Peliten der Greifensteiner Schichten bilden.

Eine Ausnahme in zweierlei Hinsicht stellt

Zoophycos (schraubenförmige Form; selten, s. Abb. 53) dar. Es ist zum einen die einzige Vollrelief-Spur in Greifensteiner Schichten, die in (Fein-)Sandsteinen auftritt, zum anderen ist Zoophycos nach A. SEILACHER (1967) für den Stillwasserbereich (unter der Wellenbasis am Schelfrand) bis zur Zone der beginnenden turbiditischen Sedimentation - also nicht für Tiefsee-Fächersysteme - charakteristisch, was allerdings in letzter Zeit durch das Auffinden in fast allen marinen Environments in zunehmendem Maße in Frage gestellt wird (vfl. T. CRIMES, 1973, S. 127).

Abb. 53: Zoophycos sp., Vollreliefspur aus dem Steinbruch Greifenstein.

Bei Zoophycos handelt es sich um kreisrund in Erscheinung tretende Spreitenbauten eines Sedimentfressers, die schräg zu den Schichtflächen orientiert sind. Ihr Durchmesser beträgt bei den aufgefundenen Exemplaren zwischen 8 cm und 25 cm.

b) Epirelief-Spuren

Granularia (sehr selten): Die wenigen Vorkommen, die möglicherweise diesem Ichnogenus zugezählt werden können, sind unverzweigte Röhren, die unter flachem Winkel in die Sandsteinoberfläche eindringen. Sie sind parallel zur Schichtung ausgewalzt. Das Charakteristikum dieser 10 bis 15 mm breiten Bauten sind kleine elliptische Eindrücke, mit denen die Tunnelwände versehen sind.

Die bekanntesten Lebensspuren aus Greifensteiner Schichten sind Scolicia-Fährten (häufig), die allerdings erhebliche nomenklatorische Schwierigkeiten bereiten. Prinzipiell bestehen zwei Auffassungen: W. HÄNTZschel (1975, S. W 106) teilt Scolicia in konkave Oberflächenspuren vom Typ "Palaeobullia" und konvexe Unterflächenspuren vom Typ "Subphyllochorda"

und deutet beide als vom selben Lebewesen erzeugt.

Als zweite Möglichkeit sieht M. KSIAZKIEWICZ (1977) Scolicia und Subphyllochorda als jeweils eigenständige Spur an.

Ohne einer dieser Vorstellungen den Vorzug zu geben, soll hier die Epirelief-Spur besprochen werden: Sie besteht aus zwei parallelen, gewundenen, seichten Furchen, die in der Mitte durch einen niedrigen Grat getrennt und an den Außenseiten durch zwei hohe Grate begrenzt werden. Die ganze Spur hat unregelmäßig querlaufende Linien und ist bis zu 7 cm breit, wobei der Mittelgrat etwas weniger als ein Drittel der Gesamtbreite ausmacht. Als Erzeuger nimmt man Gastropoden, Echinoiden, Crustaceen oder Polychaeten an.

c) Hyporelief-Spuren

Eines der eigenartigsten Spurenfossilien ist das weltweit verbreitete Paleodictyon (selten). Es kommt in den Greifensteiner Schichten sowohl als typisch regelmäßiges, hexagonales Netzwerk im Sediment, als auch als Abdruck sechseckiger Röhren an Sandsteinunterflächen vor. Dementsprechend wird es auch als prädepositionaler bis postdepositionaler Bau eines Sedimentfressers gedeutet. Leider ist dieses Spurenfossil so selten, daß kein Vergleich der Orientierung seiner Röhren mit Paläoströmungsdaten, wie er von T. CRIMES & J. CROSSLEY (1980) durchgeführt wurde, möglich war.

Ebenso selten ist seine Vergesellschaftung mit den Ichnogenera

Spirorhaphe (sehr selten) und

Cosmorphaphe (sehr selten). J. KERN (1978, S. 258 f.) berichtet von einem einzigen Vorkommen in den Greifensteiner Schichten an der Unterseite einer 5 - 10 cm mächtigen Sandsteinbank des Steinbruches Peilerstein (in dieser Arbeit als Aufschluß Nr. 17, Troppberg, bezeichnet).

Ein weiterer spiraliger Fossilabdruck wurde in Form von Spirophycus (sehr selten, s. Abb. 54) festgestellt. Spirophycus zeigt eine weite Formenpalette aus einfachen zylindrischen Strukturen, von sich parallel schlingenden Mäandern bis zu sich an einem Ende einrollenden Spiralen. Der Durchmesser der Röhren beträgt 3 bis 6 cm, die Schlingen sind etwa 8 cm lang und liegen ca. 2 cm voneinander entfernt, die Spiralen messen ca. 10 cm im Durchmesser. Sie werden Polychaeten zugeschrieben.

Abb. 54: Nicht identifizierte Hyporelief-Spuren aus dem Steinbruch Greifenstein. Bei den spiralförmigen Gebilden in der linken Bildhälfte könnte es sich um Spirophycus sp. handeln.

Runde bis ovale Spuren auf

Sublorenzinia (selten, s. Abb. 55) zurückzuführen sein. Die rosettenförmigen Gebilde aus runden oder gelängten, einige Millimeter breiten "Wülsten" verschiedener Länge treten nur im Schleifsteinbruch auf und sind bislang aus Greifensteiner Schichten noch nicht bekannt.

Tatsächlich ist diese Bestimmung fraglich, da Sublorenzinia nur von Bankunterseiten und hauptsächlich aus der Oberkreite (Cenomen - Turon) beschrieben ist, wenngleich T. CRIMES et al. (1981, S. 962) auch ein Vorkommen aus Oberpaleozän bis Untereozän erwähnen.

Subphyllochorda (häufig, s. Abb. 56 und 57; vgl. auch Scolicia): Eine breite, bandförmige, mäandrierende Spur von 2 cm bis 4 cm Breite, die einige Millimeter aus der Bankunterseite herausragt. Durch zwei schmale, zylindrische Rücken, die jeweils in einem Abstand von 1/3 der Breite vom Außenrand angebracht sind, wird diese Spur dreigeteilt. Bei manchen Exem-

Abb. 55: Nicht näher bestimmte Ichnofauna einer Bankoberseite aus dem Schleifsteinbruch. Das rosettenförmige Gebilde in der oberen Bildmitte besitzt Ähnlichkeit mit Sublorenzinia sp. (Bleistift als Größenvergleich).

Abb. 56: Mehrere Generationen sich überschneidender Scolicia (Subphyllochorda-Typen)-Fährten aus dem Aufschluß Forststraße Pallerstein.

Abb. 57: Konvexe Hyporelief-Spuren von Subphyllochorda sp. aus dem Aufschluß Forststraße Pallerstein. Auf dem rechten Handstück ? Subphyllochorda striata KSIAZKIEWICZ 1970.

plaren ist eine feine Querstreifung sichtbar. Betrifft sie nur den mittleren Lappen, kann Subphyllochorda striata KSIAZKIEWICZ bestimmt werden.

Eine ähnliche, aber zweilappige Spur, in der Nachbarschaft von Subphyllochorda anzutreffen, ist

Taphrhelminthopsis (selten). Sie besteht aus zwei parallelen, mäandrierenden, manchmal leicht quergestreiften, Rücken, die durch eine seichte Furche getrennt sind. Die Gesamtbreite der Spur beträgt 2 bis 2,5 cm.

In der Palette der kretazischen bis eozänen Schichtglieder des Wienerwaldflysches weisen nur die Greifensteiner Schichten im Schleifsteinbruch nach J. KERN (1978) ein Vorkommen von

Lophoctenium (sehr selten) auf. Diese komplexe Spur besteht aus Hauptröhren, die sich zu einig aneinanderliegenden Seitenästen verzweigen. Diese Fiederungen sind meist in die gleiche Richtung orientiert und drehen ihr Ende in Richtung des proximalen Endes der Hauptröhre ein. Die Durchmesser der Röhren liegen im Millimeterbereich, die Gesamtstruktur ist etwa 20 cm lang.

Eine Zwischenstellung zwischen Hypo- und Epirelief-Spuren nehmen geradlinige bis etwas gekrümmte Röhren auf Sandsteinunter- wie -oberflächen ein, die 1 bis 3 mm dick sind und ca. 15 undeutliche konzentrische Ringe pro Zentimeter aufweisen. Es könnte sich um

Arthrophycus (häufig) handeln. Diese Spur ist zwar nur aus dem Ordovicium und Silur sicher nachgewiesen, wird aber von M. KSIAZKIEWICZ (1970, S. 285) aus der Kreide der polnischen Karpaten und von J. KERN (1978) aus Kreide bis Eozän des Wienerwaldflysches beschrieben.

Will man diese Vorkommen paläoökologisch interpretieren, ist es hilfreich, die Ergebnisse von T. CRIMES (1970) und M. KSIAZKIEWICZ (1970) miteinzubeziehen, die zeigen konnten, daß in proximalen Ablagerungen von Dichteströmen hoher Energie (Rinnenbereich) prinzipiell weniger Spurenfossilien auftreten, während in den niederenergetischen Environments (Zwischenrinnenbereich, distalere Ablagerungen) eine größere Häufigkeit mit runden oder ovalen, spiraligen oder mäandrierenden Formen (sogenannte "Tiefwasserformen") gegeben ist.

Auch in den Greifensteiner Schichten findet sich die Mehrzahl der Lebensspuren als sogenannte Hyporelief-Spuren an der Unterseite von dünnen, gradierten Feinsandsteinen oder Silten.

Sedimentfresser im Substrat sind in den pelitischen Anteilen sehr selten. Sie dürften aufgrund der zeitlichen Begrenztheit und räumlich engen Entwicklung dieser Zwischenrinnensedimente keine idealen Lebensbedingungen vorgefunden haben.

Bedeutsam für die Greifensteiner Schichten sind allerdings die Epirelief-Spuren, da sie im Wienerwaldflysch hauptsächlich für diese proximalsten Ablagerungen in Form von massigen, ungradierten Sandsteinen charakteristisch sind. Die hier auftretenden Formen, hauptsächlich Scolicia, kann man nicht zu "Tiefwasserformen" zählen. Es ist damit wieder ein Hinweis auf Rinnenablagerungen des inneren bis mittleren Fächers erbracht, da für diese Rinnen faziesübergreifende Ichnofaunen, durch Vermischung von rasch eingebrachten "Seichtwasserformen" der Cruziana-Fazies mit "Tiefwasserformen" der Nereites-Fazies entstanden, die Regel darstellen.

Das Überwiegen von Spuren epibenthisch lebender Organismen kann mit der relativen Proximalität der Greifensteiner Schichten zu tun haben, etwa im Gegensatz zu distaleren Ablagerungen der Sieveringer oder Laaber Schichten, in denen inbenthische Lebensformen häufiger anzutreffen sind.

7. SCHWERMINERALUNTERSUCHUNGEN

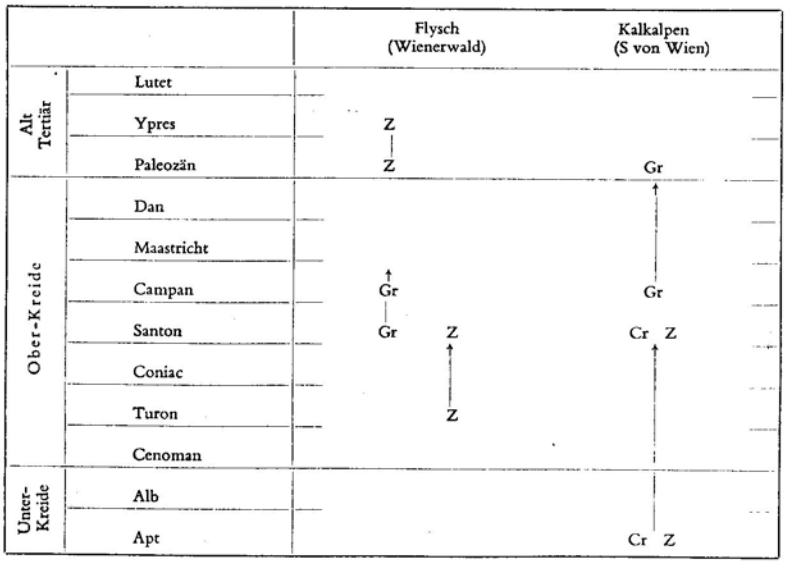
7.1. Bisherige Untersuchungen

Über Schwermineralvergesellschaftungen in der nördlichen Flyschzone gibt es einige Untersuchungen, die auch Ergebnisse aus den Greifensteiner Schichten beinhalten. Sie sind in Tabelle 7 zusammengefaßt.

Die ersten Arbeiten aus diesem Schichtglied stammen von G. WOLETZ (1951, S. 180 ff.). Die in Tab. 7 mit einem Stern gekennzeichneten Proben werden vom Autor jedoch nicht als Greifensteiner Schichten angesprochen, sondern als Oberkreide der Altlengbacher Schichten (fraglicher, nicht "normaler" Oberkreidetypus nach G. WOLETZ) vorgestellt. Da sie sich aber gut in das übrige Spektrum der Greifensteiner Schichten einfügen und ihre Entnahmestelle nach der Lokalitätsangabe denselben zuzurechnen sein dürfte, werden sie von mir den Greifensteiner Schichten zugezählt. Schon G. GÖTZINGER et al. (1954, S. 61) teilten diese Auffassung.

Weitere nicht quantitative Beschreibungen von Schwermineralspektren aus Greifensteiner Schichten finden sich auch bei G. WOLETZ (1954, S. 151 f.), H. WIESENEDER (1962, S. 279) und N. ZADORLAKY-STETTNER (1960, S. 113).

Nach G. WOLETZ (1962, S. 269) ist der Kreide-/Tertiär-Grenzbereich durch den Wechsel von Granatvormacht aus kristallinen Schiefern zu einer Zirkonvormacht aus Eruptivgesteinen gekennzeichnet (s. Tab. 6).



Charakteristische Schwerminerale: Z = Zirkon, Gr = Granat, Cr = Chromit.

Tab. 6: Charakteristische Gehalte an Schwermineralen in Kreide und Alttertiär der östlichen Nordalpen. Nach G. WOLETZ (1962).

	G. WOLETZ 1951, S. 180 ff.														1963,S.115 W. GRÜN et al. 1964, S. 235									
Probennummer	B162	(106)	(105)	T 44	B164	B171	B173	B182	B201	B151a	B151b	* B163a	* 163b	* 185b	3383	106	37	38	39	40	41	42	43	44	45
Granat	5	--	2	3	6	1	--	--	1	1	1	5	21	13	1	--	17	12	16	10	17	8	6	4	2
Zirkon	58	65	66	62	68	77	74	66	68	72	70	66	33	66	65	65	47	40	35	76	36	45	55	75	61
Turmalin	22	22	2	13	13	2	6	4	11	10	11	16	27	--	8	22	29	41	39	10	45	42	39	17	37
Rutil	9	10	25	22	12	20	19	30	19	17	18	10	17	18	22	10	3	3	2	4	2	2	+	4	-
Apatit	5	--	--	--	+	--	--		--			1	2	1	--	--	--	1	3		--	--	--	--	
Monazit	1	3	5	--	--	--	--		1			1		--		3	2	3	5			+		+	
Epidot							1											--							
Staurolith														1			--				+	3	+		
Anatas															3										
Zoisit												1		1											

	G. NIEDERMAYR, 1966a, S. 130 ff.																	
Probennummer	36uf	36og	36of	37f	38f	39uf	40ug	40uf	40og	40of	41uf	42uf	42uf	43ug	43uf	43of	46uf	46of	58ug
Granat	6	35	18	17	12	16	39	10	46	6	17	27	8	17	6	69	22	5	8
Zirkon	51	20	57	47	40	35	12	76	13	54	36	16	45	41	56	68	63	81	5
Turmalin	43	45	23	29	41	39	48	10	41	40	45	51	42	42	38	19	15	14	87
Rutil	--		2	3	3	2	1	4		+	2	3	2	--	+	4			+
Apatit	--			--	1	--					--	--	--	+	--	--			
Monazit	+			--	3	5					+	--	--		+	+			
Staurolith				2	--	3					+	3	3		+				+
Hornblende		+			+														
Brookit				+										+					

	F. BRIX 1969, S. 459																			
Probennummer	58uf	58of	59ug	59uf	59og	59of	71f	72g	72f	27f	405	405	402	402	112	400	400	399	399	2060
Granat	5	3	10	10	18	12	26	48	30	27	27	5	39	37	4	9	5	2	4	1
Zirkon	39	48	11	25	6	29	57	5	59	47	41	67	44	45	70	68	58	61	68	89
Turmalin	51	42	70	61	68	58	12	46	8	--	5	3	9	5	18	8	4	12	17	1
Rutil	2	3	7	+	5	1	--	--	+	23	26	24	8	12	7	15	32	23	11	9
Apatit	--	--	--	--	--	--	3	--	--	--	--	1		--	--					
Monazit	3	4	--	1	--	+	1	1	3	3	--			--	--					
Staurolith		+	2	3	3	+	1				--			1	--					
Hornblende				+											--					
Anatas											1				--					
Spinell															1		1	1		
Brookit															--		--	1		

Tabelle 7: Zusammenfassung der über Greifensteiner Schichten von verschiedenen Autoren publizierten Schwermineralspektren.
u = Bankunterseite, o = Bankoberseite, g = Grobfraktion (0,315-0,2 mm), f = Feinfraktion (0,2-0,08 mm).
* siehe Text. + Häufigkeit unter 1 %.

Bei allen diesen Untersuchungen ergibt sich ein mehr oder minder übereinstimmendes Spektrum, in dem Zirkon vorherrscht, der von Rutil und vornehmlich Turmalin begleitet wird. Granat tritt in der Regel seltener auf (vgl. G. WOLETZ, 1962, S. 272).

7.2. Eigene Untersuchungen

Probennahme

Die bisher vorliegenden Ergebnisse über Schwermineralassoziationen in den Greifensteiner Schichten sind auf einige wenige Aufschlüsse konzentriert und somit sehr lückenhaft. Es schien daher nützlich, die Probennahme auf einen möglichst breiten Bereich auszuweiten, um so ein gleichmäßig verteiltes Netz von Analysenpunkten zu erhalten. Dazu war es in schlecht aufgeschlossenen Gebieten unumgänglich, auch Subanstehendes für die Beprobung heranzuziehen. Das Hauptaugenmerk wurde aber auf die Aufschlüsse mit einem gut entwickelten Profil gelegt, um die Beprobung der verschiedenen lithofaziellen Untereinheiten zu gewährleisten.

Für die Schwermineralanalyse wurden möglichst unverwitterte Proben genommen. Die Untersuchungen beschränkten sich in der Hauptsache auf Sandsteine, untergeordnet wurden auch die Konglomerate analysiert. Bevorzugt wurden Sandsteine beprobt, die Richtungsmerkmale (Schüttungsrichtung) aufwiesen.

Einige Stichproben aus Peliten haben gezeigt, daß man aus den Silt-/Tonlagen der Fazies 3 zu keinen befriedigenden Ergebnissen gelangt.

Da die Mächtigkeit in den Greifensteiner Sandsteinen sehr stark schwanken kann, wurde primär getrachtet, nur aus dem Liegenden der Bänke Proben zu entnehmen. Damit sollte eine Vergleichsbasis für alle Proben sichergestellt sein. Auf Grund der teilweise starken Materialsortierung bzw. der Amalgamationen war aber zu erwarten, daß die Schwerminerale innerhalb einer Bank nicht gleichmäßig verteilt sind. In günstigen Fällen wurden daher die Bankmitte und das Hangende zusätzlich einer Analyse unterzogen.

Bei sehr mächtigen Sandsteinbänken wurde versucht, wenigstens Proben aus dem Liegenden als auch aus dem Hangenden zu bekommen, um Gradierungseffekte zu berücksichtigen.

Aufbereitung

Sämtliche Proben wurden zuerst in einem Backenbrecher zerkleinert und anschließend verschiedene Fraktionen (siehe Unter-Kapitel "Kornfraktionen") naß ausgesiebt. Dann erfolgte eine Abtrennung der Schwerminerale in Scheidetrichtern mit Tetrabromäthan, das eine Dichte von 2,96 g/cm^3 besitzt.

Die abgetrennte Schwermineralfraktion wurde auf einen Objektträger gestreut und in Caedax (n = 1,60) eingebettet.

Auswertung

Unter dem Polarisationsmikroskop gelangten mindestens 200 durchsichtige Schwermineralkörner je Präparat zur Auszählung, um noch zu brauchbaren Vertrauensbereichen des Analysenergebnisses zu kommen (vgl. H. BLANKENBURG & K. JAGUSCH, 1964, Tab. 7).

Der opake Anteil sowie Biotit und Chlorit wurden nicht mitgezählt. Letztere besitzen ein sehr stark schwankendes spezifisches Gewicht und eine Kornform (Blättchen), die ein sehr variables Absinken bedingt, sodaß sie sich nicht gut zur Auszählung eignen.

Baryt, Anhydrit und Karbonat wurden ebenfalls vernachlässigt, da es sich auch um Neubildungen dieser Minerale handeln kann. Die untersuchten Sandsteine waren ohnedies besonders kalkarm, sodaß es zu keinen nennenswerten Verunreinigungen mit Karbonat kam.

Sehr unangenehm waren hingegen Pyrit und - besonders in verwitterten Proben - Ausfällungen von Eisen- und Manganhydroxid, die manche Proben derart überschwemmten, daß sie verworfen werden mußten.

Um in diesen Fällen zu einigermaßen repräsentativen Ergebnissen zu gelangen, wurde vorerst der prozentuelle Apatitanteil innerhalb der transluzenten Körner bestimmt. Hierauf wurde ein noch nicht gestreuter Teil der Probe mit verdünnter, warmer HCl solange behandelt, bis der Pyrit oder die Eisenhydroxidkrusten verschwunden waren, das heißt, nach Dekantieren und neuem Zugießen von HCl keine Verfärbung mehr auftrat. Dann wurden die Proben neu gestreut und dem Auszählresultat der vorher prozentuell errechnete Apatitgehalt hinzugezählt.

Bei den Angaben der Mineralgehalte handelt es sich durchwegs um Mengen-% (Kornzahl-%).

Die Kornfraktionen

Der richtigen Auswahl der Kornfraktionen für die Naßsiebung kommt bei der Schwermineraluntersuchung große Bedeutung zu. In Abhängigkeit vom Material, aber auch vom jeweiligen Analytiker werden in der Literatur von verschiedenen Autoren oft sehr unterschiedliche Kornfraktionen angegeben (vgl. Abb. 59), die bei gleichen Proben zu differierenden Resultaten führen können.

Um die Behauptung zu untermauern, wurden bei der Bearbeitung der Greifensteiner Sandsteine Versuche mit verschiedenen Maschenweiten der Siebe vorgenommen.

Im einzelnen wurden von mir folgende Siebfraktionen definiert:

a) Fraktion I : 0,4 mm - 0,063 mm
b) Fraktion II : 0,2 mm - 0,063 mm
c) Fraktion III: 0,1 mm - 0,063 mm
d) Fraktion IV : 0,4 mm - 0,2 mm

Den Untersuchungen mit Fraktion IV war von vornherein kein Erfolg beschieden, da sich zuwenig transluzente Körner in den Streupräparaten fanden.

Stellt man Fraktion I und III einander gegenüber, ergeben sich deutliche Unterschiede. Diese sind in Abb. 58 dokumentiert, wobei noch die Grenzen des 95-% Vertrauensintervalls nach H. BLANKENBURG & K. JAGUSCH (1964, Tab. 7) für die Minerale Zirkon, Granat, Turmalin und Anatas strichliert eingetragen sind.

Engt man nämlich - ohne Berücksichtigung einer bestimmten Fazies - Fraktion I auf Fraktion III ein, zeigt sich in allen Proben eine eklatante Abnahme des Zirkongehaltes (durchschnittlich um 28 %). Dies überrascht nicht, wenn man sich die Korngrößenverteilungskurve für Zirkon aus 802 Körnern in Abb. 54 ansieht. Demnach kommt noch ein beträchtlicher Anteil von Körnern im Bereich zwischen 0,1 und 0,4 mm zu liegen. Gemessen wurde der jeweils längste Durchmesser je Korn.

Bei den restlichen Mineralen kommt dieser Trend nicht zum Ausdruck. Er schlägt bei Turmalin und Anatas in den Beispielen A und B, bei Granat überraschenderweise in Beispiel C der Abb. 58 sogar in eine Zunahme um, obwohl nach Abb. 59 auch Granat einen großen Anteil Körner der Fraktion 0,1 bis 0,4 mm besitzt. Möglicherweise kommen hier Mineralsplitter zum Tragen, die zu Überrepräsentationen führen.

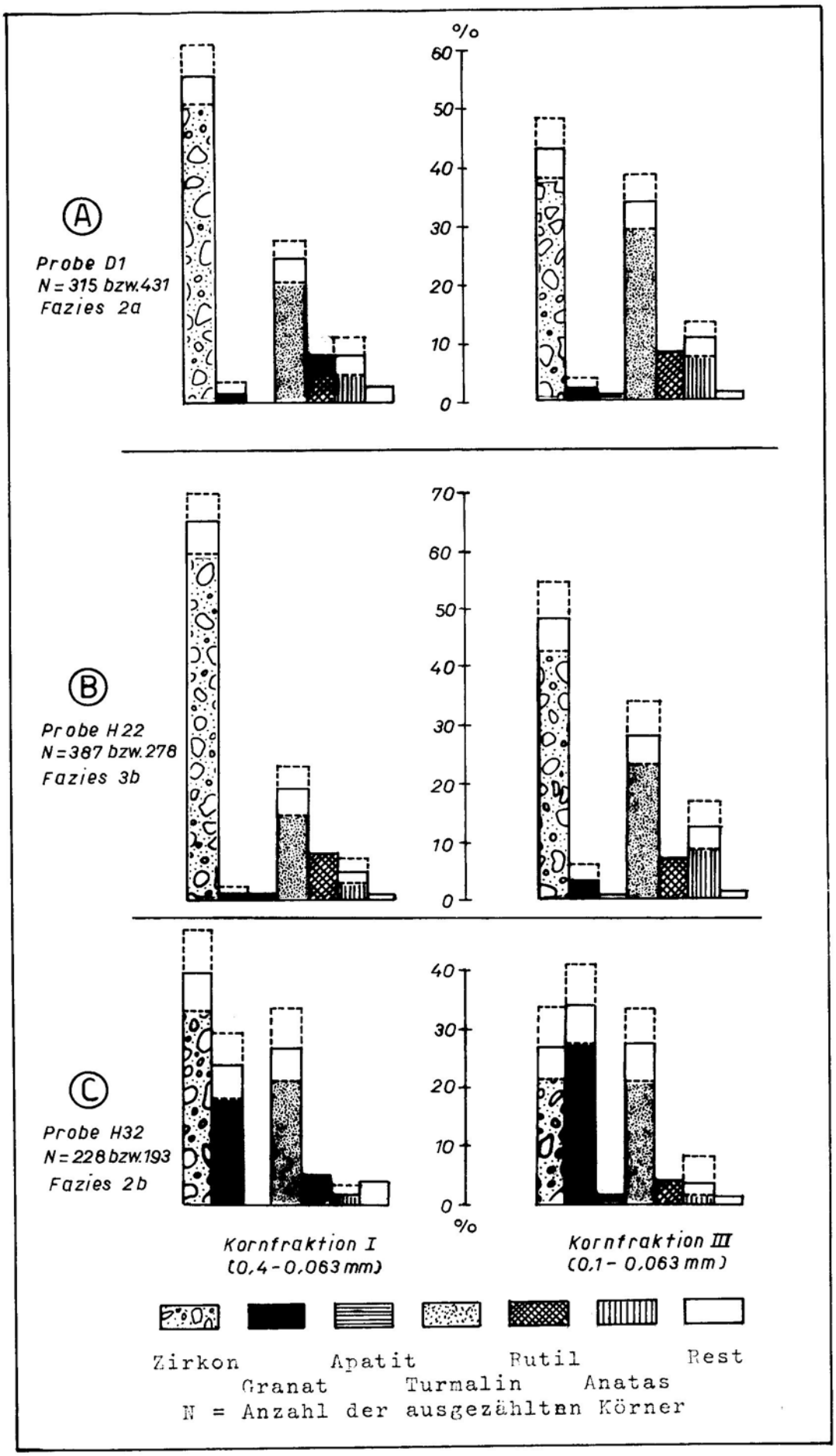


Abb. 58: Gegenüberstellung zweier Kornfraktionen der Schwermineralanalyse von drei Proben aus Greifensteiner Sandstein. Strichliert sind die Grenzen des 95 %-Konfidenzintervalles eingetragen.

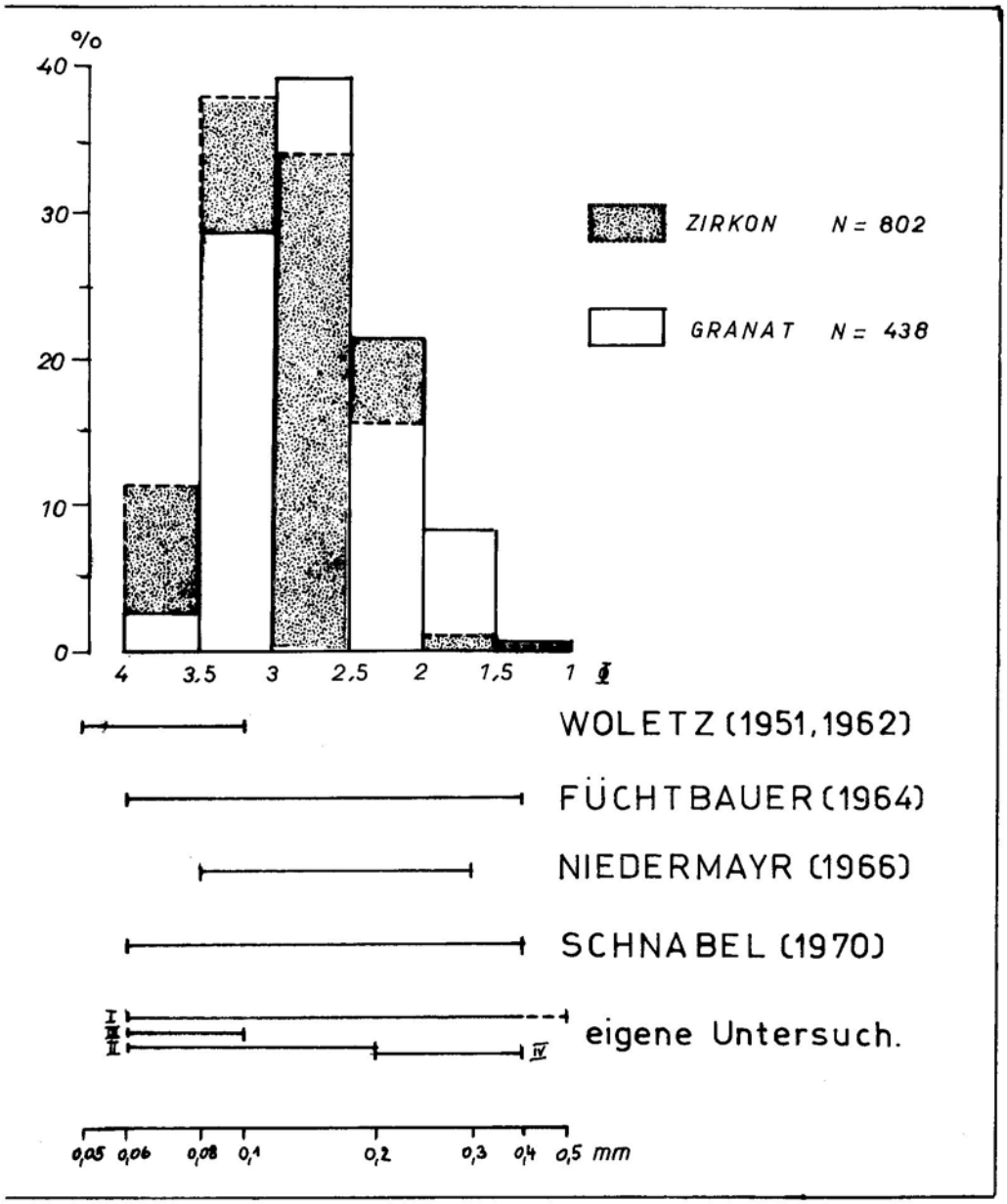


Abb. 59: Histogramm der Korngrößenverteilung für die Schwerminerale Zirkon und Granat sowie die Siebfraktionsbreiten verschiedener Autoren. N = Zahl der ausgezählten Körner.

Auf die Korngrößenabhängigkeit der Schwerminerale, besonders des Granates, wird auch von A. BOUMA (1962) und F. PETTIJOHN (1957, S. 263) hingewiesen.

Einen Einblick in die Korngrößenverteilung der restlichen Schwerminerale soll Abb. 60 geben, in der von zwei Proben die Häufigkeitssummen verschiedener Korngrößenklassen in einem Wahrscheinlichkeitsnetz (Abszisse: logarithmische Skala, Ordinate: Gaußsches Integral) eingetragen sind.

Kornklassengrenzen in ϕ	4	3,5	3	2,5	2	1,5	1
			Z I R K O N (N = 802)				
$\bar{x}$	11,35	37,73	34,08	15,58	1,03	0,22	
σ	6,7	9,8	6,1	10,3	1,2	0,5	
			G R A N A T (N = 438)				
$\bar{x}$	2,45	28,45	39,05	21,20	8,15	0,70	
σ	2,2	6,9	5,2	11,2	4,0	1,0	

Tab. 8: Die Kornklassen-Mittelwerte ($\bar{x}$) in Häufigkeitsprozent und ihre Standardabweichung (σ) für die Minerale Zirkon und Granat der Abb. 54 aus Greifensteiner Sandsteinen N = Anzahl der Messungen.

Man erkennt, daß Turmalin und Rutil die größten Körner stellen, während Epidot die annähernd kleinsten Individuen besitzt. Nach den Medianen ergäbe sich folgende Reihung: Epidot - Anatas - Zirkon - Turmalin - Rutil.

Gleichzeitig gibt die Darstellung eine Information über die Annäherung der Verteilungen an eine Normalverteilung, die in diesem Netz aus einer Geraden besteht.

Jedenfalls zeigt sich aus Abb. 60, daß die Fraktion 0,4 bis 0,063 mm die für die Schwermineralanalyse günstigste ist, da sie mit dem Großteil des Korngrößenspektrums der einzelnen Minerale korrespondiert. Sie wurde deshalb von mir auch in der Regel angewandt, nicht zuletzt deshalb, weil sie einen Vergleich mit einer ganzen Reihe von Autoren (P. FAUPL, 1975, H. FÜCHTBAUER, 1964,und W. SCHNABEL, 1970) gestattet.

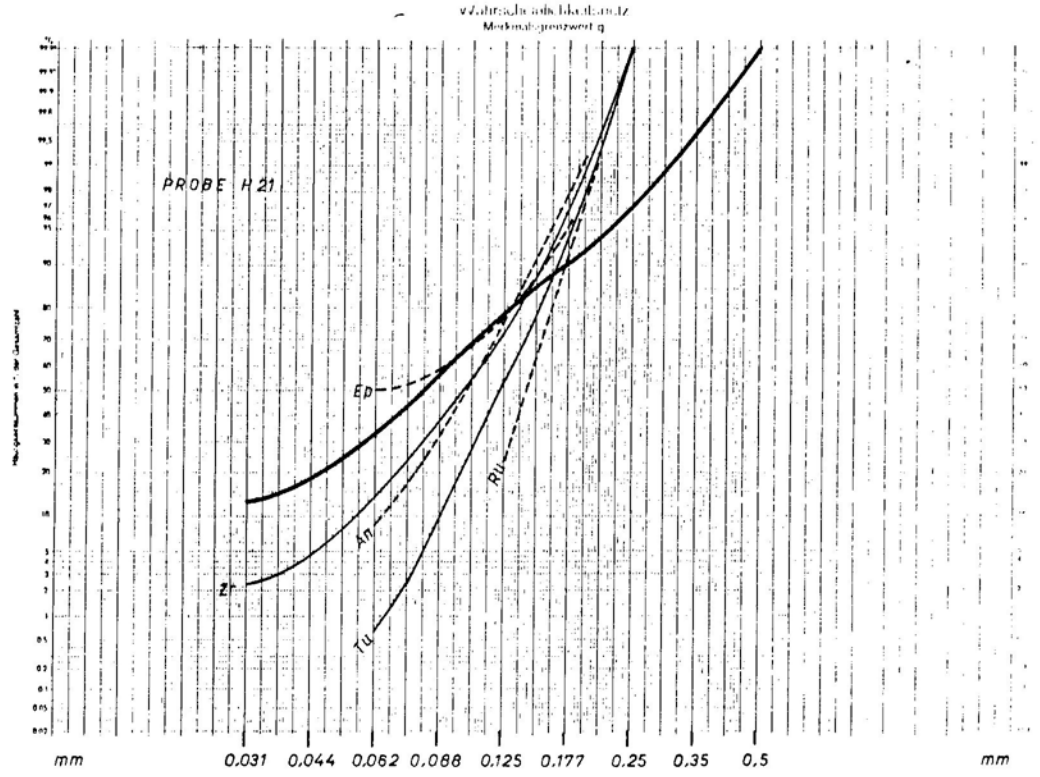
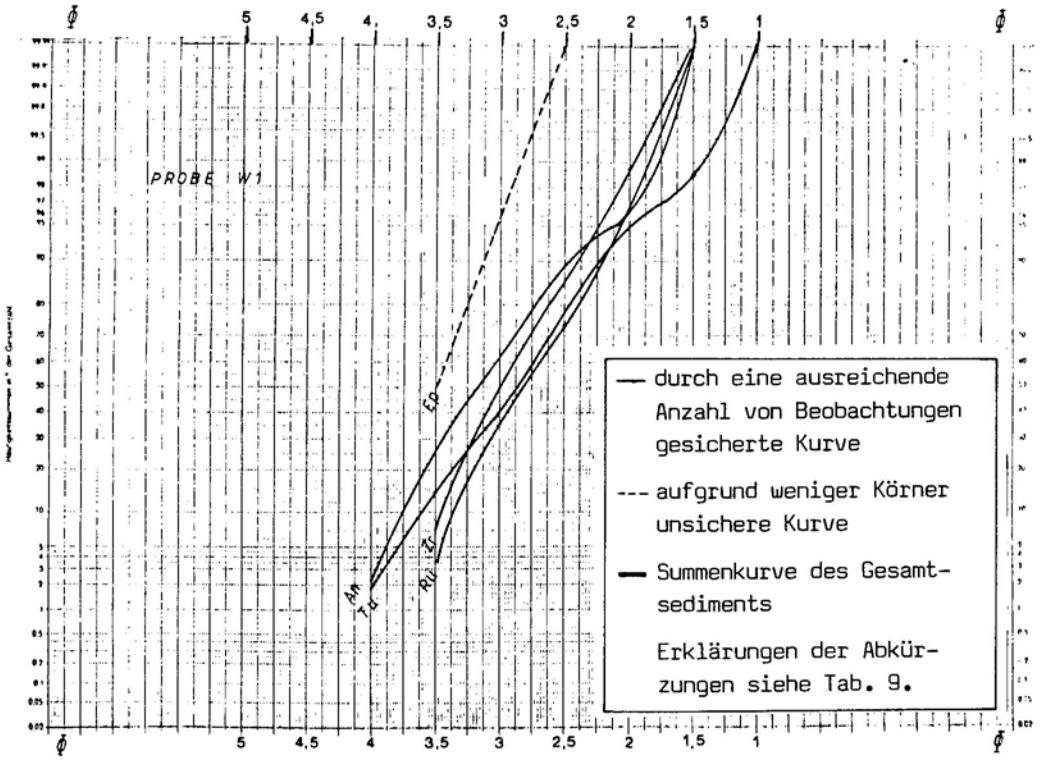


Abb. 60: Kornsummenkurven verschiedener Schwermineralien.



Gradierungseffekte

Die Korngrößeneffekte spielen besonders bei gradierten Zyklen eine Rolle. So konnten W. GRÜN et al. (1964) und G. NIEDERMAYR (1966 a) zeigen, worauf schon H. WIESENEDER (1962, S. 253) hingewiesen hatte, daß sich nämlich Granat im unteren Anteil einer Bank anhäufen kann, während es sich bei Zirkon gerade umgekehrt verhält.

Für vergleichende Untersuchungen ist es daher notwendig, immer eine bestimmte Bezugsbasis (z. B. Liegendes) zu wählen.

In den Greifensteiner Schichten konnten die von G. NIEDERMAYR (1966 a) gewonnenen Erkenntnisse bestätigt werden, daß sich im unteren Teil einer Bank etwas mehr Granat ansammelt, der dann zugunsten des Zirkon gegen das Hangende abnimmt. Dieses Phänomen tritt unabhängig davon auf, ob es sich um Gesteine der Fazies 1 und 2, oder um "klassische" Turbidite (Fazies 3) handelt.

Fz	M	Pr. Nr.	Position	Zr	Gr	Ap	Tu	Ru	Mo	Hb	An	Br	Ep	St	N
2a	800	H 110	hangend	52,8	7,0	0,3	28,0	7	-	-	3,8	1,1	-	-	343
		H 110	liegend	38,3	19,5	-	26,8	9	-	0,4	4,5	1,2	-	-	246
2b	400	H 32	hangend	39,0	3,0	3,5	47,0	3	-	-	4,0	0,5	-	-	424
		H 31	liegend	39,3	23,3	1,7	26,7	5	-	-	0,9	3,1	-	-	228
3b	18	H 29	hangend	64,8	0,8	0,8	18,8	8	-	-	5,4	-	1,4		387
		H 29	liegend	43,0	2,0	0,4	26.0	25	3	0,4	-	-	- 4		264

Tab. 9: Unterschiede im Schwermineralgehalt zwischen Liegendem und Hangendem einer Bank an drei verschiedenen lithofaziellen Beispielen. Kornfraktion 0,4 - 0,063 mm.
Erklärung der Abkürzungen:

Fz	Fazies	M	Bankmächtigkeit in cm	N	Anzahl der Körner
Zr	Zirkon	Ru	Rutil	Br	Brookit
Gr	Granat	Mo	Monazit	Ep	Epidot
Ap	Apatit	Hb	Hornblende	St	Staurolith
Tu	Turmalin	An	Anatas		

Die durch den (teilweise gradierten) Bankaufbau bedingten Verschiebungen der Schwermineralzusammensetzung bewegen sich aber innerhalb relativ kleiner Variationsbreiten des Spektrums. Das heißt, es bleiben trotz der Granatkonzentration im Liegenden die für die Greifensteiner Schichten typische Zirkonvormacht sowie der nicht unerhebliche Turmalingehalt erhalten (vgl. Tab. 9).

7.2.1. Beschreibung der durchsichtigen Schwerminerale
(geordnet nach ihrer Wichtigkeit in den Greifensteiner Schichten)

Z i r k o n :

Er ist das häufigste Schwermineral in den Greifensteiner Schichten. Es treten farblose, klare, manchmal auch blaßrosa Körner mit hoher Licht- und Doppelbrechung auf.

Eine ausführliche Beschreibung und Untersuchung der Zirkone wird im Unterkapitel "Zirkonuntersuchungen" gegeben.

T u r m a l i n :

Meist braune, grüne oder graue, prismatische, nicht verrundete Körner. Manchmal sind auch sehr helle bis farblose Turmaline zu beobachten. Kräftiger Pleochroismus, schwache Lichtbrechung, mäßige Doppelbrechung, bunte Interferenzfarben.

Gelegentlich zeigt sich ein Zonarbau, wie er in Sedimenten auftreten kann (vgl. P. KRYNINE, 1946).

Relativ häufig kommt ein blauer bis blaugrüner Turmalin vor (s. Abb. 61), wie er aus Pegmatiten bekannt ist (vgl. H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER, 1977, S. 27).

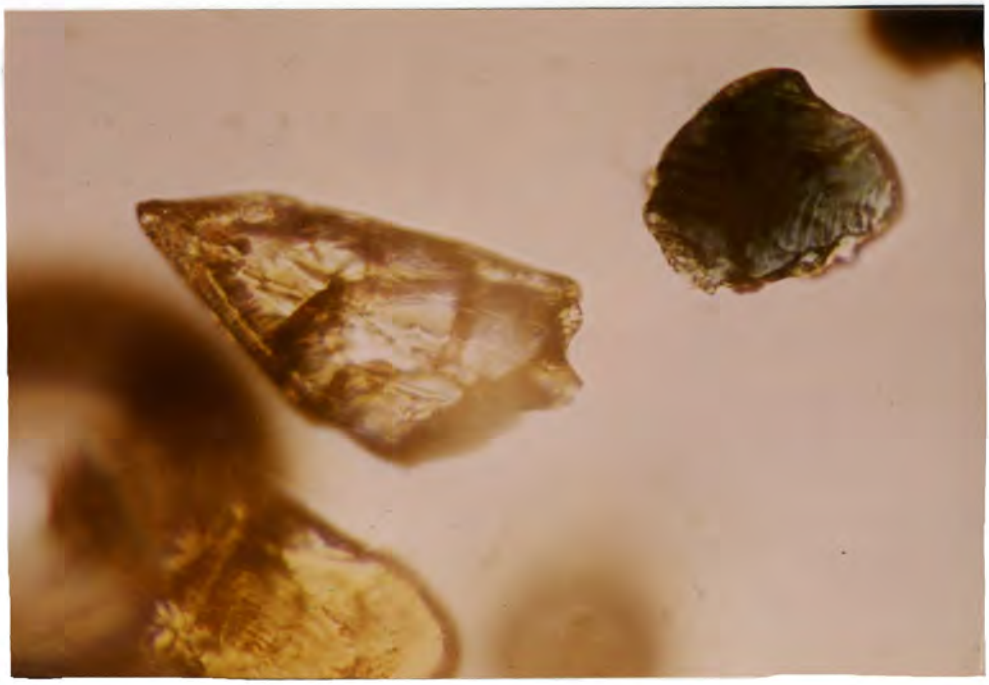


Abb. 61: Zirkon und blauer Turmalin aus dem Schwermineralspektrum der Greifensteiner Schichten. Vergr. 600 x.

G r a n a t :

Isometrische Körner, meist ohne Kristallgestalt. Oft auch unregelmäßig begrenzte Splitter mit muscheligem Bruch. Charakteristisch ist das "pflasterähnliche" Muster der Oberfläche, das aus kleinen Kuben gebildet wird. Meist farblos, selten leicht rötlich.

Die Granate der Greifensteiner Schichten erscheinen "frisch" und ohne chloritische Anwachssäume. Manchmal zeigen sie Einschlüsse in Form kleiner Nädelchen, wahrscheinlich aus Rutil.

R u t i l :

Unregelmäßige bis prismatische Formen. Rotbraune, hoch lichtbrechende Körner mit etwas helleren Interferenzfarben. Sehr schwacher Pleochchroismus.

A n a t a s :

Er tritt in den Greifensteiner Schichten häufig in Spuren auf. Dunkel erscheinende, gelblichbraune, hoch lichtbrechende Kristalle. Rechtwinkelig begrenzte Körner sind für authigene Bildungen charakteristisch.

A p a t i t :

Farblose, meist ovale, seltener prismatische Körner. Charakteristische, glatte Oberfläche. Geringe Licht- und Doppelbrechung. Interferenzfarben grau, an dickeren Stellen gelb.

M o n a z i t :

Leicht gelbliche, glasklare Körner. Von Zirkon nur durch Zweiachsigkeit und etwas niedrigere Lichtbrechung zu unterscheiden, die jedoch nur bei gleichzeitigem Vorhandensein beider Minerale zu erkennen ist.

B r o o k i t :

Hoch lichtbrechende, dunkel erscheinende, gelbliche Körner. Starke Dispersion der Achsen, wodurch die Individuen in den unterschiedlichen Auslöschungsstellungen oft rot bis blau erscheinen.

S t a u r o l i t h :

Blaßgelbe, deutlich pleochroitische Körner von relativ hoher Licht- und niedriger Doppelbrechung. Keine Idiomorphie, eher unregelmäßige bis zackige Kornform.

E p i d o t :

Gelbe, unregelmäßige Körner mit hoher Lichtbrechung und mittlerer Doppelbrechung, bunte Interferenzfarben.

H o r n b l e n d e (grün):

Längliche, grüne, pleochroitische Körner mit ausgeprägtem Faserbau und schiefer Auslöschung. Positiver Zonencharakter. Mäßige Licht- und Doppelbrechung. Bevorzugte Spaltbarkeit parallel zur Längserstreckung.

T i t a n i t :

Tritt nur untergeordnet auf. Dunkel erscheinende, zweiachsige Körner mit hoher Lichtbrechung.

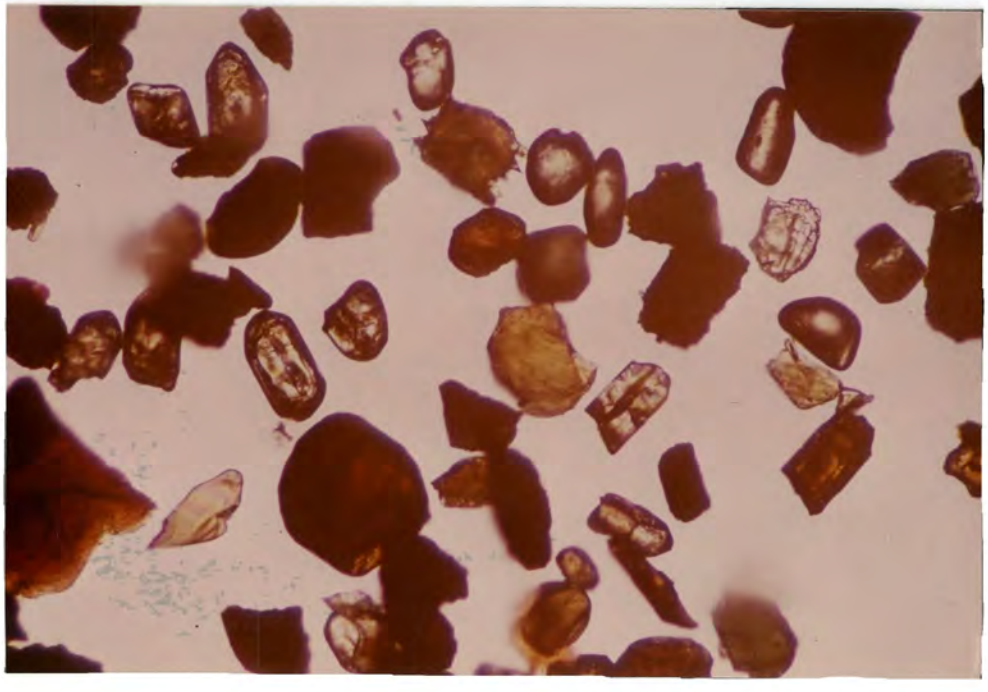


Abb. 62: Typische Schwermineralvergesellschaftung aus den Greifensteiner Schichten mit Zirkon, Turmalin, Rutil und Apatit. Vergr. 160 x.

7.2.2. Ergebnisse der Schwermineralanalyse

Das wichtigste Ergebnis, das sich aus den Untersuchungen aller Streupräparate ableiten läßt, ist, daß die Greifensteiner Schichten mit einer Ausnahme ein ziemlich homogenes Spektrum aufweisen.

Dieses Spektrum besteht aus einer Zirkonvormacht mit einem beträchtlichen Turmalinanteil. Daneben sind fast immer Rutil und Granat vertreten.

Bei der Interpretation von Schwermineralanalysen muß auf die Faktoren Verwitterung, mehrfache Umlagerungsprozesse und Diagenese Bedacht genommen werden. Die Assoziation Zirkon - Turmalin - Rutil - (Granat), (ZTR-Index), die sehr stabile und umlagerungsresistente Schwerminerale darstellen, deutet darauf hin, daß die restlichen Minerale diesen Faktoren zu einem mehr oder minder großen Teil zum Opfer gefallen sind.

In nennenswerter Menge kommen noch Apatit und ein weiteres Mineral der TiO_2-Gruppe (Anatas oder Brookit) vor. Den Titanoxiden, die etwas über ihrer normalen Häufigkeit in Sedimenten vorliegen, kommt allerdings keine schwermineralogisch bedeutsame Aussagekraft zu.

Die verbleibenden Minerale besitzen akzessorischen Charakter.

	$\bar{x}$	σ	95%-Konf.Interv.
Zirkon	46,1	14,2	43,1 - 49,1
Granat	7,6	8,1	5,9 - 9,5
Apatit	2,3	5,7	1,1 - 3,5
Turmalin	31,2	16	34,6 - 27,8
Rutil	7,1	5	6,1 - 8,1
Monazit	0,8	1,8	0,4 - 1,2
Hornblende	0,3	1	0,1 - 0,5
Anatas	3,3	3,3	2,6 - 4,0
Brookit	0,8	0,9	0,6 - 1,0
Epidot	0,2	0,4	0,1 - 0,3
Staurolith	0,3	0,9	0,2 - 0,4
Andere	0,04	0,2	0 - 0,1

Tab. 10: Mittelwerte, Streuungen und Konfidenzintervalle für die wesentlichen Schwermineralien aus allen Proben mit Ausnahme derjenigen, die Granatvormacht zeigten. Alle Angaben in Kornprozent. Anzahl der Proben: 91.

Diese Verhältnisse bringt auch die Zusammenfassung der Mittelwerte und ihrer Variationsbreiten für die Schwerminerale aus 91 Proben (s. Tab. 10) zum Ausdruck.

Die Ausnahme bezieht sich auf den tiefsten, paleozänen Anteil, den Übergangsbereich von Altlengbacher- in Greifensteiner Schichten, der stark von kretazischen Umlagerungen beeinflußt zu sein scheint.

Hier kommt es zu einer eindeutigen Granatvormacht, Zirkon oder Turmalin ist das zweithäufigste Mineral. Auch Rutil und Apatit sind in noch nennenswerten Mengen vertreten. Hornblende und Epidot fehlen aber (s. Tab. 11).

	$\bar{x}$	σ	95%-Konf. Interv.+)
Zirkon	20,0	12,5	27,1 - 12,9
Granat	56,0	5,7	59,2 - 52,8
Apatit	6,5	8,4	11,3 - 1,7
Turmalin	13,6	11,9	20,4 - 6,8
Rutil	2,1	2,2	3,3 - 0,9
Monazit	0,6	1,1	1,2 - 0
Anatas	0,2	0,2	0,3 - 0,1
Brookit	0,1	0,2	0,2 - 0,1
Staurolith	1	1,3	1,7 - 0,3

+)Berechnet nach der Student-t-Verteilung für kleine Stichproben.

Tab. 11: Mittelwerte, Streuungen und Konfidenzintervalle für die wichtigsten Schwerminerale aus den Proben des Übergangsbereiches Altlengbacher - Greifensteiner Schichten in Kornprozenten. Anzahl der Proben: 15.

Schon W. GRÜN et al. (1964, S. 234) konnten im Autobahnaufschluß bei Hochstraß (N. Ö.) einen allmählichen Übergang von den granatreichen, aber zirkonarmen Altlengbacher Schichten über eine Zone mit wechselndem Granat-Zirkon-Verhältnis zum zirkonreichen, an Granat aber wesentlich ärmeren Greifensteiner Sandstein feststellen (s. Abb. 63).

Ähnliche Aussagen ließen sich nach Untersuchungen von F. BRIX (1969, S. 465) in der Hagenbachklamm treffen. Auch dort vollzieht sich ein langsamer Übergang in der Schwermineralassoziation aus den Altlengbacher Schichten von einem Granatmaximum zu einem Zirkonmaximum mit noch starkem Granatanteil. Die sogenannten Oberen Greifensteiner Schichten im Hangenden fügen sich dann nach F. BRIX gut dem Bild der Greifensteiner Schichten mit hohem ZTR-Index ein.

Dasselbe wurde von mir im Aufschluß Klosterbruch beobachtet. Der Ostteil dieses Steinbruches SE von Höflein an der Donau wurde von F. BRIX (1961, S. 94) aufgrund von Nannofossilien in die Oberkreide (Senon, im weitesten Sinn) eingestuft. Die aus diesem Bereich stammenden granatreichen Altlengbacher Schichten zeigen noch im Bereich des Steinbruches, gegen die hangenden Teile im Westabschnitt, einen Übergang in Greifensteiner Schichten mit Zirkonvormacht (s. Abb. 64).

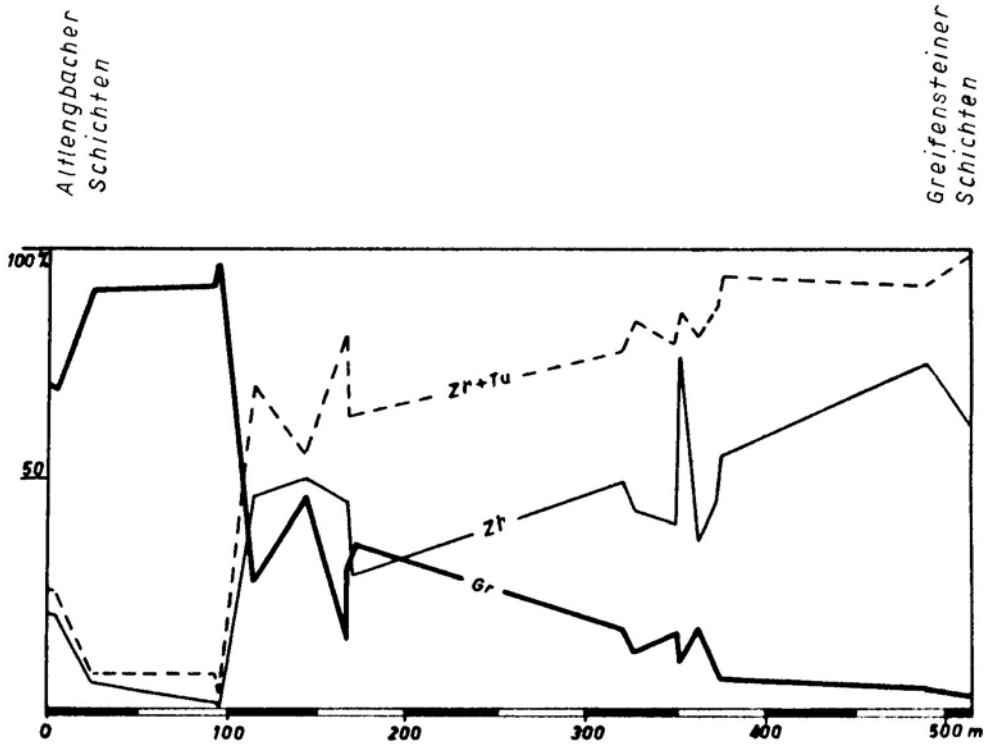


Abb. 63: Der Übergang von Altlengbacher- zu Greifensteiner Schichten, wie er sich im wechselnden Verhältnis Granat/Zirkon/Zirkon + Turmalin widerspiegelt. Aus W. GRÜN et al. (1964, Abb. 2).

Noch auffälliger wird dieser Wechsel vom Liegenden ins Hangende dann sichtbar, wenn man den Granat der Zusammenfassung von Zirkon + Turmalin gegenüberstellt, da der Turmalingehalt in den stratigraphisch höheren Anteilen dieses Steinbruchs ebenfalls höher ist.

Auch der offensichtlich intensive Schuppenbau an der Basis der Greifensteiner Schichten kommt durch den Wechsel von granat- und zirkonbetonten Spektren zum Ausdruck, wie er von mir in Bohrungen der Donaukraftwerks-AG für das Kraftwerk Greifenstein, am Greifenstein gegenüberliegenden linken Donauufer, beobachtet wurde. Aus dem Übergangsbereich sei daraus ein weiteres Beispiel für eine stark amalgamierte Bank dargestellt, die im Liegenden sehr viel umgelagertes, granatreiches Material der Oberkreide enthalten dürfte.

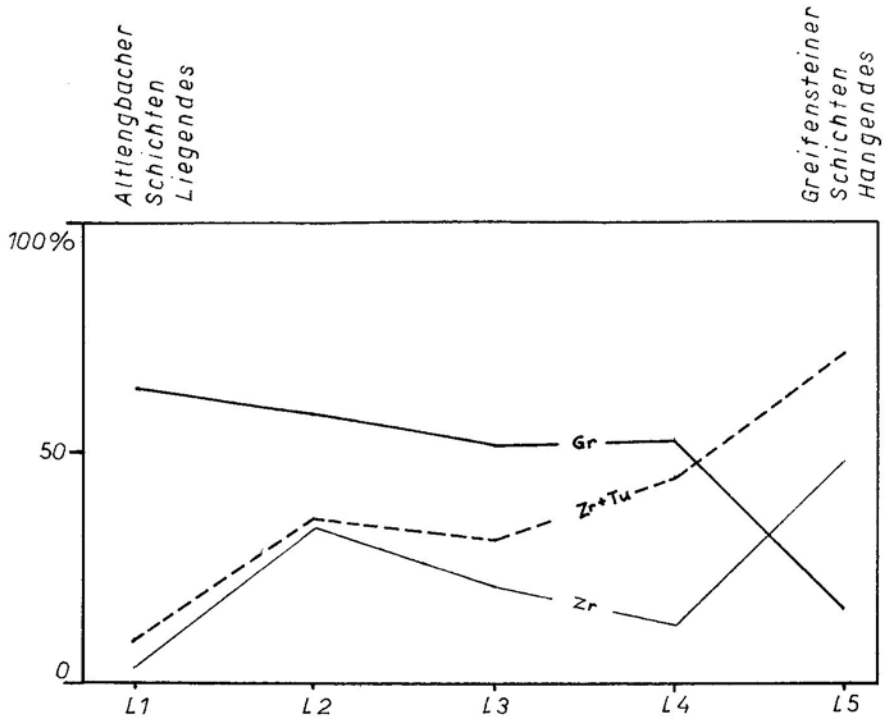


Abb. 64: Der Übergang von Altlengbacher- zu Greifensteiner Schichten im Steinbruch Klosterbruch. Der Probenabstand auf der Abszisse wurde aus Gründen der Anschaulichkeit idealisiert und beträgt in etwa 5 m.

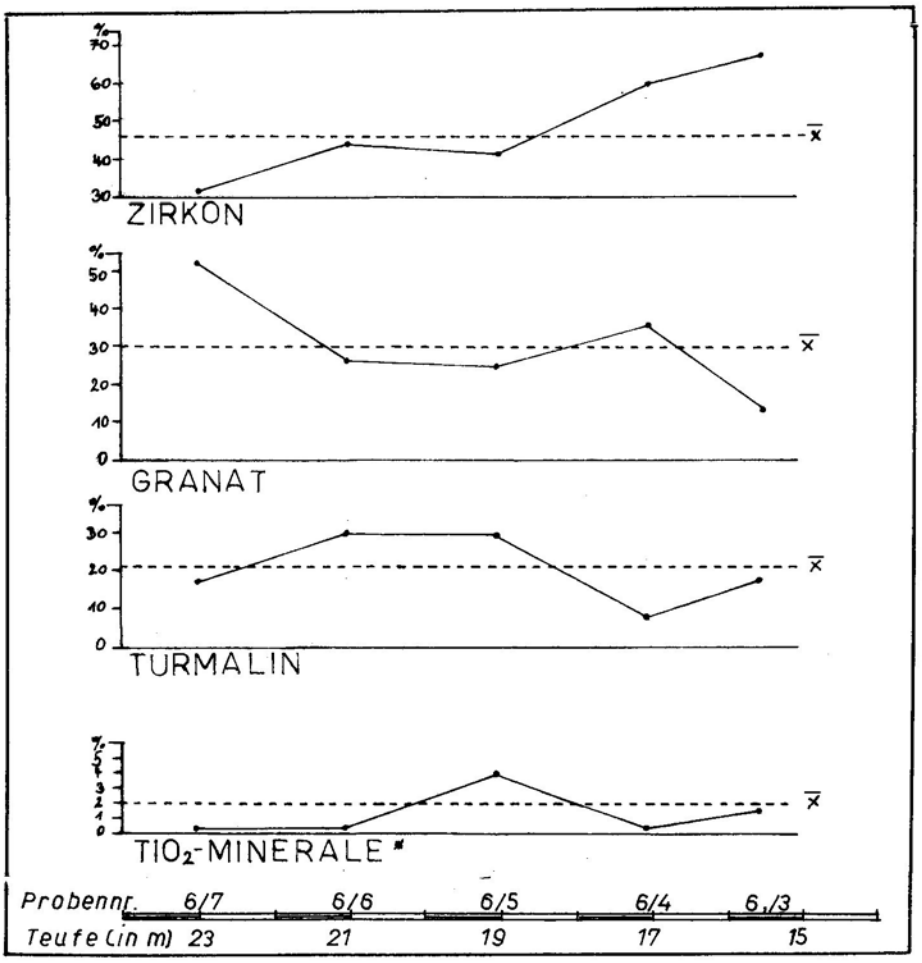


Abb. 65: Schwermineralspektren aus einer amalgamierten Sandsteinbank in Korn-%. Bohrung Nr. 6 der Donaukraftwerke nördlich Greifenstein. * Unter dem Begriff TiO_2-Minerale werden Rutil, Anatas und Brookit zusammengefaßt, die teilweise einen nicht unerheblichen Anteil am Schwermineralspektrum ausmachen.

Regionale Verbreitung

Da sich das Schwermineralspektrum der Greifensteiner Schichten als ziemlich einheitlich erwies, sollte als nächstes untersucht werden, wie sich die räumlich getrennten Aufschlüsse zueinander verhalten.

Einen Überblick über die regionale Verteilung der Schwerminerale sollen Abb. 66 sowie Tab. 12 und 13 geben. In Abb. 66 sind die Mittelwerte in flächentreuer Scheibendarstellung für jene Aufschlüsse eingezeichnet, die schon im Kapitel über die regionale Verteilung der Greifensteiner Schichten (Abb. 5) vorgestellt wurden. Zusätzlich wurden noch die Probenentnahmepunkte "Hängender Stein", eine Felswand 3 km S Wolfpassing, und "Schullwald", ein Straßenaufschluß im Kierlinger Forst 1 km NE des Steinbruches Hohenau, aufgenommen.

Die Tabellen 12 und 13 geben die dazugehörigen statistischen Parameter an.

Die einzelnen Aufschlüsse unterscheiden sich aber nicht wesentlich voneinander, wenn man von der schon erwähnten granatdominierten Übergangszone Altlengbacher - Greifensteiner Schichten im Steinbruch Klosterbruch (Nr. 9 der Tab. 12) absieht.

Diese ähnliche Zusammensetzung trifft auch für den Vergleich der einzelnen Greifensteiner Gesteinszüge (in den Tab. 12 und 13 durch strichlierte Linien getrennt) zu. Lediglich der Granat- und Rutilgehalt scheinen von Osten gegen Westen etwas abzunehmen, während Turmalin im W etwas häufiger vertreten ist.

Eine statistische Absicherung dieser getroffenen Aussage kann man mit Hilfe der Rangmethode durchführen. Sie hat ihre berechtigte Anwendung in dem Umstand, daß die Häufigkeit der Schwerminerale keine absolute Häufigkeit sondern Korn-% darstellt. Bei dieser Methode werden daher die Häufigkeiten der einzelnen Schwermineraltypen, beginnend von der am meisten verbreiteten, aufsteigend numeriert und die Übereinstimmung hinsichtlich dieser Größenabstufungen zwischen den Aufschlüssen untersucht.

In unserem Fall vergleichen wir in m (= 18) Aufschlüssen die relative Häufigkeit der k (= 6) häufigsten Schwerminerale (Zirkon, Granat, Apatit, Turmalin, Rutil, Anatas). Vorangehende Tests zeigten, daß die Miteinbeziehung der übrigen Schwerminerale aufgrund ihrer geringen Häufigkeitsunterschiede die Aussagekraft des Ergebnisses abschwächt.

	N	Zirkon			Granat			Apatit			Turmalin			Rutil		
		$\bar{x}$	σ	Konf. Int.	$\bar{x}$	σ	Konf. Int.	$\bar{x}$	σ	Konf. Int.	$\bar{x}$	σ	Konf. Int.	$\bar{x}$	σ	Konf. Int.
5) Höflein	3	54,7			2,6			1,6			21,5			15,3		
6) Strombauamt	9	53,8	20,7	70,7-36,9	4,9	2,4	6,9 - 2,9	4,3	6,3	9,4- 0,8	23,2	11,9	32,9-13,5	6,3	3,4	9,1-3,5
7) Greifenstein	7	51,2	11,6	56,8-45,6	11,5	10,3	16,4- 6,6	5,5	13,4	11,9- 0,9	18,3	5,1	20,7-15,9	8,1	5,8	11 - 5,3
8) Burg Greifenst.	5	52,4	9,9	58,6-46,2	4,9	7,8	9,8- 0	0,7	0,6	1,0- 0,3	31,4	14,2	40,3-22,5	3,9	2,8	5,7- 2,1
9) Klosterbruch	12	2,36	17,6	33,7-13,5	48,7	19,2	59,7-37,7	6,5	8,4	11,3- 1,7	14,9	12,8	22,2- 7,6	3,8	3,1	5,6- 2,0
10) Schleifsteinbr.	6	49,3	22,3	74,9-23,7	1,4	0,2	1,6- 1,2	1,1	1,0	2,2- 0	35,8	29,9	70,2- 1,4	11,2	6,4	19 - 3,8
11) Reißtal	7	36,3	2,15	45,8-26,8	3,8	4,6	5,8- 1,8	1,3	0,9	1,7- 0,9	46,8	23,3	57,1-36,5	6,0	3,5	7,5- 4,5
12) Hagenbachklamm	13	42,2	11,1	45,7-38,7	10,0	8,4	12,7- 7,3	2,1	2,7	3,0- 1,2	31,2	14,3	35,7-26,7	7,4	6,1	9,3- 5,5
12a) Hängender St.	4	34,8			0			0			45,6			6,2		
13) Hirschengarten	4	45,0	13,4	55,9-34,1	8,2	5,7	12,9- 3,5	1,5	1,0	2,3- 0,7	35,1	17,7	49,6-20,6	8,0	3,0	11 - 5,5
14) Hohenau	2	57,6			3,1			0,3			29,1			9,4		
14a) Schullwald	4	36,9			19,0			22,6			17,9			3,6		
15) Höbersbach	4	58,5	17,2	78,3-38,7	10,9	0,9	11,9- 9,9	1,4	0	1,4	21,9	17,1	41,6- 2,2	3,9	0,5	4,5- 3,3
17) Troppberg	3	31,5			0			0,4			56,3			2,2		
18) Türlitzgrub	7	44,8	14,8	64,1-34,5	0,4	0,1	0,5- 0	0			34,2	10,3	44,5-23,9	14,9	3,3	18 -12
19) Hohlenstein	4	50,0	9,8	63,6-36,4	0,5	0,1	0,6- 0,4	0			32,7	9,4	45,8-19,6	12,2	5,7	20 - 4,3
20) Potzenstein	6	49,8	9,2	60,4-39,2	1,7	0,6	2,4- 1,0	0,4	0,5	1,0- 0	29,2	6,7	36,9-21,5	8,0	0,1	8,1- 7,9
Bohrung Kraftwerk Greifenst.	6	44,0	15,8	54,5-33,5	29,4	16,3	40,2-18,5	2,3	3,0	4,3- 0,3	22,0	6,0	26 -18	0,5	0,4	0,8- 0,2

Tabelle 12: Mittelwerte ($\bar{x}$), Streuungen (σ) und 95%-Konfidenzintervalle der wichtigsten Schwerminerale aus Greifensteiner Schichten, nach Aufschlüssen geordnet. Für Aufschlüsse mit kleinem N werden teilweise nur die Mittelwerte angegeben.
Die Aufschlußnummern korrespondieren mit denen der Abbildung 5 und 66. Die Situierung der Lokalitäten 12 a und 14 a wird im Text beschrieben.

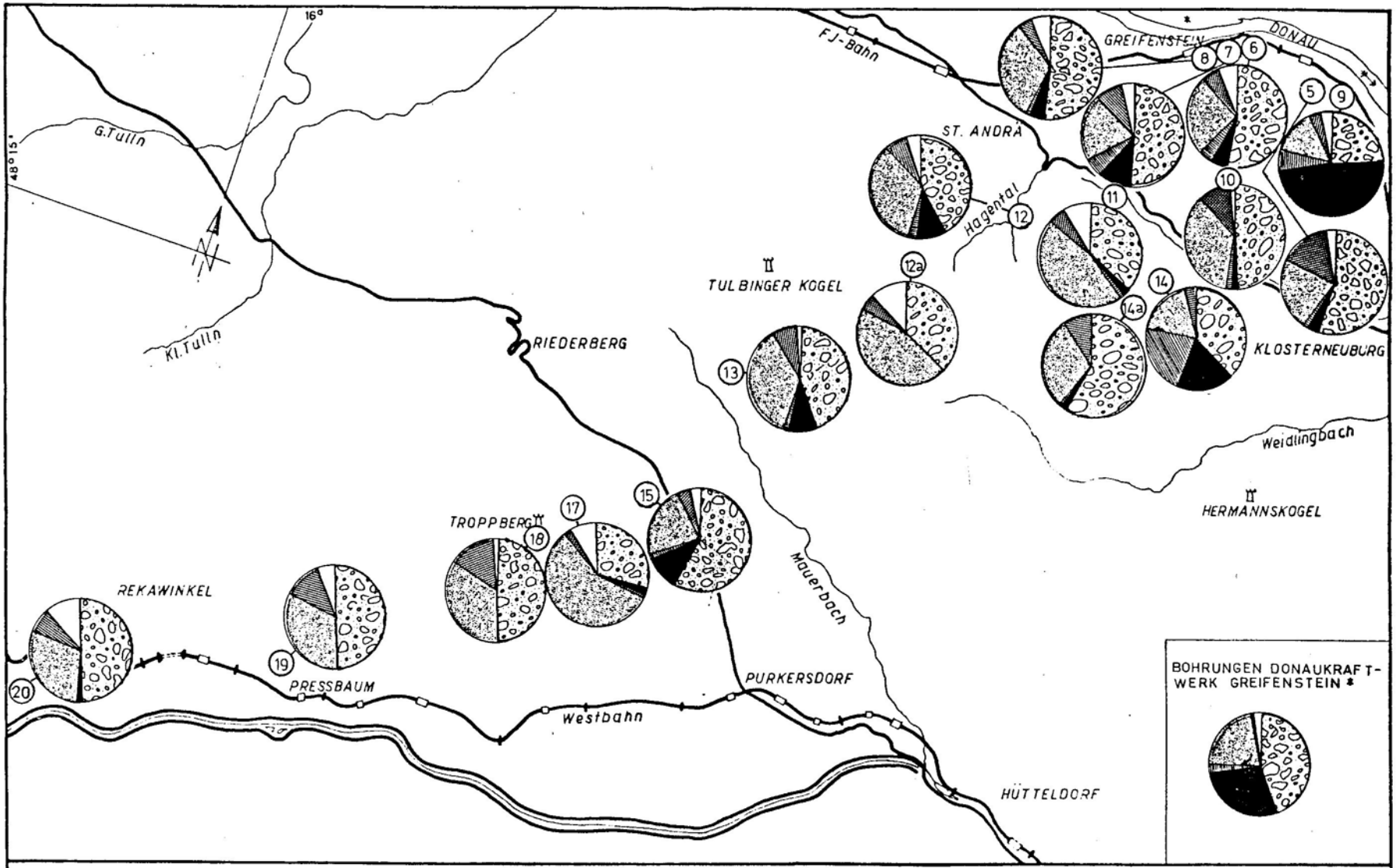


Abb. 66: Die Schwermineralvergesellschaftungen der Greifensteiner Schichten, nach Aufschlüssen geordnet.

	Mo	Hb	An	Br	Ep	St	Rest
5) Höflein	0	0	4,2	0	0	0	0
6) Strombauamt	1,8	2,4	2,6	0	0	0,6	0
7) Greifenst.	1,7	0	3,1	0,7	0	0	0
8) Burg Greifenst.	0,2	0,1	4,8	1,7	0,1	0	0
9) Kloster-bruch	0,8	0	0,5	0,3	0	1	0
10) Schleif-steinbr.	0,2	0,2	0,8	0	0,2	0	0
11) Reißtal	0,4	0	5,6	1,3	0,4	1,5	0
12) Hagenbach-klamm	1,7	0,4	2,9	1,2	0,2	0,7	0,1
12a) Hängender Stein	0,4	0	10,6	1,1	1,3	0	0
13) Hirschen-garten	0,5	0	0,2	0,7	0,4	0,6	0
15) Höbersbach	1,2	0	1,4	0	0	0,9	0
17) Troppberg	0	0	8,2	1,4	0	0	0
18) Türlitzgrub	0	0,6	0,2	0	0	0,5	0,2
19) Hohlenstein	0,4	0	3,3	1,1	0	0	0
20) Potzenstein	0	0	9,3	0,7	1,1	0	0
Donaukraftwerk Greifenstein	0	0	1,7	0,3	0	0,1	0

Tab. 13: Die Mittelwerte jener Schwermineralien, denen in den Greifensteiner Schichten nur untergeordnete Bedeutung zukommt (Ergänzung zu Tab. 12), nach Aufschlüssen geordnet. Die Aufschlußnummern korrespondieren mit denen der Abb. 66. Die zusätzliche Lokalität 12 a wird im Text beschrieben. Erklärung der Abkürzungen s. Tab. 9.

Es soll festgestellt werden, ob die Aufschlüsse als zusammengehörig betrachtet werden können, unbeschadet der Tatsache, daß vielleicht einzelne Aufschlüsse wie der Klosterbruch deutlich vom Durchschnitt der Gruppe abweichen.

Nachdem wir den einzelnen Kornprozenten die Rangwerte zugeteilt haben, bilden wir Summen für jedes Schwermineral und deren Differenzen zu dem Wert $M = m\,(k+1) / 2$. Diese Differenzen werden quadriert, ihre Summe ist die Quadratsumme QS. Mit ihrer Hilfe berechnen wir den Übereinstimmungskoeffizienten (coefficient of concordance) W nach der Formel

$$W = 12 \cdot QS / m^2 \cdot (k^3 - k). \qquad (5)$$

Beträgt er 1, ist eine Übereinstimmung aller Rangfolgen gegeben; ist er hingegen 0, ist das Gegenteil der Fall.

Für die Aufschlußmittel der Greifensteiner Schichten erhält man als Quadratsumme QS den Wert 3.831 und für W den Wert 0.68, ein deutlicher Hinweis darauf, daß eine Zusammengehörigkeit der Aufschlüsse bezüglich ihrer schwermineralogischen Zusammensetzung wahrscheinlich ist.

Faziesabhängigkeit der Schwerminerale

Die bis jetzt dargestellten Ergebnisse stellen eine willkürliche Mischung von Proben aus allen Faziestypen dar. Es war nun zu untersuchen, ob sich bei einer Unterteilung nach den Lithofazies differenziertere Aussagen machen lassen. Tab. 14 gibt eine Aufstellung der nach sechs Lithofazies geordneten Mittelwerte ($\bar{x}$) und Standardabweichungen (σ).

Fazies	Zr	Gr	Ap	Tu	Ru	Mo	Hb	An	Br	Ep	St	
1	32,6	20,3	18,2	20,4	3,4	1,7	0	2,6	0	0	0,8	$\bar{x}$
(6)	12,7	27,5	15,5	9,1	1,4	1,5		4,4			1,4	σ
2a	46,2	12	1	26,7	6,8	0,6	0,1	3,5	0,6	0,9	1,6	$\bar{x}$
(46)	15	14,8	1,4	12,9	5,2	1,3	0,5	3,8	0,8	3,9	1,6	σ
2b	36,1	21,8	3,5	27,4	5,4	1,7	0,1	2,2	1,2	0	0,7	$\bar{x}$
(14)	14,8	18,6	7,1	14,1	2,3	3,6	0,1	2	1,2	1		σ
2c	39,7	19,9	1,1	31,4	3,6	0,4	0	2,5	1,3	0	0	$\bar{x}$
(6)	21,9	33,3	1,1	35,6	3	0,4		2,2	0,7			σ
3a	47,5	4,1	0,9	35	5,8	0,3	0	5,3	1,3	0	0	$\bar{x}$
(7)	22,7	5	0,5	26,8	2,9	0,5		2,9	0,8			σ
3b	45,4	5	3,2	32,5	8,2	1	1,3	2,2	0,8	0,3	0	$\bar{x}$
(27)	13,6	5,5	5,9	14,4	6,4	1,7	2,8	2,7	0,9	0,4		σ

Tab. 14: Die Mittelwerte und Standardabweichungen der Kornzahlprozente verschiedener Schwermineralien,nach Lithofazies geordnet. Erklärung der Abkürzungen s. Tab. 9. Die in Klammer angegebenen Zahlen beziehen sich auf die Anzahl der Proben pro Faziestyp.

Am auffälligsten tritt die Faziesabhängigkeit des Granats zutage, der in den Fazies 1 und 2 etwa viermal so häufig als in den "klassischen" Turbiditen vorhanden ist. Ein Effekt, der wahrscheinlich auf Korngrößenunterschiede oder -übereinstimmungen mit dem Sediment zurückzuführen ist. In untergeordnetem Maße könnten dabei auch verschiedene Ablagerungs- oder Umlagerungsprozesse in den einzelnen Lithofazies eine Rolle spielen. Besonders wichtig

ist es aber, darauf hinzuweisen, daß durch die Miteinbeziehung von Proben von der Basis der Greifensteiner Schichten ein höherer Granatanteil in Fazies 1 und 2 vorgetäuscht wird. Die granatbetonten Proben des Grenzbereiches Altlengbacher - Greifensteiner Schichten stammen nämlich durchwegs aus Konglomeraten oder massigen Sandsteinen.

Die Kornzahlprozente des Zirkon und Turmalin sind in den einzelnen Fazies keinen großen Schwankungen unterworfen.

Auffallend ist der höhere Prozentsatz von Apatit in einigen Proben, in denen auch die Konglomeratfazies untersucht wurde. Es könnte sein, daß der wenig verwitterungsresistente aber stark milieuabhängige Apatit aus kalkreicheren Partien der Konglomerate stammt (vgl. K. LEMCKE et al., 1953).

Als uneinheitlich tritt auch der Hornblendegehalt hervor, der nur in der Fazies 3b einen nennenswerten Prozentsatz erreicht. Dies ist möglicherweise auf dort frühzeitig karbonatisch zementierte Sandsteine zurückzuführen (vgl. M. BRAMLETTE, 1941, und R. WEYL & H. WERNER, 1951), da Hornblende in poröseren Sandsteinen den diagenetischen Lösungsprozessen leichter anheim fällt.

7.2.3. Zirkonuntersuchungen

Da sich aus den bisherigen Schwermineraluntersuchungen keine Differenzierungen hinsichtlich verschiedener regionaler oder fazieller Trends, auch nicht bezüglich unterschiedlicher Liefergebiete, ableiten ließ, wurde versucht, ob sich mit einer detaillierteren Zirkonuntersuchung etwaige Aussagen machen lassen.

Zirkon ist für den tertiären Flyschanteil charakteristisch. Er bot sich für eine nähere Untersuchung an, weil er aufgrund seiner Beständigkeit gegen Verwitterung und mechanische Transporteinflüsse in jeder Probe in ausreichender Menge enthalten war (durchschnittlicher Zirkongehalt aus allen bearbeiteten Proben: 45,2 %).

Durch sein Auftreten sowohl in magmatischen und metamorphen, wie auch in sedimentären Gesteinen und seine darin charakteristische Ausbildung von Tracht und Habitus kann Zirkon Hinweise auf das vermutete Ursprungsgestein geben. Obwohl aus den in Frage kommenden Liefergebieten der Greifensteiner Schichten nicht allzuviele Zirkonuntersuchungen bekannt sind, die zu einem Vergleich herangezogen werden könnten, soll der Versuch unternommen werden, Unterschiede innerhalb der Korngrößen, der Zirkonvarietäten und morphometrischer Parameter herauszuarbeiten.

Diese Differenzierungen werden immer mit Blickrichtung auf die Variabilität zwischen den verschiedenen lithofaziellen Einheiten vorgenommen.

Es wurden daher neun Proben ausgewählt, die jeweils mindestens zweihundert Zirkonkörner in einem oder mehreren Streupräparaten enthielten, damit eine statistisch ausreichende Menge von Körnern zur Verfügung stand. Eine nähere Beschreibung dieser Proben kann man Tab. 15 entnehmen. Die darin angegebene Zahl der ausgezählten Körner pro Probe besitzt für alle Einzelergebnisse der Tabellen 16 und 17 sowie Abb. 72 Gültigkeit.

Probennr.	Fazies	Gestein	Lokalität	Gest.-Zug	Ausgez. Körner
S33	1	Konglomerat	Strombauamt	nördl. Zug	266
G 0	1	Konglomerat	Greifenst.	nördl. Zug	198
G 1	1	Konglomerat	Greifenst.	nördl. Zug	211
13	2a	Grobsandst.	Reißtal	mittl. Zug	219
05	2b	mittelk. Sst.	Bohr. DOKW	Kraftwerk	242
W 1	2a	Grobsandst.	Schleifst.br.	mittl. Zug	201
H 21	3b	Feinsandst.	Hagenbachkl.	mittl. Zug	251
H 22	3b	mittelk.Sst.	Hagenbachkl.	mittl. Zug	278
P 52	3a	Feinsandst.	Höbersbach	südl. Zug	211

Tab. 15: Nähere Beschreibung der neun für die Zirkonuntersuchungen herangezogenen Proben.

7.2.3.1. Korngrößenuntersuchungen (größter Durchmesser)

An den Anfang der Zirkonuntersuchungen wurde eine lithofaziell differenzierende Korngrößenanalyse gestellt (s. Abb. 67), die durch Bestimmung des längsten meßbaren Durchmessers je Korn gewonnen wurde. Es zeigt sich jedoch, daß keine besonderen Unterschiede zwischen den Fazies bestehen. Lediglich in der Subfazies 2a sind etwas größere Individuen anzutreffen. Im großen und ganzen scheinen jedoch die verschiedenen Korngrößen des Trägergesteins keinen Einfluß auf die Korngröße des in ihnen vorhandenen Zirkon zu besitzen.

7.2.3.2. Zirkonvarietäten

Grundsätzlich können mehrere Zirkontypen unterschieden werden. Als Charakteristika können sowohl die Farbe als auch die Rundung herangezogen werden. Bei der Aufstellung der Varietäten spielen aber auch andere Kriterien wie Füllungen oder "Kerne" eine Rolle.

In der Regel sind die Zirkone meist farblos und klar. Selten trifft man auch auf schwach gefärbte, rosa bis dunkelbraune Typen. R. HEIMLICH et al. (1975, S. 631) unterscheiden z.B. zwischen farblosen, braunen und

purpurnen Varietäten. Morphologisch unterteilen sie diese in euhedral bis subhedral (Kristallflächen sind deutlich vorhanden und Winkel ausgeprägt) und subrounded bis rounded.

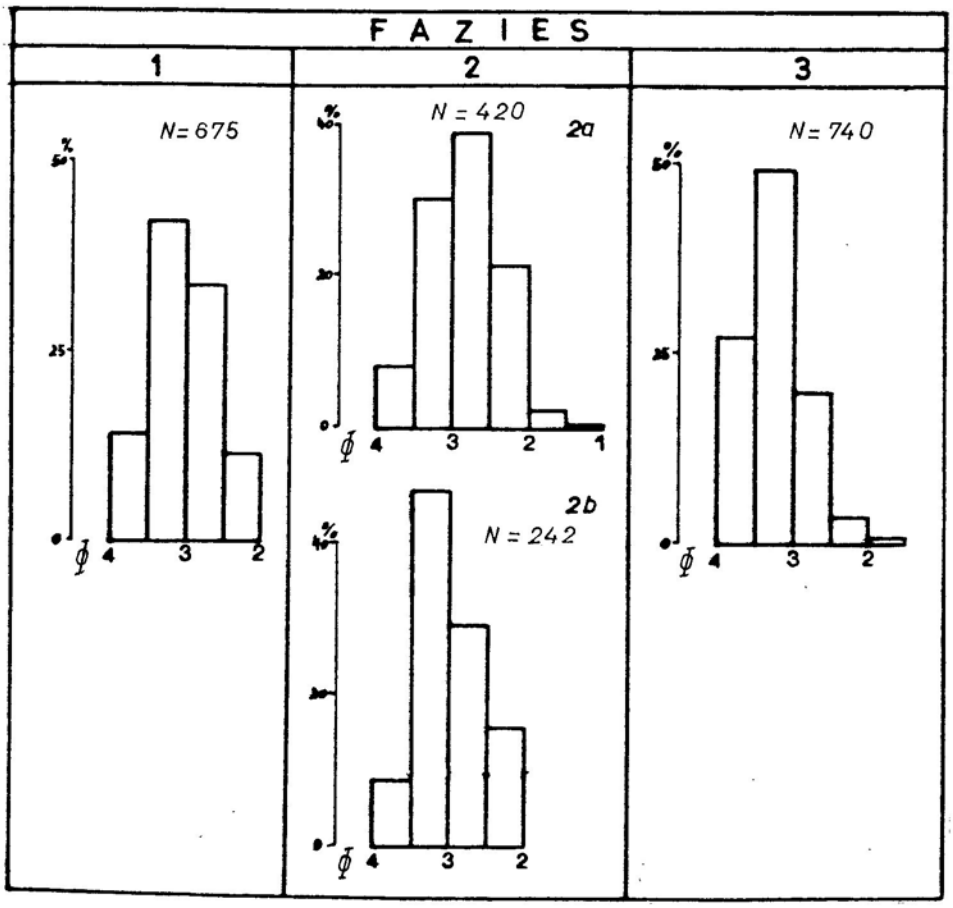


Abb. 67: Korngrößenverteilungs-Histogramme für Zirkon, geordnet nach den drei lithofaziellen Haupteinheiten. Das Klassenintervall (Abszisse) ist eine halbe ϕ-Einheit. N = Zahl der ausgezählten Körner.

Die in dieser Arbeit verwendete Klassifikation lehnt sich mehr an die Einteilung von G. NIEDERMAYR (1966 a, S. 123, Taf. 3) an. Prinzipiell wird zwischen farblosen, klaren Zirkonen (Typen 1-7), die keinen Zonarbau besitzen und zonargebauten Zirkonen (Typ 8), die meist auch gefärbt sind, unterschieden (siehe Abb. 71 a).

Die farblosen Typen gliedern sich in

1) Zirkone mit einfachen Flächenkombinationen. Es treten die Formen (110), (010) und (111) auf.
2) Zirkone mit einfachen Flächenkombinationen wie unter 1) aber mit einem - meist klaren - Kern.

3) Zirkone mit einfachen Flächenkombinationen, die Einschlüsse aufweisen. Dabei handelt es sich um kleine Zirkone, Apatitnädelchen, Bläschen und Kügelchen oder Stäbchen aus opaker Substanz. Sie sind überwiegend parallel c angeordnet, doch können sie auch völlig unregelmäßig verteilt sein (s. Abb. 69).
4) Zirkone mit komplexen Flächenkombinationen. Zu den einfachen Formen gesellen sich steile Bipyramiden und basales Pinacoid.
5) Zirkone mit komplexen Flächenkombinationen wie unter 4), jedoch mit Kern (s. Abb. 70).
6) Zirkone, die mehr oder minder gut gerundet sind. Ebenso nahezu kugelig entwickelte Typen.
7) Zirkone mit Zwillingsbildung.

Bei den gefärbten Zirkonen konnte nur ein Typ,

8) zonar gebauter Zirkon, meist bräunlich durchsichtig bis undurchsichtig, mit den einfachen Formen (110) und (111) und stets vorhandenen, ebenfalls zonar angeordneten Einschlüssen,

ausgeschieden werden.

Nach einer Beschreibung von Zirkonen aus dem niederösterreichischen Waldviertel durch G. NIEDERMAYR (1967, S. 23) ergeben sich Anklänge der Varietäten 4 und 5 (komplexe Flächenkombinationen) an Gföhler Gneis und der Varietät 6 (gerundete Zirkone) an Granulite. Die zonar gebauten, gefärbten Typen (Varietät 8) erinnern an Zirkone aus Granitgneisen, wenngleich sie in den Greifensteiner Schichten bei weitem nicht die Längung, wie sie von G. NIEDERMAYR (1967) beschrieben wurde, besitzen. Leider können diese Beziehungen durch die morphometrischen Untersuchungen -- wie noch zu zeigen sein wird -- nicht bestätigt werden.

Tab. 16 gibt die prozentuelle Verteilung der eben genannten Varietäten in den schon erwähnten neun Proben der Greifensteiner Schichten wieder. Vorherrschend sind Zirkone mit komplexen Flächenkombinationen (durchschnittlich 42,3 %) und gerundete Zirkone (durchschnittlich 28,7 %). Es muß dazu gesagt werden, daß die genaue Unterscheidung zwischen den letztgenannten Typen oft nicht exakt möglich ist und gewisse Übergänge existieren, die zu Zählungsungenauigkeiten führen können.

Daneben konnten auch einfache Flächenkombinationen (Varietät 1) häufig gefunden werden. Die Typen 2 und 7 hingegen sind in den Proben stark unterrepräsentiert. Sie wurden deshalb auch nicht zur Beurteilung der Zusam-

Abb. 68: Zirkon-Streupräparat; folgende Varietäten können unterschieden werden (vgl. Abb. 71):
I : gerundeter Typ (6), II : Typ mit einfachen Flächenkombinationen und Einschluß (3), III : Bruchstücke von Zirkonen mit komplexen Flächenkombinationen (4).
Vergr. 500 x.

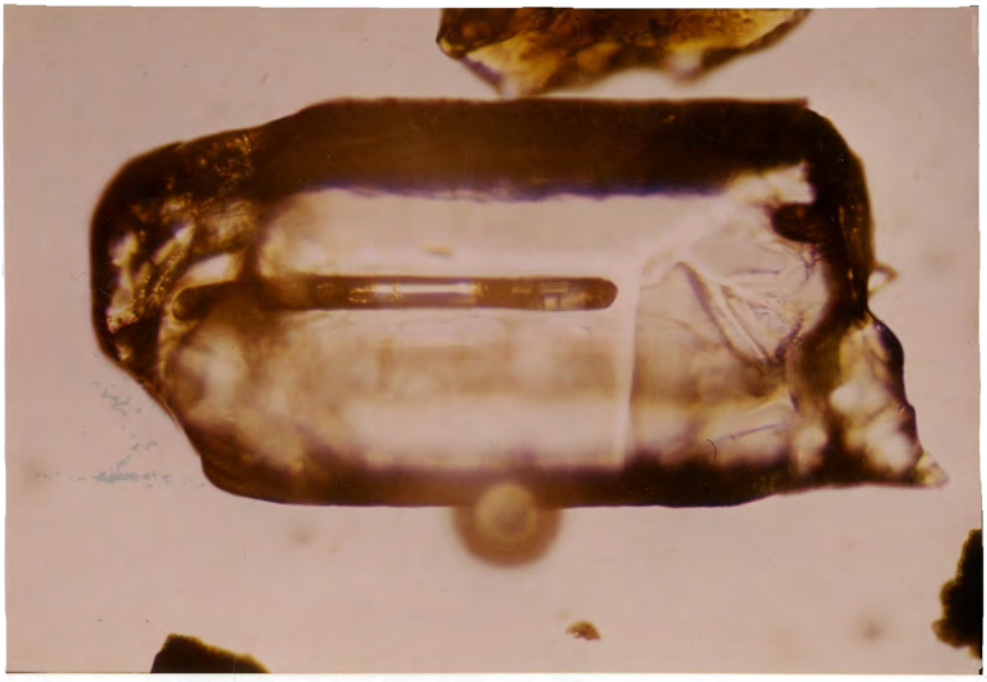


Abb. 69: Zirkon mit einfachen Flächenkombinationen und Einschluß parallel c (Typ 3).
Vergr. ca. 1000 x.

Abb. 70: Zirkon-Korn mit komplexen Flächenkombinationen und "Kernen", (Typ 5 der Abb. 71). Vergr. ca. 700 x. Oberes Bild: normal polarisiertes Licht. Unteres Bild: gekreuzte Nicols.

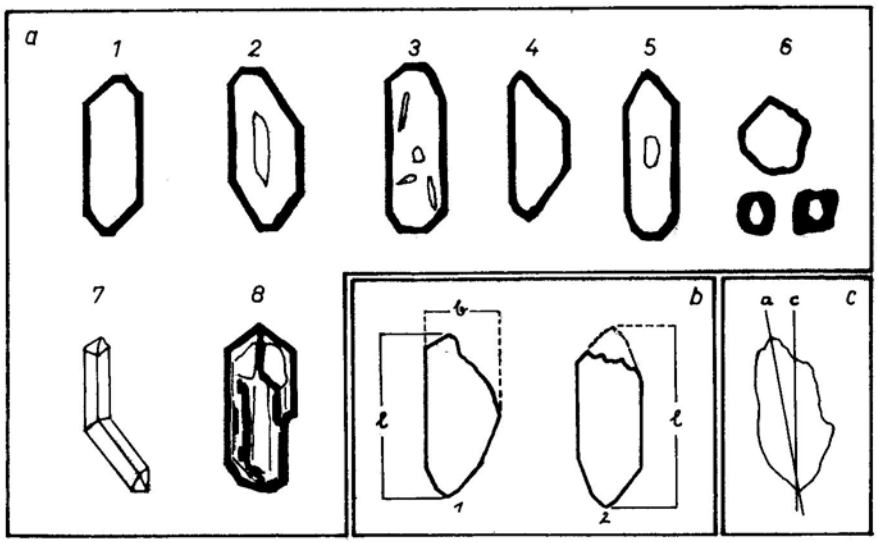


Abb. 71: a) Zirkonvarietäten in den Greifensteiner Schichten.
b) Tatsächlich bestimmte Längen (l) und Breiten (b) an vollständigen (1) und unvollständigen (2) Mineralindividuen.
c) Auslöschungswinkel zwischen c-Achse (c) und vorgetäuschter Längsachse (a).

Tabelle 16: Die Verteilung der einzelnen Zirkonvarietäten in Prozent.
n = Zahl der ausgezählten Körner pro Varietät.

Varietät	1	2	3	4	5	6	7	8
Pr. Nr.								
S3	19,4	0	8,3	33,4	2,8	36,1	0	0
G0	7,5	1,2	6,9	43,7	8,3	32,4	0	0
G1	4,3	0	10,3	30,3	17,1	33,8	0,9	3,3
13	8,2	0	8,2	63,0	4,1	11,0	0	5,5
05	20,0	4,4	2,2	20,0	22,2	31,2	0	0
W1	10,1	0	7,6	44,9	5,1	29,1	1,3	1,9
H21	6,3	1,3	15,0	53,7	0	21,2	0	2,5
H22	2,3	1,7	5,7	48,5	2,3	34,9	2,3	2,3
P52	9,1	1,8	8,4	43,6	3,5	28,7	2,1	2,8
Durchschn.	9,7	2,1	8,1	42,3	8,2	28,7	1,6	3,1
n	203	25	168	879	145	601	15	41

mengehörigkeit der Aufschlüsse nach den Zirkonvarietäten herangezogen. Dabei wurde mit den sechs häufigsten Varietäten -- analog zur Untersuchung der Schwermineralverteilung im Unterkapitel "Regionale Verbreitung" -- mit Hilfe der Rangmethode vorgegangen. Der für Tab. 16 nach Formel (5) berechnete Übereinstimmungskoeffizient W = 0.88 bestätigt die Einheitlichkeit der Aufschlüsse und damit auch der Lithofazies bezüglich der Häufigkeitsvorkommen ihrer Zirkonvarietäten.

7.2.3.3. Morphometrische Untersuchungen

Da die Unterscheidung diverser Zirkonvarietäten allein keine besonderen Aussagen zuläßt, wurden daran morphometrische Untersuchungen angeschlossen. Als Grundlage dienten Längen- und Breitenvermessungen der einzelnen Körner (vgl. R. HEIMLICH et al., 1975; L. LARSEN & A. POLDERVAART, 1957, und A. POLDERVAART, 1955). Dazu wurden mit einem Meßokular die maximalen Längen und Breiten jedes Zirkonkornes (vgl. Abb. 71b, 1) genau bestimmt. Leider kommt es aufgrund der Aufbereitungsmethode mit dem Backenbrecher immer wieder zur Zersplitterung einzelner Körner. Um jedoch die wahren Länge-Breite-Verhältnisse nicht zu verfälschen, wurde dort, wo die Kristallflächen noch die vollständige Form des Kornes vermuten ließen, dieses in entsprechender Weise ergänzt und die vermutete wahre Länge notiert (vgl. Abb. 71b, 2).

Auslöschungswinkel, wie sie bei erodierten Körnern durch eine scheinbare Längsachse in bestimmtem Winkel auf die c-Achse entstehen können (vgl. Abb. 71, c), wurden nicht beobachtet. Sie sind nach M. MURTHY & H. SIDDIQUIE (1964) für Zirkone aus magmatischen Gesteinen untypisch.

Elongation

Ein wichtiger morphometrischer Parameter ist die Elongation. Sie wird aus der Division der größten Länge (x_k) durch die größte Breite (y_k) eines Kornes ermittelt. Die Mittelwerte der Zirkonelongationen (e) der Tab. 17 für jede Probe und Zirkonvarietät errechnen sich nach der Formel

$$e_i = \sum_{k=1}^{m} (x_k/y_k)/m \qquad (6)$$

wobei m der Zahl der ausgezählten Körner pro Probe und Varietät entspricht.

Nach A. POLDERVAART (1956) soll sich die Elongation für Zirkone aus magmatischen und Sedimentgesteinen deutlich unterscheiden. Für solche Sedimente wird ein Wert kleiner 2.0, für solche aus Tiefengesteinen hingegen ein Wert größer 2.0 oder noch wesentlich höher angenommen. Für die Greifensteiner Schichten dürfte diese Differenzierung allerdings nicht anwendbar sein. Denn wenn auch der Wert 2.0 eher selten überschritten wird, scheint eine Herkunft aus magmatischen Gesteinen nicht ausgeschlossen, da in einer Reihe von kristallinen Gesteinen der Böhmischen Masse wie auch der Alpen mehr oder weniger abgerundete Zirkone anzutreffen sind. Völlig gerundete Typen

Pr. Nr. \ Var.	e_i 1	2	3	4	5	6	7	8
S3	1,7437	–	2,0434	1,5290	2,000	1,4391	–	–
G0	1,8809	1,8676	2,1827	1,6016	1,3947	1,4457	–	–
G1	1,9999	–	1,6339	1,4368	1,6451	1,3452	1,8271	2,3975
13	1,7127	–	2,0425	1,4628	1,3188	1,1360	–	1,4305
05	1,7024	1,9545	2,5000	1,8476	1,3636	1,3611	–	–
W1	1,5539	–	1,9815	1,5725	1,6956	1,2961	1,9000	2,3376
H21	1,8469	2,0000	1,6194	1,4573	–	1,2484	–	1,7777
H22	1,7113	1,7727	1,6679	1,4769	1,4700	1,3358	1,8372	1,4553
P52	1,6904	1,4489	1,5119	1,7608	1,3389	1,2179	1,6388	1,6637

	x								m	Σy	$\bar{y}$
S3	0,2415	–	0,3104	0,1844	0,3010	0,1581	–	–	5	1,1954	0,239080
G0	0,2744	0,2713	0,3390	0,2046	0,1445	0,1601	–	–	6	1,3939	0,232317
G1	0,3010	–	0,2132	0,1574	0,2162	0,1288	0,2618	0,3798	7	1,6582	0,236886
13	0,2337	–	0,3102	0,1652	0,1202	0,0554	–	0,1555	6	1,0402	0,173367
W1	0,1914	–	0,2970	0,1966	0,2293	0,1126	0,2788	0,3688	7	1,6745	0,239214
H21	0,2664	0,3010	0,2094	0,1635	–	0,0964	–	0,2499	6	1,2866	0,214433
H22	0,2333	0,2486	0,2222	0,1694	0,1673	0,1257	0,2642	0,1630	8	1,5937	0,199213
P52	0,2280	0,1610	0,1795	0,2457	0,1267	0,0856	0,2145	0,2211	8	1,4621	0,182763
n	9	5	9	9	8	9	4	6			
Σx	2,2008	1,2729	2,4788	1,7534	1,4399	1,0566	1,0193	1,5381			
$\bar{x}$	0,2445	0,2546	0,2754	0,1948	0,1799	0,1174	0,2548	0,2564			
s^2	0,0009	0,0025	0,0047	0,0013	0,0035	0,0010	0,0006	0,0080			

$x = \log (e_1)$
$\bar{x}$ = Spaltenmittel
Σx = Spaltensumme
$\bar{y}$ = Zeilenmittel
Σy = Zeilensumme
s^2 = Varianz

r = Zahl der Proben bzw. Zeilen
t = Zahl der Varietäten bzw. Spalten
n = Zahl der Werte in der t-ten Spalte
m = Zahl der Werte in der r-ten Zeile
Gesamtzahl aller x-Werte (N) = 59
Gesamtsumme aller x-Werte (T) = 12,7598
Gesamtmittel aller x-Werte (T/N) = 0,216268

Tabelle 17:
Die Mittelwerte (e_i) der Zirkonelongationen pro Probe und Varietät und ihre transformierten Werte $x = \log (e_i)$, sowie die wichtigsten Parameter der Varianzanalyse.

wurden bis jetzt besonders in Granuliten und im Gföhler Gneis festgestellt (vgl. G. HOPPE, 1963, J. STELCL & L. SVOBODA, 1962, und G. NIEDERMAYR, 1967), aus dem auch Zwillingsbildungen wie Typus 7 bekannt sind.

Von Interesse scheint hier eher die Frage, inwieweit die Elongation Aufschluß über

a) die Zusammengehörigkeit oder Trennbarkeit der Aufschlüsse (Proben) oder über
b) die Abstammung der Zirkone aus einer oder mehreren Populationen geben kann.

Dazu kann man versuchen, die Mittelwerte (e_i) der Zirkonelongationen in Tab. 17 einer Zweiweg-Varianzanalyse nach R. TILL (1974, S. 113) zu unterziehen.

Vorerst muß sichergestellt werden, daß die Verteilung der Elongationen sich einer Normalverteilung annähert, wie wir dies von der Korngrößenverteilung her kennen.

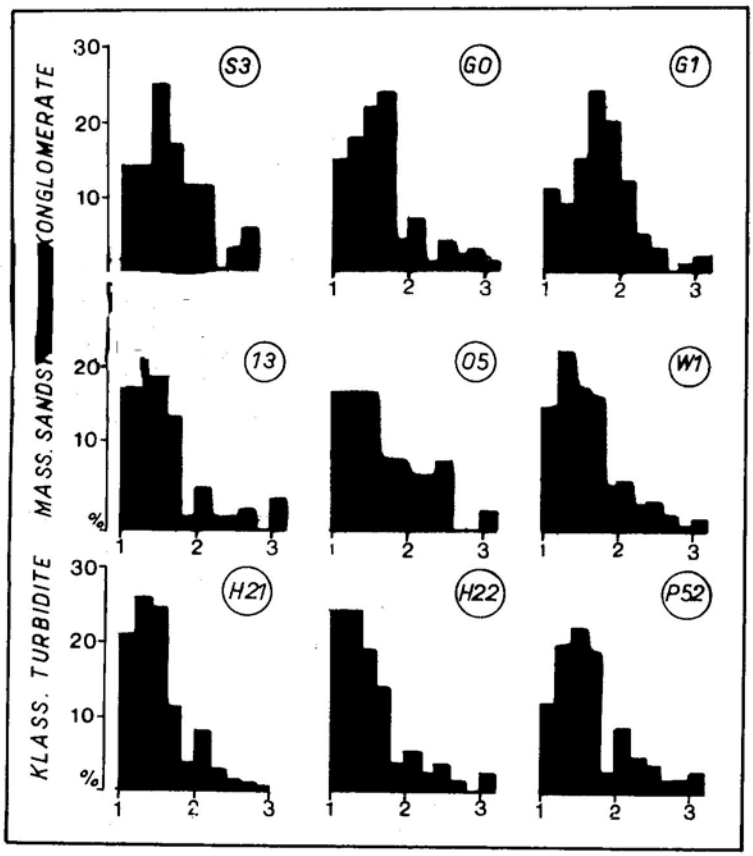


Abb. 72. Zirkon-Elongations-Histogramme: prozentuelle Verteilung der Elongation in 11 Klassen. Die Anzahl der ausgezählten Körner pro Probe entnehme man Tab. 15.

Dies ist, wie sich aus Abb. 72 entnehmen läßt, nicht der Fall. Vielmehr handelt es sich ganz eindeutig um stark asymmetrische Kurven (right-skewness), die ansatzweise auch bimodale Verteilung (zweiter Gipfel bei Elongationsklasse 2,0 bis 2,2) erkennen lassen.

Bimodalität haben J. BRINDLEY & L. GUPTA (1973) und ungleiche Schiefe J. SPOTTS (1962) und W. TAUBENECK (1957) für Zirkone aus magmatischen Gesteinen beschrieben.

Um die Daten einer Normalverteilung anzunähern, wie es für die Varianzanalyse erforderlich ist, führt man eine Transformation der Form

$$x = \log (e_i) \qquad (7)$$

durch (vgl. D. MARSAL, 1967, S. 110), mit anderen Worten, man bildet den Logarithmus der Werte e_i.

Die zweite Vorbedingung neben der Normalverteilung ist die Homogenität der Varianz. Sie kann mit Hilfe des "HARTLEY Maximum-F-Tests" überprüft werden. Die Nullhypothese lautet, daß - unter Annahme, die Stichproben stammten aus Populationen mit gleichen Mittelwerten - auch die Varianzen der Populationen gleich sind.

$$H_0 (\sigma_1^2 = \sigma_2^2 = ..= \sigma_t^2 = \sigma^2)$$

Aus Tab. 17 errechnet man

$$F_{max} = (\text{größtes } s_i^2) \,/\, (\text{kleinstes } s_i^2) \qquad (8)$$
$$= 0{,}008009/0{,}000584$$
$$= 13{,}7$$

mit dem Freiheitsgrad $\nu = \sum_{i=1}^{t} n_i/t = 7{,}37$.

Für diesen Freiheitsgrad beträgt der Grenzwert aus dem Diagramm in Abb. 73 bei t = 8 ungefähr 12. Er ist damit zwar kleiner als unser berechnetes F_{max}, was bedeutet, daß die Nullhypothese zu verwerfen wäre, aber nur so geringfügig, daß nicht sicher gesagt werden kann, ob die Varianzen wirklich signifikant voneinander differieren.

Wir wollen daher trotzdem eine Zweiweg-Varianzanalyse vornehmen und errichten analog der eingangs geschilderten Fragestellung zwei Nullhypothesen:

H_0: die Proben zeigen keine signifikanten Unterschiede bezüglich der Zirkonelongation

H_0: die Zirkonvarietäten unterscheiden sich bezüglich der Elongation nicht.

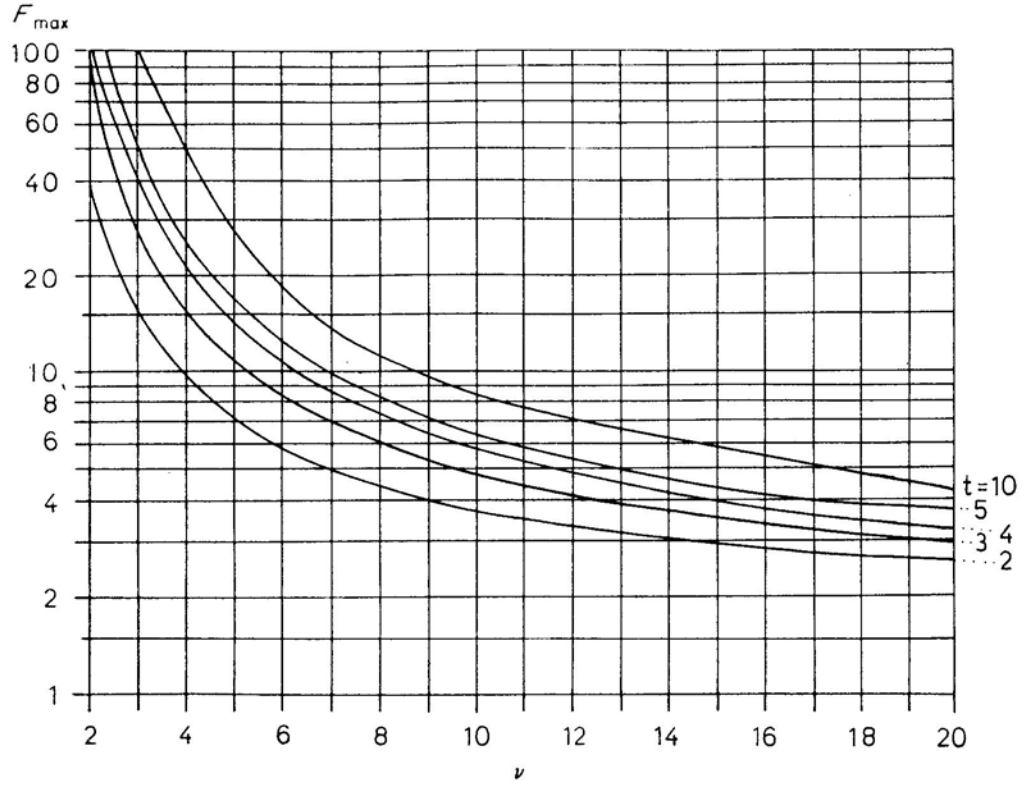


Abb. 73: F_{max}-Werte für verschiedene Freiheitsgrade (ν) und Probengruppen (t) im Vertrauensbereich 95 %. Aus E. PEARSON & H. HARTLEY (1969, Tab. 31).

Von der genauen Beschreibung der Durchführung der Varianzanalyse sei hier Abstand genommen: sie kann der einschlägigen Literatur entnommen werden. Einfach ausgedrückt handelt es sich um den Vergleich der Streuung zwischen den Proben (Zeilen) bzw. zwischen den Varietäten (Spalten) mit der Streuung einer Restvariation.

Die Maßzahlen sind nachfolgend zusammengefaßt.

Art der Variation	Quadratsumme	Freiheitsgrad	Streuung
Gesamtvariation	0,326887		
Zwischen d. Proben	0,03719	r-1 = 8	0,004665
Zwischen d. Variet.	0,164252	t-1 = 7	0,023465
Restvariation	0,125316	(t-1) (r-1) = 56	0,002238

	Proben	Varietäten
Streuungsquotient:	0,004665/0,002238=2,08	0,023465/0,002238=10,48
Snedecor-F-Wert bei 95 % Vertrauensgrenze mit Freiheitsgrad.	(8;56) 2,1	(7;56) 2,2
Schlußfolgerung	möglicherweise reine Gesamtheit	gemischte Gesamtheiten

Da 2,08 < 2,1 ist, können wir für die Proben den Schluß ziehen, daß die Nullhypothese Richtigkeit besitzt, daß sowohl ihre Mittelwerte wie ihre Varianzen nicht signifikant voneinander abweichen: mit anderen Worten, daß die Zirkonvarietäten annähernd gleich in allen Proben verteilt sind und es auch keine Faziesdifferenzierungen hinsichtlich der Elongation gibt.

Für die Zirkonvarietäten muß, da 10,48 >2,2 ist, die Nullhypothese verworfen werden. Es läßt sich vorsichtig folgern, daß ihr Gesamtmittel der Elongation nicht repräsentativ für alle Varietäten ist, d. h. es liegen keine reinen Gesamtheiten vor, sondern die Varietäten entstammen mehreren, genetisch verschiedenen Populationen.

Wachstumskurven

Als weitere Möglichkeit, zwischen den Zirkonvarietäten differenzieren zu können, wurde die "Wachstumskurve" nach G. NIEDERMAYR (1966 b) herangezogen, bei der die Kornlänge in Beziehung zur Elongation gebracht wird (s. Abb. 74).

Dieses Verfahrens hat sich G. NIEDERMAYR (1967, Abb. 2) mit Erfolg bedient, um Unterschiede zwischen Zirkonen aus Gföhler Gneis, Granitgneis und Granulit im Waldviertel herauszuarbeiten.

Die Methode beruht auf der Grundvorstellung, daß bei gleichbleibenden Kristallisationsbedingungen, in erster Linie Druck, Temperatur und Lösungsgenossen, die Zirkone linear wachsen müßten.

Wenngleich die Kurven der verschiedenen Varietäten in Abb. 74 im Feld zwischen Granitgneis und Granulit zu liegen kommen, können sie trotzdem nicht zum einen oder anderen Gestein in Beziehung gesetzt werden. Die bei der Besprechung der Morphologie der Zirkone schon erwähnten möglichen Zusammenhänge mit Gföhler Gneisen und Granuliten sind daher mehr als fraglich.

Die aus den Greifensteiner Schichten errechneten Geraden der Zirkonvarietäten weisen größtenteils einen flacheren Anstieg als die Zirkone des Waldviertels auf. Wir müssen wiederum auf die intensive Transportbearbeitung der Zirkone der Greifensteiner Schichten Bedacht nehmen, die eine Aussage bezüglich des Liefergebietes mit Hilfe der Wachstumskurven nicht opportun erscheinen läßt.

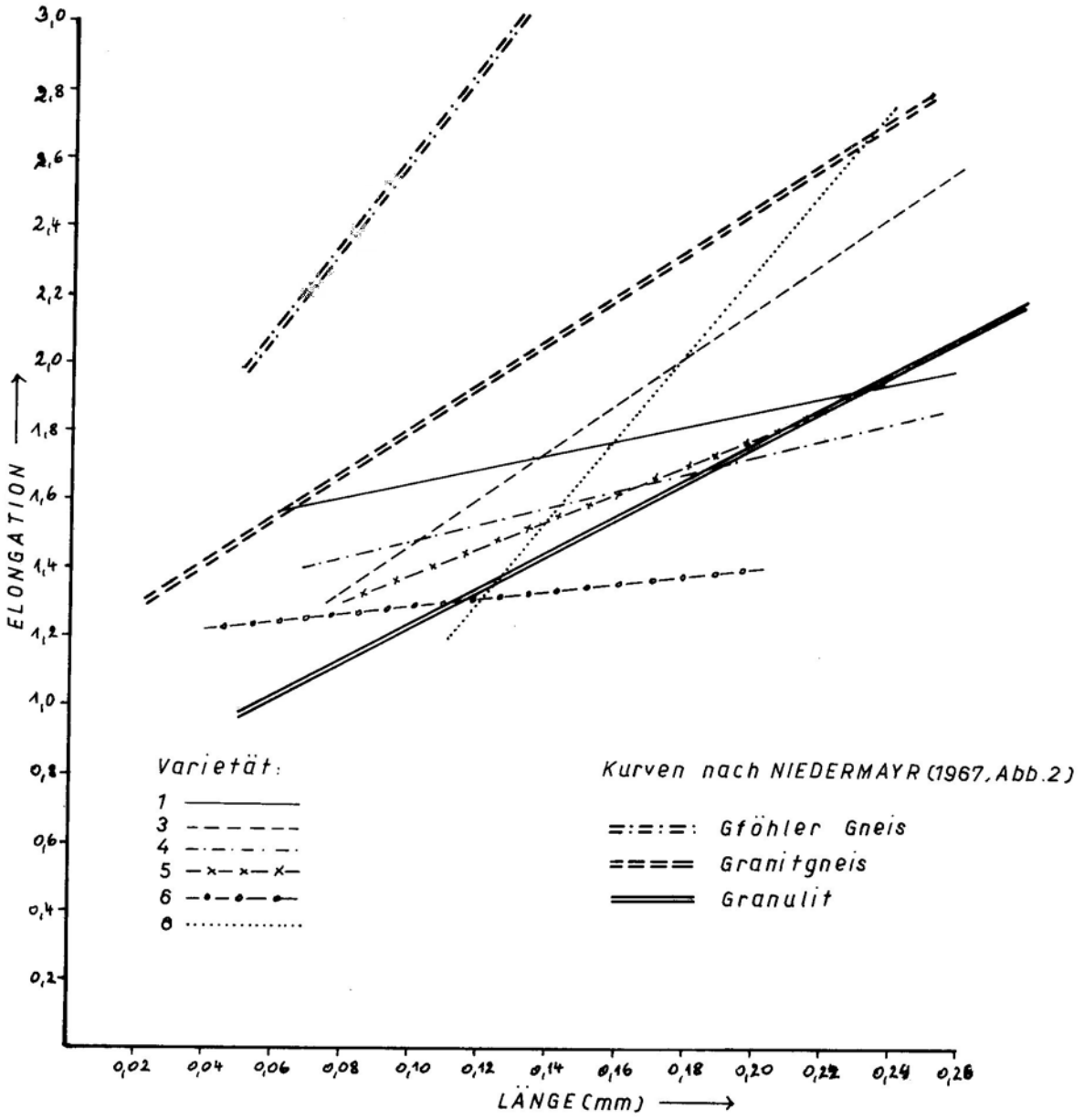


Abb. 74: Vergleich der Wachstumskurven der Zirkonvarietäten der Greifensteiner Schichten mit Wachstumstendenzen von Zirkonen aus Gföhler Gneis, Granitgneis und Granulit nach G. NIEDERMAYR (1967, Abb.2).
Die Varietäten 2 und 7 wurden aufgrund einer zu geringen Zahl von vorhandenen Messungen nicht aufgenommen.

RMA- (reduced major axis-)Diagramme

Da man nicht zwingend eine Abhängigkeit der Elongation von der Kornlänge oder umgekehrt sehen muß, verwenden viele Autoren bei morphometrischen Untersuchungen RMA-(reduced major axis-)Diagramme nach K. KERMACK & J. HALDANE (1950).

Das Prinzip besteht darin, daß die Auswahl der Regressionsgeraden nicht durch die Summierung der Quadrate e i n e s Abstandes (des Vertikalabstandes) vom Punkt zur Regressionsgeraden bewerkstelligt wird (= klassische Regression, Methode der kleinsten Quadrate), sondern eine Gerade unter Berücksichtigung z w e i e r Abstände (Vertikal- und Horizontalabstand; Länge und Breite) vom Punkt gesucht wird, also die so entstehenden Dreiecksflächen - zwischen den Punkten D, C, E in Abb. 75 - minimiert werden.

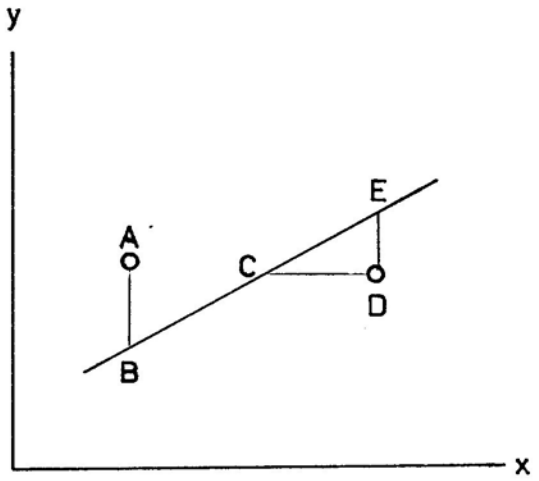


Abb. 75: Vergleich der Berechnung der Regressionsgeraden nach der klassischen Methode (A, B) und nach der reduced major axis-Linie (D, C, E).

Das geschieht, in dem das um 2,5 % der kürzesten und längsten Körner reduzierte Zirkon-Längenintervall als Strecke aufgetragen wird. Aus der Division der Standardabweichung der Breite durch die Standardabweichung der Länge ergibt sich der Tangens ihres Anstiegswinkels ($\tan \alpha = s_l/s_b$).

Der Schnitt dieser Regressionsgeraden mit der y-Achse (a) errechnet sich aus der Formel $a = \bar{y} - (s_l/s_b)\ \bar{x}$, wobei $\bar{x}$ und $\bar{y}$ die Mittelwerte der Länge und Breite darstellen.

Nach L. LARSEN & A. POLDERVAART (1957) erlauben diese Strecken genetische Aussagen aufgrund ihrer Lage. Bei Abstammung aus einer magmatischen Provinz sollen alle Linien annähernd parallel und durch den Ursprung verlaufen.

Wendet man diese Methode auf die Varietäten der Greifensteiner Schichten an (Abb. 76), tritt bei Varietät 1,4 und 6 ein charakteristischer Parallelverlauf aus allen Proben auf. Zudem besitzen die Varietäten 4 und 6 (die bei der Auszählung nicht streng voneinander zu trennen sind) ähnliche Anstiege. Möglicherweise ist dies ein Hinweis, daß die genannten Varietäten einem mehr oder minder einheitlichen Kristallingebiet, in unserem Fall der Böhmischen Masse, entstammen.

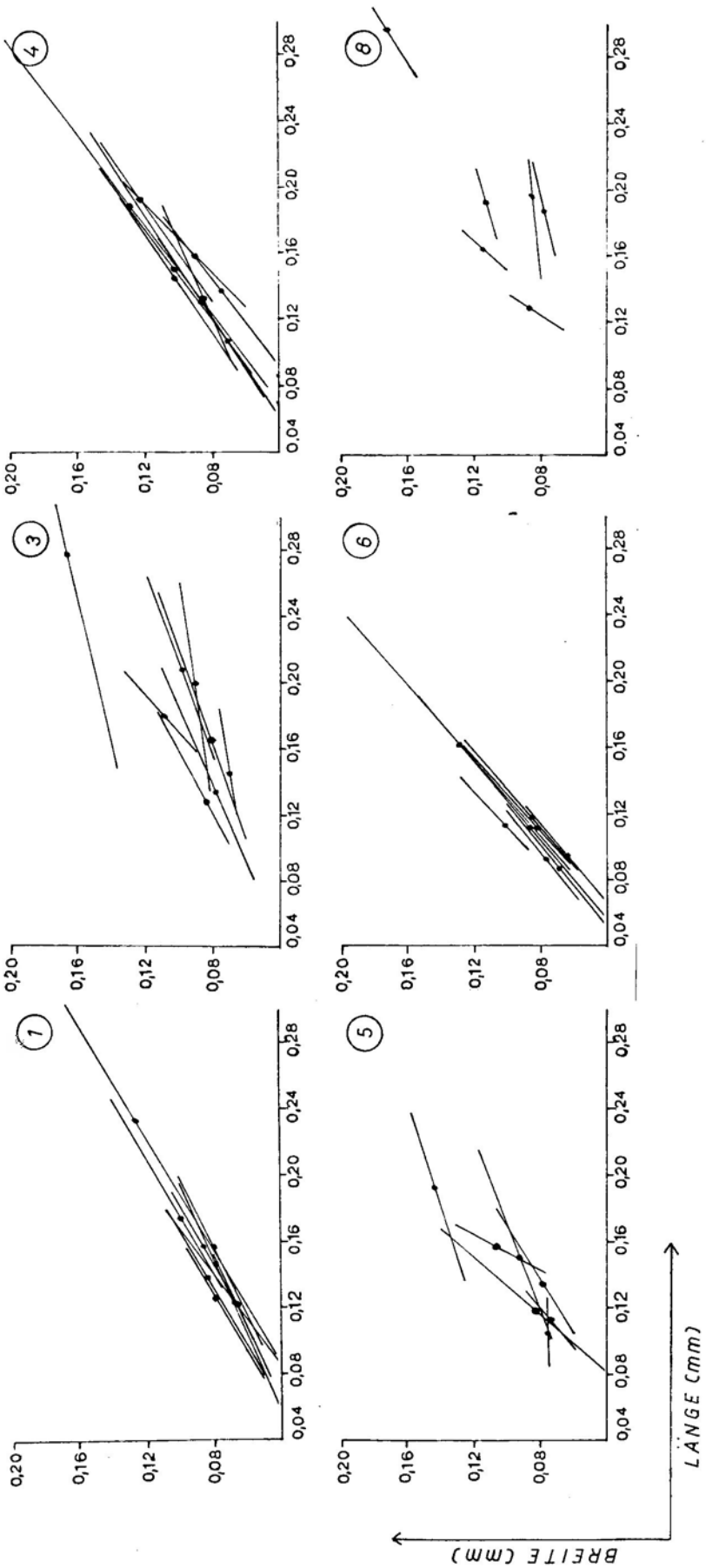


Abb. 76: RMA-(reduced major axis-)Diagramme für die einzelnen Zirkonvarietäten aus den bearbeiteten 9 Proben. Mittlere Zirkonlängen und -breiten sind durch • gekennzeichnet. Die Darstellung der Varietäten 2 und 7 unterblieb aus Mangel an ausreichendem Material.

Für den Rest der Varietäten überwiegt Nicht-Parallelität. Die Anstiegswinkel streuen beachtlich, die Strecken sind deutlich kürzer und ihre Verlängerungen weit vom Ursprung entfernt. Die gezielte Verkürzung der Längsachsen könnte auf intensiven aquatischen Transport - eventuell auch Abstammung aus Sedimenten - zurückzuführen sein, wodurch die Standardabweichung der Länge relativ zu der der Breite abnahm, was für steilere und variablere Verläufe der RMA's sorgte (vgl. R. HEIMLICH et al., 1975, S. 634).

7.3. Zusammenfassung

Nach vorangegangenen Tests mit verschiedenen Kornfraktionen stellte sich heraus, daß die Fraktion 0,4 bis 0,063 mm für Untersuchungen in Greifensteiner Schichten am günstigsten ist. Sie schließt nämlich einen Großteil der Kornklassen der wichtigsten Schwerminerale ein.

Die Greifensteiner Schichten besitzen ein homogenes Spektrum mit Zirkonvormacht und einem beträchtlichen Anteil an Turmalin und Rutil. Daneben sind fast immer Granat, Apatit und ein weiteres Mineral der TiO_2-Gruppe (Anatas oder Brookit) vertreten. Zusätzlich treten noch Monazit, Hornblende, Epidot und Staurolith auf.

Nur in der Übergangszone aus Altlengbacher Schichten ergeben sich Abweichungen von diesem Erscheinungsbild, nämlich eine Vorherrschaft von Granat, die sukzessive gegen das Hangende zugunsten von Zirkon abnimmt.

Gradierungseffekte wurden in den Greifensteiner Schichten registriert, sie beeinflussen aber die Gesamtaussage (Mineralvormacht, Zusammensetzungsverhältnisse) nicht. Ebensowenig vermögen dies Faziesabhängigkeiten, die wahrscheinlich eher auf Korngrößeneffekte als auf unterschiedliche Schwermineralschüttung zurückzuführen sind.

Spezielles Augenmerk wurde auf die nähere Untersuchung der Zirkone, und hier wiederum auf morphometrische Fragestellungen, gelegt.

Es konnten acht Zirkonvarietäten ausgeschieden werden, die aus gemischten Gesamtheiten stammen, wie mit einer Varianzanalyse hinsichtlich ihrer Elongationen bewiesen werden konnte. Hier konnte keine Faziesbezogenheit der Varietäten festgestellt werden. Wenngleich einige Varietäten aufgrund ihres Habitus Anklänge an Granulite und Granitgneise des Waldviertels (vgl. G. NIEDERMAYR, 1967) zeigten, konnte dies durch einen Vergleich ihrer Wachstumskurven nicht bestätigt werden.

Am besten läßt sich den reduced major axis-Diagrammen entnehmen, daß die Zirkone nicht auf ein geschlossenes, streng begrenztes Liefergebiet bezogen

werden können. Während nämlich einige möglicherweise einem mehr oder minder einheitlichen Kristallingebiet entstammen, dürften andere mehrere sedimentäre Zyklen durchlaufen haben, wodurch die Bedeutung morphometrischer Parameter zunichte gemacht wurde.

8. PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG DER PSAMMITE DER GREIFENSTEINER SCHICHTEN

Die untersuchten Sandsteine der Greifensteiner Schichten stammen durchwegs aus den Lithofazies 2 und 3. Neben Fein-, Mittel- und Grobsandsteinen wurde in wenigen Proben (L2H, G3, 0202) auch feinkonglomeratischer Sandstein, wie er im Kapitel "Die Fazies der Greifensteiner Schichten" beschrieben wird, bearbeitet.

8.1. Makroskopische Beschreibung

Die turbiditischen Sandsteine weisen im frischen Bruch graue Farben auf. Hoher Glaukonitgehalt läßt die Sandsteine grüngrau erscheinen. Bei ausnahmsweise etwas höheren Karbonatgehalten sind auch blaugraue Varietäten festzustellen. In angewittertem Zustand zeigen die Sandsteine jedoch eine braungraue bis braune Farbe.

Die Korngröße erstreckt sich vom Grob- bis in den Feinsandbereich. Eine nähere Beschreibung der Korngrößenvariationen sowie anderer struktureller und sedimentologischer Eigenschaften findet sich im Kapitel "Lithofazielle Untersuchungen".

Auf Schicht- und Laminationsflächen lassen sich häufig Hellglimmer, Pflanzenhäcksel und stellenweise auch Kohlelagen und fossiles Harz (vgl. Unterkapitel "Gesteinsbruchstücke") beobachten.

8.2. Mikroskopische Untersuchung der Sandsteine

8.2.1. Bisherige Untersuchungen

H. WIESENEDER (1962, S. 275 f.) hat bei seiner Beschreibung der Flyschgesteine des Wienerwaldes auch Ergebnisse über den Greifensteiner Sandstein vorgestellt (s. Tab. 18). Die quantitative Zusammensetzung wurde dabei nach einem Verfahren berechnet, das sich an die in der Eruptivgesteinspetrographie übliche Methode der Berechnung normativer Mineralbestände anlehnt, den Modalbestand jedoch berücksichtigt.

Tabelle 18: Die chemisch-mineralogische Zusammensetzung von Flyschsandsteinen der Greifensteiner Schichten.
Aus H. WIESENEDER, 1962, S. 275 f.

	grobkörniger Sandstein, Stbr. Höflein Eozän	mittelkörniger Sandstein, Stbr. Höflein Eozän	konglomeratischer Sandstein, Greifenstein, Eozän	mittelkörniger Sandstein, Greifenstein Eozän	
SiO_2	94,74	89,66	80,68	82,78	Chemische Analyse nach K. FABICH (1961)
TiO_2	0,35	0,38	0,26	0,75	
Al_2O_3	1,96	3,47	1,65	6,62	
Fe_2O_3	0,56	0,72	0,69	0,96	
FeO	0,18	0,86	0,86	2,29	
MnO	--	0,02	0,01	--	
CaO	0,56	1,02	7,71	0,50	
MgO	0,13	0,36	0,24	0,79	
K_2O	0,93	1,46	0,68	1,93	
Na_2O	0,33	0,46	0,20	0,13	
H_2O^-	0,16	0,24	0,23	0,86	
H_2O^+	0,43	1,22	0,87	2,26	
CO_2	0,35	0,72	6,34	0,57	
Quarz	91	81	79	76	Quantitative mineralogische Zusammensetzung (Volums-%)
Mikroklin	2	6	2	6	
Albit	3	4	1	1	
Anorthit	+	+			
Biotit	1	+	+	+	
Muskovit	1	4	2	8	
Chlorit	+	2	1	6	
Calcit	1	2	13	1	
Dolomit			1	1	
Siderit			+		
Magnetit		1	1	1	
Hämatit	1				
Rutil		+	+	+	

8.2.2. Eigene Untersuchungen

8.2.2.1. Methodik

Der M o d a l b e s t a n d wurde nach der Methode von F. CHAYES (1956) mit Hilfe eines point counters ermittelt.

Zur Bestimmung des kalzitischen und dolomitischen Anteils der Sandsteine wurden die Dünnschliffe nach der Methode von B. EVAMY (1963) mit einer kombinierten Alizarin-s-Kalium-hexa-cyanoferrat-III-Lösung gefärbt. Damit konnte in günstigen Fällen auch die Grundmasse besser hervorgehoben und von den Komponenten unterschieden werden.

Die Untersuchung des Modalbestandes erwies sich deshalb als kompliziert, weil aufgrund von Rekristallisationsvorgängen und Verdrängungen oft zwischen ursprünglicher Grundmasse und Komponenten schwer zu unterscheiden war. Speziell kleinere, detritische Tonbruchstücke und tonige Grundmasse waren nur sehr undeutlich auseinanderzuhalten.

Jedenfalls wurde definitionsgemäß die Grenze zwischen Matrix und Komponenten bei einer Korngröße von 0,03 mm angesetzt.

Für die Korngrößenanalyse wurde die Methode von G. FRIEDMANN (1958) gewählt. Dabei wurde der scheinbar größte Durchmesser an 200 bis 300 Körnern pro Schliff gemessen.

Diese Art der Korngrößenanalyse bzw. die anschließende Umrechnung in Siebkorngrößen ist bekanntermaßen problematisch, da schnittlagenbedingt aus der Form und Orientierung der detritischen Körner große Fehlerquellen entstehen können.

Eigentlich sollten nur jene Schliffe ausgewertet werden, die eine Sortierung von "well sorted" bis "moderately sorted" aufweisen, da sonst kein geeigneter Abstand des Objektführers gefunden werden kann, ohne dasselbe Korn mehrmals und viele andere Körner gar nicht zu treffen. Es sind daher die Korngrößenanalysen aller schlechter sortierten Schliffe mit Vorbehalt zu betrachten.

Bei ganz schlechter Sortierung, d. h. dem Vorhandensein extrem unterschiedlicher Anteile, wurde der Versuch unternommen, für jede der beiden Fraktionen eine eigene Korngrößenbestimmung, ausgewählt um die Gipfel der bimodalen Verteilung, durchzuführen und den Bimodalitäts-Index nach B. SAHU (1964) zu bestimmen.

Als Korngrößenintervalle wurden ganzzahlige ϕ-Werte verwendet.

Da auch Augenmerk auf eventuelle Gradierungen gelegt werden sollte, wurden von einigen Sandsteinbänken Proben sowohl von der Unter- und Oberseite, wie auch - wenn möglich - aus der Mitte gezogen. Zur rascheren Bearbeitung unter dem Mikroskop wurde hierbei auch die verkürzte Auszählmethode nach R. SELLEY (1976, S. 13) zur Anwendung gebracht.

Der Klastizitätsindex (größter scheinbarer Korndurchmesser) wurde meist makroskopisch oder im Auflichtmikroskop bestimmt.

Der Sortierungsgrad der Sandsteine wurde mit Hilfe von Schaubildern nach R. FOLK (1968, S. 102, abgebildet in F. PETTIJOHN, P. POTTER & R. SIEVER, 1972, S. 585) abgeschätzt.

Die Rundung der Komponenten wurde nach Schaubildern von RUSSEL-TAYLOR-PETTIJOHN (1957, abgebildet in G. MÜLLER, 1964, S. 108) ermittelt.

8.2.2.2. Einordnung der Sandsteine

Für nomenklatorische Zwecke wird die Dreiecksdarstellung bevorzugt verwendet. Aus einer Reihe von Möglichkeiten, die Komponenten den Eckpunkten verschieden zuzuordnen, wurde die Darstellung nach F. PETTIJOHN, P. POTTER & R. SIEVER (1972) gewählt, bei der Eckpunkt Q mit mono- und polykristallinem Quarz sowie Chert, Eckpunkt F mit Feldspat und Eckpunkt G mit Gesteinsbruchstükken belegt ist.

Danach sind die Sandsteine der Greifensteiner Schichten aufgrund ihrer mineralogischen und korngrößenmäßigen Zusammensetzung (s. auch Tab. 20) überwiegend als sublithische Arenite, in untergeordnetem Maße als Subarkosen und in seltenen Fällen als Wacken anzusprechen.

Bei etwa gleichbleibendem Quarzgehalt um ca. 70 % überwiegt meist der Gehalt an Gesteinsbruchstücken gegenüber Feldspat. Die grobkörnigsten Anteile der Fazies 2 in Form der erwähnten feinkonglomeratischen Sandsteine besitzen den höchsten Anteil an Gesteinsbruchstücken, sodaß sie nach H. FÜCHTBAUER (1974), in dessen Nomenklatur zwischen den Gesteinsfragment-Anteilen genauer differenziert wird, als "rock fragment-sandstones" klassifiziert werden könnten.

Lediglich in den Mittel- bis Grobsandsteinen der Fazies 2 kann es zu einem Überwiegen des Feldspates gegenüber den Gesteinsbruchstücken kommen, sodaß wir eine Subarkose vorliegen haben.

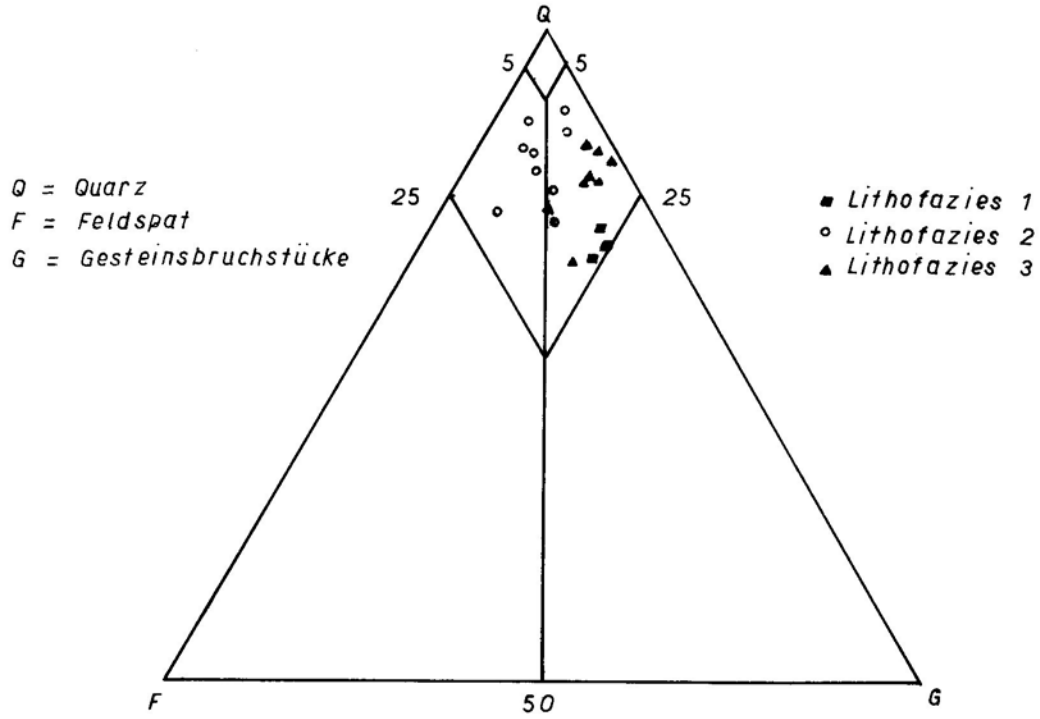


Abb. 77: Darstellung der Greifensteiner Sandsteine im Quarz-Feldspat-Gesteinsbruchstückdreieck, ohne Berücksichtigung des Matrixgehaltes.

Die Fälle, in denen Matrixgehalte > 15 % (Wacken oder Grauwacken) auftreten, sind in den Greifensteiner Schichten eher selten (s. Proben H 15 und H 18 in Tab. 20). Allerdings ist es im Dünnschliff aufgrund der Verdrängungen und Rekristallisationen äußerst schwierig, noch eine primäre Matrix zu erkennen, wodurch auch keine exakten Angaben über die strukturelle Reife der Sandsteine möglich sind. Es ist nämlich ohne weiteres denkbar, daß ursprünglich ein höherer Gehalt an toniger Matrix vorlag, wonach ein größerer Teil der Sandsteine als lithische Grauwacken anzusprechen wäre.

8.2.2.3. Textur

Die Sandsteine besitzen hauptsächlich tonige und siliziklastische Matrix. Durch starke Verkieselung der Komponenten ist das ursprüngliche Gefüge oft nur mehr selten zu beobachten. Aufgrund der Diagenese sind überwiegend Konkav-Konvex-Kontakte festzustellen.

Die Rundung der Körner, die meist als "subangular" bis "subrounded" zu klassifizieren ist, kann oft nur schwer abgeschätzt werden, da die ur-

sprünglichen Grenzen der detritischen Körner wegen der diagenetischen Veränderungen nicht mehr auszumachen sind. Gute Rundung fand sich nur bei einzelnen Quarzen oder Hornsteinen, wenngleich auch hier mit keiner bestimmten Lithofazies gekoppelt.

Neben der Orientierung von Quarzkomponenten, über die im Kapitel "Paläoströmungsdaten" berichtet wird, trat stellenweise auch eine bevorzugte Einregelung der Phyllosilikate parallel zur Schichtung auf.

8.2.2.4. Korngrößenanalysen

Die Sandsteine der Greifensteiner Schichten weisen alle Sandstein-Korngrößen von fein bis grob auf. Wie schon im Kapitel "Charakterisierung der lithofaziellen Typen" angedeutet, beschränken sich die Grob- bis Mittelsandsteine im wesentlichen auf die Fazies 2, während die Turbiditfazies (Fazies 3) hauptsächlich von feineren Sedimenten eingenommen wird.

Aus Abb. 78 geht hervor, daß Fazies 3 eine mehr oder minder deutliche, regelmäßige Korngrößenabnahme vom Liegenden ins Hangende aufweist (s. Probe R 8). Aberauch hier ist die Gradierung nicht immer gleichmäßig ausgeprägt. Probe H25 zeigt ein "coarse tail grading", wie es für klassische Turbidite eher untypisch ist. Dabei kommt es nur innerhalb des Anteils an relativ gröberen Komponenten der Bank (Korngröße etwa 3 bis 1 ϕ) zu einer Korngrößenverschiebung vom Liegenden inklusive Bankmitte gegen das Hangende.

Die mächtigen Mittel- bis Grobsandsteine hingegen sind nicht gradiert. Die sprunghaften Korngrößenänderungen, wie sie für Fazies 2 geradezu charakteristisch sind, und die zu einem guten Teil auch auf Amalgamation zurückzuführen sind, werden durch Probe P25 dokumentiert.

Die Kornsummenkurven wurden anhand von jeweils etwa 300 ausgezählten Körnern erstellt. Die entsprechenden Korngrößen-Parameter sind Tab. 19 zu entnehmen.

Da bei der Berechnung der Korngrößenparameter nach P. TRASK (1932) nur jener Kurvenabschnitt berücksichtigt wird, der zwischen 25 % und 75 % zu liegen kommt,wurden diesen Werten in Tab. 19 auch die Berechnungen anderer Autoren gegenübergestellt, denen ein wesentlich größerer Abschnitt der Kurve (9 - 95 %) zugrundelie.gt. Letztere muß nach theoretischen Überlegungen dieser Autoren nicht zwingend einer Normalverteilung nahekommen.

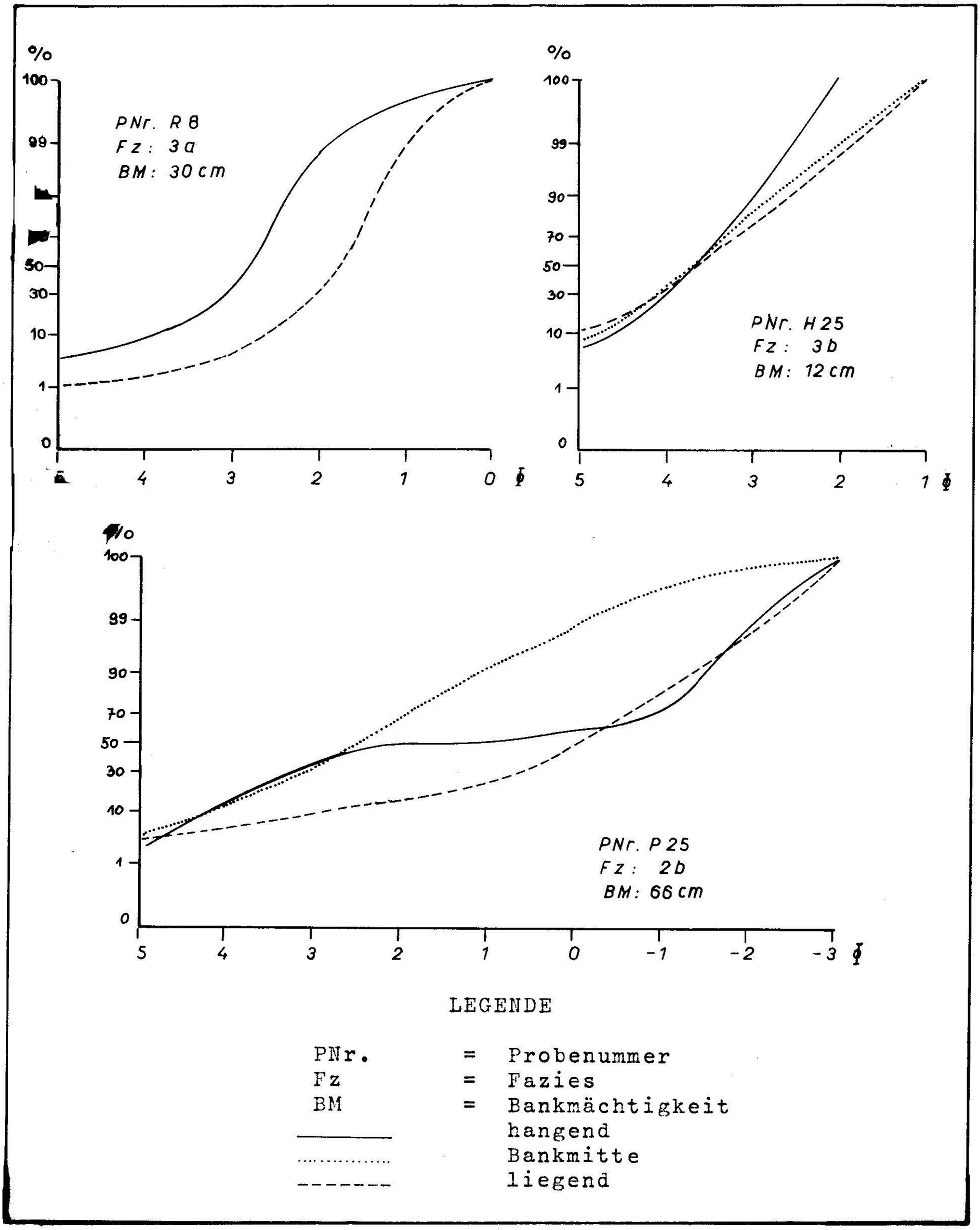


Abb. 78: Charakteristische Kornsummenkurven (unter Ausklammerung der Grundmasse) aus mehrfach beprobten Bänken von Greifensteiner Sandstein der Fazies 2 und 3. Entsprechende Korngrößenparameter siehe Tab. 19.

Fazies	Probennr.	Korngrößenangaben in mm					Standard dev.	Sortierung				
		Q_1	Q_2 = Md	Q_3	Mean	Mode		So nach TRASK (1932) in mm	Klassifikation nach FÜCHT-BAUER (1959)	S_I nach FOLK & WARD (1957)	S_I nach INMAN (1952)	$Q_{D\phi}$ nach KRUM-BEIN (1936)
3	H 25H	0,06	0,083	0,11	0,08	0,12	0,76	1,35	gut	0,79	0,76	0,49
3	H 25M	0,06	0,079	0,11	0,08	0,12	0,54	1,35	gut	0,56	0,54	0,38
3	H 25L	0,06	0,075	0,10	0,07	0,12	0,62	1,29	gut	0,67	0,62	0,39
2	H 18	0,09	0,16	0,25	0,15	0,29	1,1	1,67	mittelmäßig	1,16	1,1	0,74
2	S 3	0,09	0,21	3,03	0,41	0,16	2,96	5,8	sehr schlecht	2,55	2,96	2,96
2	H 29L	0,04	0,08	0,15	0,08	0,08	1,33	1,94	schlecht	1,41	1,33	0,93
2	H 14	0,09	0,16	0,26	0,16	0,24	1,21	1,70	mittelmäßig	1,37	1,21	0,77
2	L 2H	0,22	0,63	2,02	0,56	1,8	2,25	3,03	sehr schlecht	2,17	2,25	1,59
2	H 28	0,12	0,19	0,31	0,18	0,31	1,09	1,61	mittelmäßig	1,46	1,09	0,67
2	P 25H	0,47	0,89	1,19	0,74	1,41	1,18	1,59	mittelmäßig	1,4	1,18	1,35
2	P 25M	0,10	0,12	0,25	0,14	0,18	0,99	1,58	mittelmäßig	1,05	0,99	1,36
2	P 25L	0,08	0,35	1,53	0,36	2,82	2,42	4,37	sehr schlecht	2,09	2,42	4,2
3	R 8H	0,20	0,26	0,33	0,24	0,18	0,36	1,28	gut	0,39	0,36	0,72
3	R 8L	0,10	0,13	0,15	0,12	0,18	0,48	1,22	sehr gut	0,56	0,48	0,63

Tab. 19: Quartile, Mittelwerte und Sortierung in den Greifensteiner Schichten.

Schiefe					Kurtosis						
S_K nach TRASK (1932) in mm	S_{KI} nach FOLK & WARD (1957)	Klassifikation nach FOLK & WARD (1957)	S_{KG} nach INMAN (1952)	S_{KI} nach KRUMBEIN (1936)	K nach TRASK (1932) in mm	K_G nach FOLK & WARD (1957)	Klassifikation nach FOLK (1965)	β_ϕ nach KRUMBEIN (1936)	Klastizitätsindex nach CAROZZI (1958)	Bimodalitätsindex nach SAHU (1964)	Probennummer
1,03	-0,04	near symmetrical	0,03	0,07	0,002	1,12	leptokurtic	0,76	0,41	-	H 25H
1,03	0,18	fine skewed	0,1	0,01	0,002	1,06	mesokurtic	0,8	0,23	-	H 25M
0,94	0,08	near symmetrical	0,1	0,03	0,002	1,3	leptokurtic	0,97	0,34	-	H 25L
									3,2	2,38	H 18
									7,1	2,02	S 3
									4,6	2,2	H 29L
									3,8	2,46	H 14
									5,6	1,85	L 2H
									2,2	3,31	H 28
0,71	-0,42	strongly coarse sk.	0,34	0,26	0,572	1,63	very leptok.	1,28	7,6	-	P 25H
1,74	0,19	fine skewed	-0,3	-0,35	0,023	1,1	mesokurtic	0,85	4,1	-	P 25M
									6,5	2,17	P 25L
0,98	-0,41	strongly coarse sk.	0,39	0	0,01	0,79	platykurtic	0,93	0,9	-	R 8H
0,89	-0,50	strongly coarse sk.	0,43	0,1	0,002	1,39	leptokurtic	1,22	0,7	-	R 8L

Fortsetzung Tab. 19: Schiefe, Kurtosis und andere Korngrößenparameter der Greifensteiner Schichten.

Die Korngrößenparameter geben im großen und ganzen einen Anhaltspunkt für die kinetischen Energieabläufe des Ablagerungsprozesses. Sie sind daneben aber auch stark von der Korngröße des angelieferten Materials abhängig.

Als wichtigstes Ergebnis der Korngrößenanalyse kann die Tatsache gewertet werden, daß der Großteil der Greifensteiner Schichten, nämlich die massigen, ungradierten Sandsteine (Fazies 2), sehr häufig zwei- oder mehrgipfelige Kornsummenkurven aufweist, was auf eine Zusammensetzung aus mehreren Einzelverteilungen schließen läßt.

Da es unter diesen Umständen keinen Sinn ergibt, die S c h i e f e , die ein Maß für die Symmetrie der Summenkurve darstellt, und die K u r t o s i s , die die Gegensätze in der Sortierung zwischen verschiedenen Kurvenabschnitten angibt, zu berechnen, wurden diese Maßzahlen für die entsprechenden Proben in Tab. 19 ausgelassen.

Nach B. SAHU (1964) kann in solchen Fällen der Bimodalitätsindex aus dem feinsten Mode (ϕ_e) und dem gröbsten Mode (ϕ_1) sowie der Sortierung (S_I) nach R. FOLK & W.WARD (1957) nach der Formel

$$m_\phi = 1 + \frac{\phi_e - \phi_1}{2\,S_I} \qquad (9)$$

berechnet werden. Er spiegelt Schwankungen der kinetischen Energie (Geschwindigkeit) des Transportmediums bei der Sedimentation, das Fehlen ganzer Korngrößenklassen im angelieferten Material, verschiedene Mechanismen der Ablagerung und Diagenese aber auch eventuell unzureichende Probennahme wider.

Eine Ausnahme von diesem Verhalten zeigen die sogenannten "klassischen Turbidite" (Fazies 3) in ihren Kornsummenkurven. Speziell bei der S o r t i e r u n g , die ein Maß für die Streuung der Korngrößenklassen um einen Mittelwert darstellt, kommt dies zum Ausdruck. Während Lithofazies 1 und 2 eine mittelmäßige bis sehr schlechte Sortierung aufweisen, sind die "klassischen Turbidite" gut bis sehr gut sortiert. Dies läßt sich mit homogeneren Ablagerungsbedingungen und einheitlichem Schüttungsmaterial interpretieren.

Allerdings können wiederum Schiefe und Kurtosis innerhalb der "klassischen Turbidite" die unterschiedlichsten Werte annehmen.

8.2.2.5. PASSEGA-Diagramm

Zur Verdeutlichung der hydrodynamischen Bedingungen, auf die schon im Kapitel "Charakterisierung der lithofaziellen Typen" bei der Beschreibung der Ablagerungsmechanismen hingewiesen wurde, wurden die bearbeiteten Proben auch in ein Diagramm nach R. PASSEGA (1964) eingetragen (s. Abb. 79). Dabei wird der Medianwert gegen den 99 %-Percentil aufgetragen.

Fazies	Pr.-Nr.	M	C
1	L2H	0,63	4,88
2a	H18	0,16	2,44
2a	S3	0,21	7,17
2a	H14	0,16	3,44
2a	H28	0,19	3,21
2b	P25H	0,89	5,16
2b	P25M	0,12	1,43
2b	P25L	0,35	4,70
2c	H29L	0,08	3,82
3a	R8H	0,26	0,40
3a	R8L	0,13	0,23
3b	H25H	0,08	0,37
3b	H25M	0,08	0,24
3b	H25L	0,08	0,16

Tab. 20: Die Werte C (99 %-Percentil) und M (Median) in mm für das PASSEGA-Diagramm (Abb. 79), nach Lithofazies geordnet.

Es stellt sich heraus, daß die Proben der Lithofazies 3 deutlich im Feld des turbiditischen Environments (durch Punkte umrandeter Bereich), und hier wiederum im Bereich der gradierten Suspensionsströme, zu liegen kömmen.

Die Vertreter der Fazies 1 und 2 hingegen weisen einen 99 %-Percentil jenseits der in Suspensionen transportablen maximalen Korngröße (C_s) auf und konzentrieren sich somit in einem Feld des Diagrammes, in dem andere Mechanismen, wie sehr dichte Trübeströme, debris flow, Liquifikation usw. zum Tragen kommen.

Es ist damit wiederum eine klare Trennung zwischen jenen Sedimenten, die aus "klassisch" turbiditischer Ablagerung hervorgegangen sind und jenen

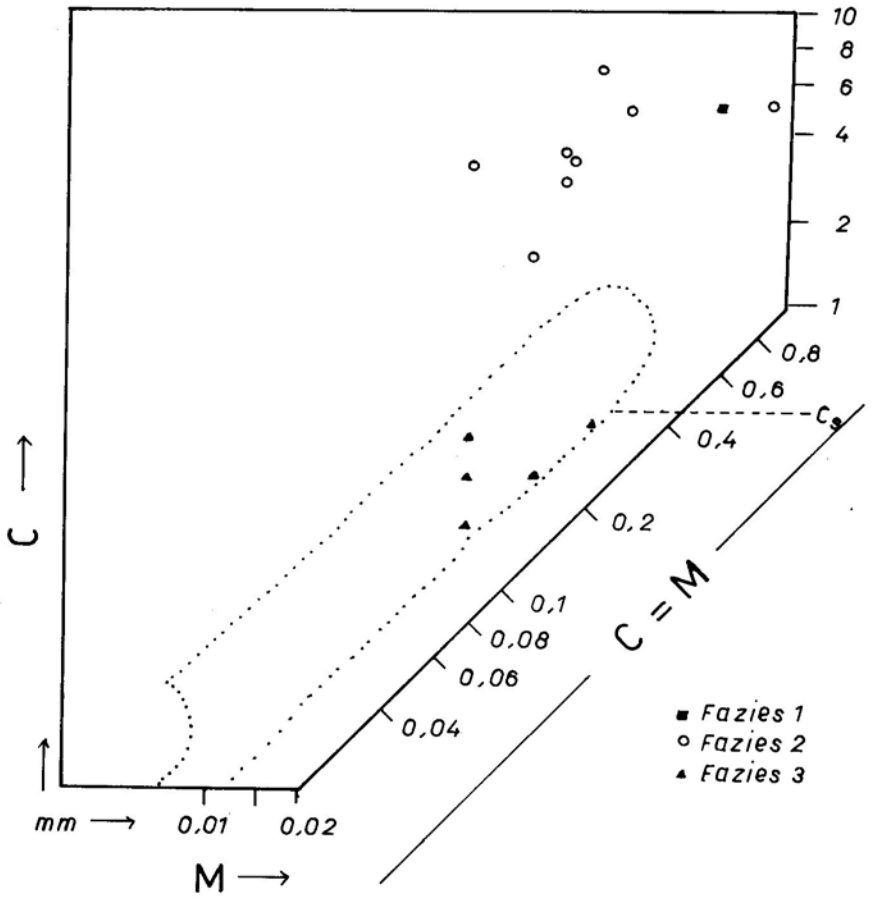


Abb. 79: CM-Diagramm nach PASSEGA (1964) für verschiedene Proben der Greifensteiner Schichten.

mächtigen, massigen Sandsteinbänken, für die andere Mechanismen eine Rolle spielten, erkennbar.

8.2.2.6. Mineralogische Zusammensetzung der Sandsteine

Q u a r z

a) monokristalliner Quarz

Einzelquarze mit schwach undulöser Auslöschung.

Es treten auch zerbrochene Quarzkörner (tektonische Beanspruchung) und solche mit Korrosionsschläuchen auf.

Ein geringer Teil, der nicht undulös auslöscht, dürfte sedimentären Umlagerungen entstammen.

b) polykristalliner Quarz

1) Polygonale Muster mit geraden Korngrenzen und glatter bis schwach undulöser Auslöschung (postkinematische Kristallisation in Metamorphiten).

2) Den überwiegenden Teil bilden undulös auslöschende, gezahnte und ausgelängte Quarzaggregate (metamorphe Quarze).

H o r n s t e i n

Tritt eher selten und gerundet auf.

F e l d s p a t

Am häufigsten wurde Kalifeldspat in Form von großen Mikroklinkristallen beobachtet, die charakteristische Gitterung zeigen.
Daneben existiert etwas Albit. Auch perthitische Verwachsungen treten auf. Relativ selten sind polysynthetisch verzwillingte Plagioklase. Der Anorthit-Gehalt bleibt im allgemeinen unter 25 %.
Häufig weisen Feldspäte Hellglimmerfüllungen auf. Auch Chloriteinschlüsse wurden beobachtet. Des weiteren können Feldspäte von aggressivem Karbonatzement aufgelöst werden und sind dann nur mehr als Relikte erhalten.

P h y l l o s i l i k a t e

Chlorit findet sich sehr häufig in Zwickeln der größeren Komponenten der Greifensteiner Schichten.

Glimmer sind besonders in der Turbiditfazies vertreten, wobei Hellglimmer überwiegen. Der Biotit ist sehr oft chloritisiert.

G l a u k o n i t

Er ist in den Sandsteinen aller Korngrößenbereiche enthalten. Besonders häufig tritt er aber in den Mittel- bis Grobsandsteinen auf, für die er oftmals auch namensgebend ist (Glaukonitsandstein). Dabei konzentriert er sich nicht auf bestimmte Lagen, sondern ist im gesamten Gestein verstreut.
Im Dünnschliff zeigt er sich meist mit dunkler, grasgrüner Farbe. Die Körner sind etwas kleiner als die mittlere Korngröße der Quarzkörner und besitzen keine Struktur.
Glaukonit ist entweder in gut gerundeten Körnern entwickelt oder er füllt Zwickel zwischen den übrigen Komponenten aus. Somit dürfte es sich so-

wohl um detritäre wie auch autigene Bildungen handeln. Letzteres wird durch die Tatsache unterstrichen, daß manche Glaukonite durch Umwandlung aus Biotiten hervorgehen (vgl. E. GALLIHER, 1939). Die für die Glaukonitbildung wichtige Eisenanreicherung (vgl. J. TAKAHASHI, 1939) könnte auch mit den Eisenoxidkrusten der Tonklasten in den Glaukonitsandsteinen und -konglomeraten in Verbindung gebracht werden. Entstammen doch beide nach dem Eisenstein-Fazies-Schema von H. BORCHERT (1960) etwa demselben Bildungsbereich am Kontinentalabhang an der Grenze der O_2- und CO_2-Zone.

G e s t e i n s b r u c h s t ü c k e (die genauere Beschreibung der größeren und somit leichter bestimmbaren Gesteinsbruchstücke befindet sich im Kapitel "Psephite der Greifensteiner Schichten").

Es wurden sowohl Kristallin- als auch Sedimentgesteinsbruchstücke beobachtet.

Kristallinbruchstücke:

Es gibt sowohl Abkömmlinge aus Plutoniten wie aus Metamorphiten. Es herrschen Bruchstücke granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung vor. Daneben treten noch Feldspat-Hornblende- und Kalifeldspat-Plagioklas-Aggregate auf.

Ganz selten konnten auch fragliche Vulkanitbruchstücke festgestellt werden.

Unter den metamorphen Gesteinsbruchstücken sind grünschieferähnliche Komponenten, Quarzite und Amphibolite (?) erwähnenswert.

Sedimentgesteinsbruchstücke:

div. Kalke
Dolomite
Siltsteine
Schiefertone
Kalkmergel
Tonsteine

Restliche Komponenten:

Bioklasten und Fossilien
Pflanzenhäcksel und Kohlelagen
fossiles Harz.

Es tritt oft in enger Nachbarschaft von geringmächtigen Kohleschmitzen auf und ist aus den Steinbrüchen Höflein, Strombauamt und Höbersbach

Lithofazies	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Probennummer	L2H	G3	0202	H28	13	H29L	H18	A3N	S3	H14	P25	L5
Grundmasse	11,1	7,8	5,9	8	6	6,8	18,6	7,5	12,3	3,7	10,4	13,1
monokristalliner Quarz	30,7	40,2	27,4	66,9	55,6	73	47,6	52,8	37,9	26,6	57,1	31,4
polykristalliner Quarz	32,3	27,3	35,6	11	27,1	3	22,2	22,4	31,7	41,6	10,4	30,6
Feldspat	7,3	8,4	13,3	4,7	4,1	11,8	8	10,2	9,5	12,6	9,9	17,2
Glimmer	10,9	7,6	11,1	3,1	2,4	1,5	1,1	2,1	1	3,4	4,2	0,3
Chlorit	-	1	2	2,6	-	-	-	0,9	-	1,7	2	0,8
Hornstein	-	0,5	-	-	0,2	0,1	-	0,6	2,3	0,9	-	2,5
Glaukonit	0,5	0,5	1,1	2,1	1,1	2	0,6	0,8	1	-	0,5	0,7
Limonit	0,5	0,3	0,5	0,8	2,4	1	0,6	-	1,9	0,3	0,9	-
Kalkbruchstücke	1	0,7	-	-	-	0,1	1,1	0,5	-	-	-	-
Tonbruchstücke	1,6	1,5	-	-	0,1	0,1	-	-	2,2	-	-	2,4
Kristallinbruchstücke	2,6	3,9	2,4	-	0,5	-	0,1	2,1	0,3	7,2	3,5	-
Schwerminerale	0,5	0,3	0,7	0,8	0,7	0,7	0,1	0,1	0,8	0,2	0,6	1
Fossilbruchstücke	1	-	-	-	-	-	-	-	-	1,8	-	-

Tab. 21: Modalanalysen aus Sandsteinen der Greifensteiner Schichten. Sämtliche Werte in Volumsprozenten.

Lithofazies	3	3	3	3	3	3	3	3
Probennummer	H21L	H21H	H15	S4	H25	H4	X9L	D7
Grundmasse	13	10,2	15,7	7,8	12,4	9,3	8,8	3,9
monokristalliner Quarz	69	68	58,7	56,3	70,2	68,4	73,3	44,2
polykristalliner Quarz	0,2	1,9	6,5	2,6	0,5	3,4	1,5	25,3
Feldspat	2,9	4,5	3,5	13,1	2,2	1,7	3,4	12,5
Glimmer	5,6	6,5	7,2	6,5	3,8	4,9	5,2	2,6
Chlorit	0,4	1,5	0,1	1,3	1,5	0,7	1,9	0,7
Hornstein	-	0,2	0,3	1	0,8	5,1	-	3,1
Glaukonit	3,3	3,6	4,2	5,7	2,1	1,5	3,5	0,9
Limonit	5,4	3,2	2,6	1,5	0,1	0,6	0,5	-
Kalkbruchstücke	-	-	-	0,2	-	0,5	1,2	-
Tonbruchstücke	-	-	-	3,5	5,2	2,8	0,5	4,8
Kristallinbruchstücke	-	-	-	-	0,2	-	-	-
Schwerminerale	0,3	0,3	1,2	0,5	1	1	0,2	2
Fossilbruchstücke	-	-	-	-	-	-	-	-

Fortsetzung von Tabelle 21.

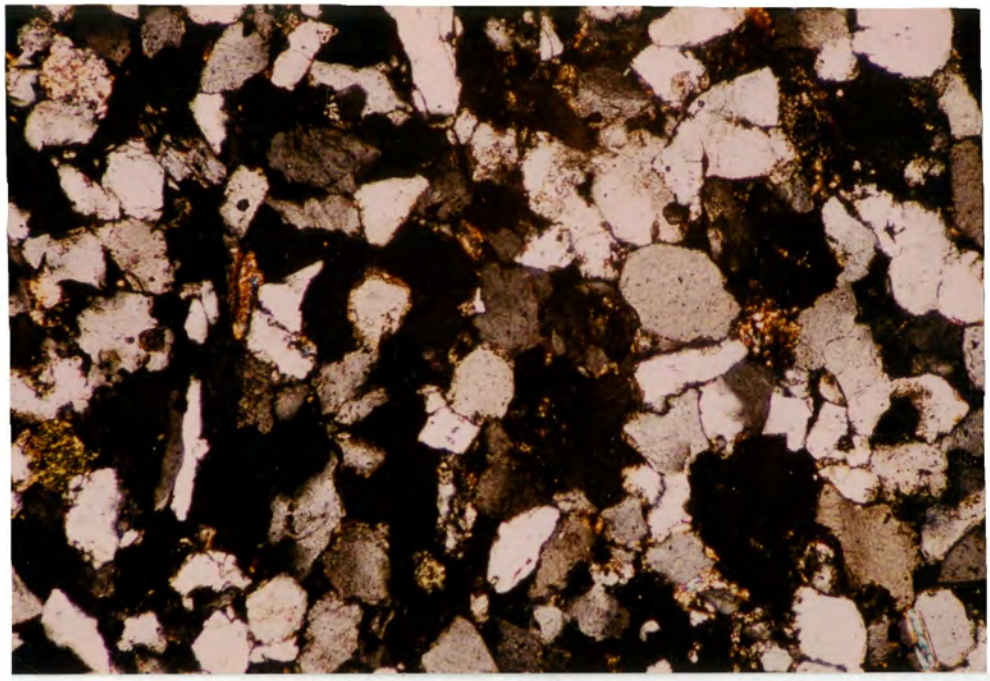


Abb. 80: Mäßig sortierter (moderatly sorted) lithischer Arenit aus der Fazies der massigen Sandsteine (Schleifsteinbruch). Die überwiegende Zahl der Körner besteht aus Quarz, mit Suturenkontakt (bes. rechte Bildhälfte). Wenig pelitische Matrix. Serizitisierung von Feldspäten (linke Bildhälfte). (Probe A12H, Vergr. ca. 100 x, gekr. Nicols, gefärbt).

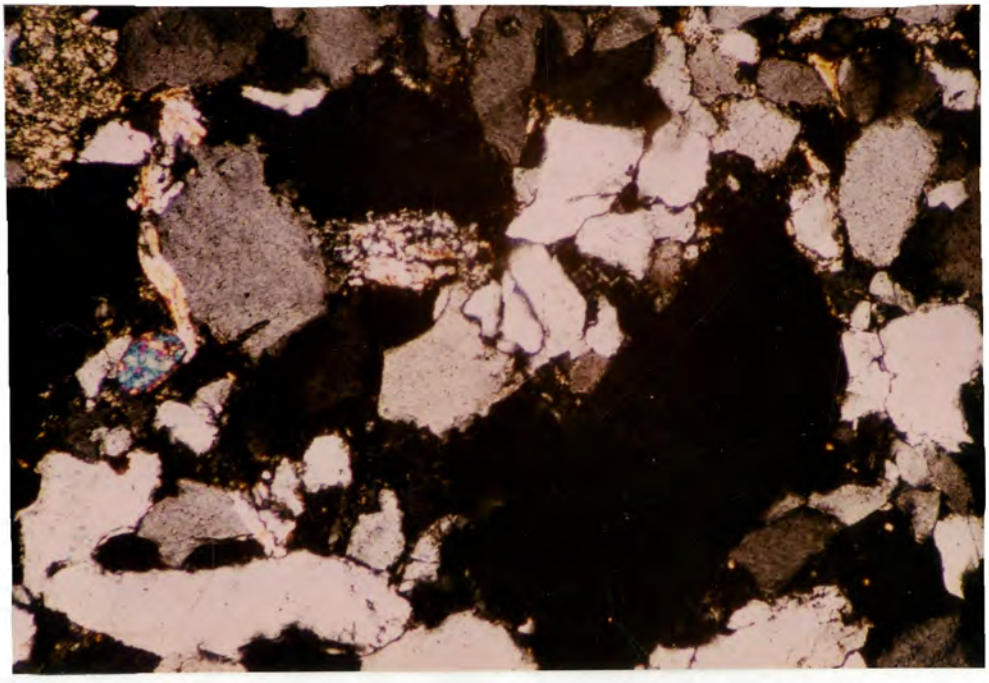


Abb. 81: Schlecht sortierte Subarkose mit sehr wenig kieseliger Grundmasse aus der Fazies der massigen Sandsteine (Steinbruch Strombauamt). Neben Quarz (undulös auslöschende Varietäten am oberen Bildrand) sind Kalifeldspat und Hellglimmer sichtbar. (Probe S 33, Vergr. ca. 160 x, gekr. Nicols, gefärbt).

bekannt. Das auch als "Kopalin" bezeichnete hellgelbe, rötlichgelbe oder granatrote Harz wurde von N. VAVRA & W.VYCUDILIK (1976) näher chemisch untersucht. Dabei stellte sich heraus, daß die Harze praktisch identische Infrarot-Spektren besitzen und von Coniferen als Erzeuger dieser Harze abgeleitet werden können. Die Spektren gestatten weiters, sie von baltischem Bernstein klar zu unterscheiden. Im "Kopalin" vom Höbersbachtal war mittels Kernresonanz-Spektren kein olefinischer und auch kein aromatischer Wasserstoff nachzuweisen. F. BACHMAYER (1962, 1968) hat aus der bernsteinähnlichen Substanz Pilzhyphen und Früchte von Myrica beschrieben. Wurde die Anwesenheit von Kohlelagen und fossilem Harz früher als Indiz für sehr geringe Entfernung vom Liefergebiet und sehr seichtes Meerwasser gedeutet (z. B. H. WIESENEDER, 1962), hat sich diese Ansicht mit der Kenntnis der Transport- und Ablagerungsmöglichkeiten eines Tiefseefächers etwas relativiert.
Die letztgenannten Komponenten zeigen allerdings keine Korrelation mit einer bestimmten Lithofazies.

G r u n d m a s s e

Viele Sandsteine der Greifensteiner Schichten besitzen primär wenig Matrix. Sie setzt sich in den untersuchten Proben hauptsächlich aus feinkörniger toniger bis siliziklastischer Substanz zusammen. Letztere besteht aus sehr feinkörnigem Quarz oder Hornstein mit etwas niedrigerer Lichtbrechung als die Quarzkomponenten.
Stellenweise ist die Grundmasse auch glaukonitisch.
Oftmals kann nicht mehr zwischen der ursprünglichen Matrix und einer "Pseudomatrix" unterschieden werden: Die Zwickel zwischen den Komponenten sind dann mit toniger Substanz erfüllt, die aus der Zerkleinerung und Zerdrückung feinsiltiger oder toniger Gesteine zu einer "Tonmatrix" herrühren dürfte.
Ebenso ist die Unterscheidung zwischen primärer Matrix und Zementen nicht leicht zu bewerkstelligen.
Was den Kieselzement betrifft, handelt es sich meist um Chalzedon mit der typischen Faserung und negativem Zonencharakter. Ähnliche Schwierigkeiten ergeben sich beim Auseinanderhalten von karbonatischer Matrix und Karbonatzement. Die Greifensteiner Schichten sind überhaupt sehr karbonatarm (vgl. auch Kap. "Die Pelite der Greifensteiner Schichten"). Man findet aber in den Schliffen immer wiederum Stellen, an denen sich Karbonat

als Verdrängungsmineral auf Kosten der siliziklastischen Partikel bildet. So können des öfteren Verdrängungen von Feldspat und Quarz durch aggresives Karbonat beobachtet werden. Somit dürfte etwaiger vorhandener Karbonatgehalt größtenteils auf Karbonat-Mineralneubildungen zurückzuführen sein.

Es kann auch zu einem Nebeneinander von kalzitischem Zement und Quarzzement kommen.

Aufgrund der kombinierten Anfärbemethode mit Alizarin-S und Kalium-Hexacyanoferrat-III konnte in sehr geringem Maß auch dolomitische Grundmasse ausgemacht werden (s. Abb. 82). Es dürfte sich dabei um diagenetisch entstandene Verdrängungen durch Dolomit handeln, der auf Kosten des ursprünglichen Kalzitzementes entstanden ist.
Stellenweise werden auch Komponenten von einem dolomitischen Saum umgeben. Das geringe Ausmaß von Verdrängungen von Kalzit durch Dolomit in den Obertagsaufschlüssen der Greifensteiner Schichten überrascht insofern nicht, als nach W. v. ENGELHARDT (1973) derartige Verdrängungserscheinungen auf steigende Temperaturen zurückzuführen sind, wie sie bei zunehmender Versenkungstiefe auftreten (vgl. R. SAUER, 1980, S. 59).

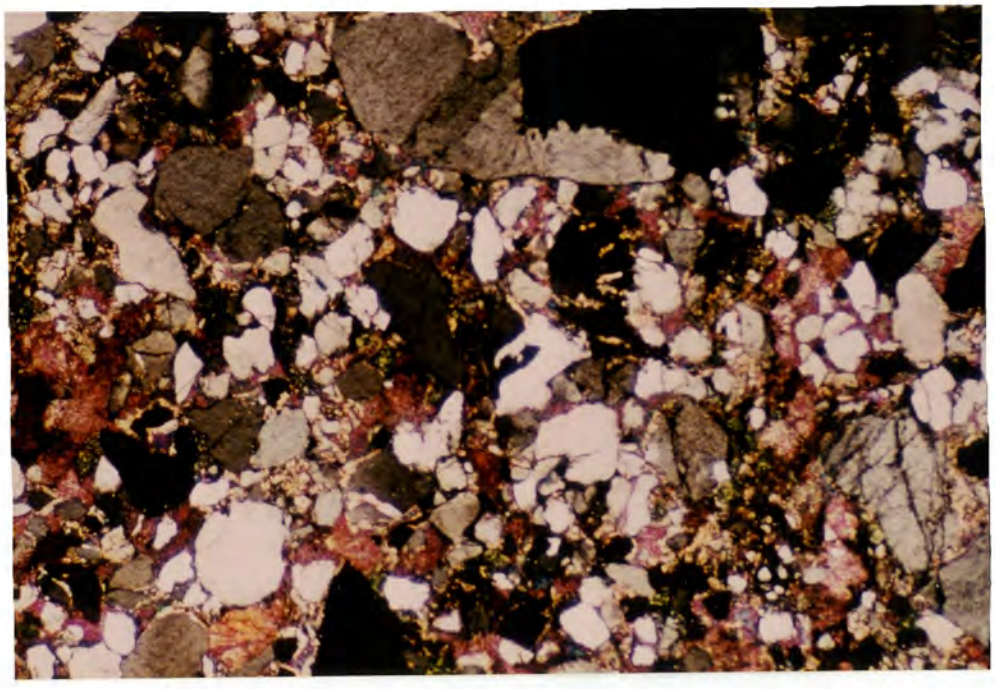


Abb. 82: Schlecht sortierter Greifensteiner Sandstein aus dem Steinbruch Klosterbruch mit siliziklastischer und karbonatischer (rot, purpur) sowie Spuren von eisendolomitischer (hellblau, dunkelblau; siehe Pfeile) Grundmasse. (Probe L24, Vergr. ca. 50 x, gekr. Nicols, gefärbt).

8.3. Zusammenfassung

Die Greifensteiner Schichten, die überwiegend als sublithische Arenite anzusprechen sind, können als kompositionell eher reifes Sediment angesehen werden, da die Summe der stabilen Komponenten die der instabilen überwiegt.

Anders liegen die Verhältnisse bei der strukturellen Reife. Aus dem hohen Zirkon-Turmalin-Rutil-Index der schwermineralogischen Untersuchungen hätte man auch hier einen höheren Reifegrad (high maturity) erwartet. Tatsächlich sind die Greifensteiner Sandsteine aber nach der Nomenklatur von R. FOLK (1968), sieht man selbst von dem schwer zu bestimmenden Matrixgehalt ab, immer als gering reif (submature) zu klassifizieren. Ein Umstand, der vor allem durch die mangelnde Sortierung und Rundung hervorgerufen wird und sich folgendermaßen erklären läßt: Wie sich auch bei der Untersuchung der Gesteinsbruchstücke herausstellte, werden die Greifensteiner Schichten von mehreren Liefergebieten versorgt. Aus ihnen wird nun Material unterschiedlicher struktureller Reife, nach verschieden langem Transport, durch differente Ablagerungsprozesse sedimentiert. Diese Vermischung mehrerer, umgelagerter Sedimente kommt auch in der Mehrgipfeligkeit der Kornsummenkurven zum Ausdruck.

Eine klare Trennung zwischen jenen Lithofazies, die den Sedimentationsbedingungen klassischer Trübeströme unterworfen waren, und solchen, die anderen Prozessen zugeschrieben werden müssen, kann aus der Gegenüberstellung von Median und 99%-Percentil (PASSEGA-Diagramm) gezogen werden.

9. PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG DER PSEPHITE DER GREIFENSTEINER SCHICHTEN

9.1. Bisherige Untersuchungen

Das Vorkommen von Kristallinblöcken in Greifensteiner Schichten wird bereits von A. V. MORLOT (1847), J. CŽJŽEK (1849) und F. v. HAUER (1858) erwähnt.

Weitere Funde wurden von F. BERWERTH (1890) und O. ABEL (1903) gemacht.

Die umfassendsten Aufsammlungen stammen von G. GÖTZINGER (1906, 1924, 1926). Sie sind auch in jener Studie enthalten, die G. GÖTZINGER & CH. EXNER (1953) über die Kristallingerölle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau veröffentlichten.

G. GÖTZINGER konnte Gerölle und Konglomerate anstehend in Greifensteiner Sandstein des Bierbachstollens der zweiten Wiener Hochquellenleitung und im Hollitzer Steinbruch (heute Strombauamtssteinbruch) beobachten. Alle übrigen Funde aus Greifensteiner Schichten waren subanstehend bzw. handelte es sich um Rollstücke aus folgenden Gebieten:

sog. "Blockzone" von Penzing, zwischen Rappoltenkirchen und Rekawinkel

Troppberggebiet mit Höbersbachtal

Nordlehne des Baches der Riedenleiten (Riedanleiten), Ht. Tullnerbach

Saubach N Preßbaum

Aus der Lage der letztgenannten Fundorte ergeben sich Hinweise auf ein Auftreten von Lithofazies 1 (Konglomerate) im Westabschnitt des südlichsten Greifensteiner Zuges. Damit könnte sich neben dem in Unterkapitel "Die Beziehungen der Aufschlüsse und ihrer Lithofazies" erwähnten Nord - Süd-Trend der Korngrößenabnahme auch ein West - Ost-Trend andeuten. Es ist aber eher anzunehmen, daß es sich bei den beschriebenen Rollstücken um Ausnahmefälle handelt, da im Rahmen dieser Untersuchung in allen erwähnten Aufschlüssen des südlichen Zuges keine psephitischen Sedimente angetroffen wurden.

Die genaue petrographische Untersuchung ausgewählter Proben wurde von CH. EXNER durchgeführt und ebenfalls in G. GÖTZINGER & CH. EXNER (1953) publiziert (s. Unterkapitel "Kristallingesteinsbruchstücke").

9.2. Eigene Untersuchungen

Es konnten jene groben Ablagerungen, wie sie in der Lithofazies 1 (Konglomerate) zusammengefaßt wurden, anstehend nur im nördlichsten Gesteinszug der Greifensteiner Schichten beobachtet werden.

Sie sind daher in den Steinbrüchen entlang der zur Donau abfallenden Geländekante anzutreffen. Eine eindeutige Korrelation dieser Aufschlüsse ist aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht möglich. Es läßt sich daher nicht entscheiden, ob diese Konglomeratvorkommen ein ähnliches stratigraphisches Niveau einnehmen, wenngleich dies unter Berücksichtigung der jeweiligen Position und des Einfallens den Anschein hat: Im Strombauamt-Steinbruch treten sie, einige Meter mächtig, im Liegenden auf, nehmen in den alten Aufschlüssen westlich davon die Aufschlußmitte ein und machen 200 m östlich der Burg Greifenstein die hangenden Wände des dortigen Aufschlusses mit einer Mächtigkeit von Zehnermetern aus. Es stellt sich somit auch eine deutliche Mächtigkeitszunahme im nördlichsten Zug von NE gegen SW (jener Richtung, in der die erwähnten Aufschlüsse angeordnet sind) ein.

Ergebnisse

Die Konglomerate unterliegen lokal recht beträchtlichen Schwankungen in bezug auf Korngröße und Zusammensetzung der Komponenten wie der Matrix. Folgende Ausbildungen konnten unterschieden werden:

a) Ein oligomiktes Quarzkonglomerat.

Es besteht vornehmlich aus schlechter gerundeten bis gerundeten Quarzgeröllen, die in der Regel eine Größe von 1 cm nicht überschreiten (s. Abb. 83).

Es herrscht clast-support vor. Als weitere Komponenten treten vereinzelt Hornsteine und etwas häufiger Tonklasten auf, deren Korngröße jedoch die der Hauptkomponente kaum übersteigt. An Gesteinsbruchstücken wurden ganz selten grünschieferähnliche Komponenten vorgefunden, ebenso ist Feldspat nur in ganz geringen Mengen vertreten.

Zwischen den Komponenten konnte eine sandig-tonige Matrix beobachtet werden, die auch Glaukonit, Pyrit und Siderit in nicht unbeträchtlichen Mengen enthielt.

Für diese Konglomerate ist teilweise eine leichte Gradierung charakteristisch, Inverse Sedimentstrukturen traten hingegen nicht auf.

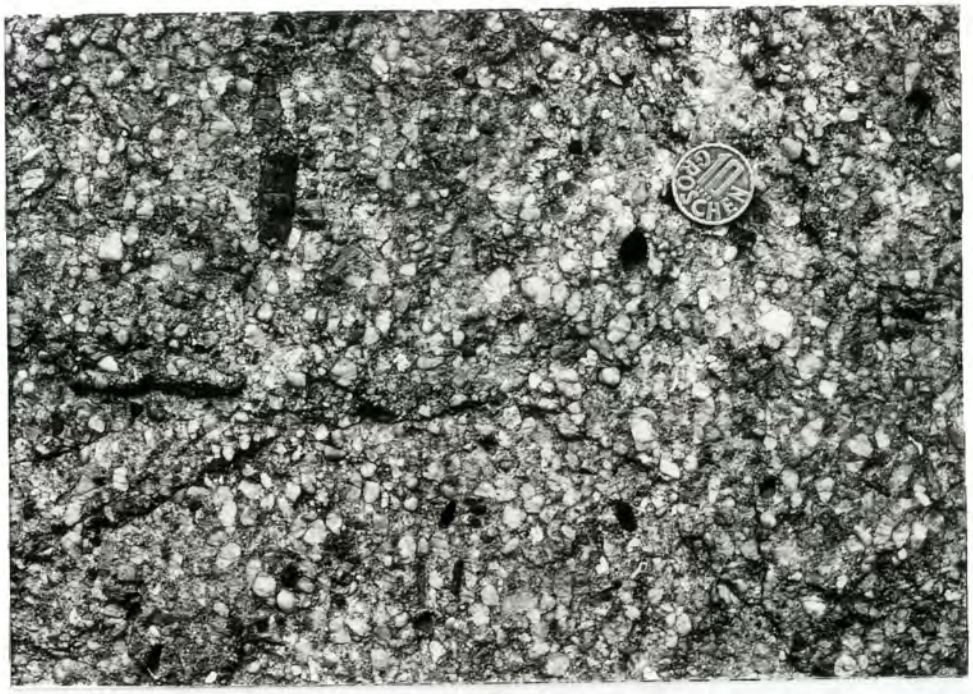


Abb. 83: Quarzkonglomerat mit etwas Hornstein und Tonklasten. Alter Steinbruch W' Steinbruch Strombauamt. Verkleinerung 1 : 2.

Die oligomikte Gesteinszusammensetzung weist auf langsame Abtragung eines Gebietes mit geringer Reliefenergie bei tiefgründiger Verwitterung (vgl. H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER, 1977, S. 43), eventuell auch auf mehrere Umlagerungszyklen hin.

b) Ein polymiktes Konglomerat

mit wesentlich gröberen Komponenten, deren Korngröße in der Hauptsache zwischen 5 und 60 mm liegt.

Es ist der am weitesten verbreitete Konglomerattypus. Die hier kantengerundeten Quarzkörner sind nicht die allein dominierende Komponente. Vielmehr treten daneben bis einige Zentimeter große, scharfkantige, idiomorphe Feldspäte sowie Kristallinbruchstücke auf, die zusammen etwa 30 Vol-% ausmachen.

Daneben finden sich Quarzite, Hornsteine und stets schlechter gerundete Bruchstücke von Sandsteinen, Tonsteinen und etwas Kalk und Dolomit.

Die Matrix besteht ähnlich wie bei den Sandsteinen aus feinkörniger, toniger bis kieseliger Substanz. Es läßt sich nur wenig karbonatischer Zement beobachten.

Besonders auffällig in diesem Konglomerattypus sind bis mehrere Dezimeter

große Pelitklasten, die auf kein bestimmtes Niveau beschränkt sind, sondern das gesamte Gestein durchsetzen. Werden sie zwischen den härteren Komponenten zerrieben, können sie zur Entstehung einer "sekundären Matrix" beitragen.
In den polymikten Konglomeraten sind jene Makrofossilien, wie sie im Unterkapitel "Nähere Beschreibung der Komponenten" unter "Biogene" angeführt sind, am häufigsten anzutreffen.

c) Ein karbonatbruchstückführendes Konglomerat

Hier sticht der hohe Anteil an Kalk- und Dolomitbruchstücken neben Sandstein-, Hornstein und limonitisierten Pelitbruchstücken besonders ins Auge. Die Mischung von Kalk und Dolomit kann schwanken, meist dominiert jedoch Kalk.
Daneben treten noch Biogenklasten und eher selten Kristallinbruchstücke auf.
Die Partikel liegen in etwas lockerer Packung als in den übrigen Konglomeraten vor. Dazwischen kann eine pelitische Matrix beobachtet werden.
Der Anteil an karbonatischer, eisenschüssiger Grundmasse macht bis zu 10 Vol- % aus.

9.2.1. Nähere Beschreibung der Komponenten

9.2.1.1. Kristallingesteinsbruchstücke

Untersuchungen über Kristallingerölle des Wienerwaldflysches und der Molasse wurden - wie schon erwähnt - von CH. EXNER (in: G. GÖTZINGER & CH. EXNER, 1953, S. 96-105) durchgeführt. Aus Greifensteiner Schichten wurden dazu sechs Proben, eine aus dem Gebiet des Riedenleiten-Baches bei Ht. Tullnerbach und die restlichen aus dem Gebiet um Penzing, herangezogen.
Es handelte sich um Granite, Albitgranite und granitische Gneise. Der Anorthitgehalt der Plagioklase lag zwischen 20 und 30 % An. Es war deutlicher Zonenbau der Plagioklase mit basischen Rekurrenzen zu beobachten. Auch der Kalinatronfeldspat zeigte häufig Zonenbau und mitunter Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz.

Diese Gesteinstypen, die zusammen mit Blöcken von Laa bei Neulengbach, vom Heuberg bei Siegendorf und mit Blockmergeln von Königstetten die kristallinen Blöcke aus dem Grenzgebiet Flysch-Molasse darstellten, wiesen unverkennbare Ähnlichkeiten mit Gesteinen der Böhmischen Masse auf.

CH. EXNER konnte nun deutlichmachen, was teilweise schon aus dem makroskopischen Befund vermutet worden war, daß nämlich die massigen Granite und ihre Begleitgesteine im Nordgebiet der Flyschzone eine gänzlich andere Gesteinsvergesellschaftung darstellten als die Gneise, Gneismylonite, Glimmerschiefer und Phyllite der Hauptklippenzone, die durchwegs epimetamorphen Charakter besaßen. Der Anorthitgehalt letzterer Gesteine überschritt nämlich 15 % nicht, die Plagioklase waren demnach als Albite bis Oligoalbite anzusprechen. Der Kalinatronfeldspat war umgewandelt und lag in der Regel als Schachbrettalbit vor, wie er im Nordgebiet der Flyschzone vollkommen fehlt.

Es gelang also CH. EXNER aufgrund der petrographischen Verschiedenheit des Kristallins eine Zweiteilung vorzunehmen: Es existierten kristalline Blöcke aus dem Grenzgebiet Flysch-Molasse (hierein fallen auch jene aus Greifensteiner Schichten), die Ähnlichkeiten mit Gesteinen der Böhmischen Masse aufwiesen und solche epimetamorphen Charakters aus der Hauptklippenzone im Flysch, die am ehesten Anklänge an alpine Gesteinsserien zeigten.

Eigene Untersuchungen

Die Kristallingesteinsbruchstücke der von mir untersuchten Konglomerate des nördlichsten Greifensteiner Gesteinszuges waren maximal 5 cm im Durchmesser groß, jedoch leider von einem derartig schlechten Erhaltungszustand, daß sie nicht immer eindeutig identifiziert werden konnten.

Es besteht jedoch kein Zweifel, daß Bruchstücke granitischer Zusammensetzung vorherrschten, die eine große Ähnlichkeit zu Gesteinen der Böhmischen Masse besaßen.

G r a n i t

Neben einigen - makroskopisch betrachteten - mittelkörnigen Graniten traten im Schliff meist feinkörnige Varietäten auf. Als Hauptgemengteile wiesen sie Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit auf.

Die Quarze löschen meist undulös aus. Bei dem oft rötlich gefärbten Kalifeldspat handelt es sich meist um einen aderperthitischen Mikroklin. Schachbrettalbit war nicht zu beobachten.

Der Plagioklas besitzt normalen Zonenbau mit polysynthetischen Zwillingslamellen.

Der Biotit zeigt Umwandlungen zu Chlorit. Zusätzlich ist meist Myrmekit und Erz vorhanden.

G r a n o d i o r i t (selten)

Da in manchen Gesteinsbruchstücken mehr Plagioklas als Alkalifeldspat vorhanden ist, wird auf einen höheren Gehalt dieses Feldspates im Ursprungsgestein geschlossen und an die Bezeichnung Granodiorit-Bruchstück gedacht.

G r a n i t g n e i s (selten)

Manche granitoide Gesteinsbruchstücke besitzen flächiges Parallelgefüge mit großen Feldspaten. Der Quarz ist im s gelängt und der Biotit postkristallin deformiert.

Q u a r z - F e l d s p a t - Verwachsungen (häufig)

Immer wieder treten Gerölle mit granophyrischen Quarz-Feldspat-Verwachsungen auf, die aus pegmatitischen Gesteinen stammen könnten.

P h y l l i t (selten)

Die Bruchstücke zeichnen sich durch einen Zeilenbau von Serizit und feinschuppigem Chlorit aus. Manchmal tritt darin auch graphitische Substanz auf.

G r ü n s c h i e f e r (sehr selten)

Gesteinsbruchstücke, die einen hohen Chloritgehalt mit ± Epidot besaßen, wurden diesen Gesteinen zugeordnet.

H o r n b l e n d e g r a n i t e (sehr selten)

Manchmal war neben den Hauptbestandteilen Quarz, Kalifeldspat und Biotit auch grüne Hornblende zu beobachten. Der Plagioklas war hier oft stark zersetzt.

Darüber hinaus treten in den Konglomeraten noch Bruchstücke von Quarziten und Marmoren auf.

9.2.1.2. Biogene (Makrofossilien)

Großforaminiferen (Assilinen, Alveolinen, Discocyclinen, bes. Nummuliten, vgl. A. PAPP, 1962 a, 284-290).

Bivalven (Pecten, Inoceramen; Ostreen: nach G. GÖTZINGER, 1951, charakteristisch für den nördlichsten Greifensteiner Zug).

Gastropoden

Bryozoen

Anneliden

Echinodermengrus

Fischzähne

9.2.1.3. Sedimentgesteinsbruchstücke

Methodik

Die Untersuchung der meist sehr kleinen Sedimentgesteinsbruchstücke gestaltete sich mitunter recht schwierig. Sie sind makroskopisch nicht bestimmbar, durch die lockere Packung und die feinkörnige Grundmasse sind aber Dünnschliffe nur schwer anzufertigen. Die Komponenten wurden deshalb aus dem Konglomerat herausgelöst, in Harz eingegossen und so zu Dünnschliffen verarbeitet.

Pelitklasten

Sie treten in allen Bereichen der Konglomerate auf, wobei sich ihre Größe teilweise an der Korngröße der anderen Komponenten orientiert.

Es sind einerseits harte, plattige Tone, andererseits eckige, weichere Tonmergel. In den konglomeratführenden Aufschlüssen treten diese Klasten in den verschiedensten Farben auf. Es wurden schwarze, dunkelgraue, grüne, ockergelbe oder rotbraune Varietäten beobachtet, die sich auf kein bestimmtes Niveau beschränken.

Teils sind sie fossilleer, teils enthalten sie ärmliche Foraminiferenassoziationen: Neben Globigerina sp., Globorotalia sp. und Anomalia sp. konnten an artlich bestimmbaren Formen Glomospira charoides charoides (JON. & PARK.), Spiroplectammina spectabilis (GRZYBOWSKI) und Cyclammina sp. (det. A. PAPP in M. SCHAUER, 1980, S. 34) gefunden werden. Diese, offensichtlich umgelagerten, Mikrofossilien belegen ein Alter von Unterkreide bis Eozän.

Da die Greifensteiner Schichten erst im Paleozän einsetzen, muß es sich bei diesen Intraklasten, deren Herkunftsgebiet nicht eindeutig festzustellen ist, teils um Vertreter fremder, teils aufgearbeiteter tieferer Einheiten handeln.

In den polymikten Konglomeraten besitzen 20 cm große, braune Tonknollen häufig eine eisenoxidreiche Kruste. Mit dem Röntgendiffraktometer konnte hauptsächlich Hämatit und Goethit festgestellt werden. Das Eisen entstammt offensichtlich den Pelitklasten. Nach deren Ablagerung bildeten sich aufgrund halmyrolytischer Prozesse die eisenoxidreichen Häute (vgl. H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER, 1977, S. 524).

In den karbonatbruchstückführenden Konglomeraten werden häufig wesentlich kleinere (bis 1 cm große) Pelitbruchstücke beobachtet, die stark limonitisiert sind und unter dem Mikroskop vollkommen dunkel erscheinen.

Sandsteine

Es treten sowohl Quarzsandsteine als auch Kalksandsteinkomponenten auf, die die Mittel- bis Feinsandsteinkorngröße nicht überschreiten.

Oftmals sind diese Sandsteine verkieselt (s. Abb. 84).

Hornstein

Schon makroskopisch sind meist dunkelgraue, seltener rötliche Hornsteinsplitter kenntlich.

Karbonatgesteine

Hornsteinkalke

In den Konglomeraten finden sich immer wieder Bruchstücke von gelbbraunen Hornsteinkalken, die Radiolarien und Echinodermenreste führen.

Dolomite

Die etwa einen Zentimeter großen Komponenten werden makroskopisch an ihrer gelben Verwitterungsfarbe erkannt. Vorwiegend handelt es sich um dolomitische Bruchstücke, die neben einer feinkörnigen Grundmasse (Dolomikrit) eine grobbioklastische Beschaffenheit aufweisen. Allerdings sind die wahrscheinlich in Frage kommenden Mollusken, Crinoiden etc. nicht mehr erhalten bzw. herausgelöst, da viele Dolomite stark verkieselt sind.

Daneben sind auch Dolomikrosparite und kieselige Dolomite zu beobachten.

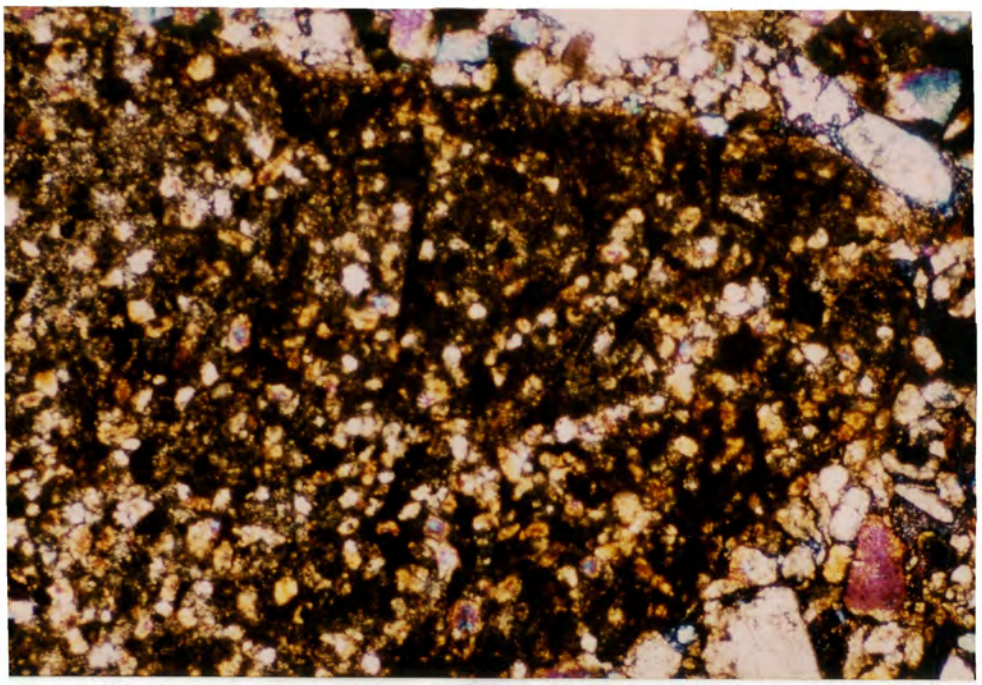


Abb. 84: Verkieselter Kalkarenit aus den Konglomeraten der Greifensteiner Schichten, Steinbruch Strombauamt (Gr/K 15/16; gekr. Nicols, Balkenlänge 0,5 mm).

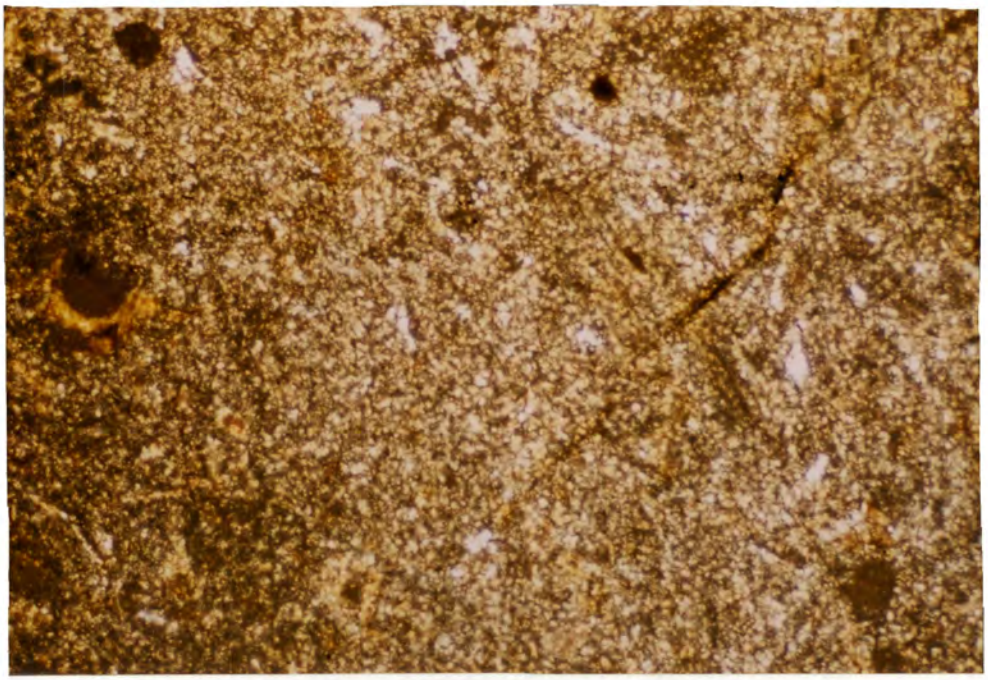


Abb.85: Sedimentgesteinsbruchstück aus den Konglomeraten der Greifensteiner Schichten. Es sind Biogenreste erkennbar, bei denen es sich wahrscheinlich um Spiculae oder Saccocomenfragmente handelt. (Jura (Gr/K 53/54; Balkenlänge 1 mm).

Jura-(Kreide?-)Kalkkomponenten

Meist handelt es sich um Karbonatgesteinsbruchstücke mit einer mikritischen Matrix (Biomikrite). An Biogenen treten vor allem Echinodermenfragmente und Radiolarien auf.

Die Korngröße überschreitet bei den Komponenten selten 2 mm, bei der Grundmasse liegt sie meistens unter 6 Mikron.

Es gibt Bruchstücke, deren Komponenten sich gegenseitig abstützen und die sehr dicht gepackt sind (grain support), vgl. Abb. 86 bis 88.

Daneben wurden auch solche gefunden, die weniger Biogene und viel mikritische Matrix besitzen (mud support), vgl. Abb. 89 bis Abb. 90.

Unter dem Mikroskop sind neben zahlreichen unbestimmbaren Schalenresten Aptychenquerschnitte, Radiolarien, Foraminiferen, Ostracoden, Mollusken und Ammoniten sichtbar.

Aus der Gruppe der Echinodermen sind es vor allem Echinoideenbruchstücke und Armglieder von Schwebcrinoiden (Saccocomen), die vorgefunden werden konnten und Anlaß zur Einstufung in den Jura gaben.

Es ergab sich kein sicherer Hinweis auf das Vorhandensein von Tintinniden, wenngleich in manchen Schliffen Querschnitte auftraten, die von fraglichen Calpionellen stammen könnten.

In diesen Gesteinsbruchstücken ist oft ein wechselnder Gehalt an detritischen Quarzen und Limonitkörnern zu beobachten.

Daneben sind noch mikritische Kalkkomponenten (hauptsächlich Wackestones) zu beobachten, die eine etwas andere Biogenvergesellschaftung aufweisen. Sie beinhalten Echinodermen, Ostracoden, Gastropoden und Foraminiferen (Lageniden). Es ist nicht auszuschließen, daß diese Komponenten aus kretazischen Schichtgliedern stammen.

Gerölle aus der Kreide werden zwar schon von H. VETTERS (1925, S. 1 ff.) beschrieben, ihre Einstufung ist jedoch äußerst fraglich. Es handelt sich dabei um Korallenbruchstücke aus Greifensteiner Sandstein am Flyschnordrand bei Neulengbach. Aufgrund der Tatsache, daß derselbe Sandstein auch Bruchstücke von Inoceramenschichten enthielt, wurden die Gerölle in die Kreide eingestuft, es könnte sich aber auch um paläogenes Material handeln.

Paläogen-Kalkkomponenten

Die Gesteinsbruchstücke des Paleozän und Eozän setzen sich hauptsächlich aus ganz kennzeichnenden Riffschuttkalken und diese begleitenden Ablagerun-

gen und Biogengruppen zusammen.

Es handelt sich dabei um recht fossilreiche Kalke, in denen folgende Biogengruppen erkannt werden konnten:

überwiegend Corallinaceen (Lithothamnien)
Bryozoen
Korallen
Schwammnadeln
Echinodermen-Bruchstücke (vor allem Echinoideenstachel)
Serpuliden-Röhren
miliolide, rotaliide und textulariide Foraminiferen
Großforaminiferen (Discocyclinen, Nummuliten)
div. Schalenreste (Bivalven)

Die Fossilien sind in Biolithiten (Boundstones, Bindstones) und Biomikriten nachweisbar.

Am häufigsten treten Rotalgen, meist krustenförmige Melobesoideen, auf. Diese bewachsen die Außen- und Oberseiten von Korallenstöcken und geben den Riffstrukturen zusätzliche Festigkeit. Die Corallinaceen können aber auch Molluskenschalen, Echinoideen, Foraminiferen oder Bryozoen bewachsen (s. Abb. 94 und Abb. 95). Manchmal bilden sie Algenrasen, die den Biogenschutt überziehen (s. Abb. 96).

Cheilostome oder cyclostome Bryozoen sind fast in jedem Bruchstück vorhanden.

Nicht selten findet man Bivalvenbruchstücke; die dickschaligen Ostreen überwiegen (s. Abb. 97), daneben treten auch lamellierte Typen auf.

Die Häufigkeit von Echinodermenbruchstücken wechselt stark. Bei den Kleinforaminiferen überwiegen die benthonischen Formen die planktonischen deutlich.

An Großforaminiferen treten Discocyclinen (s. Abb. 97) häufig, Nummuliten interessanterweise sehr selten und nur in Bruchstücken auf. Letzterer Umstand könnte darauf zurückzuführen sein, daß die Nummuliten aufgrund ihrer Größe zwar als selbständige Bioklasten vorkommen, jedoch für die relativ kleinen Gesteinsbruchstücke zu umfangreich sind.

Serpelbruchstücke sind eher selten zu beobachten.

Die mikrofazielle Ausbildung der Karbonatgesteinsgerölle des Paläogen ist unterschiedlich. Die Komponenten besitzen verschiedene Größe. Bei den Biogenen überwiegen Komponenten des Grobsandkorngrößenbereiches die des Mittelsand- und Feinkiesbereiches. Die Komponenten sind mäßig sortiert,

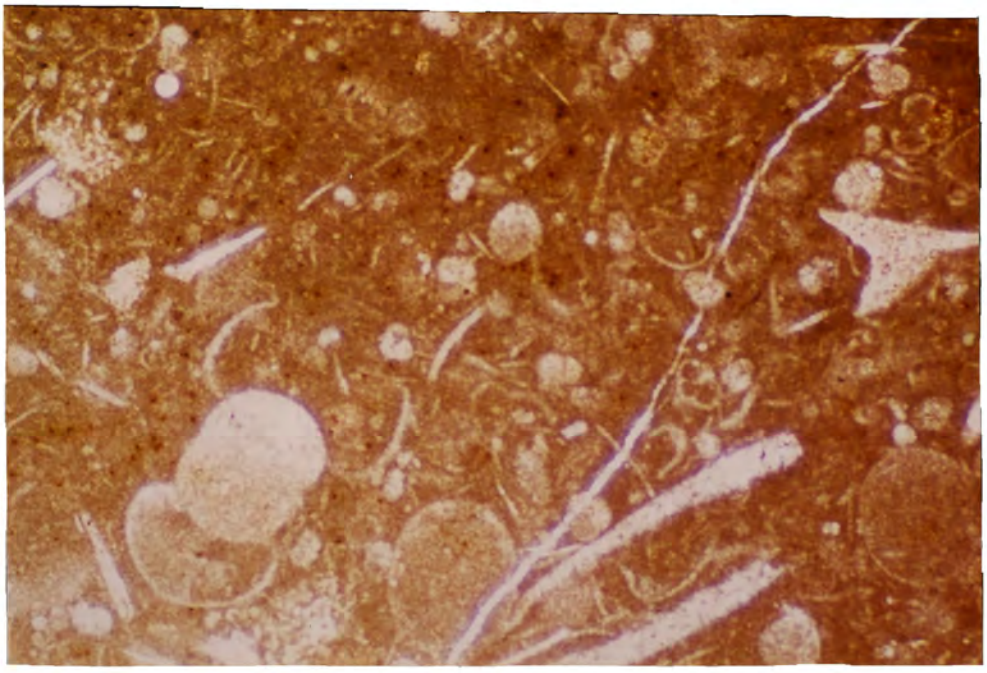


Abb. 86: Jurakalkkomponente aus Konglomeraten der Greifensteiner Schichten (Steinbruch Strombauamt). Im Bild Biomikrit (Packstone) mit Globigerinen, Echinodermen, Ostracoden, Mollusken und div. Schalenresten. In der unteren Bildhälfte sind zwei kleine Ammoniten zu erkennen (Gr/K 41/42). (Balkenlänge 1 mm).

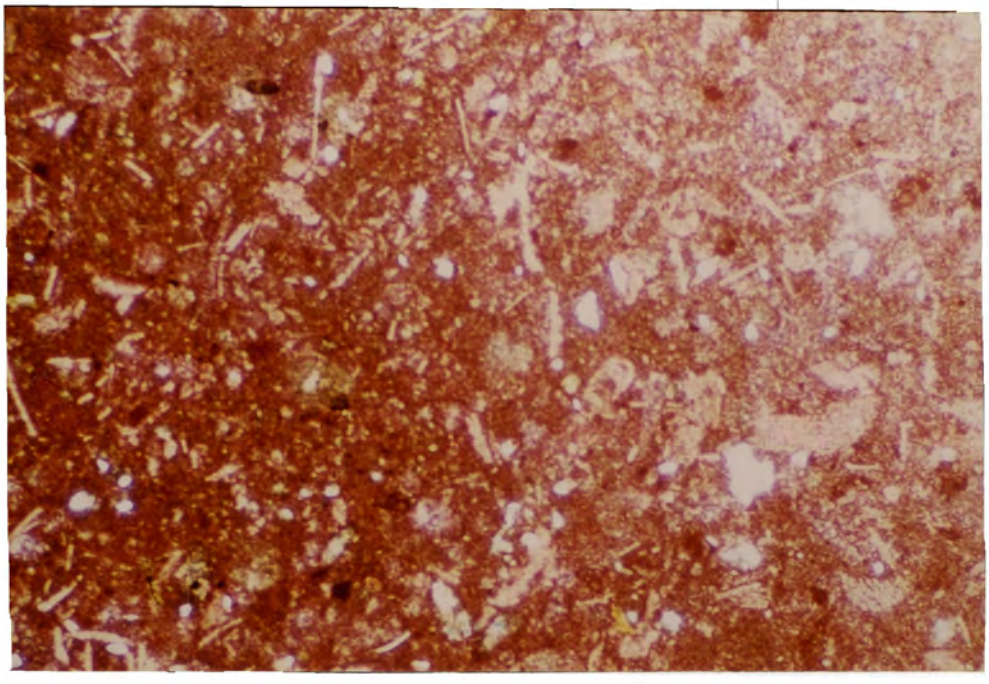


Abb. 87: Dicht gepacktes Biomikrit-Bruchstück aus den Konglomeraten der Greifensteiner Schichten mit reichlich Filamenten und Saccocomenfragmenten. Die weißen Körner sind detritischer Quarz. Wahrscheinlich Jurakalkgeröll (Gr/K 39/40; gefärbt, Balkenlänge 2 mm).

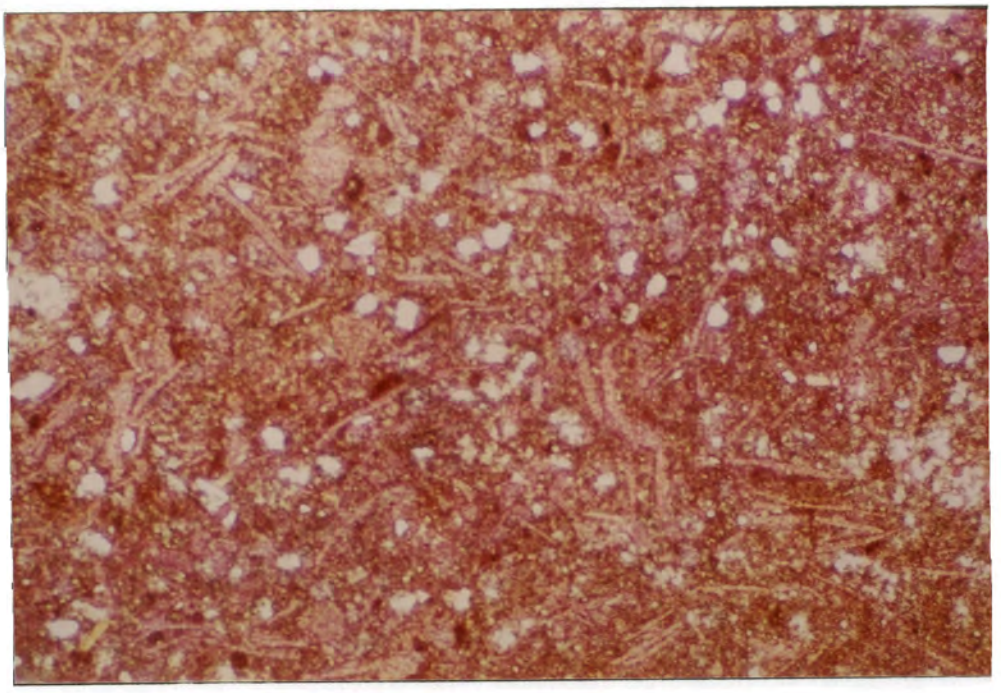


Abb. 88: Jura-Komponente aus Konglomeraten der Greifensteiner Schichten (Steinbruch Strombauamt). Im Bild quarzhältiger Packstone mit Saccocomen und Schalenresten (Gr/K 27/28) (gefärbt, Balkenlänge 2 mm).

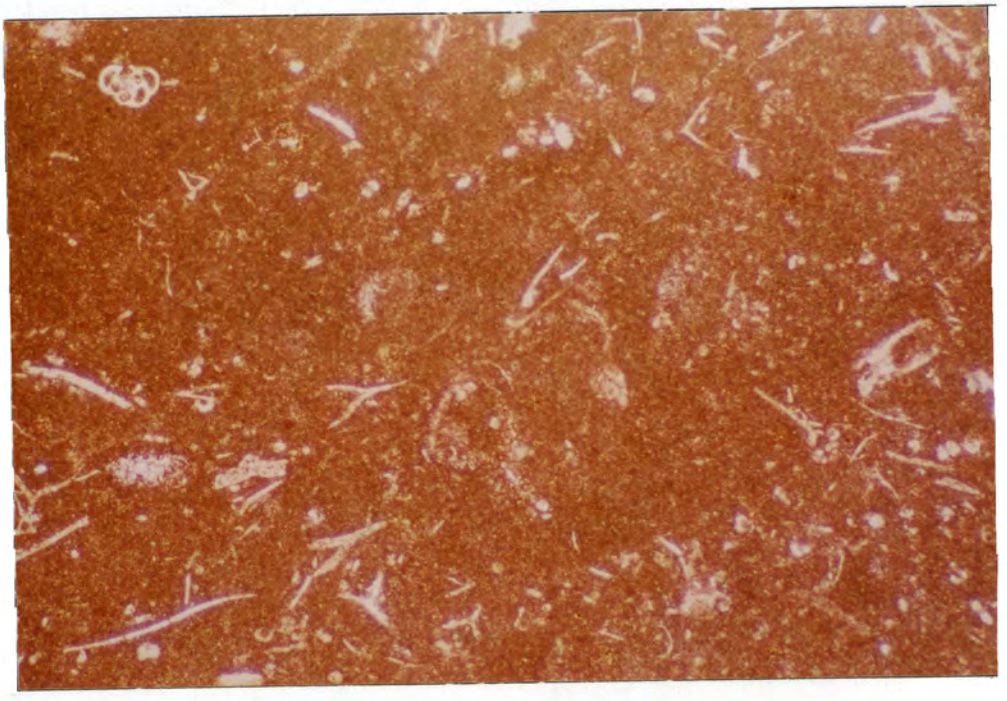


Abb. 89: Locker gepackter, fast quarzfreier Biomikrit (Wackestone) aus den Konglomeraten der Greifensteiner Schichten mit Saccocomenfragmenten, anderen Echinodermenbruchstücken und Foraminiferen-Schnitten (Pfeil). Jurageröll (Gr/K 45/46; gefärbt, Balkenlänge 2 mm).

Abb. 90: Biomikrit-Komponente des Jura (Mudstone) aus den Konglomeraten der Greifensteiner Schichten. An Biogenen fallen ein Aptychus sp. in der linken oberen Bildhälfte, darunter ein Echinodermenrest sowie zahlreiche geweihartige Secundibrachialia von Saccocomen auf. Daneben kommen noch Schalenreste und Radiolarien vor (Gr/K 47/48; Balkenlänge 2 mm).

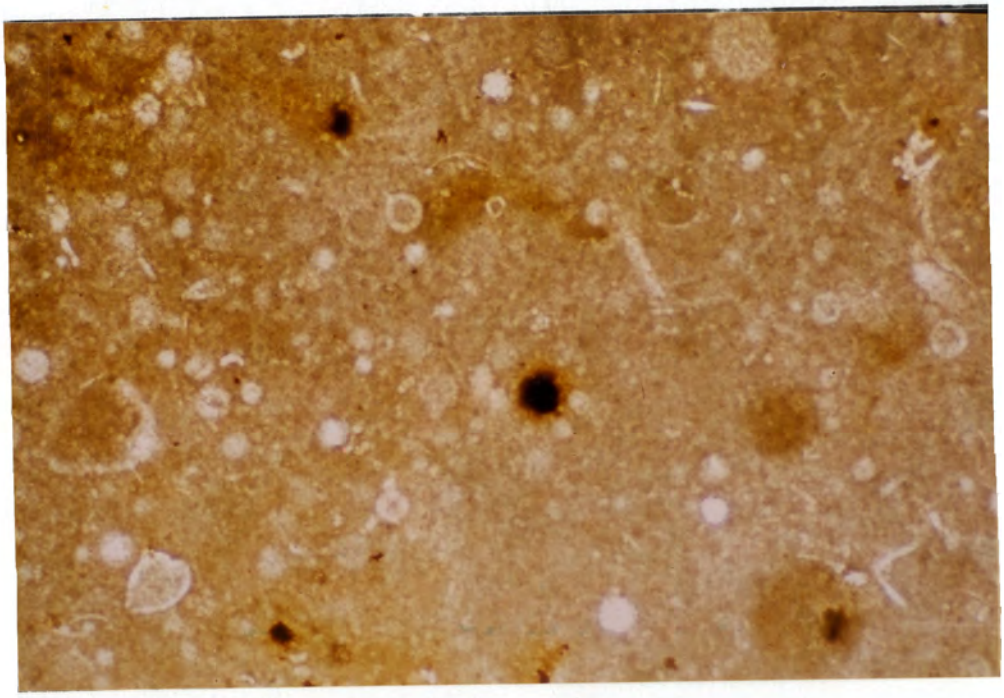


Abb. 91: Jura-Komponente der Konglomerate der Greifensteiner Schichten. Im Bild Biomikrit, der Radiolarien, Ostracoden und Saccocomen führt (Gr/K 55/56; Balkenlänge 2 mm).

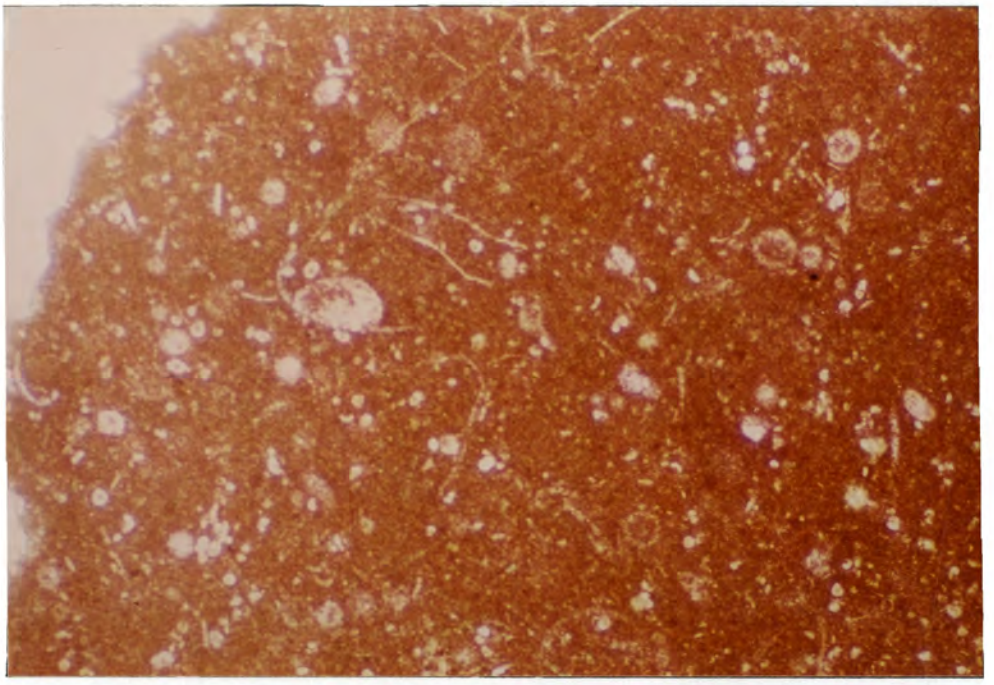


Abb. 92: Biomikritbruchstück, bestehend aus Radiolarien und Echinodermenbruchstücken. Im besonderen sind Schwebcrinoiden (Saccocoma sp.) zu beobachten. (Gr/K 51/52). (Gefärbt, Balkenlänge 2 mm).

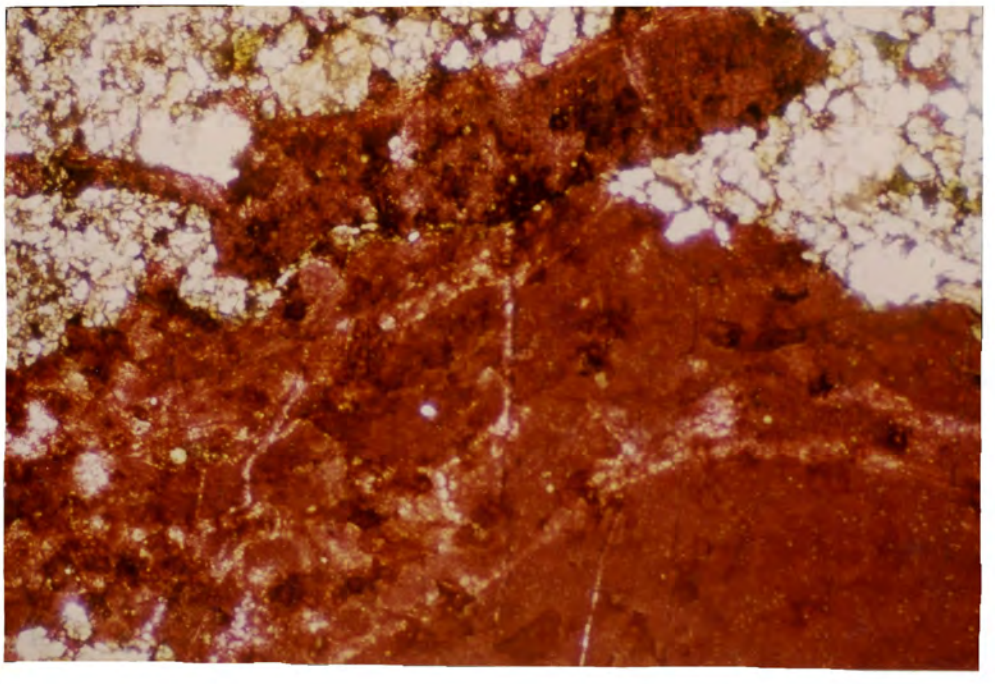


Abb. 93: Biolithit-Komponente des Paläogen aus den Konglomeraten der Greifensteiner Schichten (Streinbruch Strombauamt). Im Bild größtenteils Corallinaceen, die Schalenreste umschließen. Die weißen Körner sind Quarz (Gr/K 11/12). (Gefärbt, Balkenlänge 0,5 mm).

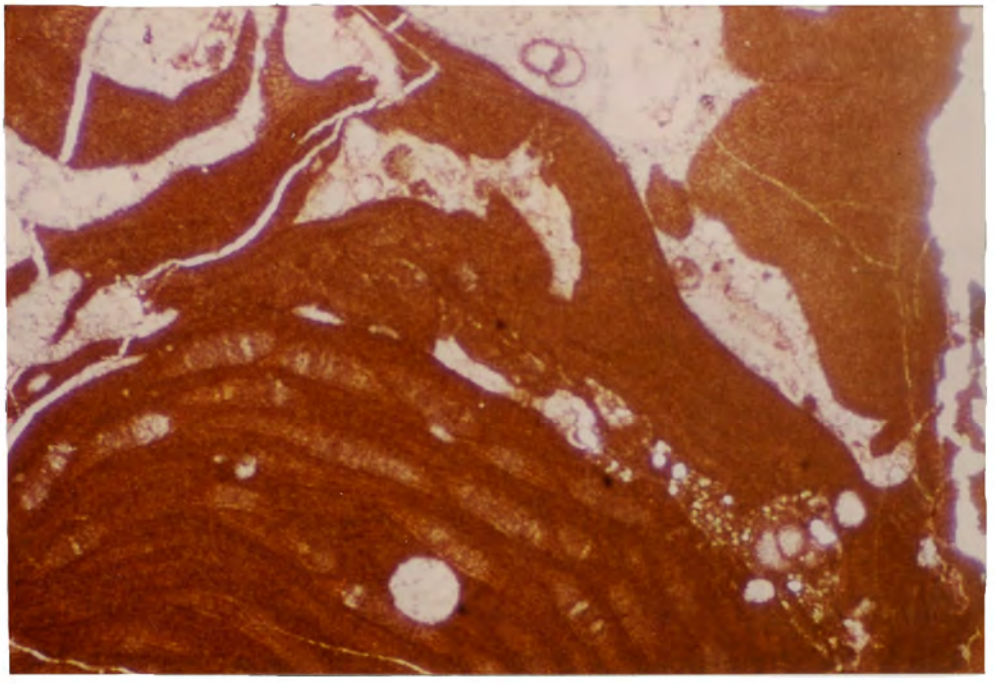


Abb. 94: Biolithit-Bruchstück (Bindstone) aus Corallinaceen als Komponente in Konglomeraten der Greifensteiner Schichten (Steinbruch Strombauamt).
In der oberen Bildmitte treten Bryozoen auf; auch Foraminiferen sind zu erkennen. Die Löcher (unterer Bildrand) wurden möglicherweise von bohrenden Organismen verursacht (Gr/K 1/2). (Gefärbt, Balkenlänge 1 mm).

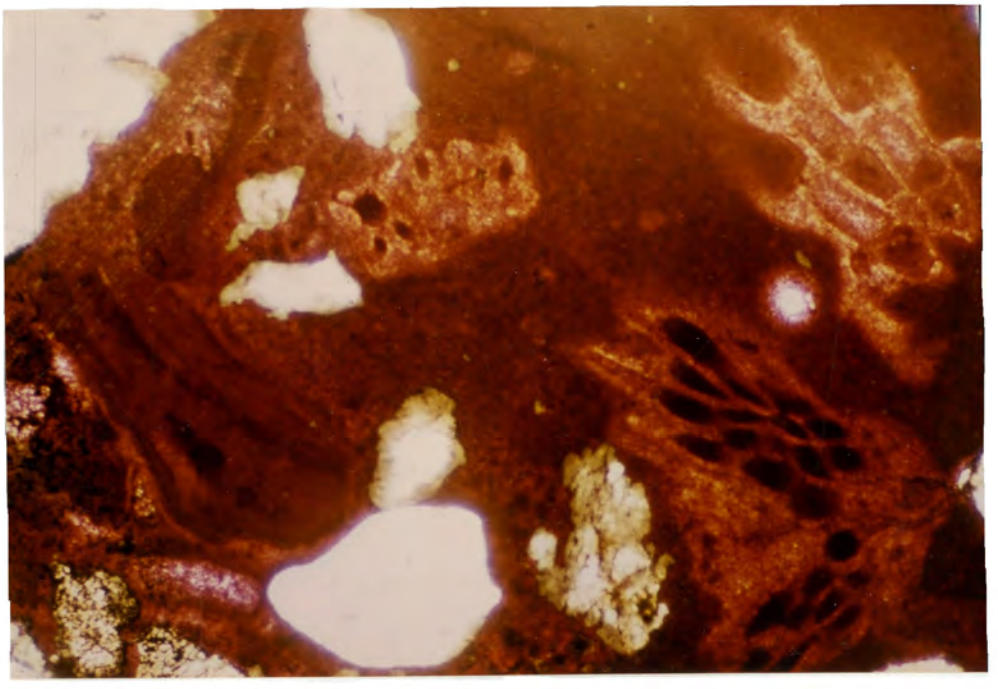


Abb. 95: Dicht gepackter Corallinaceen-Bryozoen-Biolithit. Geröll aus Greifensteiner Schichten. Die Corallinaceen bilden mit inkrustierenden Bryozoen (Bildmitte und rechte Bildhälfte) knollen- und lagenförmige Verwachsungen. Die weißen Komponenten sind Quarzkörner (Gr/K 19/20). (Gefärbt, Balkenlänge 0.5 mm).

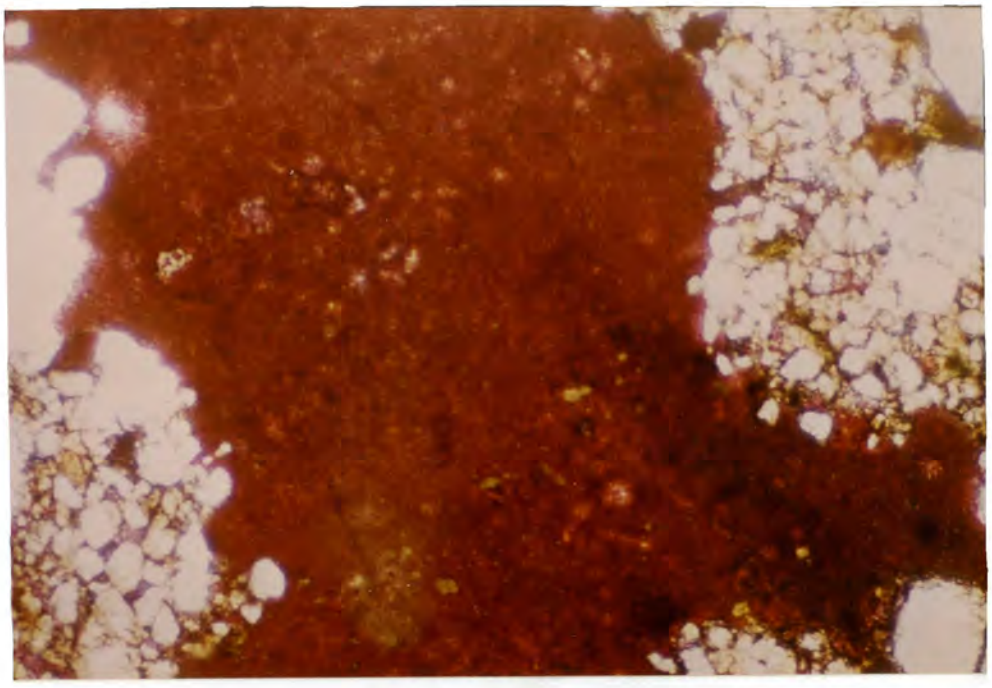


Abb. 96: Paläogenkomponente im Konglomerat der Greifensteiner Schichten (Steinbruch Strombauamt). Die dichte, rot gefärbte Biogenmasse der Bildmitte besteht hauptsächlich aus Corallinaceen (Melobesoideen ?), die Biogenreste (Spiculae, Echinodermenreste ?) umwachsen. Am linken und rechten Rand Quarzkörner. Die mikritische Grundmasse (rechts oben und links unten) ist teilweise karbonatischer (rot), teils eisendolomitischer (blau) Natur. (Gr/K 9/10; gefärbt, Balkenlänge 0,5 mm).

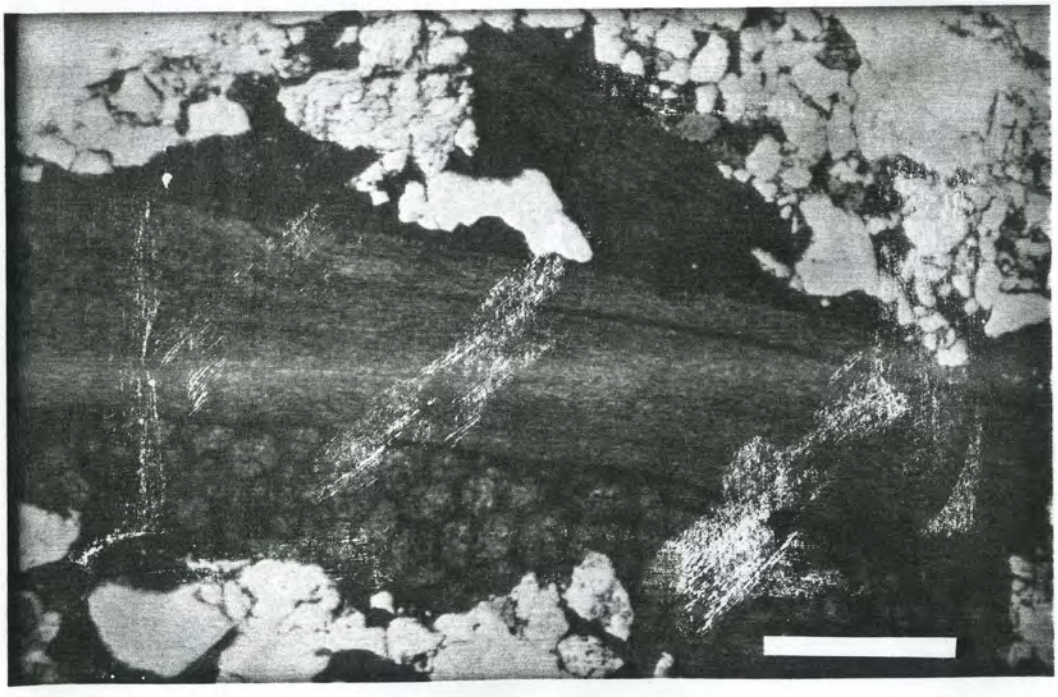


Abb. 97: Quarzreicher Discocyclinen-Kalkarenit mit wenig Grundmasse in Konglomeraten der Greifensteiner Schichten. In der Bildmitte dickschaliges (Ostreen ?)-Bruchstück mit Bryozoenaufwuchs. Darüber Discocyclina sp., links davon ein granitoides Kristallingesteinsbruchstück. Quarz (weiß) und etwas Glaukonit (gelbgrün). (Gr/K 7/8; gefärbt, Balkenlänge 2 mm).

mäßig gerundet und oft sehr dicht gepackt. Es konnte keine deutliche Einregelung der größeren, länglichen Biogene in irgendeine Richtung beobachtet werden, was auf keine starke Wasserströmung im Ablagerungsbereich schließen läßt.

Quarze sind stets in größerer Menge (bis zu 30 Volums-%) enthalten. Sie sind schlecht gerundet und zeigen frische Bruchflächen.

Kristallingesteinsbruchstücke sind selten oder fehlen vollkommen. Es handelt sich vorwiegend um Granitbruchstücke (s. Abb. 97).

In der wechselnden Zusammensetzung der Grundmasse spiegeln sich auch Zustandswechsel während der Sedimentation wider. Neben Mikrit tritt auch Orthosparit auf oder es sind Teile der mikritischen Substanz zu einem Pseudosparit rekristallisiert.

9.2.1.4. Liefergebiete der Sedimentgesteinsbruchstücke

Als Liefergebiet der Sedimentgesteinsbruchstücke der Konglomerate der Greifensteiner Schichten kommen Einheiten im Norden wie der Molasseuntergrund, die Waschbergzone, die Klippenzone und älterer, aufgearbeiteter Flysch in Frage (vgl. auch Kapitel "Paläogeographische Stellung der Greifensteiner Schichten").

Aufgrund der schwierigen zeitlichen Einstufung kommen für manche Komponenten mehrere Einheiten gleichzeitig in Frage.

Für die P e l i t k l a s t e n unbekannten Alters ist die Zuordnung am schwierigsten. Sie können aus folgenden Schichtgliedern bezogen werden: Einmal aus dem Molasseuntergrund, der über den Karbonatserien des tiefsten Malm eine Zweiteilung in Plattform- und Beckenablagerungen, letztere mit einer mächtigen Mergelsteinentwicklung, aufweist. Diese Mergelsteine halten bis in die transgressive Oberkreide der glaukonitischen Serie an (vgl. F. BRIX, A. KRÖLL & G. WESSELY, 1977, Abb. 2). Zum anderen finden sich derartige pelitische Einschaltungen auch in den Gesteinen der Waschbergzone von der Oberkreide bis ins Eozän. Schließlich sind auch in der Klippenzone im Malm Mergelkalke, in der Oberkreide gleichförmig bunte Mergelschichten der Buntmergelserie entwickelt.

Für die Herkunft der S a n d s t e i n e gibt es eine ähnliche Fülle zeitlicher (Jura bis Eozän) und räumlicher Möglichkeiten innerhalb des autochthonen Mesozoikums und der Waschbergzone.

Die Jura- K a r b o n a t k o m p o n e n t e n zeigen nach freundlicher Mitteilung von W. LADWEIN gewisse Ähnlichkeiten mit Ablagerungen aus dem autochthonen Mesozoikum des Molasseuntergrundes, wie sie in zahlreichen Bohrungen (vgl. J. KAPOUNEK et al., 1967) beschrieben wurden.

Die D o l o m i t e entstammen einer lagunären Fazies. Zum einen kommen hier die stark dolomitisierten Gesteine der unteren Karbonatserie des tiefsten Malm als Ursprungssedimente in Betracht. Zum anderen haben die Untersuchungen der Bohrung Altenmarkt i. Th. 1 durch W. LADWEIN (1976) hervorgebracht, daß auch die bei der nachfolgenden Faziesdifferenzierung entstehenden Plattformablagerungen sowohl im Riffbereich als auch in der Bankfazies Dolomitisierung und gelegentliche Verkieselung der Dolomite aufweisen.

Auch Hornsteinlagen wurden in diesen Sedimenten durchgehend beobachtet. Deswegen kann man annehmen, daß zumindest ein Teil der H o r n s t e i n k a l k - und - d o l o m i t - Bruchstücke dem Malm des autochthonen Mesozoikums zuzurechnen ist, den restlichen muß man vielleicht aus Hornsteinlagen des Jurakalkes der Klippenzone beziehen.

Etwas anders verhält es sich mit den fossilbelegten Jura - K a l k k o m p o n e n t e n . Es wurden zwar in einigen Schliffen Calpionellen-ähnliche Bruchstücke gefunden, einen sicheren Hinweis auf ihr Auftreten gibt es jedoch nicht. Das Fehlen von Calpionellen wäre für das autochthone Mesozoikum typisch, wenn nicht die mikrofazielle Ausbildung dieser Komponenten mit Radiolarien, Saccocomen, Aptychen etc. eher auf Tiefwasserablagerungen, wie wir sie aus der Klippenzone kennen, hindeuteten. Auch unterkretazische Anteile derselben sind hier nicht auszuschließen.

Jedenfalls besitzen Schwebcrinoiden, wie sie in den Komponenten der Greifensteiner Schichten häufig gefunden wurden, auch in bestimmten Schichtgliedern des Molasseuntergrundes, wie z.B. den pelagisch beeinflußten Anteilen der Altenmarkter Schichten, lokale Bedeutung (vgl. F. BRIX et al., 1977, S. 18).

Die deutlichste Zuordnung gelingt mit den P a l ä o g e n k a l k g e r ö l l e n . Aufgrund der großen Ähnlichkeit dieser Karbonatgesteinsbruchstücke mit den Beschreibungen paleozäner und eozäner Gesteine der Waschbergzone von P. SEIFERT & H. STRADNER (1978) und P. SEIFERT (1980, 1982) liegt nahe, daß diese Riffschuttkalkbruchstücke den Gesteinen der Waschbergzone sowohl alters- als auch herkunftsmäßig entsprechen.

Ein Großteil dürfte wohl aus dem Waschbergkalk selbst stammen.

Nach Ansicht von P. SEIFERT (1980) handelt es sich beim eozänen Waschbergkalk s.s. um auf den Süd- bis Mittelteil des Ablagerungsraumes der

Waschbergzone beschränkte Korallenriffe, die direkt einer Kristallinschwelle aufsaßen, welche an der Wasseroberfläche als Inselkette ausgebildet war.

Auch auf andere Schichtglieder der Waschbergzone gibt es Hinweise. Die häufig auftretenden Bryozoen-Corallinaceenbänke (siehe Abb. 90) zeigen große Analogien zu Gesteinen der "Zaya-Einheit der Bruderndorfer Schichten s.l." im Sinne von P. SEIFERT & H. STRADNER (1978, S. 137).

Neben den Biolithen sind aus diesen Bereichen des Schelfs und Außenschelfs auch limonitisierte Pelite und Sandsteinbruchstücke vorhanden.

Hinweise auf zeitgleiche Bildungen aus dem Ultrahelvetikum (Buntmergelserie mit Breccien und Konglomeraten) fehlen.

10. DIE PELITE DER GREIFENSTEINER SCHICHTEN

Pelitische Einschaltungen treten in den Greifensteiner Schichten am häufigsten in der Fazies der "klassischen Turbidite" und hier wiederum in der Fazies 3c (Silt-/Tonstein-Wechsellagerungen) auf.

In den restlichen Fazies (Konglomerate und massige Sandsteine) werden - abgesehen von den Pelitklasten in Form von Linsen - nur sehr dünne Zwischenlagen beobachtet, die jedoch, wie die Untersuchungen gezeigt haben, sehr ähnliche tonmineralogische Zusammensetzung und gleichen Karbonatgehalt wie die Pelite der "klassischen" Turbidite aufweisen.

10.1. Die Karbonatgehalte der Pelite

Aus allen Fazies mit Ausnahme der Konglomerate wurden Gesamtkarbonatgehalte quantitativ ermittelt. Dies wurde mit Hilfe einer gasvolumetrischen CO_2-Bestimmung vorgenommen. Die ermittelten Gewichtsprozent lagen aber leider teilweise unter oder hart an der Nachweisgrenze der angewendeten Methode. Die in Tab. 22 angeführten Daten sind daher mit gewissem Vorbehalt zu betrachten, wenngleich sie aber den generellen Trend unzweifelhaft wiedergeben.

Die Pelite der Greifensteiner Schichten sind demnach extrem karbonatarm. Dieses Erscheinungsbild verteilt sich über alle Fazies etwa gleich. Schon die Behandlung der Pelite mit verdünnter Salzsäure im Gelände ließ derartige Ergebnisse vermuten.

Bankuntersuchungen

Da sich im Gesamtkarbonatgehalt der Pelite keine charakteristischen Unterschiede zwischen den Proben ergaben, schien es angebracht, zu untersuchen, ob sich vielleicht in den einzelnen Bänken vertikale Schwankungen oder Trends erkennen lassen, die für die Interpretation der Ablagerung von Nutzen sein können. Bei diesen Untersuchungen sollten die Pelite für Vergleichszwecke genauer nach Farbe und Struktur klassifiziert werden. Dabei ergaben sich verschiedene Probleme.

So ist die Abgrenzung des Korngrößenbereiches < 0,063 mm von den übrigen Sedimenten in der Natur oft deswegen nicht ohne weiteres möglich, da jene Turbidite, die eine ausgeprägte BOUMA-Zyklik besitzen (Fazies 3b), kontinuierlich von Feinsandsteinen in Pelite übergehen. Ebenso problematisch ist die Unterscheidung von Silten und Tonen bei der 2-Mikron-Grenze.

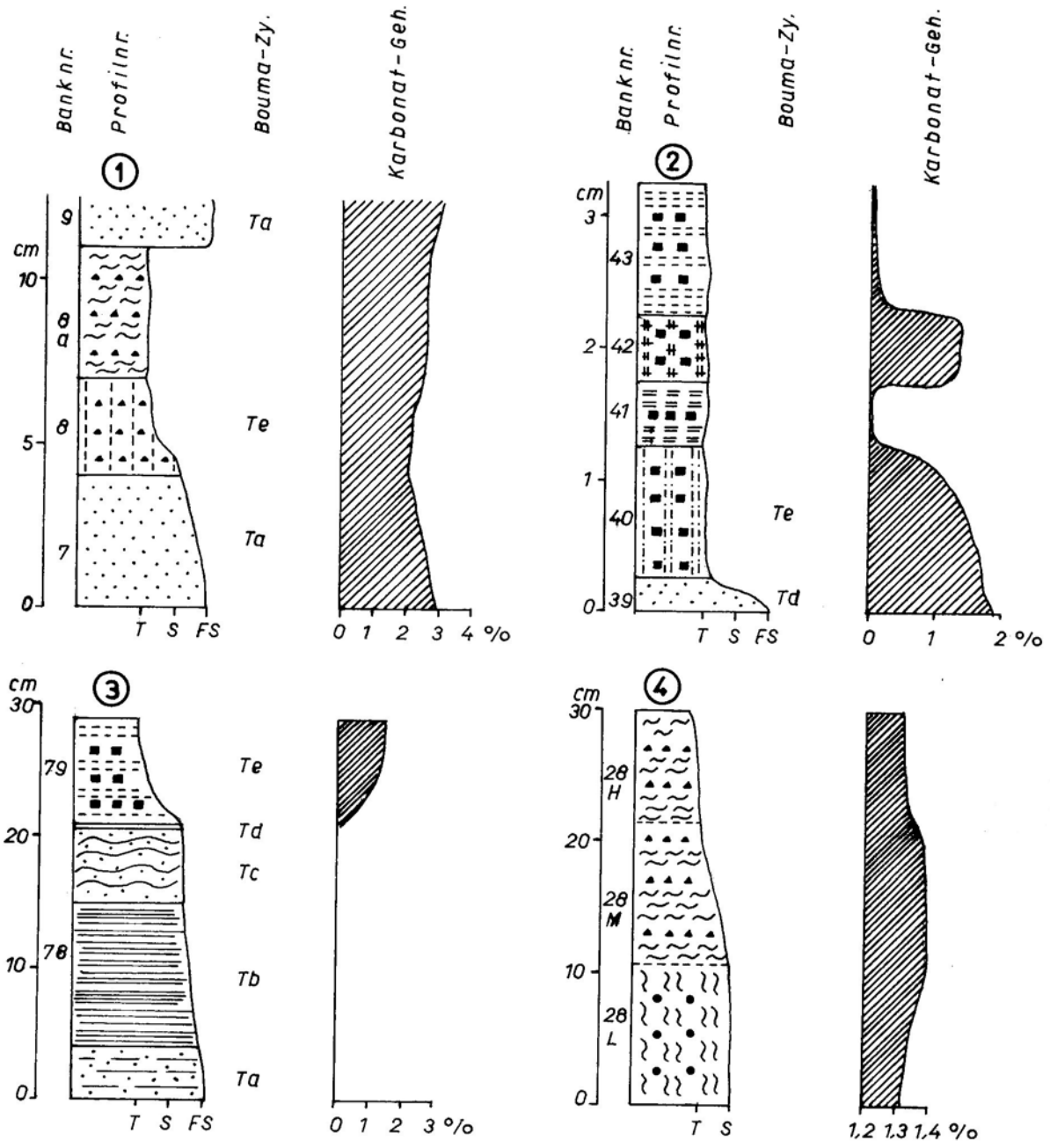
Tab. 22: Die Karbonatgehalte der Pelite in den Greifensteiner Schichten

Probennummer	Lithofazies	Gewichtsprozent $CaCO_3$
A 105	2a	0
S1	2a	2,2
S5	2a	0
H24	2c	2,3
19	3a	0
A11	3a	1,9
A18	3a	1,4
D8	3a	0
H23	3a	3,8
S10	3a	0
S11	3a	1,3
S12	3b	2,0
A63	3b	0
S13	3b	1,4
A13	3c	1,4
P19	3c	1,3
P20	3c	0
P21	3c	1,4
P22	3c	1,4
P23	3c	1,4

Den Bankuntersuchungen wurde daher die Klassifikation nach P. D. LUNDEGARD & N. D. SAMUELS (1980) zugrunde gelegt, die sowohl strukturelle wie texturelle Eigenschaften des Pelites berücksichtigt (s. Abb. 98). Sie läßt die Spaltbarkeit, die nicht unbedingt ein genetisches Charakteristikum sein muß, sondern aus dem Verwitterungsgrad resultieren kann, außer Acht und fragt nur nach der Lamination des vorliegenden Gesteins und dem Siltgehalt, der so gut als möglich grob abgeschätzt werden muß.

	SILTGEHALT 2/3		SILTGEHALT 1/3
nicht laminiert	nicht laminierter Silt	Schlamm-stein	Tonstein
Symbol	■	▲	●
laminiert	laminierter Silt	Schlamm-schiefer	Schiefer-ton

Abb. 98: Klassifikation von Peliten nach R. FOLK (1968, S. 141) und P. LUNDEGARD & N. SAMUELS (1980, Abb. 1).



LEGENDE

SANDSTEIN	PELIT	
	LITHOLOGIE	FARBE
	• < 1/3 Silt ▲ 1/3 – 2/3 Silt ■ > 2/3 Silt	– grün ~ grau – blau + violett

Signatur waagrecht: laminiert
Signatur senkrecht: nicht lamin.
einfacher Strich: dunkle Farbe
strichpunktiert : helle Farbe

Abb. 99: Säulenprofile mit lithologischer und Farb-Signatur sowie entsprechenden Karbonatgehalten aus gradierten Sandstein-Pelit-Abfolgen der Greifensteiner Schichten.

In Abb. 99 sind die diesbezüglich untersuchten Profile dargestellt. Es konnte aber keine Korrelation zwischen dem Liegenden und Hangenden der pelitischen Intervalle und/oder ihrer farblichen oder strukturellen Ausbildung mit einem Karbonatgehalt gefunden werden.

Die vertikalen Karbonatgehalts-Änderungen sind von ihren absoluten Prozentzahlen her gesehen sehr gering und bewegen sich innerhalb der Grenzen von 0 und 4 %. Schwankungen innerhalb der Pelite (vgl. bes. Profil 2 in Abb. 99) dürften auf den Wechsel von siltreichen und tonreichen Partien zurückzuführen sein.

Die Lamination, die durch Korngrößenvariationen oder die Parallelorientierung plattiger Mineralkörner erzeugt wird, kann durch Bioturbation mehr oder minder stark verwischt sein. Die Pelitanteile der "klassischen" Turbidite sind am stärksten in diese bioturbate Aufarbeitung miteinbezogen, während die den massigen Sandsteinen zwischengeschalteten dünnen Pelitlagen nur selten derartige Erscheinungen erkennen lassen. Die Umweltbedingungen waren hier offenbar so ungünstig, daß die Sedimentfresser sehr limitiert auftraten ("environmental stress", vgl. C. W. BYERS, 1974). Dies kann z. B. durch hohe Sedimentationsraten zustande kommen.

Zusammenfassung

Die Karbonatanalysen der Pelite der Greifensteiner Schichten haben ergeben, daß sie durchwegs sehr karbonatarm sind.

Weder bei der vertikalen Beprobung einzelner Bankabfolgen noch beim Vergleich verschiedener Lithofazies waren nennenswerte Schwankungen des Karbonatgehaltes beobachtbar.

Es treten Wechsellagerungen von siltreichen und tonreichen Peliten, jedoch keine Kalkmergelbänke, auf.

Da durch die Bestimmung des Karbonatgehaltes - wie auch später durch die tonmineralogischen Untersuchungen - keine Abgrenzung eines hemipelagischen Intervalls möglich war, kann man zu dem Schluß kommen, daß es sich bei den Peliten in der Mehrzahl um kalkfreie, turbiditische Abschnitte (Te nach A. BOUMA; e^{t} nach PH. KUENEN, 1964) handelt. Wie weit im Hangendsten noch hemipelagisches Material vorhanden ist oder war, das der Erosionstätigkeit eines darüber folgenden Trübestromes zum Opfer fiel, läßt sich nicht leicht entscheiden.

Allerdings geht aus diesen Überlegungen nicht zwingend hervor, daß die Greifensteiner Schichten unterhalb der lokalen Kalzitkompensationstiefe (CCD; vgl. R. HESSE, 1975 a) abgelagert wurden. Vielmehr kann man sich als Zulieferungsgebiet (source area) ein Areal vorstellen, das den Tiefseefächer hauptsächlich mit kalkarmer, terrigener Schüttung speiste.

Die Greifensteiner Schichten unterscheiden sich damit grundsätzlich von oberkretazischen Flyschablagerungen wie z. B. den Sieveringer Schichten, in denen der turbiditische Te-Abschnitt aufgrund hoher planktonischer Karbonatproduktion im benachbarten Schelf als Mergel mit hohem Karbonatgehalt entwickelt ist (vgl. P.FAUPL, 1980, S. 290).

10.2. Tonmineralogische Untersuchungen an den Peliten

10.2.1. Methodik

Die tonmineralogische Untersuchung der Pelite beschränkte sich auf die Fraktion < 2 µ. Die Pelite der Greifensteiner Schichten waren meist so stark verfestigt, daß eine Gewinnung der entsprechenden Fraktion allein durch Aufschlämmen in Wasser oder mittels Wasserstoffperoxid nicht möglich war. Daher wurden die getrockneten Proben in der Achatmühle zwei Minuten gemahlen. Obwohl der Karbonatgehalt der Pelite schon durch Prüfung im Aufschluß mittels Salzsäure bzw. durch gasvolumetrische Bestimmung als sehr niedrig (< 5 Gew.-% $CaCO_3$) bekannt war, wurden alle Proben mit fünfprozentiger, kühler Salzsäure entkalkt, um eine gleichmäßige Behandlung zu gewährleisten. Der Lösungsrückstand wurde hernach über einem Unterdruckfilter mehrmals mit destilliertem Wasser gewaschen und anschließend bei Raumtemperatur getrocknet.

Das getrocknete Pulver wurde anschließend in destilliertem Wasser mit einem Magnetrührer aufgerührt. Der Suspension wurde etwas Natriumpyrophosphat zur Verminderung des Ausflockens beigemengt und hierauf wurde sie etwa 15 Minuten mit Ultraschall behandelt.

Das Abtrennen der Fraktion < 2 µ aus der so behandelten Probe erfolgte mittels Atterbergzylinder. Von der gewonnenen Fraktion wurden 20 ml entnommen und direkt mittels einer Zentrifuge ca. 30 Minuten auf einem Objektträger sedimentiert.

Nach dem Trocknen wurden von den einzelnen Präparaten je drei röntgenographische Aufnahmen hergestellt, und zwar eine in lufttrockenem Zustand, eine nach einstündigem Bedampfen mit Äthylenglykol und eine nach einstündigem Erhitzen im Muffelofen bei 550°C.

Die röntgenographische Aufnahme erfolgte mit einem Philips-Röntgendiffraktometer mit CuK_{α}- Strahlung bei einer Winkelgeschwindigkeit von 2°/min.

10.2.2. Die mineralogische Zusammensetzung der Fraktion < 2 µ

Kaolinit

Er tritt in allen Proben als häufigster Gemengteil auf. Charakteristisch ist sein starker Basalreflex bei 7,1 Å, sowie ein weiterer Peak bei 3,56 Å (002) und der 003-Peak bei 2,33 Å.

Äthylenglykol-Behandlung verändert diese Peaks nicht, während sie nach einstündigem Erhitzen auf 550°C vollständig verschwinden.

Entsprechend dem Umstand, daß kein Chlorit nachgewiesen werden konnte, kam es auch zu keinen Überlagerungen von Kaolinit- durch Chlorit-Peaks bei 7 Å, bzw. 3,5 Å, wie dies bei höheren Chloritgehalten der Fall ist.

Illit-Glimmer

Dieser nimmt in allen Proben den zweithäufigsten Platz ein. Er ist durch einen starken 001-Peak bei 10 Å in luftgetrocknetem Zustand gekennzeichnet, der nicht immer sehr scharf entwickelt sein muß. Der stärkste Peak (003) tritt bei 3,3 Å auf. Ein weiterer, schwächerer Peak (002) ist bei 5,0 Å entwickelt. Die bearbeiteten Proben sind darüber hinaus noch durch einen schwachen 004-Peak bei 2,5 Å charakterisiert.

Nach der Behandlung mit Äthylenglykol zeigen die Peaks keine Veränderung. Nach einstündigem Erhitzen auf 550°C ist eine Intensitätsverstärkung und ein Schärferwerden der Peaks zu beobachten.

Untersuchungen der Intensitäten des 1. und 2. Basalreflexes ergaben einen ersten Hinweis zur Unterscheidung Al-reicher und Mg-Fe-reicher Glimmer. Der überwiegende Teil der Tonmineralproben weist Intensitätsverhältnisse I (002)/I (001) zwischen 0,4 und 0,6 auf. Es handelt sich nach J. ESQUEVIN (1969) demnach um Glimmer vorwiegend muskowitischer Zusammensetzung (s. Abb. 100).

Üblicherweise wird die Illit-Kristallinität durch Abgreifen der Halbwertsbreite des Illites im lufttrockenen Präparat bestimmt. Da aber an der Stelle des 10 Å-Peaks die Mixed-Layer-Minerale eine "Schulter" gegen

höhere Winkel hin erzeugen und somit der Verlauf des "reinen" Illit-Peaks nicht leicht abzuschätzen ist, habe ich die Halbwertsbreite dem mit Äthylenglykol behandelten Präparat entnommen. Es scheint mir besser, sie in Grad des Winkels 2θ anzugeben, da die Breite in mm von der Geschwindigkeit des Papiervorschubes abhängig ist.

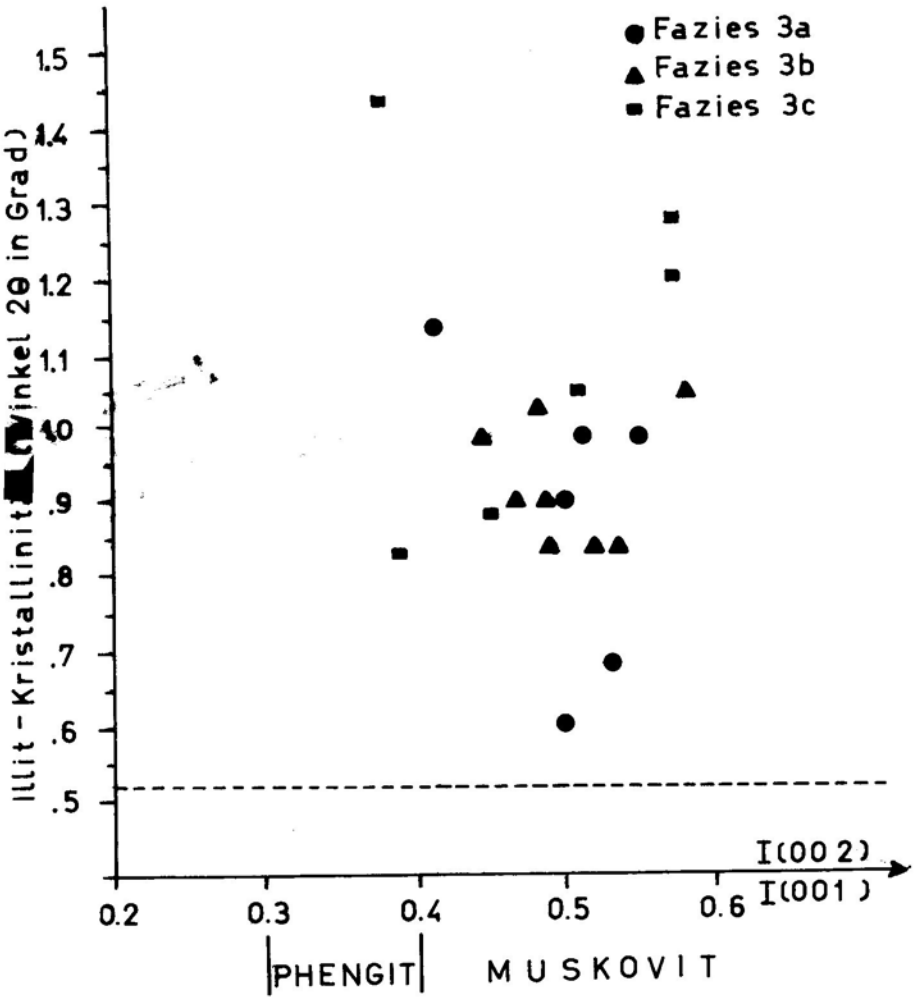


Abb. 100: Intensitätsverhältnis (002)/(001) von Glimmern gegen Illit-Kristallinität (Halbwertsbreite des 10 Å-Reflexes nach Behandlung mit Äthylenglykol). Fraktion < 2 µ.

Es läßt sich keine Differenzierung der Fazies mittels der Illit-Kristallinität vornehmen, wenngleich es den Anschein hat, als ob die Proben der Fazies 3b enger beieinander lägen.

Illit-Smektit-Mixed-Layer-Mineral

In jeder Probe tritt neben dem Illit-Glimmer eine expandierende Mineralphase auf. Sie ist dadurch charakterisiert, daß sie eine starke Schulter des 10 Å-Glimmerreflexes gegen niedrigere Braggsche Winkel hin verursacht. In den meisten Fällen spaltet sich schon im lufttrockenen Präparat ein selbständiger, mehr oder minder breiter Peak um 11 Å, der aber bis 13,5 Å reichen kann, vom Glimmerreflex ab. Dies ist ein Hinweis darauf, daß es sich hier um ein sogenanntes Mixed-Layer-Tonmineral handelt.

Nach einer Äthylenglykol-Behandlung entwickeln sich vom 10 Å-Peak unabhängige Reflexe im Bereich von 12,3 - 14,4 Å. Es handelt sich dabei um die intermediären Peaks eines Illit-Smektit-Mixed-Layer-Minerals zwischen den 001-Peaks der Endglieder bei 10,0 und 16,9 Å. Durch Vergleich mit den Darstellungen bei C. WEAVER (1956) wurde herausgefunden, daß etwa 20 - 30 % expandierender Lagen am Aufbau dieses Minerals beteiligt sind.

R. REYNOLDS & C.HOWER (1970) konnten durch Vergleich von zahlreichen röntgendiffraktometrischen Aufnahmen von Illit-Smektit-Mixed-Layers feststellen, daß bei einem Smektitgehalt unter 40 % und bei gleichzeitiger Abwesenheit von Chlorit und Vermikulit, wie das bei den Greifensteiner Schichten der Fall ist, wahrscheinlich eher geordnete Schichtwiederholung (ordered interstratification) vorliegt. Das Mixed-Layer-Mineral wäre dann so aufgebaut, daß jeder Smektitlage eine Illitlage folgt und umgekehrt.

Wenn man unter dieser Annahme aus dem 001-Peak des Illites und 003-Peak des Smektites den kombinierten d-Wert für das Mixed-Layer-Mineral berechnet und in die von R. REYNOLDS & C. HOWER (1970) publizierten Diagramme einsetzt, fügen sich die resultierenden Prozent expandierender Phase (etwa 20 - 30 % Smektit) gut in das von C. WEAVER (1956) gegebene Bild ein.

Neben den erwähnten Hauptreflexen läßt sich in der Äthylenglykol-behandelten Probe manchmal noch ein Peak bei 16,9 bis 17 Å feststellen. Dieser ist wahrscheinlich auf Spuren von "reinem" Smektit oder auf ein irregulär geschichtetes 17 Å-Illit-Smektit-Mixed-Layer-Mineral zurückzuführen (vgl. J. HAYES, 1973).

Nach Erhitzen auf 550°C verschwinden die Peaks.

Smektit

Hauptsächlich in den Proben von der Typlokalität, dem Steinbruch Strombauamt, tritt ein Peak auf, der in lufttrockenem Zustand aufgrund der brei-

ten Plattform zwischen den Endgliedern bei 10 Å und 17 Å selten beobachtet werden kann, sich aber nach Behandlung mit Äthylenglykol deutlich bei 16,9 bis 17 Å absetzt.

Quarz und Feldspat

Sie treten in der Fraktion < 2 µ nicht oder höchstens unter der Nachweisgrenze auf.

10.2.3. Quantitative Auswertung der Tonmineralproben

Die mengenmäßige Verbreitung der Tonminerale wurde in der von A. MATTER (1974) angegebenen Weise kalkuliert. Dabei wurden die Flächen unter dem Kaolinit-Peak bei 7 Å mit 1/2, die Flächen unter dem Illit-Peak bei 10 Å mit 1/1, die unter dem Mixed-Layer-Mineral mit 1/3 und die unter dem Smektit-Peak mit ebenfalls 1/3 multipliziert und auf 100 % umgerechnet.

Tab. 23 orientiert über die so ermittelte quantitative Tonmineralverteilung. Es geht daraus hervor, daß die Zusammensetzung der Proben bis auf wenige Ausnahmen ziemlich homogen ist.

Um jedoch Unterschiede zwischen eventuell vorhandenen turbiditischen und hemipelagischen Pelitanteilen erkennen zu können, wurde an zwei Lokalitäten jeweils eine Pelitbank vom Liegenden ins Hangende mehrmals beprobt (s. Abb. 101).

Es zeigen sich jedoch keine gravierenden Änderungen von Liegend gegen Hangend, nur eine leichte Zunahme des Kaolinit- und Illit-Gehaltes auf Kosten des Mixed-Layer-Minerals und des Smektites ist feststellbar. Bei den Illit-Halbwertsbreiten tritt keine einheitliche Tendenz auf.

10.2.4. Zusammenfassung und Interpretation der tonmineralogischen Untersuchungen

Die entkalkte Tonmineralfraktion < 2 µ der Greifensteiner Schichten setzt sich aus den Hauptmineralkomponenten Kaolinit und Illit sowie den in wechselnden Mengen vorkommenden Illit/Smektit-Mixed-Layer-Mineralen und Smektit zusammen.

Es wird vermutet, daß es sich aufgrund der Verteilung der intermediären Illit/Smektit-Peaks um das Resultat von geordneten Mixed-Layer-Lagen handelt.

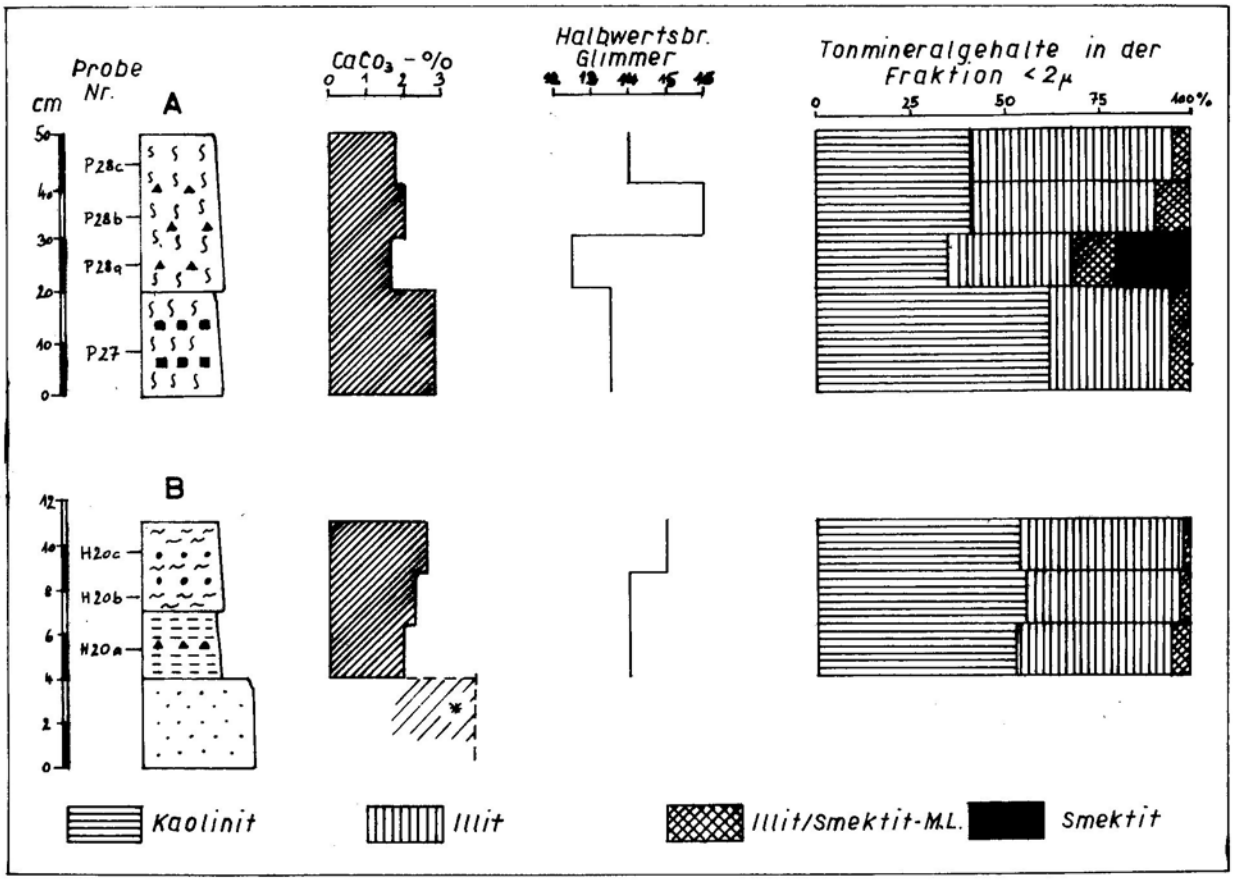


Abb. 101: Die Änderung der Tonmineralzusammensetzung und anderer sedimentologischer Parameter in Pelitlagen aus Greifensteiner Schichten.
A: Steinbruch Höbersbach, B: Hagenbachklamm, * Karbonatgehalt aus gefärbtem Schliff abgeschätzt.

Chlorit und Vermikulit konnten nicht nachgewiesen werden.

Markante Unterschiede in der quantitativen Tonmineralzusammensetzung (vgl. Tab. 23) bzw. in den Illit-Halbwertsbreiten (vgl. Abb. 101) innerhalb einer Pelitbank, die auf Fraktionierungseffekte zwischen turbiditischen und nichtturbiditischen Anteilen hinweisen könnten, existieren nicht. Darüber hinaus darf man nicht vergessen, daß die Existenz mancher Tonminerale wie z.B. der Mixed-Layers stark durch diagenetische Vorgänge beeinflußt wird.

In der tonmineralogischen Zusammensetzung besteht Ähnlichkeit zu der oberostalpinen Flyschgosau der Weyerer Bögen und zu den alttertiären Gießhübler Schichten. Beide weisen Kaolinit, wenn auch in geringer Menge, auf (etwa 10 bis 16 %, s. P. FAUPL & R. SAUER, 1978, und R. SAUER, 1980).

Die Halbwertsbreiten der Glimmer sind relativ hoch, was einen weitgehenden Abbau der Glimmer anzeigt. Auch aus den Turbiditen der Flyschgosau und den Gießhübler Schichten sind höhere Halbwertsbreiten (40 mm bzw. 30 mm) bekannt. Möglicherweise wurde diese Degradation durch niedrige Reliefenergie, intensive Verwitterung und langsame Abtragung im Liefergebiet verursacht. Die klimatischen Bedingungen während dieser geologischen Epoche dürften eine lateritische Verwitterung begünstigt haben. Dafür liefert auch der stets hohe Kaolinitgehalt einen wertvollen Hinweis.

PROBE NR.	A22	A24	A104	B6	D8	G5	G6	H20a	H20b	H20c	H23	H24	S10	S11	S12	S13	P27	P281	P28m	P28h
Kaolinit	49	51	58	45	35	38	53	53	56	54	57	66	53	41	60	58	62	35	41	41
Illit	43	39	31	47	53	51	40	41	42	45	40	30	36	46	30	30	32	32	49	54
Illit/Smektit-Mixed-Layer	8	10	9	8	12	11	7	6	2	1	3	4	7	6	7	9	6	13	10	5
davon Smektit-Anteil in %	25	30	25	20	20	30	25	20	40	25	25	25	25	30	25	25	20	20	30	25
Smektit	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	7	3	3	-	20	-	-
Halbwertsbreite des Glimmers (mm) mit Äthylenglykol	12	17	14	14	12	12	12	13	13	14	11	11	8	9	11	13	15	11	19	16

	Mittelwert $\bar{x}$	Standardabweichung s	95%-Vertrauensgrenze für $\bar{x}$ 1)
Kaolinit	50,3	9,2	45,9 - 54,7
Illit	40,6	8	36,8 - 44,4
Mixed-Layer	7,2	3,2	5,7 - 8,7
Smektitgehalt	25,5	4,8	23,2 - 27,8
Halbwertsbreite	12,8	2,6	11,5 - 14,0

1) berechnet mit Hilfe der Student-t-Verteilung

Tab. 23: Die Zusammensetzung der Pelite der Greifensteiner Schichten in der Tonmineralfraktion < 2 µ in %.

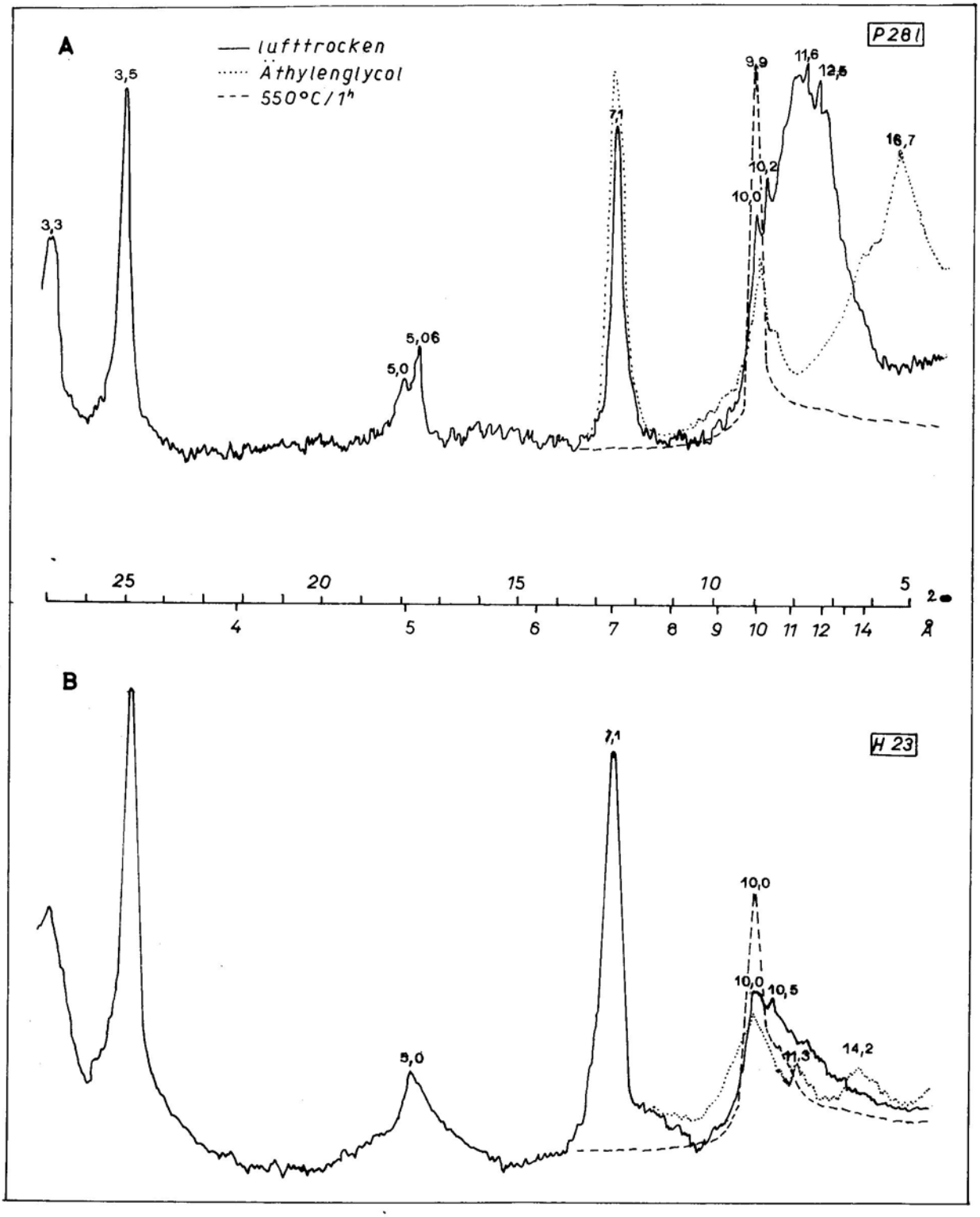


Abb. 102: Ausschnitte aus Röntgendiffraktogrammen von Peliten der Greifensteiner Schichten für luftgetrocknete, Äthylenglykol-behandelte und getemperte Proben.

A: Aufschluß Pallerstein. Hoher Gehalt an Mixed-Layers, die schon sehr nahe dem Smektit-Endglied kommen, kenntlich durch den deutlichen Peak bei 16.7 Å. Daneben Kaolinit und Illit.

B: Aufschluß Hagenbachklamm. Typisches Beispiel für die Greifensteiner Schichten mit hohem Kaolinit-Gehalt, etwas weniger Glimmer und noch gut erkennbaren Mixed-Layer-Mineralen (Peaks bei 11,3 und 14,2 Å).

11. PALÄOSTRÖMUNGSDATEN AUS DEN GREIFENSTEINER SCHICHTEN

11.1. Methodik

Die Ermittlung von Paläoströmungsrichtungen in Sedimentgesteinen ist von großer Bedeutung, da sie Aufschluß über das Liefergebiet und die Mechanismen der Ablagerung geben kann.

In den Greifensteiner Schichten konnten mehrere Arten von richtungsanzeigenden Marken gefunden werden. Es traten sowohl Marken auf, die durch die Strömung selbst entstanden sind (scour marks), als auch solche, die durch mitgeschleppte Gegenstände erzeugt wurden (tool marks).

Die auf den Schichtflächen gemessenen Werte wurden graphisch mit Hilfe des SCHMIDTschen Netzes in die Horizontalebene rückgeklappt. Die Neigung der Faltenachsen wurde dabei nicht berücksichtigt, da sie nicht direkt meßbar war. Aufgrund der Lagerung der Gesteine kann sie aber als sehr gering angenommen und dadurch als vernachlässigbar betrachtet werden.

Außer den verschiedenen Formen von sedimentären Marken wurden auch Kornorientierungen im Schliffbereich sowie Imbrikationsgefüge berücksichtigt.

Generell lassen sich die Strömungsrichtungen in zwei Gruppen gliedern (vgl. R. SELLEY, 1968, S. 100, Abb. 2):

a) Strömungsmarken, die eine Bewegungsrichtung anzeigen (unipolare Marken)
b) Strömungsmarken, die eine Bewegungslinie anzeigen (bipolare Marken)

Sie bestehen aus zwei Richtungen, die sich um 180° unterscheiden. Eine Festlegung auf einen der beiden Azimute ist nicht möglich.

Da die Auswertung der beiden Gruppen unterschiedlich ist, müssen sie getrennt behandelt werden.

Die dreidimensionale Darstellung von Messungen in den gebräuchlichen Diagrammen und Projektionen (vgl. Kapitel "Die Greifensteiner Teildecke", Abb. 2 und 3), wie sie z. B. in der Petrographie und Tektonik üblich ist, eignet sich für Strömungsrichtungen wenig und ist nicht anschaulich genug.

Es muß daher eine Methode angewandt werden, die auch eine numerische Behandlung des Datenfeldes erlaubt, damit eine ausgezeichnete Richtung (preferred orientation direction) - falls vorhanden - deutlich wird.

Weiters soll der Grad der Verlässlichkeit dieser Orientierung bzw. die Wahrscheinlichkeit, mit der sie von einer uniformen Verteilung abweicht, berechnet werden.

Darüber hinaus interessieren noch der Schwankungsbereich und der Vergleich verschiedener Daten.

Die graphische Darstellung in Form von Histogrammen und Richtungsrosen darf aber nicht ganz außer Acht gelassen werden, wie noch im folgenden zu erklären sein wird.

Das Problem wird am besten in Angriff genommen, indem man die gemessenen Werte nicht in eine lineare sondern in eine zirkulare Häufigkeitsverteilung überführt.

Mittelwert

Die Berechnung des arithmetischen Mittels ist bei der Kreisverteilung nicht zielführend, wie in einem Beispiel von P. POTTER & F. PETTIJOHN (1977, S. 376 und Tab. 10-1) gezeigt werden kann. Vor allem, wenn die Werte sehr stark im Vollkreis streuen oder beiderseits der 360°-Richtung liegen, kommt es zu falschen Ergebnissen.

Daher wird bei allen folgenden Untersuchungen das vektorielle Mittel (vektor mean, $\bar{\theta}$) errechnet.

11.2. Unipolare Marken

Bei unipolaren Marken geschieht dies, indem man in die Formeln

$$V = \sum_{i=1}^{n} \cos \theta_i \, , \; W = \sum_{i=1}^{n} \sin \theta_i \qquad (10)$$

und

$$\bar{\theta} = \arctan W/V \qquad (11)$$

einsetzt, wobei n die Zahl der Beobachtungen darstellt. Man bildet also zuerst die Summen aus den sin und cos der gemessenen Werte θ_i. Der arctan aus ihrem Quotienten ist dann der Vektormean $\bar{\theta}$, die gesuchte mittlere Richtung.

Eine genaue Beschreibung der algebraischen Grundlage dieser Vektorsummation hat H. PINCUS (1956, S. 535 ff.) gegeben.

Der Vorteil der Berechnungsmethode besteht darin, daß keine Häufigkeitsklassen geschaffen und ausgezählt werden müssen, sondern jeder Meßwert (ungrouped data) zwischen 0 und 360° direkt in die Formel eingebracht werden kann.

Nun stellt sich aber das Problem, daß es für jeden tan $\bar{\theta}$-Wert zwei mögliche Lösungen gibt, die einander um 180° unterscheiden, indem man das Vorzeichen von V und W beachtet. Sind beide positiv, liegt die Lösung im ersten Quadranten, sind sie negativ, im dritten usw. Abb. 103 stellt die möglichen Variationen dar.

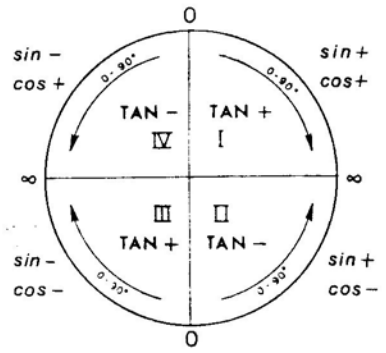


Abb. 103. Die Beziehungen der Vorzeichen von tan, sin und cos in einem Winkelbereich von 360°. Aus R. LINDHOLM (1979, Abb. 1).

Besitzt man einen (Taschen-)Rechner, bei dem die Umwandlung von rechtwinkeligen in polare Koordinaten fix verdrahtet ist, gelangt man nach Eingabe von V und W automatisch zum richtigen Ergebnis. Sollte dieses einmal negativ sein, muß man noch 360° addieren.

11.3. Biopolare Marken

Etwas komplizierter sind die Verhältnisse bei bipolaren Marken. Da sie aus jeweils zwei äquivalenten, um 180° gedrehten Richtungen bestehen, ergeben sich zwei gegenüberliegende Häufungen auf dem Kreis. Rechnet man nun mit einem gewöhnlichen Vektorsummationsprogramm (θ-System), beeinflussen sich die beiden Richtungen dergestalt, daß ein Mittelwert gesucht wird, der von beiden gleich weit entfernt ist. Die Mittelwertbildung führt also zu einem Ergebnis, das normal auf die ausgezeichnete bipolare Richtung steht und somit um 90° oder 270° falsch ist.

Dem kann durch die Methode der "Radius-Vektor Summation" nach W. KRUMBEIN (1939, S. 686 ff.) abgeholfen werden. Es wird dabei das θ-System in ein $\theta + (\theta+180°)$ System übergeführt, d.h. man erhält eine unsymmetrische periodische Verteilung.

In der Praxis bedeutet das, da zwischen den um 180° unterschiedlichen Richtungen kein Unterschied gemacht wird, daß man einfach den gemessenen Winkel θ_i verdoppeln muß. Hernach können die Berechnungen analog Gleichung (12) durchgeführt werden.

$$\bar{\theta} = 1/2 \arctan \frac{\sum_{i=1}^{n} \sin 2\theta_i}{\sum_{i=1}^{n} \cos 2\theta_i} \qquad (12)$$

Wiederum muß das richtige Quadrat nach den Vorzeichen gefunden werden. Es gilt:

a) wenn sin "+" und cos "+" : $\theta = (0+2\theta)/2$
b) wenn sin "+" und cos "-" : $\theta = (180-|2\theta|)/2$
c) wenn sin "-" und cos "-" : $\theta = (180+2\theta)/2$
d) wenn sin "-" und cos "+" : $\theta = (360-|2\theta|)/2$

Für den Fall der Verwendung eines Taschenrechners muß nach der Ausgabe der Polarkoordinaten noch durch zwei dividiert werden. Sollte in beiden Fällen der Wert negativ sein, zählt man noch 180° oder 360° dazu.

Für die Verwendung der Radius-Vektor Summation gilt eine Einschränkung. Die Daten dürfen nicht ausschließlich aus aufeinander im rechten Winkel stehenden Werten (z. B. 180, 270 oder 340, 70, 160, 250) zusammengesetzt sein, da es hierfür keine eindeutige Lösung gibt.

11.4. Analyse der Azimute

Magnitude

Ähnlich wie bei der Bestimmung des Mittelwertes einer Kreisverteilung können auch die übrigen Verteilungsparameter nicht aus einer Analyse der Momente (s. W. KRUMBEIN, 1939, S. 690 ff.) gewonnen werden, wie wir es aus dem linearen Bereich gewöhnt sind.

Da wir den Ursprung und das Ende der Verteilung am Kreis nicht kennen, andererseits aber den Grad der Häufung um den Vektormean oder die Streuung wissen möchten, müssen wir eine Berechnung der Dispersion (vgl. F. CHAYES, 1954, S. 568 ff.) finden, die vom Ursprung unabhängig ist (vgl. Z. JIZBA, 1953).

Unipolare Marken

Dazu setzen wir in folgenden Formeln ein:

$$R = \sqrt{(V^2 + W^2)} \text{ und } L = (R/n)\ 100 \qquad (13)$$

V und W besitzen dieselben Werte wie in Gleichung (10)
R stellt die Magnitude oder Länge des mittleren Vektors und
L seine Magnitude in Prozent im Verhältnis zum Einheitsvektor dar.

Die Magnitude ist ein Maß für die Konzentration der Azimute: je größer sie ist, umso enger gruppieren sich die gemessenen Richtungen um den Mittelwert. Mit anderen Worten, ist sie sehr gering oder macht sie sogar Null aus, ist die Verteilung rein zufällig; erreicht sie hingegen 100 %, liegt eine "perfekte" Orientierung vor.

Das Verhältnis R/n = r wird von P. REICHE (1938, S. 913) als Konsistenzgrad bezeichnet.

Bipolare Marken

Die Berechnung der Magnitude im 2θ-System orientiert sich an der Formel für die einfachen Azimute (s. 13). Es gilt:

$$R = \sqrt{(\hat{W}^2 + \hat{V}^2)} \text{ und } L = (R/n)\ 100\ , \qquad (14)$$

wobei $\hat{W} = \sum_{i=1}^{n} \sin 2\theta_i$ und $\hat{V} = \sum_{i=1}^{n} \cos 2\theta_i$ ist.

Signifikanz und Konfidenzintervall

Die im folgenden angeführten Überlegungen und Tests sind sowohl auf unipolare wie auf bipolare Marken anwendbar.

Ehe die Mittelwerte (Vektormeans) zur Interpreation von Strömungsrichtungen und regionalen Verteilungsmustern herangezogen werden können, muß ihre Zuverlässigkeit bezüglich einer zentralen Tendenz, muß ihr Hervortreten aus einer rein zufälligen Verteilung bzw. ihr Abweichen von einer uniformen Verteilung geprüft werden.

Es sei hier am Rande erwähnt, daß es nach J. PINCUS (1953) besser ist, den Ausdruck "uniforme" statt "zufällige" Verteilung zu verwenden. Eine uniforme Kreisverteilung besitzt in jedem der gleichgroßen Winkelabschnitte die gleiche Vorkommenshäufigkeit. Eine Zufallsverteilung ist hingegen nur dann eine uniforme, wenn sie eine unendliche Population besitzt.

Die Signifikanztests müssen aber speziell für die Kreisverteilung adaptiert werden.

Für die Daten aus den Greifensteiner Schichten scheint der RAYLEIGH-Test, in seiner modifizierten Form nach D. DURAND & J. GREENWOOD (1958, Abb. 1) am

besten geeignet. Einerseits benötigt man dabei nur jene Parameter, die wir schon berechnet haben, nämlich die Größe der Magnitude in Prozent (L) und die Zahl der Beobachtungen, andererseits ist er auch auf kleine sample-Umfänge, wie sie ja leider in den schlecht aufgeschlossenen Gebieten oft auftreten, anwendbar.

Die einfachste Anwendungsmöglichkeit des RAYLEIGH-Testes (vgl. L. RAYLEIGH, 1894, S. 41) besteht darin, den Ausdruck $2R^2/n$ mit einer χ^2-Tafel für zwei Freiheitsgrade und den Signifikanzbereich von 95 % zu vergleichen.

Der 0.05 significance level wird übrigens für alle weiteren Untersuchungen verwendet.

R, und daraus hervorgehend L (vgl. 13 und 14), kann aber auch graphisch für einen Signifikanzbereich verglichen werden.

Für eine größere Zahl von Beobachtungen gibt es dafür eine Abbildung bei J. CURRAY (1956, Abb. 4), die in Abb. 105 wiedergegeben ist und in der die Parameter n und L (in %) einzusetzen sind.

Für kleinere samples bis $n \geq 6$ kann der Test mit R^2/n vorgenommen werden. Abb. 104 ist der Arbeit von D. DURAND & A. GREENWOOD (1958, Abb. 1 top) entnommen.

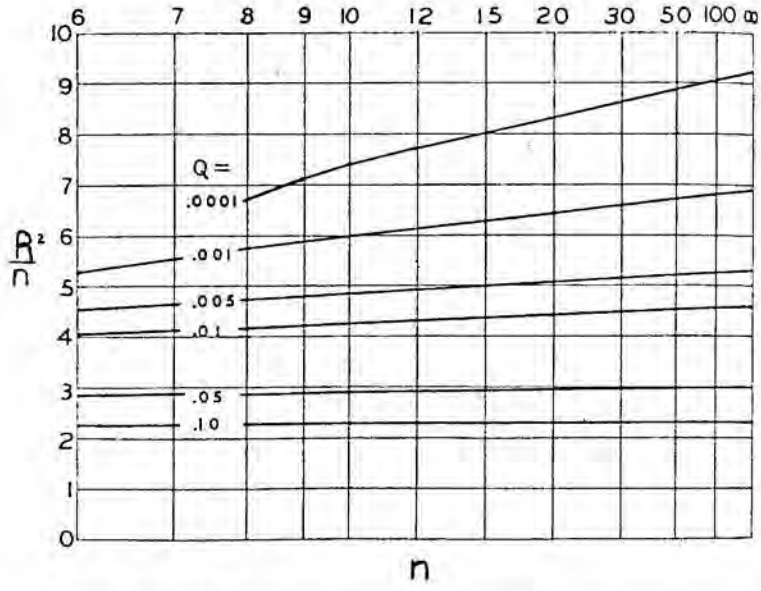


Abb. 104: Significance levels (Q) für R^2/n bei einer bestimmten Zahl von Beobachtungen. Nach D. DURAND & A. GREENWOOD (1958, Abb. 1 top).

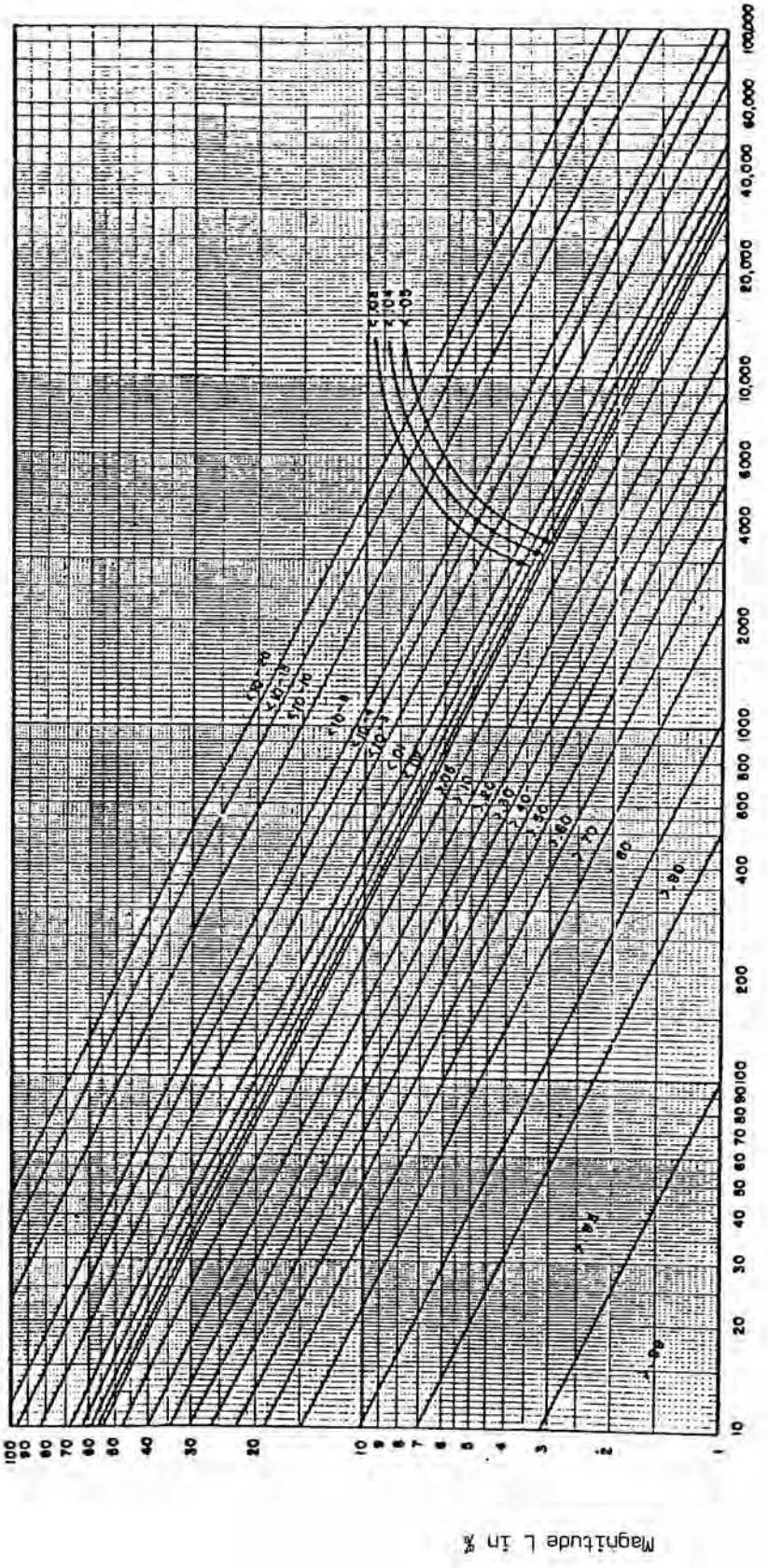


Abb. 105: Graphische Ermittlung der Signifikanz mit den Parametern n und L in %. Aus J. CURRAY (1956, Abb. 4).

Stets gilt folgende Nullhypothese H_o gegen die Alternative H_a:

H_o: die θ_i sind uniform in einem Intervall von 0 bis 360° verteilt.

H_a: die θ_i sind nicht uniform in einem Intervall von 0 bis 360° verteilt.

Übersteigt der aus R berechnete Parameter R^2/n bzw. L die Signifikanzgrenze, d. h. kommt der graphisch ermittelte Punkt über die 0.05-Linie zu liegen, dann kann die Nullhypothese verworfen werden. Die Daten weisen dann in eine ausgezeichnete Richtung.

Bei der Präsentation der Daten im Unterkapitel "Auswertung der Strömungsrichtungen" wird der Wert des Grenzbereiches angegeben, damit man sich ein Bild machen kann, ob der errechnete Wert ihn stark unter- oder überschreitet oder ihm nahekommt.

Zur Verdeutlichung seien zwei Beispiele angeführt:

a) die Verteilung aller unipolaren Marken, die in Greifensteiner Schichten gemessen wurden (s. auch Abb. 110).
Es wurden 132 Marken gemessen und R beträgt 47,52. Da L = (R/n)100, beträgt L 36 %. Der Grenzwert aus Abb. 105 für n = 132 und L (%) = 36 macht für $Q_{0.05}$ (Signifikanzbereich) etwa 15 % aus. Es ist somit L > Q und das bedeutet, daß eine b e v o r z u g t e Orientierung gegeben ist.

b) die Verteilung aller bipolaren Marken, die in Greifensteiner Schichten gemessen wurden (s. Abb. 111).
Es standen 171 Marken zur Verfügung und R ist 17,27. Für L errechnen sich somit 10,1 %. Diese liegen aber knapp unter dem Signifikanzbereich $Q_{0.05}$ mit 13 %. Die Gesamtheit der gemessenen bipolaren Marken divergiert daher stark und läßt k e i n e bestimmte Richtung erkennen.

Es gibt noch eine Reihe anderer Signifikanztests, von denen noch der Test von J. TUKEY (1954), der F-ratio-Test von J. GRIFFITHS & M. ROSENFELD (1953, S. 210-214) und der V'-Test von D. DURAND & J. GREENWOOD (1958, 231ff.) zu erwähnen wären. Diese Tests sind aber nur mit etwas größerem Rechenaufwand durchzuführen, da sie entweder eine Gruppierung in Klassenintervalle (grouped data) oder die Berechnung der Varianz oder Standardabweichung voraussetzen. Daß letztere mit der Magnitude (L) nonlinear, negativ korreliert, haben J. CURRAY (1956, Abb. 3) und P. FRANKS et al. (1959, Abb. 2) gezeigt.

Wenn die Nullhypothese verworfen werden kann und der Vektormean mit bestimmter Aussagekraft belegt ist, ist zwar sichergestellt, daß die Daten von einer uniformen Verteilung abweichen, es steht aber nicht fest, welcher Verteilung sie gehorchen.

In der Praxis hat sich herausgestellt, daß sie dann meist eine Kreisnormalverteilung oder VON MISES-Verteilung der Form

$$y = \frac{1}{2\pi I_o(\kappa)} e^{\{\kappa \cos(\theta - \bar{\theta})\}} \qquad (15)$$

darstellen (vgl. E. GUMBEL et al., 1953). Es ist κ der Konzentrationsparameter, der größer Null sein muß und aus dem Wert $r = \frac{R}{n}$ nach einem Graph von K. MARDIA (1972, Anhang 2.2) abgeschätzt werden kann (s. Abb. 106). $I_o(\kappa)$ stellt eine Besselfunktion erster Ordnung dar, deren Werte in A. GRAY & G. B. MATTHEWS (1922, Taf. VII) tabuliert sind. θ repräsentiert einen zufälligen Meßwert und $\bar{\theta}$ den Vektormean.

Bei Vorliegen einer solchen Verteilung errechnet sich die Standardabweichung leicht aus der Vektormagnitude gemäß der Formel $s = \sqrt{\{2(1-\frac{R}{n})\}}$. Nach der Umwandlung vom Bogenmaß in Altgrad entspricht dieser Wert gleichzeitig dem halben Winkel des Konfidenzintervalls, welches von $(\bar{\theta} - s)$ bis $(\bar{\theta} + s)$ reicht.

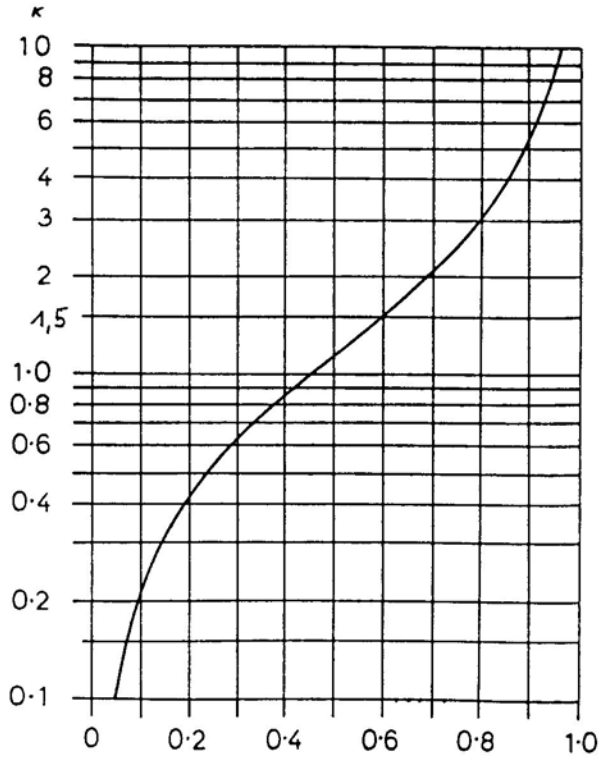


Abb. 106: Diagramm zur graphischen Bestimmung des Konzentrationsparameters K aus dem Konsistenzgrad r für VON MISES-Verteilungen.
Aus R. TILL (1974, Abb. 3.17).

Graphische Darstellung

Besonders bei einer größeren Zahl von Messungen empfiehlt es sich, zuerst eine graphische Untersuchung vorzunehmen. Es ist nämlich oftmals eine polymodale Verteilung nicht auszuschließen. Sie kann aber nur durch die graphische Darstellung erkannt werden.

Auch in Fällen, in denen die errechnete Magnitude klein ist, besteht der Verdacht auf eine polymodale Verteilung und es ist dann zielführender, diesen Weg zu beschreiten.

Üblicherweise werden im unipolaren Fall Klassenintervalle von 30 oder 40° gewählt, während man im bipolaren Fall solche von 10 bis 20° bevorzugt (s. P. POTTER & F. PETTIJOHN 1977, S. 375). In speziellen Fällen wie bei der Feststellung von Imbrikationswinkeln (vgl. Unterkapitel "Kornorientierungsuntersuchungen") erweist sich die Unterteilung in noch kleinere Winkelintervalle als nützlich.

11.5. Kornorientierung im Schliff

Eine Kornorientierungsuntersuchung empfiehlt sich einerseits dort, wo an den Sandsteinbänken keine Strömungsmarken auftreten, um auf diese Weise einen Anhaltspunkt auf die Strömungsrichtung zu gewinnen. Andererseits ist sie auch dort von Wichtigkeit, wo schon eine Strömungsrichtung aus Unterflächenmarken bekannt ist, um die Beziehungen zwischen beiden Orientierungen zu klären und eventuell Strömungsmechanismen daraus abzuleiten.

a) Schnitte parallel zum sedimentären s

An Schliffen parallel zur sedimentären Schichtung wurden die Längsachsen jener Körner gezählt, deren Länge/Breite-Verhältnis etwa dem Verhältnis 2 : 1 entsprach.

Zur Auszählung eigneten sich hauptsächlich Quarzkörner und in untergeordnetem Maße auch Feldspatkomponenten der Sandsteine.

Der Schliff wurde so auf dem Drehtisch des Mikroskops orientiert, daß die Fallrichtung der 180°-Marke entsprach. Hierauf wurden nur Meßwerte des Winkelbereiches zwischen 90 und 270° notiert, da es sich bei Kornorientierungen um bipolare Werte handelt, und diese in 9 Klassen eingeordnet. Über die Differenz der Klasse mit der höchsten Häufigkeit (mode) zur 180°-Richtung gelangt man zur wahren Kornorientierung in der Natur (vgl. Abb. 107).

Im übrigen gilt das für die bipolaren Marken Gesagte: Da die Kornorientierung parallel zum sedimentären s oft polymodale Verteilungen aufweist (s. Abb. 107), ist eine graphische Untersuchung vor einer numerischen Abhandlung unerläßlich. Dabei hat es sich als vorteilhaft erwiesen, eine simple empirische Bewertung nach dem Schema "gut, mäßig und schlecht orientiert" vorzunehmen (vgl. Abb. 113).

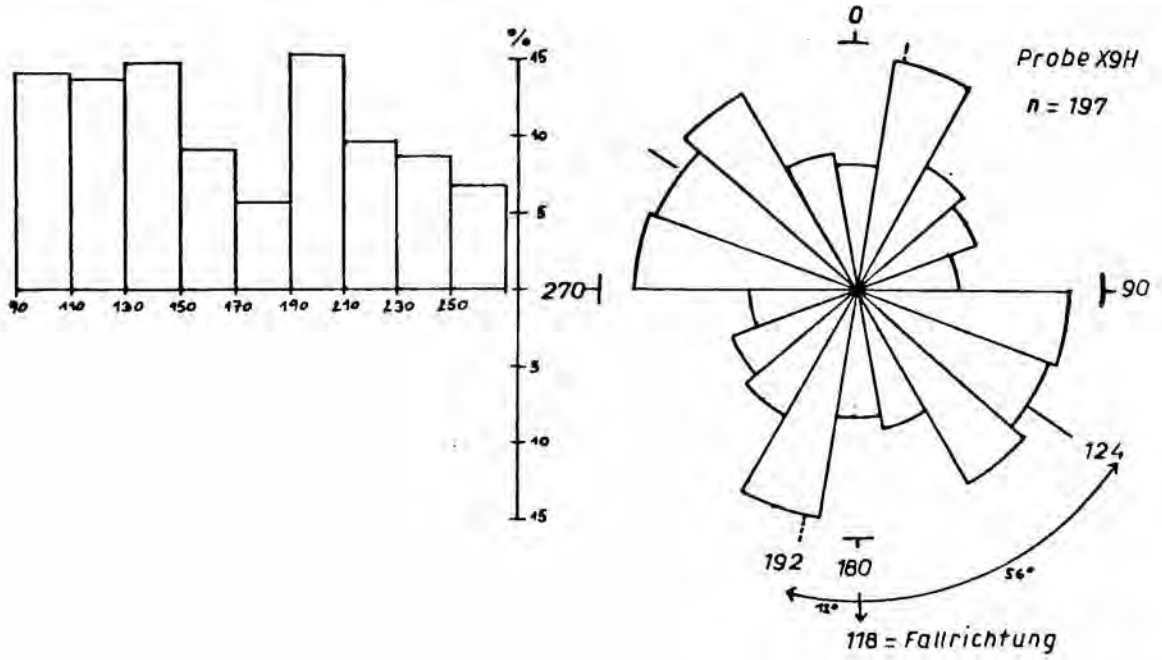


Abb. 107: Histogramm und Verteilungsrose der Azimute einer Kornorientierungs-Untersuchung aus massigen, ungradierten Sandsteinen der Greifensteiner Schichten (Steinbruch Burg Greifenstein). Das Klassenintervall wurde mit 20° gewählt. Aus der Verteilungsrose ergeben sich zwei "gut orientierte" Richtungen: eine mit 130-310° (118+12°), die der mittleren Strömungsrichtung der Greifensteiner Schichten (307→127°, vgl. Abb. 110) sehr nahe kommt und eine zweite Richtung mit 062-242° (118-56°), die auf die erste etwa normal steht (vgl. A. BOUMA, 1962, S. 84-87).

Demnach sind als "gut orientiert" auch jene Verteilungen anzusehen, die zwar mehrere Einregelungsrichtungen erkennen lassen, deren jede aber deutlich hervortritt.

Nur wenn es sich um eine unimodale Verteilung handelt, können die Daten auch ins 2 θ-System transferiert und der Vektormean nach Formel (12) rechnerisch ermittelt werden. Er sollte in der Nähe des graphisch bestimmten Mittelwertes zu liegen kommen. In diesem Fall kann man auch die Magnitude R bzw. den Konzentrationsparameter κ berechnen.

Es wurde getrachtet, die Schliffe möglichst aus dem Liegendsten der Sandsteinbänke, in unmittelbarer Nähe etwaiger Unterflächenmarken, zu gewinnen, um die in Tab. 26 dargestellten Vergleich ziehen zu können.

Innerhalb der "klassischen" Turbidite wurden nur die Bouma-Abschnitte Ta (Lithofazies 3a) oder Tb (Lithofazies 3b) beprobt, da aus dem darauffolgenden Abschnitt Tc mit Rippelschichtung und convolute bedding aufgrund der Entstehungsmechanismen keine brauchbaren Ergebnisse zu erwarten waren.

b) Schnitte normal auf das sedimentäre s

Da es neben der horizontalen Orientierung der Körner auch zu einer dachziegelartigen Lagerung (Imbrikation) gegen die Strömungsrichtung kommen kann (vgl. I. DAVIES & R. WALKER, 1974, und R. WALKER, 1975, 1977), wurden diese Untersuchungen nach der Methode von W. ENGEL (1974, S. 23) durchgeführt. An orientierten Proben werden senkrecht zur Schichtung jeweils zwei Schliffe, einer in der Streichrichtung und einer in der Fallrichtung, angefertigt. In ihnen wird an möglichst vielen länglichen Komponenten der Mittelwert des Einfallens gegen die Horizontale bestimmt. Abb. 108 zeigt die Verteilungsrosen zweier solcher um 90° unterschiedlicher Schliffe.

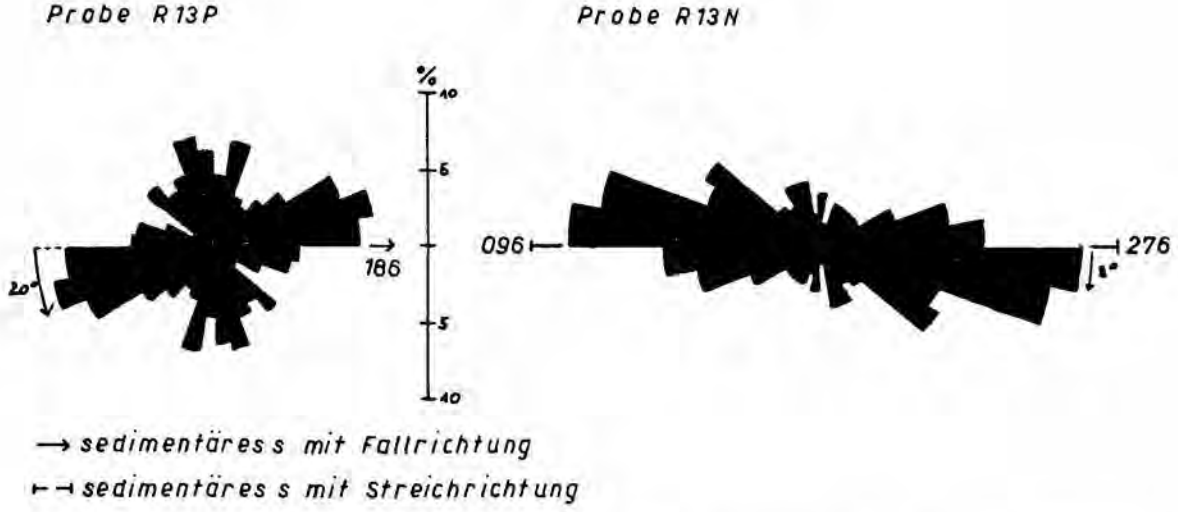


Abb. 108: Verteilungsrosen zur Kornorientierung zweier 90°-Schnitte in "klassischen" Turbiditen (Bouma-Abschnitt Ta) der Greifensteiner Schichten, Steinbruch Reisstal. Klassenintervall: 10°.
Der graphisch ermittelte Imbrikationswinkel beträgt im Schliff in der Streichrichtung 28° und im Schliff in der Fallrichtung 20°.

Die graphisch ermittelten Werte für jedes Diagramm (in Abb. 108 006/20 und 276/08) werden als Lineare im SCHMIDTschen Netz auf den dazugehörigen Flächenspuren aufgetragen. Verbindet man hierauf die beiden Punkte durch einen Großkreis, erhält man die Spur der Imbrikationsebene. Man korrigiert noch um das Einfallen der sedimentären Schichtung bzw. etwaige Faltenachsen und kann dann aus dem Einfallen der Imbrikationsebene auf die Strömungsrichtung rückschließen, unter der Annahme, daß sich die Komponenten entgegen der Strömung einrichten.

Es wäre nicht sinnvoll, die Diagramme der Normalschnitte mit einem der herkömmlichen statistischen Tests auf ihre Signifikanz untersuchen zu wollen. I. COBURN (1968, S. 156) hat daher eine andere Methode vorgeschlagen. Dabei wird das Verhältnis der Längsachsen einer Imbrikationsrichtung zu den Längsachsen der entgegengesetzten Richtung berechnet.

Als signifikant wird ein Verhältnis 2 : 1 oder größer erachtet.

In Abb. 108 ist danach die Probe R 13P (Verhältnis 1,6 : 1) nicht signifikant, R 13N (Verhältnis 7 : 1) hingegen signifikant.

11.6. Auswertung der Strömungsmarken

Die Mehrzahl der Strömungsrichtungen wurde aus unipolaren Marken, den flute casts, abgeleitet. In den "klassischen" Turbiditen sind sie eher klein und flach ausgebildet (vgl. Abb. 109). Sie weisen hier im Durchschnitt eine Länge von 5 cm, eine Breite von 3 cm und eine Tiefe von 1 cm auf, während sie an der Basis der massigen Sandsteine eine Länge bis zu 20 cm, eine Breite bis zu 10 cm und eine Tiefe bis zu 4 cm erreichen. Letztere Ausbildung deutet auf ein höherenergetisches Fließregime hin, wie es bei proximalen Turbiditen anzutreffen ist.

In den Greifensteiner Schichten handelt es sich meist um einfache, konische Typen (vgl. H. RÜCKLIN, 1938).

Was ihre Verteilung auf den Bankunterseiten betrifft, konnten mit wenigen Ausnahmen nur einzelne, voneinander getrennte Marken beobachtet werden. Traten die Strömungsmarken in Verbindung mit anderen Marken, z. B. Schleifmarken, auf, mußten diese nicht unbedingt in der gleichen Richtung orientiert sein (vgl. S. DZULINSKI & E. WALTON, 1965, S. 46).

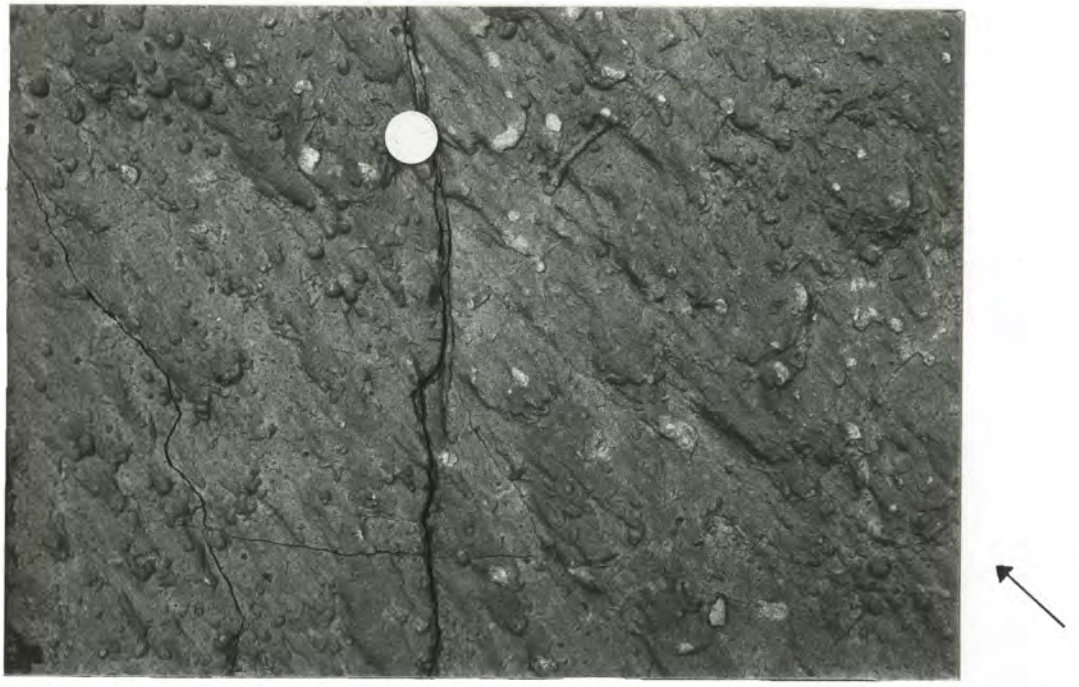


Abb. 109: Kleine flute casts aus dem Schleifsteinbruch. Pfeil zeigt Strömungsrichtung an.

J. ALLEN (1971) hat sich experimentell mit flute casts beschäftigt. Nach seiner Darstellung werden die Marken syngenetisch mit der Sedimentation der Sandsteinbänke gebildet. Sie gestatten damit eine direkte Interpretation der abgelesenen Richtung als Transport- bzw. Strömungsrichtung.

Oftmals sind die flute casts allerdings durch load casts überprägt, sodaß keine Orientierung mehr gegeben ist.

In die Gruppe der unipolaren Richtungsanzeiger wurden auch die Schrägschichtungen eingereiht.

Abb. 110 zeigt ein Häufigkeitsdiagramm der in den Greifensteiner Schichten gemessenen 132 unipolaren Strömungsrichtungen.

In der geologischen Darstellung ist es üblich, im Diagramm jene Klassenintervalle anzuführen, in die die Strömungsrichtung weist, im Gegensatz etwa zur Meteorologie, in der z. B. der Wind durch jene Richtung charakterisiert wird, aus der er kommt (s. P. POTTER & F. PETTIJOHN 1977, S. 375).

Wie aus Abb. 110 ersichtlich ist, kommt die überwiegende Mehrzahl der Richtungen aus einem NW-Sektor. Die Masse der Strömungsrichtungen weist also nach SE. Die errechnete mittlere Strömungsrichtung beträgt 307→127°. Das bedeutet, daß die gemittelte Strömungsrichtung fast senkrecht auf das

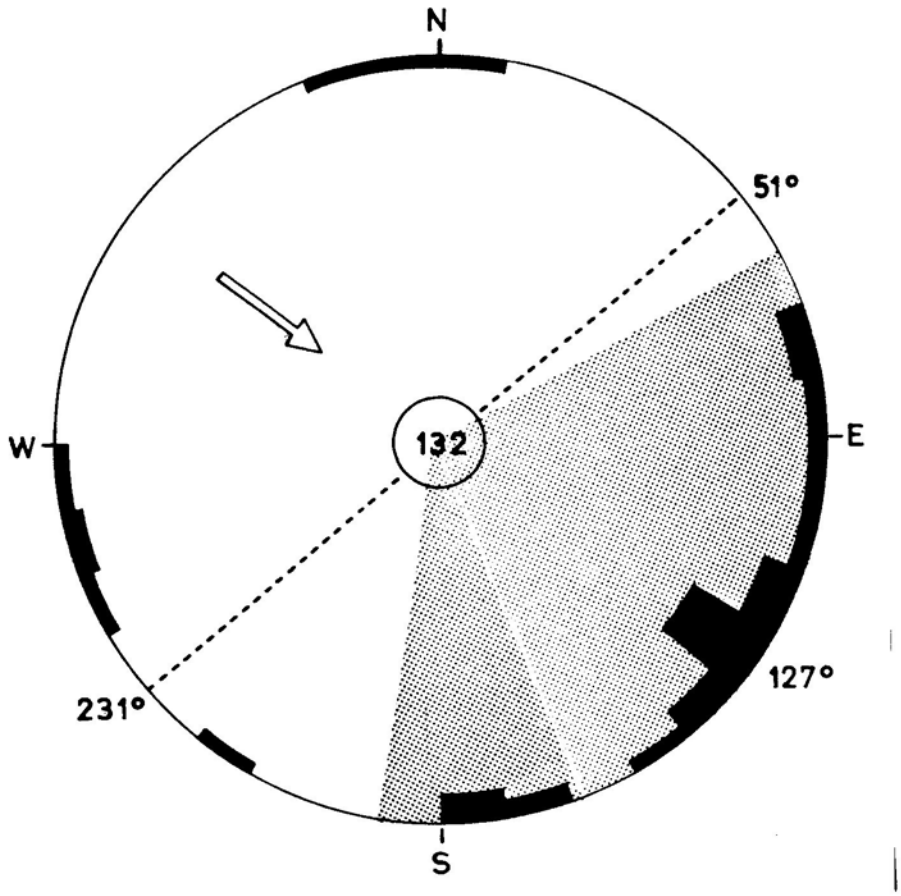


Abb. 110: Häufigkeitsdiagramm der 132 in den Greifensteiner Schichten gemessenen unipolaren Strömungsrichtungen. Der Radius entspricht 100 %, jeder Sektor 10°. Der Pfeil gibt die mittlere Strömungsrichtung (vektor mean) an.
strichliert: regionales Streichen der Greifensteiner Schichten.
punktiert: Konfidenz intervall

regionale Streichen der Greifensteiner Schichten (231-051°) steht.

81 % der Messungen kommen in dem Konfidenzintervall zwischen 62 und 192° zu liegen. Hierin sind Messungen aus allen Lithofazies der Greifensteiner Schichten enthalten. Eine untergeordnete Häufung ergibt sich für den WSW-Sektor: Diese Daten stammen ausnahmslos aus dem im Westen des Untersuchungsgebietes gelegenen Steinbruch Potzenstein. Aber auch diese Strömungsrichtungen folgen dem regionalen Streichen nicht, wie das sonst in der ostalpinen Flyschzone häufig zu beobachten ist.

Einige wenige Daten zeigen eine N-Richtung: Bei diesen Daten handelt es sich überwiegend um Schrägschichtungen, bei denen größere Abweichungen erwartet werden können (z.B. Anlagerungsgefüge in mäandrierenden Rinnen).

Es kann also in den Greifensteiner Schichten keine "trogparallele" Strömung festgestellt werden.

Die Verteilung in Abb. 110 weicht signifikant von einer uniformen ab. Die kennzeichnenden Parameter sind in Tab. 24 wiedergegeben.

Tab. 24: Parameter der Verteilung der unipolaren Strömungsrichtungen in Greifensteiner Schichten (vgl. Abb. 110).

Zahl der Messungen	n = 132	Konsistenzgrad	r = 0,36
Richtung Vektor mean	θ = 126,97°	Magnitude in %	L = 35,9
Länge Vektor mean	R = 47,52	Standardabweichung	s = 64,82
Significance level, für gegebenes L und n, $Q_{(.05)}$ = 14,9			
Abweichung von uniformer Verteilung = signifikant			

Anders verhält es sich mit den bipolaren Daten:

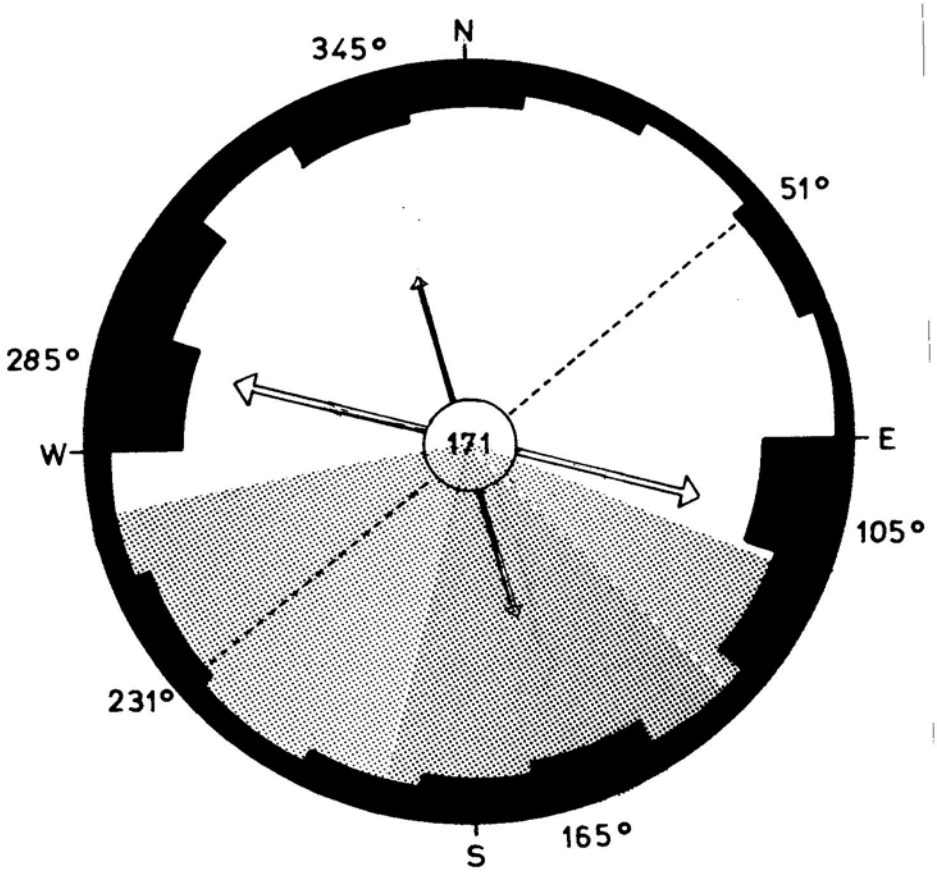


Abb. 111: Häufigkeitsdiagramm der 171 in den Greifensteiner Schichten gemessenen bipolaren Strömungsrichtungen. Der Radius entspricht 100 %, jeder Sektor 20°.
Strichliert: Regionales Streichen der Greifensteiner Schichten; punktiert: Konfidenzintervall.
Aus der graphischen Darstellung kann man eine Hauptrichtung bei ca. 105-285° (großer Pfeil) und eine Nebenrichtung bei ca. 165-345° (kleiner Pfeil) ablesen. Rechnerisch ergibt sich hingegen bei dieser nicht signifikant von einer uniformen Verteilung differierenden Verteilung (vgl. Tab. 25) ein Mittelwert bei 120,7°.

Für die Messung der bipolaren Strömungsmarken wurden hauptsächlich Schleifmarken (drag casts und tool marks) sowie in untergeordnetem Maß Rinnen- und Rillenmarken herangezogen.

Die Verteilung aller in den Greifensteiner Schichten gemessenen bipolaren Marken weicht allerdings nicht signifikant von einer uniformen Verteilung ab (s. Tab. 25). Dennoch paßt der errechnete Vektormean mit 121-301° gut in das von den unipolaren Marken gewonnene Bild. Daß beide Mittelwerte derselben Verteilung angehören, läßt sich durch den Student-t-Test veranschaulichen (vgl. W. DIXON & F. MASSEY, 1957, S. 123 f.). Für den Vergleich zweier $\bar{\theta}$-Werte mit $n_1 = n_2$ bildet man

$$\hat{s}^2 = \frac{n_1 s_1^{\,2} + n_2 s_2^{\,2}}{n_1 + n_2 - 2} \quad \text{und} \quad t = \frac{|\bar{\theta}_1 - \bar{\theta}_2|}{\hat{s}} \sqrt{\frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2}}\,, \qquad (16)$$

wobei n die Anzahl der Messungen, $\bar{\theta}$ den Vektor mean und s die Standardabweichung darstellt. Die Zahl der Freiheitsgrade $\nu = n_1 + n_2 - 2$.

Setzt man nun zum Vergleich der unipolaren mit den bipolaren Marken in diesen Formeln ein, erhält man $\hat{s}^2 = 4916{,}64$ bzw. $\hat{s} = 70{,}12$ und $t = 1{,}08$. Da der Tafelwert $t_{95\,\%}$ (für $\nu = 301$) 1,97 beträgt, übersteigt ihn der gebildete t-Wert nicht signifikant, d. h. die Mittelwerte gehören derselben Verteilung an, was wiederum heißt, daß die bipolaren Marken unter denselben Strömungsbedingungen wie die unipolaren Marken entstanden sind.

Der t-Test ist auch dann noch sehr zuverlässig, wenn die Populationen - wie in unserem Fall - etwas von der Normalverteilung abweichen (vgl. D. MARSAL, 1967, S. 64).

Tab. 25: Maßzahlen der Verteilung der bipolaren Strömungsrichtungen in Greifensteiner Schichten (Symbole wie in Abb. 24).

n = 171	L = 10,1
$\bar{\theta}$ = 120,71°	Q = 13
R = 17,27	s = 73,56
r = 0,101	Abweichung = nicht signifikant

Ordnet man die bipolaren Marken nach den Aufschlüssen (Tab. 26) an oder schlüsselt man sie nach den aufgestellten Lithofazies auf (s. Tab. 27), ergeben sich teilweise signifikante Richtungsorientierungen auch für bipolare Marken.

Zug	Nr.	Aufschluß	F	N	unipolar θ̄	n	R	L %	Q	R^2/n	Q	s		bipolar θ̄	n	R	L %	Q	R^2/n	Q	s	
nördlicher	6	Strombauamt	130,4	12	82,3	6	5,99	99,8		5,97	2,8	3,9	S	119,5	7	4,41	63,07		2,8	2,8	49,24	S
	7	Greifenstein	132,0	8										126,4	10	5,69	56,91	54			53,19	S
	8	Burg Greifenst.	119,3	31	125,2	69	37,95	55,0	20,1			54,4	S	118,0	36	11,77	32,7	28,5			66,47	S
mittlerer	9	Klosterbruch	46,0	6										72,6	4	3,46	86,6		3,0	2,8	29,66	S
	10	Schleifsteinbr.	162,5	16	165,0	5	3,42	68,3		2,33	2,8	45,6	NS	114,3	10	3,53	35,27		1,2	2,9	65,19	NS
	11	Reisstal	183,3	12	90,1	5	5,0	99,9		5,0	2,8	2,0	S	195,1	23	3,08	13,4	36			75,4	NS
	12	Hagenbachklamm	152,4	32	114,7	12	5,92	49,3	49			57,7	S	57,8	38	8,74	23,0	27,5			71,1	NS
südlicher	15	Höbersbach	145,0	18	164,0	4	2,19	54,7		1,2	2,8	54,5	NS	145,8	35	10,64	30,4	29			67,6	S
	17	Troppberg	122,3	4	138,1	7	6,27	89,8		5,64	2,9	25,9	S									
	18	Türlitzgrub	170,5	4										164,0	+)							
	20	Potzenstein	147,5	5	221,7	18	10,65	59,2	40			51,8	S									

Tab. 26: Strömungsrichtungen in den Aufschlüssen der Greifensteiner Schichten.
F = Fallrichtung der sedimentären Schichtung, N = Zahl der Messungen der sedimentären Schichtung, S = signifikante Abweichung von einer uniformen Verteilung, NS = nicht signifikante Abweichung von einer uniformen Verteilung, +) = zu geringe Anzahl von Messungen. Alle anderen Symbole wie Tab. 24.
Die Bestimmung des significance levels erfolgt für kleine n nach Abb. 104, für große n nach Abb. 105.

	unipolar									bipolar								
	$\bar{\theta}$	n	R	L%	Q	R^2/n	Q	s		$\bar{\theta}$	n	R	L%	Q	R^2/n	Q	s	
Fazies 1	96,0	+)								109,7	13	11,96	92,0	47			22,9	S
Fazies 2a	123,8	78	26,8	34,4	19,4			65,6	S	91,0	84	24,78	29,5	18			68,0	S
Fazies 2b	155,5	5	4,9	98,7		4,87	2,8	9,5	S	48,0	21	3,15	15,0	38			74,7	NS
Fazies 2c	135,1	15	6,0	39,8	41			62,9	NS	77,0	6	5,6			5,23	2,8	20,8	S
Fazies 3a	132,4	16	14,7	92,0	43			22,9	S	128,2	29	15,08	52,0	31			81,0	S
Fazies 3b	113,6	12	4,8	40,2	52			62,7	NS	169,6	15	7,16	47,7	44			58,6	S

Tab. 27: Strömungsrichtungen in den Greifensteiner Schichten, nach Lithofazies geordnet. Symbole wie in Tab. 24 und 26.

In die graphische Darstellung der Abb. 112 sind nur jene Richtungen miteinbezogen, die signifikant von einer uniformen Verteilung abweichen.

Generell zeigt sich, daß die homogeneren Datenfelder in den höherenergetischen Strömungsregimes liegen. Darunter verstehe ich die Lithofazies 1, 2a und 3a (vgl. Kapitel "Die lithofaziellen Typen"), die nach Tab. 27 bei beiden Markentypen stets signifikante Orientierung aufweisen.

Das könnte darauf hindeuten, daß sehr dichte Trübeströme konstantere Strömungsbedingungen besitzen und eine Richtung beibehalten.

In den übrigen Lithofazies kann es mit nachlassender Strömungskraft zu einem breit gefächerten Spektrum an Strömungsrichtungen kommen.

Dennoch persistiert oft eine Richtung auch durch mehrere Sedimentationszyklen erstaunlich gut. Das soll Abb. 112 illustrieren, die eine vertikale Abfolge mehrerer Bänke mit Strömungsmarken darstellt. Es wurde auch nicht signifikante Orientierung von Unterflächenmarken (z. B. jene Bänke, die nur einen Meßwert aufweisen) miteinbezogen. Die uni- wie die bipolaren Marken liegen ziemlich geschlossen um einen Mittelwert von ungefähr 120°, was auch aus der Streuung aller gemessener Daten pro Bank, die einen Konfidenzwinkel von etwa 20° nicht überschreitet, hervorgeht.

Auch 2 bis 3 cm große Hornsteinklasten der Konglomeratfazies (Bank 161) passen gut in dieses Bild. Aufgrund ihrer individuellen Bewegungsfreiheit während des Sedimentationsvorganges hatten sie eine bevorzugte Richtung eingenommen. Sie lagen mit der Flachseite in der sedimentären Schichtung (keine Imbrikation), während ihre Längsachse deutlich strömungsparallel (Vektor mean 302-122°) orientiert war.

Innerhalb der "klassischen" Turbidite kann man an einunderselben Bank auch öfters divergierende Markenrichtungen registrieren. In Abb. 112 ist es Bank 30, die zwei verschiedene Orientierungen unipolarer Marken mit etwa 45° Unterschied aufweist. S. DZULYNSKI & F. SIMPSON (1966, S. 200) erklären das damit, daß es während eines kurzen Zeitintervalles zwischen der für die Ausbildung der Unterflächenmarken wichtigen Erosion und ihrer Verfüllung zur Anlage einer zweiten Richtungsgeneration mit einer bestimmten Richtungsabweichung von der ersten kommen kann.

Ganz allgemein könnte man aus Abb. 112 einen leichten Trend der Verlagerung der Strömungsrichtung, die auch gut mit der Fallrichtung der Gesteine übereinstimmt, gegen den Uhrzeigersinn von Liegend gegen Hangend ableiten.

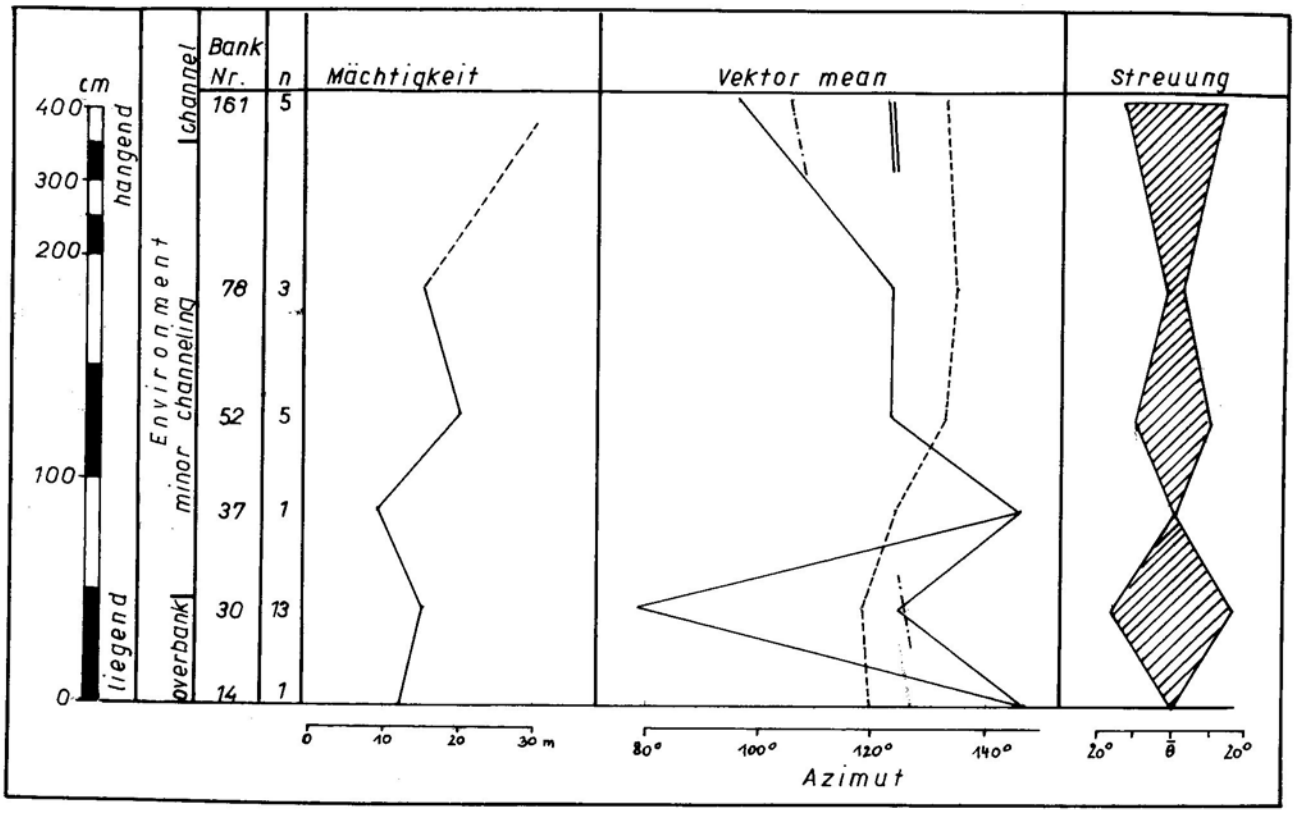


Abb. 112: Das Verhalten von Strömungsrichtungsanzeigern in verschiedenen Bänken unterschiedlicher Sedimentationszyklen in einem vertikalen Profil des Aufschlusses Burg Greifenstein.
n = Summe der gemessenen Strömungsmarken
--- Streichrichtung des ss
—— unipolare Marken
-·-· bipolare Marken
═══ Hornsteinklasten

11.7. Auswertung der Kornorientierungen

Trägt man die Gesamtheit aller Richtungen aus Kornorientierungen in ein Diagramm ein, weicht es nicht signifikant von einer uniformen Verteilung ab.

Es müssen sich daher die Untersuchungen auf einen Sedimentationszyklus oder einzelne Bänke und die Beziehung der daraus gewonnenen Richtung zu unabhängig bestimmten Strömungsrichtungen (etwa aus Strömungsmarken) beschränken.

Vorher sollte man jedoch auch die einzelnen Schliffe auf ihre Signifikanz untersuchen.

Von 32 von mir ausgezählten Schliffen wiesen drei Viertel "gute" Orienterung auf, d.h. aus der graphischen Untersuchung waren eine oder mehrere bevorzugte Richtungen abzulesen.

Das Mittel der signifikanten Richtungen lag bei 257 - 077°. Dieser Wert ist um 50° gegen den Uhrzeigersinn zum Vektor mean aus den unipolaren Strömungsmarken der Greifensteiner Schichten verdreht.

Von den von einer uniformen Verteilung abweichenden Schliffen war wiederum etwa ein Drittel mit einem zweiten Mode ausgestattet, der ziemlich genau im rechten Winkel zum ersten stand (350 - 170°).

Wenn man die Schliffe nach Lithofazies gruppiert, stellt sich heraus, daß die Mehrzahl der Proben mit signifikanter Orientierung der ungradierten Lithofazies der mächtigen Mittel- bis Grobsandsteine entstammt. In Analogie zu den Beobachtungen an Strömungsmarken sind die Körner der "klassischen" Turbidite meist uniform verteilt. Dies geht auch indirekt aus Tab. 28 hervor, in die nur signifikant orientierte Proben aufgenommen wurden.

B. PARKASH & G. MIDDLETON (1970, S. 277 f.) vermuten einen Zusammenhang zwischen ungradierten Bänken des mass flow und guter Kornorientierung auf der einen Seite und gradierten Bänken aus Trübeströmen und nicht signifikanter Abweichung der Kornorientierung von einer uniformen Verteilung auf der anderen Seite.

Dies wird durch Experimente von N. RUKAVINA (1965) und G. RUSNAK (1957) untermauert, die zeigen, daß bei Ablagerung aus "klassischen" Trübeströmen, wenn diese entsprechend schnell erfolgt, isotrope Orientierungen entstehen können. Da die Partikel dabei zufällig aus der Suspension auf die Sedimentationsfläche ausfallen, bildet ihre nicht signifikante Einregelung nicht die Strömungsrichtung in der Suspension ab.

Ein wichtiger Aspekt ist die Frage des Zusammenhanges zwischen Strömungsmarken und Kornorientierungen. Die Beziehung dieser unabhängig voneinander bestimmten Richtungen ist im Ablagerungsbereich von Trübeströmen wechselnder Dichte sehr komplex, sodaß es bei verschiedenen Autoren zu recht unterschiedlichen Beobachtungen kommt.

Die Richtungen können übereinstimmen, können aber auch sehr unterschiedlich sein (s. A. BOUMA, 1962). Selbst an der Basis der Sandsteinbänke kann es schon zu Abweichungen kommen (s. J. SPOTTS & O. WESER, 1964, S. 218).

D. ONIONS & G. MIDDLETON (1968) haben herausgefunden, daß man erst bei Abweichungen > 15° von einem signifikanten Unterschied sprechen kann.

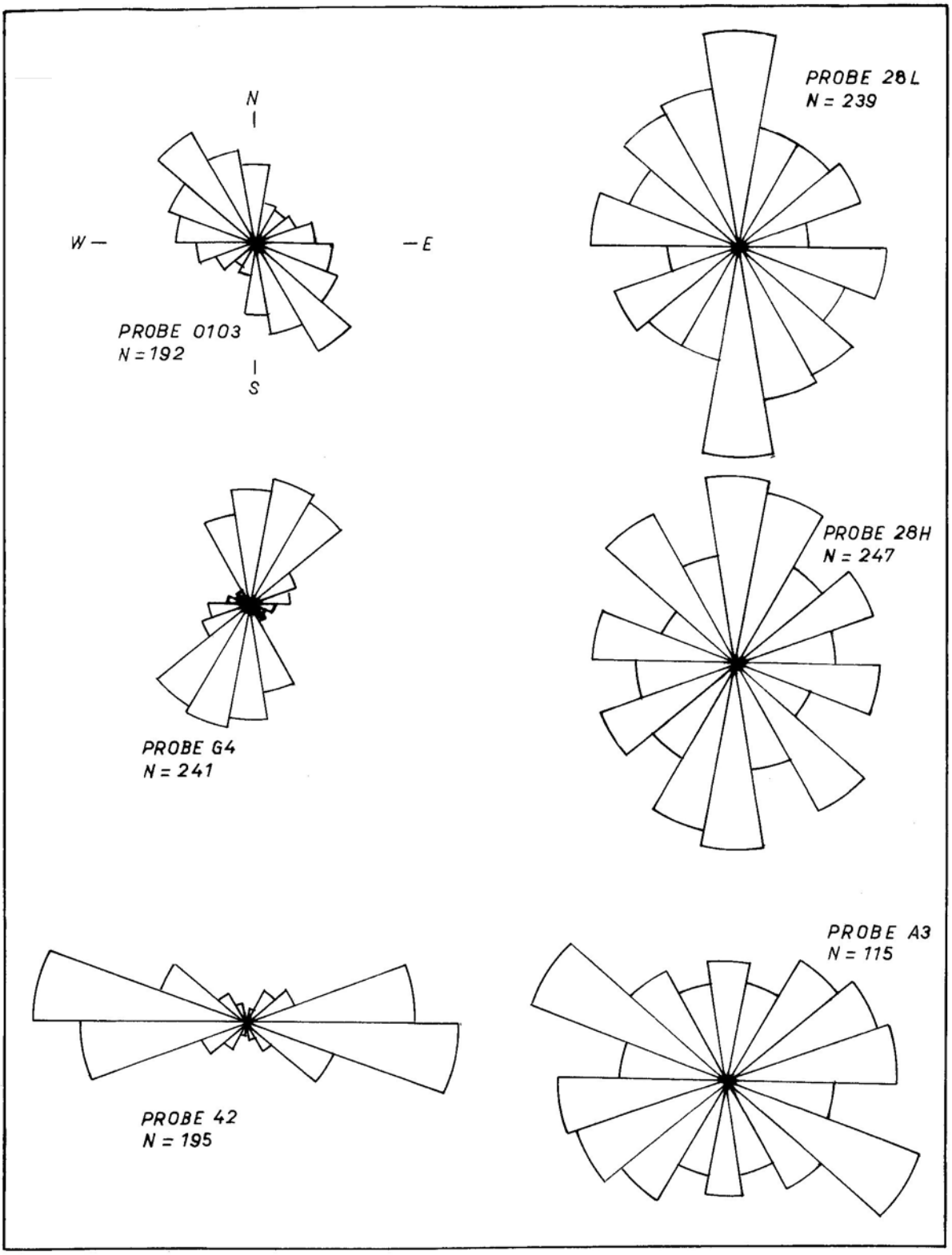


Abb. 113: Verteilungsrosen von Kornorientierungen in Schliffen parallel zum sedimentären s. N = Zahl der ausgezählten Körner. Klassenintervall 20°.
Linke Spalte: Unimodale Verteilung mit einer "gut orientierten" Richtung; 1 cm des Radius entspricht 10 %.
Rechte Spalte: Polymodale Verteilungen mit einer "gut" und mehreren "mäßig bis schlecht orientierten" Richtungen. 1 cm des Radius entspricht 5 %.

Treten derartige Unterschiede auf, werden sie damit erklärt, daß bei der Entstehung dieser beiden Strömungsanzeiger unterschiedliche Strömungs- und Sedimentationsbedingungen geherrscht haben (vgl. I. COLBURN, 1968). Die Unterflächenmarken wurden - wie schon besprochen - während einer erosiven Phase des Trübestromes angelegt, während die Orientierung der Körner einer nachlassenden Strömungskraft während der Sedimentation der Bänke zugeschrieben werden kann. J. SPOTTS (1964) nahm an, daß die Strömungsrichtung bei diesem Wechsel von erosiver zu depositioneller Phase sich um etwa 40-60° (in beiden Richtungen des Uhrzeigersinns) drehen kann.

In Tab. 28 wurde nun ein Vergleich der Strömungsrichtungen aus Marken mit der Kornorientierung aus Schliffen vorgenommen.

Es zeigt sich überraschend gute Übereinstimmung. Es gilt Ähnliches wie für die Signifikanz der Strömungsmarken oder der Kornorientierung: In der Fazies der mächtigen Mittel- bis Grobsandsteine, die nicht dem klassischen Ablagerungsmodell aus Trübeströmen gerecht werden, kommt es zu einer signifikanten Übereinstimmung der beiden Richtungen, die mittels eines Student-t-Tests überprüft wurde:

Für den Vergleich eines empirischen $\bar{\theta}_s$-Wertes (Schlifforientierung), gewonnen aus N Beobachtungen, mit einem Mittelwert $\bar{\theta}_m$ (Vektor mean der Unterflächenmarken), bildet man

$$t = \frac{|\bar{\theta}_m - \bar{\theta}_s| \sqrt{N-1}}{s} \qquad (17)$$

wobei die Zahl der Freiheitsgrade $\nu = N-1$ ist.

Auch Amalgamationen tun der Konstanz der Kornorientierung offensichtlich keinen Abbruch. Der Entstehung dieser Bänke lagen vermutlich sehr homogene Ablagerungsbedingungen zugrunde. Darüber hinaus dürfte die Sedimentation rascher als in den "klassischen" Turbiditen vor sich gegangen sein.

Über die Fazies der Konglomerate kann in diesem Zusammenhang leider keine Aussage getroffen werden.

Treten starke Abweichungen zwischen der Richtung aus Strömungsmarken und der Richtung der Kornorientierung auf, kann das mehrere Ursachen haben.

Die Strömungsmarken können von der Strömungsrichtung abweichend angelegt worden sein, wenn sie durch topographische Unregelmäßigkeiten abgelenkt wurden.

Besonders wenn gleichzeitig Belastungsmarken auftreten, besteht wiederum der Verdacht, daß es durch Deformation der noch unverfestigten Bank zu einem

Bank-nummer	Litho-fazies	N [1]	Kornorientierung aus Schliffen	Strömungsrichtung aus unipolaren	Strömungsrichtung aus bipolaren Marken	Δθ [2]	t-Wert [3]	Abweichung der beiden Richtungen
0101	2a	232	263/083	086		3	1,15	nicht signif.
0202	2a	252	270/090		271/091	1	0,39	nicht signif.
0402	2a	197	310/130	123	307/127	7	0,88	nicht.signif..
A 3	2b	115	287/107	165	294/114	7	1,47	nicht signif.
R 8	2b	77	271/091	90	282/102	1	0,17	nicht signif.
D 7	2c	226	336/156	175		19	7,67	signifikant
42	2c	196	115 [x]	175		60	32,38	signifikant
G 4	2c	241	336/156		344/164	8	3,52	signifikant
0103	3b	192	242/062	078		16	5,60	signifikant

Tab. 28: Vergleich der Schlifforientierungen mit Strömungsmarken an einzelnen Bänken. Es wurden nur Schlifforientierungen verwendet, die signifikant von einer uniformen Verteilung abwichen. [x]) = Strömungsrichtung aus Imbrikationsebene ermittelt. [1]) Zahl der ausgezählten Körner im Schliff. [2]) kleinste Winkeldifferenz zwischen Kornorientierung und jener Strömungsrichtung (uni- oder bipolar), die dieser am nächsten kommt. [3]) Vergleich der Werte mittels Student-t-Test (Formel s. Text).

Abweichen der Kornorientierung gekommen ist. Dies ist insbesondere bei jenen Bänken nicht auszuschließen, die keine sedimentären Internstrukturen aufweisen.

Vornehmlich in der Fazies der "klassischen" Turbidite kann es aber auch zu Richtungswechsel der Kornorientierung innerhalb einer Bank kommen. Diese Änderung kann in langsamen Schritten oder in plötzlichen Sprüngen vollzogen werden, über den Mechanismus ist jedenfalls noch wenig bekannt.

Ausschlaggebend sind nach D. ONIONS & G. MIDDLETON (1968) plötzliche Richtungswechsel der Strömung, unruhige Sedimentation oder nicht erkennbare Bioturbation.

I. COLBURN (1968) fand heraus, daß oft nur die Kornorientierung eines ganz bestimmten Niveaus einer Bank stark abweicht, während alle übrigen parallel sind und auch gut mit den Unterflächenmarken in Übereinstimmung gebracht werden können.

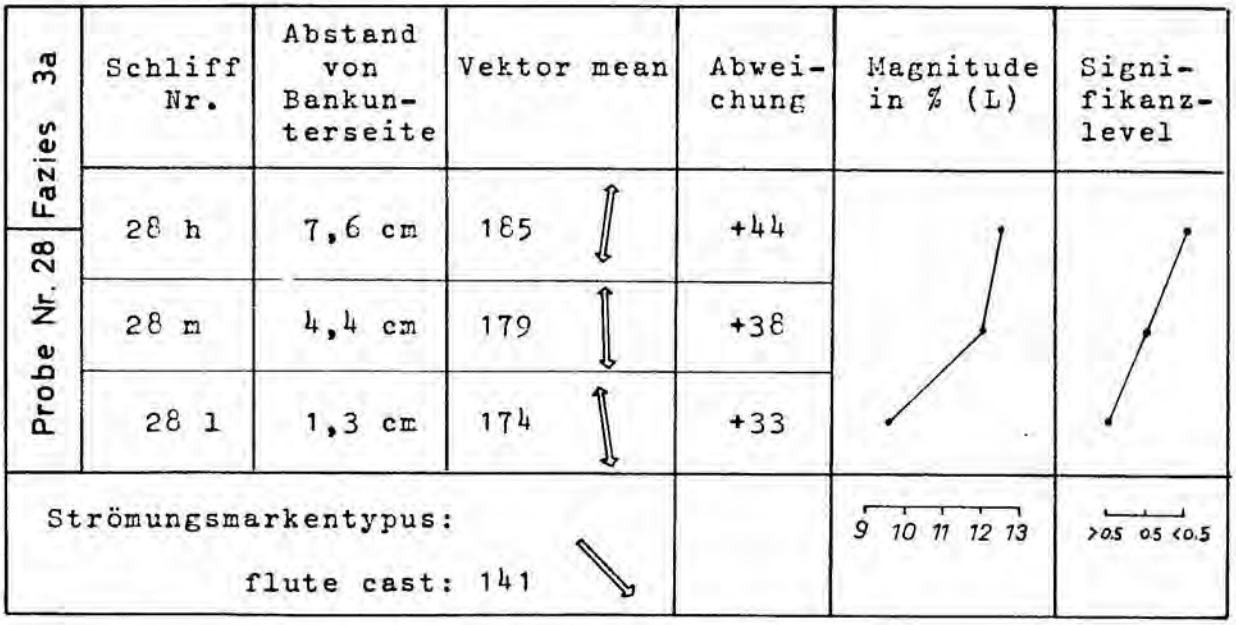


Abb. 114: Das Verhalten der Kornorientierung und, daraus abgeleitet, der Strömungsrichtung vom Liegenden zum Hangenden einer Bank und im Verhältnis zu Unterflächenmarken. Bouma-Abschnitt Ta aus "klassischen" Turbiditen.

N. RUKAVINA (1965) hat dagegen ein Umschwenken von strömungsparalleler Orientierung im Hangenden festgestellt.

Ein ähnliches Verhalten konnte ich an einer Bank des Bouma-Abschnittes Ta beobachten (s. Abb. 114). Der Vektor mean der Kornorientierung weicht dabei von Liegend gegen Hangend im Uhrzeigersinn von der Strömungsrichtung aus flute casts immer mehr ab.

Eine Problematik bei derartigen Bankuntersuchungen stellt wiederum die Signifikanz der einzelnen Schliffe dar. In meinem Beispiel, das sich auf eine konstante Zahl ausgezählter Körner (ca. 250) bezieht, wird sie vom Liegenden gegen das Hangende immer besser. Zur Magnitude wird jener Signifikanzlevel (kleiner bis größer 95 %) abgebildet, der bei der gegebenen Zahl von Körnern erreicht wird.

I. COLBURN (1968) konnte dagegen an zahlreichen Proben aus turbiditischen Sandsteinen herausfinden, daß die geschlosseneren Werte meist im Liegenden der Bank - allerdings nicht direkt an der Basis - anzutreffen sind und die Magnituden gegen das Hangende hin abnehmen. In den Greifensteiner Schichten wurden zu wenig disbezügliche Untersuchungen gemacht, um dazu Stellung beziehen zu können.

12. INTERPRETATION DES SEDIMENTÄREN ENVIRONMENTS

Die Anlieferung der terrigenen Sedimente der Greifensteiner Schichten in Form von gravitativem Sedimenttransport erfolgt aus dem Norden, normal auf das heutige Gebirgsstreichen. Man kann annehmen, daß es mit der Streichrichtung des paläogenen Flyschtroges identisch ist. Die Sedimentanlieferung erfolgte jedenfalls nicht parallel zur Längsachse des Tiefseebeckens.

Die Gesteinsserien selbst zeigen verschiedenartige vertikale und laterale Differenzierung.

Aus diesen Gründen wird auf einen Tiefseefächer (submarine fan) als distributives Element geschlossen.

Anhaltspunkte dafür, daß es sich um turbiditische Ablagerungen handeln könnte, die außerhalb eines Tiefseefächers entstanden sind, liegen nicht vor. Hinweise auf durch rasche Klimawechsel oder tektonische Vorgänge differenzierte lithologische Fazies fehlen.

Umfangreiche Foschungen an rezenten Tiefseefächern wie auch an fossilen Beispielen führten zur Erstellung verschiedener Modelle, mit denen sich die Faziesverteilung erklären läßt. Erste Interpretation fossiler Tiefseefächer gab H. SULLWOLD (1960, 1961). Weitere richtungsweisende Arbeiten wurden unter anderem von E. MUTTI (1974, 1977), E. MUTTI & F. RICCI LUCCHI (1972, 1974, 1975), R. G. WALKER & E. MUTTI (1973) sowie R.G. WALKER (1978) und C. KRUIT et al. (1975) verfaßt.

Zusammenfassende Darstellungen moderner submariner Fächer stammen von W. R. NORMARK (1970, 1974, 1978).

Ein häufig angewandtes Fächermodell, dessen Anwendbarkeit - mit einigen Modifikationen - sich vielfach bestätigte, wurde von R. G. WALKER (1978) aufgestellt (s. Abb. 115).

Im allgemeinen kann eine Dreiteilung in einen oberen, mittleren und unteren Abschnitt vorgenommen werden.

Der obere Fächerbereich (upper fan) besteht aus einer breiten Hauptzufuhrrinne (feeder channel). Sie wird von Dämmen (levees) eingegrenzt und bildet die Verbindung zwischen dem Canyon und dem mittleren Abschnitt des Fächers (mid-fan). Letzterer besitzt in seinem oberen Teil ein sich seewärts verzweigendes flaches Rinnensystem (braided channels). Das Charakteristikum dieser Rinnen ist, daß sie nicht von Dämmen begleitet werden. Sie laufen aber noch im mittleren Abschnitt aus und gehen in zungenförmige Sedimentkörper (suprafan lobes) über.

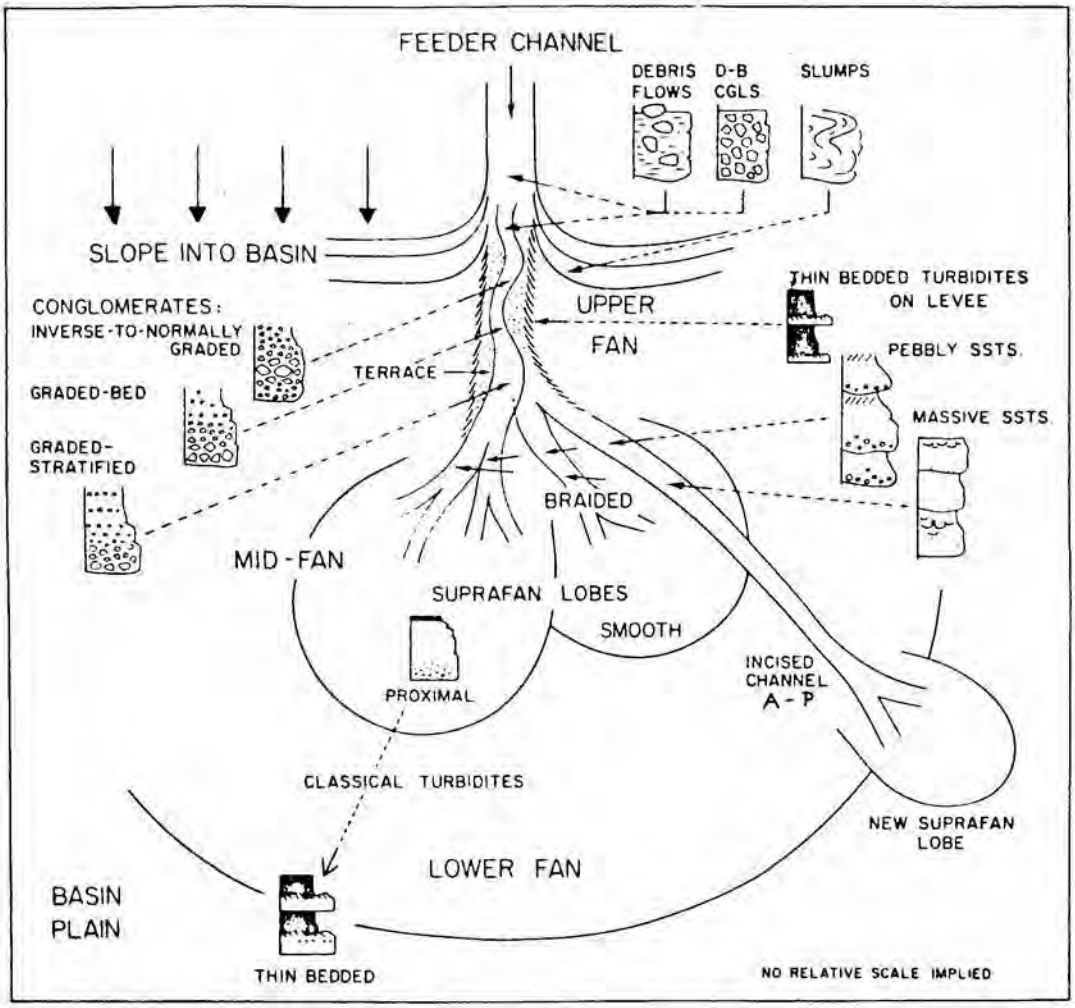


Abb. 115: Modell der Ablagerung, Fazies, Morphologie und des Environments eines submarinen Fächers.
D-B disorganized-bed conglomerates
A-P accelerated progradation
Nach R. G. WALKER (1978, S. 946, Abb. 13).

Der äußere Fächer (lower fan) ist durch Ablagerungen der feinsten Kornfraktionen gekennzeichnet. Dieser Abschnitt ist oft nicht mehr von den Sedimenten der Beckenebene (basin plain) zu trennen.

Zusammenfassende Darstellungen hypothetischer Bankzyklen haben unter anderem C. KRUIT et al. (1975) und R. G. WALKER (1978) gegeben (s. Abb. 116).

Im oberen Fächerbereich dominieren mächtige Rinnenfüllungen aus Konglomeraten und massigen Sandsteinen, denen Merkmale echter turbiditischer Sedimentation fehlen. Daneben existieren auch dünnbankigere und feinkörnigere Schichten, die den Dämmen der Rinnen und rinnennahen Bereichen zuzuzählen sind.

Der kanalisierte Teil des mittleren Fächers wird aus Rinnenfüllungen aufgebaut, die mit dicken, massigen Sandsteinbänken im Liegenden beginnen, die gegen das Hangende zu dünnschichtiger und feinkörniger werden (thinning- and fining-upward sequences). Die Sedimentzungen des mittleren Fächers setzen sich hingegen aus umgekehrt aufgebauten Bankfolgen (thickening- and coarsening-upward sequences) zusammen. Die Zwischenrinnenbereiche, wie auch die Gebiete zwischen den Sedimentzungen, sind von dünnbankigen Turbiditserien erfüllt.

Der untere Fächer und die Beckenebene werden von sogenannten distalen Turbiditen eingenommen, die durch das Fehlen des Bouma-Abschnittes Ta gekennzeichnet sind.

Die Deutung fossiler Ablagerungen unter den Aspekten, wie sie aus dem Studium fossiler und moderner Fächer bekannt sind, ist in vieler Hinsicht problematisch. Da sich die Probennahme in rezenten Ablagerungen auf die obersten Meter beschränken muß, stehen Informationen über die Beziehungen solcher moderner zu vorzeitigen Fächersystemen nicht in gewünschtem Ausmaß zur Verfügung.

Weiters beruht die Definition für inneren, mittleren und äußeren Fächer in fossilen Ablagerungen auf Sedimentationsmechanismen und Fazieseigenheiten, während sie für rezente Fächer (die Hangfazies eingeschlossen) aufgrund morphologischer Kriterien aufgestellt wurde. Dies kann zu Unsicherheiten und Verwechslungen bei der Zuordnung verschiedener Fächerabschnitte (z. B. bei Ablagerungen des mittleren und äußeren Fächers) führen (vgl. W. R. NORMARK, 1980, S. 1109).

Auch mangelnde Aufschlußverhältnisse setzen der Interpretation Grenzen. Sind in einem fossilen Fächersystem nur Teile des Fächers erhalten, ist eine allgemeingültige Aussage über den ganzen Fächer nur schwer zu treffen.

In den Greifensteiner Schichten wirkt sich der Umstand ungünstig aus, daß die Aufschlüsse so liegen, daß sie nur einen mehr oder minder zweidimensionalen Einblick (vgl. T. H. NILSEN, 1980, S. 1097) gewähren. Sie sind so angelegt, daß sie das Fächersystem in etwa tangential (in NE-SW streichender Richtung), d. h. immer im gleichen (channeled) Subenvironment, schneiden, während über die radiale Entwicklung (von NW gegen SE, wie aus den Paläoströmungsdaten ablesbar) des Fächers nichts bekannt ist. Somit bleibt ein dreidimensionaler Einblick verwehrt.

Was uns aber an Faziesvergesellschaftungen vor Augen tritt, läßt sich gut mit dem Fächermodell beschreiben.

Für die aufgeschlossenen Sedimente der Greifensteiner Schichten trifft am ehesten eine Position vom unteren oberen Fächer bis in den Bereich des oberen

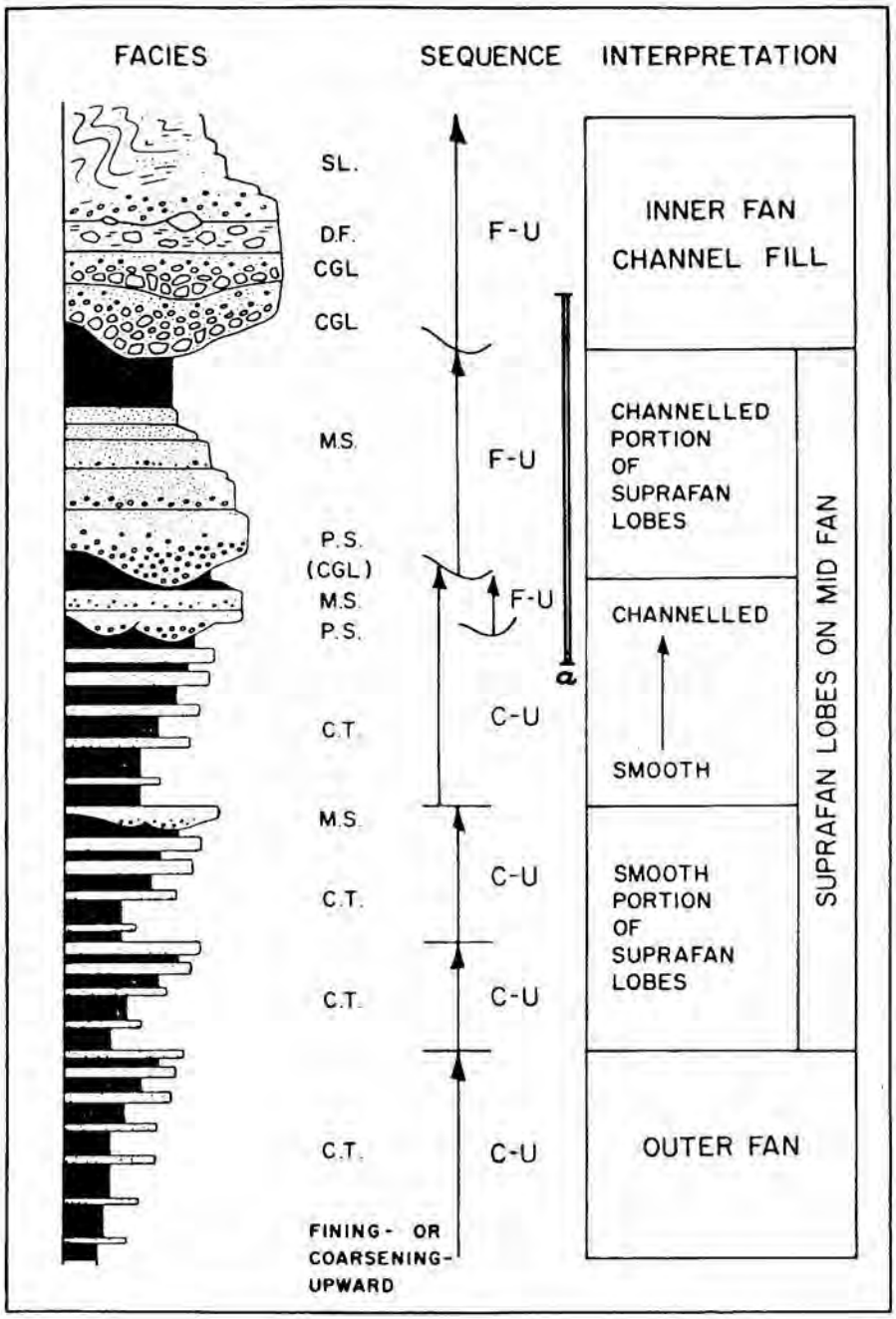


Abb. 116: Hypothetische stratigraphische Abfolgen eines submarinen Fächers. C-U = thickening- and coarsening-upward sequence, F-U = thinning- and fining-upward sequence, C.T. = klassische Turbidite, M.S. = massive Sandsteine, P.S. = pebbly sandstones, CGL = Konglomerat, D.F. = debris flow, SL = slumps.
Aus R. G. WALKER (1978, S. 948, Abb. 14).
Die in den Greifensteiner Schichten angetroffenen Sequenzen wurden mit Hilfe des Doppelstriches (a) gekennzeichnet.

mittleren Fächers zu.

Als gröbste Ablagerungen fallen die Konglomerate auf, die für den oberen Fächer und hier wiederum für das beckenwärtige Ende in Frage kommen. Sie

sind nämlich durchschnittlich geringmächtig und Abfolgen einer Hauptzufuhrrinne (feeder channel) konnten nicht gefunden werden.

Auch Hangsedimente, die von pelitreichen Serien aufgebaut werden, sind in den Greifensteiner Schichten nicht anzutreffen. Es fehlen auch Anzeichen von Rutschmassen, slumping structures oder debris flows.

Die Konglomerate nehmen wahrscheinlich eine Position ein, in der ein System von sich seewärts verzweigenden Rinnen entwickelt ist. Sie bilden das Liegende der Rinnenfüllungen. Die Korngröße dieser channel-floor Sedimente hängt jedoch ganz vom Angebot aus dem Liefergebiet ab und kann sich auch auf psammitische Korngröße beschränken. Die Rinnen schneiden entweder in die unterlagernden Sandsteine oder Pelite ein (incised, erosional type) oder sie überlagern diese konkordant (depositional type).

Auf die verschiedenen Entwicklungen wurde schon in Abb. 8 des Kapitels "Die lithofaziellen Typen" hingewiesen. Der dort unter Buchstabe F zur Darstellung gebrachte "terrassenförmige" Rinnenrandtypus könnte möglicherweise auf ein "Übergehen" des Thalwegs einer größeren Rinne und Sedimentation (spill out) des Konglomerates auf die terrassenförmigen Begrenzungen (vgl. Abb. 115) zurückzuführen sein. Mit Thalweg-Sedimentation in fossilen Tiefseerinnen - allerdings in einem wesentlich größeren Maßstab - beschäftigt sich eine Arbeit von S. CHOUGH & R. HESSE (1976).

Der teilweise Erosivkontakt ist jedenfalls nach F. RICCI LUCCHI (1975, S. 8) ein Indiz dafür, daß es sich hier nicht um Ablagerungen der Sedimentzungen des mittleren Fächers oder gar des äußeren Fächers handelt.

Es sei noch darauf hingewiesen, daß in den Greifensteiner Schichten interessanterweise jene Konglomerate mit ebener Schichtung oder Kreuzschichtung fehlen, wie sie nach Abb. 7 als "distaler" Ausbildungstypus in der Nähe der Rinnenverzweigungen (s. Abb. 115) zu erwarten gewesen wären.

Die tatsächliche Breite der Rinnen ist im Aufschlußbereich nicht zu erfassen. Auch Dammbildungen konnten - vielleicht aufgrund der mangelnden Aufschlußverhältnisse - nicht nachgewiesen werden. Die grobklastischen Rinnenfüllungen werden immer wieder von dünnbankigen Sandsteinlagen mit wechselndem Pelitgehalt überdeckt.

Im gegebenen Fall ist für die dünnbankigen Ablagerungen der Ausdruck Zwischenrinnenablagerungen s. l. zu verwenden.

Der Übergang der Rinnen des oberen Fächers in die breiten, sich verzweigenden Kanäle des oberen mittleren Fächers ist ein fließender und im

Aufschluß nicht festzustellen. Ganz allgemein kann jedoch - mit einigen Einschränkungen - gesagt werden, daß die Sedimente fächerabwärts feinkörniger und dünnbankiger und reicher an pelitischen Gesteinen werden.

Abb. 117: Leicht linsenförmige Rinnenfüllung (a) aus massigen Grobsandsteinen mit unter- und überlagernden dünnbankigen "overbank deposits" (b). Der Pelitgehalt ist in beiden Ablagerungen sehr gering.
Mittelteil des Strombauamtssteinbruches.

Ebenso nimmt in dieser Richtung der Grad der Sortierung zu und der Gehalt an Glimmer und Pflanzenhäcksel ab (vgl. C. H. NELSON, 1976).

Die generelle Zuordnung dickbankiger Sedimente zu proximalen Bereichen und dünnbankiger Turbidite zu distalen Abschnitten des Fächers besitzt heute keine Gültigkeit mehr.

Das haben Arbeiten von B. HANER (1971), E. MUTTI (1977), C. H. NELSON & T. H. NILSEN (1974) und C. H. NELSON et al. (1975) deutlich gemacht.

Das Charakteristikum der Sedimente des oberen Teiles des mittleren Fächers ist die Abnahme der Bankmächtigkeit und der Korngröße im vertikalen Profil, die Ausbildung sogenannter thinning- and fining-upward sequences (s. Abb. 118). Sie ist ein Kennzeichen für Rinnenfüllung. Dabei spielt die sogenannte Aggradation nach F. RICCI LUCCHI (1975, S. 8) eine große Rolle. Das Entstehungsprinzip läßt sich folgendermaßen erklären:

Eine aktive Rinne bietet sich als primärer Transportweg für dichte Trübeströme an, die anfangs nur sporadisch grobes Material befördern. Diese

Abb. 118: Rinnenfüllungen im Steinbruch Strombauamt. Es sind mindestens drei thinning- and fining-upward sequences (Klammern) aufgeschlossen.

grobkörnigen Sedimente werden entweder überhaupt nicht abgelagert oder sie erhöhen nur den Rinnenboden in dem Maß, in dem auch die seitlichen Rinnenbegrenzungen wachsen. Die Durchflußfunktion (Trichterwirkung) bleibt somit ungeschmälert erhalten.

Im Laufe der Zeit kommt es zu einer immer häufigeren Abfolge von Trübeströmen, die Bänke sind zwar etwas weniger grob, aber häufig amalgamiert aufgrund der engen zeitlichen Aufeinanderfolge von Sedimentation und Erosion eines nächsten Stromes. Die Topographie beginnt sich dementsprechend zu verringern und es herrscht eine Phase intensiver Ablagerung. Aus dieser stammen die massigen Sandsteinbänke der Lithofazies 2a und 2b sowie der "proximalen" Turbidite der Lithofazies 3a mit Bouma-Abschnitt Ta und Te.

Irgendwann einmal tritt der Fall ein, daß das Gefälle zu gering wird, das aktive Rinnensystem verlagert sich oder eine dichtere Schüttung verlegt den Zufuhrteil.

Die Strömung kann nun diese Barre nicht mehr überwinden und gräbt sich eine neue Rinne seitlich aus. Im alten, abgeschnittenen und seicht und breit gewordenen Einschnitt gelangen immer dünner werdende Bänke mit zunehmend pelitischen Intervallen zum Absatz. Ist er schließlich zur Gänze

gefüllt, kommt es zu einem Übertreten des feinen Sediments (spill over) und zur Ausbildung tafelförmiger, über weite Strecken verfolgbarer Wechsellagerungen von dünnbankigen Psammiten und Peliten, wie sie in der Fazies 3b und 3c vorliegt.

Aber auch das Sediment zwischen den Rinnen im sogenannten Rinnenrand- (channelmargin) und Zwischenrinnenbereich besitzt ähnliche Konfiguration wie diese "overbank deposits".

Diese dünnschichtigen Turbidite, meist nur aus den Bouma-Abschnitten (Tb)Tc bis Te bestehend, haben aber nichts mit den Ablagerungen des äußeren Fächers zu tun. Es wurde zwar früher das Fehlen der tiefsten Bouma-Abschnitte als Hinweis auf distale Ablagerungen angesehen; heute weiß man aber, daß auch in proximalen Bereichen, in Abschnitten, in denen die Strömungs- und Sedimentationskraft schon im Erlahmen ist, wie z. B. im overbank- und Zwischenrinnenbereich, Sedimente entstehen können, denen es an Bouma-Abschnitt Ta mangelt (s. Abb. 119).

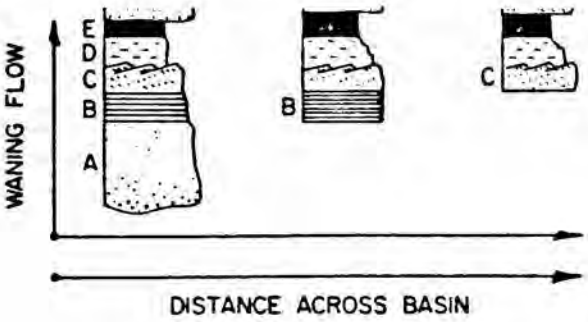


Abb. 119: Unvollständigkeit des Bouma-Zyklus in Abhängigkeit von der Proximalität und/oder der erlahmenden Strömungskraft. Aus R. G. WALKER (1978, Abb. 5).

Im Zwischenrinnenbereich seinerseits kann es aufgrund der Verlagerung des aktiven Rinnensystems zur Entstehung kleiner Rinnen (minor channeling) kommen, die ihren Untergrund mehr oder weniger erodieren. Der thinning-upward-Trend ist, bedingt durch das Wechselspiel zwischen Erosion und Sedimentation, zwischen vertikalem Wachstum und lateraler Verlegung, hier nicht mehr so ohne weiteres herauszulesen (vgl. G. GHIBAUDO & E. MUTTI, 1973).

Zwischen den kleinen Rinnen bilden sich Zwischendünensedimente aus, wie wir sie von Fazies 2c kennen. Ihre Strömungsrichtungen weichen vom generellen Strömungsmuster (vgl. Kapitel "Paläoströmungsdaten") ab.

Es soll nicht unerwähnt bleiben, daß im mittleren Fächer, der durch intensivste Sedimentation gekennzeichnet ist, auch die lokale Topographie einen nicht unerheblichen Einfluß auf die Gestaltung der Rinnen ausübt.

Dieses Gebiet, mit einer im Radialschnitt konvexen Aufwölbung und zahlreichen, nicht eingedämmten, verzweigten Rinnen oder Rinnenresten, wird - besonders bei rezenten Fächersystemen - gerne auch als suprafan bezeichnet.

Der mittlere Fächer ist aber, wie schon erwähnt, zweigeteilt. Die thinning- and fining-upward sequences gehen beckenwärts in thickening- and coarsening-upward sequences über, die die zungenförmigen Sedimentkörper aufbauen. K. J. HSÜ (1977, Abb. 4) konnte mit Hilfe von electric-logs diesen Übergang im supra-fan nachweisen (s. Abb. 120).

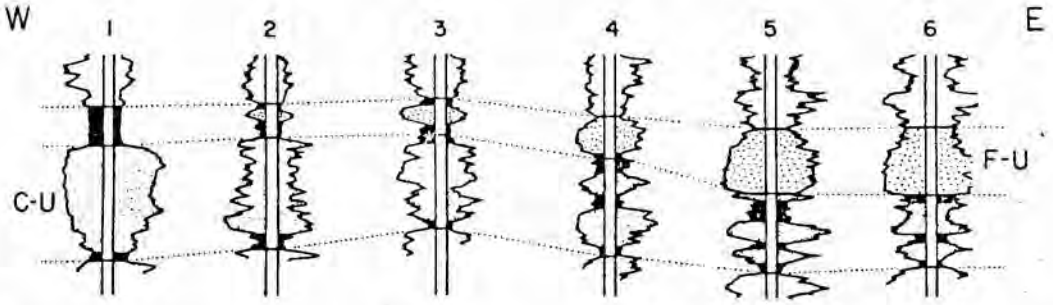


Abb. 120: Korrelation der electric-logs eines mittleren Fächers. Übergang von fining-upward sequences in coarsening-upward sequences von E nach W. Nach K. J. HSÜ (1977, Abb. 4), Repetto Formation, Kalifornien.

Es muß nun darauf hingewiesen werden, daß in den Greifensteiner Schichten keine derartigen thickening- and coarsening-upward sequences beobachtet wurden.

Auch die in den groben Ablagerungen vorkommenden rip-up clasts sind typischerweise ungeregelt und ohne Imbrikation (disorganized fashion), was eher für die Rinnenfazies als die Sedimentzungenfazies des mittleren Fächers spricht (vgl. E. MUTTI & T. H. NILSEN, 1981, S. 117).

Zusammenfassung

Für die Interpretation der sedimentologischen Merkmale der Greifensteiner Schichten bietet sich das Modell eines Tiefseefächers (submarine fan) an.

Aufgrund der grobklastischen Schüttungen aus einem nicht allzufernen Liefergebiet, der Gesteinsgeometrie und des Paläoströmungsmusters kann man von eher proximaler Fazies sprechen.

Die Faziesassoziationen legen eine Position im distalen Ende des oberen (inneren) Fächers bzw. des oberen (channeled) Teiles des mittleren Fächers nahe.

Das Auftreten und die vertikale wie laterale Anordnung von Konglomeraten, massigen Sandsteinen und dünnschichtigen Turbiditen gestatten eine Deutung der Sedimente als Bestandteile der Rinnenachse (channel-axis), des Rinnenrandes (channel margin) und des Zwischenrinnenbereiches (interchannel turbidites).

Supra fan-, outer fan- und basin plain-Ablagerungen sind in südöstlich angrenzenden Fazieströgen (Kahlenberger Teildecke etc.) zu suchen.

Die Greifensteiner Schichten können nicht mit dem Modell eines Tiefseerinnen-Environments (vgl. D.J. PIPER et al., 1973, und J.C. MOORE & D.E. KARIG, 1976) erklärt werden. Die Vorstellung von R. HESSE (1975 b, S. 22), der den Rhenodanubischen Flyschtrog aufgrund seiner Gesamtkonfiguration (gebirgsweit dahinlaufende Tiefseezone; Ablagerung unter Kompensationsgrenze; Längsströmungen etc.) als Tiefseegrabenfüllung betrachtet, trifft also für diese Gesteine nicht zu.

13. PALÄOGEOGRAPHISCHE STELLUNG DER GREIFENSTEINER SCHICHTEN

Die Greifensteiner Schichten gehören der Rhenodanubischen Flyschzone an, die in der Gegend des Wienerwaldes vom Alpenostrand schräg über den helvetischen Faziesraum s. l. in die noch breiter anschwellende Flyschzone der Karpaten streicht (vgl. A. TOLLMANN, 1978, S. 317 f).

Sie stellen das nördlichste Element der Flyschentwicklung im Wienerwald dar, das aufgrund seiner Ausbildung gewisse Eigenständigkeit gegenüber den restlichen Flyscheinheiten besitzt, speziell was die zeitlich äquivalenten Ablagerungen betrifft:

Während die Laaber Schichten in ihrem Liegenden Strömungsrichtungen von N nach S bzw. NE nach SW aufweisen, die gegen das Hangende auf Richtungen von E nach W drehen (vgl. W. RINGHOFER, 1976), ergibt die Analyse in den Greifensteiner Schichten eine mehr oder minder konstante Schüttungsrichtung von NW nach SE.

Auch in der Zusammensetzung der Kristallingesteinsbruchstücke kommt dieser Unterschied zum Ausdruck, der wahrscheinlich auf verschiedene Liefergebiete zurückzuführen sein dürfte: Während in den südlicheren Laaber Schichten epi- bis mesozonale Phyllite und Glimmerschiefer dominieren (siehe W. RINGHOFER, 1976, S. 96), sind es in den Greifensteiner Schichten Granite bis Granitgneisen,die den Hauptteil dieser Komponenten ausmacht.

Setzt man schließlich den oberkretazischen bis eozänen Wienerwaldflysch in Beziehung zu einem submarinen Fächersystem, sind es die Greifensteiner Schichten, die den proximalsten Teil mit Rinnenablagerungen und Zwischenrinnenablagerungen des inneren und oberen mittleren Fächers einnehmen, gegenüber den schon etwas distaleren Sieveringer Schichten mit channel- und interchannel-Deposits des mittleren Fächers, und im Gegensatz zu den Ablagerungen der Laaber Schichten des unteren Teiles des mittleren Fächers und des äußeren Fächers (siehe J. KERN, 1978).

Wie schon erwähnt, werden die Greifensteiner Schichten durch Schüttungen aus dem N bzw. NW beliefert.

Auch die Schwermineralführung und die Zusammensetzung der Gesteinsbruchstücke stehen mit diesen Richtungen in Einklang.

Die Schwermineralzusammensetzung wie die Kristallinbruchstücke spiegeln die petrographische Beschaffenheit eines granitischen Liefergebietes wider. Als solches kommt in erster Linie der im zu untersuchenden Zeitraum teilweise aus freiliegendem Kristallin bestehende Ostabschnitt der Böhmischen Masse in Frage.

Aus der uneinheitlichen Zusammensetzung der Gesteinsbruchstücke geht allerdings hervor, daß die Komponenten der Greifensteiner Schichten eine Vermengung dieser Gesteine des Festlandes mit verschiedenen Sedimentgesteinen aus dem Bereich des Kontinentalrandes darstellen.

Innerhalb der Psephite stehen einander daher auch stark terrigen-siliziklastisch beeinflußte Konglomerate und solche mit hohem Karbonatbruchstückanteil gegenüber.

Aus dem Sedimentgesteinsmaterial sind Beziehungen zu dem autochthonen Mesozoikum des Molasseuntergrundes, zur Waschbergzone und zur Klippenzone belegt, wobei versucht wurde, die Zugehörigkeit zu den verschiedenen Einheiten aufgrund sedimentologischer Gegensätze herauszuarbeiten.

Charakteristisch für das autochthone Mesozoikum des Molasseuntergrundes sind einerseits die Dolomitkomponenten aus der lagunären Fazies und die dunklen Pelite aus der Beckenentwicklung des Malm, andererseits die Glaukonitsandsteine der Oberkreide.

Mit diesen Sedimenten räumlich und faziell verwandt ist die Waschbergzone, aus der die paläogenen Seichtwasserkarbonatbruchstücke hergeleitet werden können.

Die mikritischen Kalkfragmente des Malm mit Saccocomen, Radiolarien etc. lassen sich am ehesten mit der Tiefwasserkarbonatfazies der Klippenzone vergleichen. Morphologisch kann man sich den Bereich der Klippenzone als einen durch Bruchtreppen gegliederten Schelfrand vorstellen, von dem Material aus der Schichtfolge der Klippenzone zur Abtragung gelangt ist.

Nach theoretischen Erwägungen müßte auch noch der ultrahelvetische Buntmergeltrog nördlich der Flyschzone gelegen sein. Es ist schwierig, ihm Gesteinsbruchstücke der Greifensteiner Schichten zuzuschreiben. Schwermineralogische Anhaltspunkte mit Granat- und Apatitvormacht sowie regelmäßig auftretendem Staurolith (s. P. FAUPL, 1977, S. 14) fehlen.

Es besteht aber die Möglichkeit, daß paläogene Gesteinsbruchstücke aus nördlicheren Einheiten durch das Ultrahelvetikum in die Greifensteiner Schichten transportiert wurden, ohne daß Gesteine der Buntmergelserie miteinbezogen wurden. Als Transportwege bieten sich dazu submarine Canyons (vgl. F. PICHA, 1979) an. Im Falle der Greifensteiner Schichten hat man sie noch nicht gefunden, man weiß allerdings, daß solche Canyons im nördlichen Tethysvorland eine wichtige Rolle spielten und sich meist in Kanälen in die submarinen Fächer fortsetzten (vgl. R. UNRUG, 1963; R. MARSCHALKO, 1964, und D. STANLEY & R. UNRUG, 1972).

Ein interessanter Hinweis für die paläogeographsiche Position ergibt sich möglicherweise aus den jüngst in den Bohrungen Königstetten und Wördern südlich der Donau angetroffenen, am Festlandsockel abgelagerten, autochthonen paleozänen und eozänen Sedimente (s. P. SEIFERT, 1982, S. 137). Sie könnten als mögliche fazielle Äquivalente der Gesteine der Waschbergzone den Ablagerungsraum der Greifensteiner Schichten beträchtlich nach Süden verweisen.

14. LITERATUR

ABEL, O.: Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. -- Jb. Geol. R.-A., 8, 91-140, 4 Prof., Wien 1903.

-- : Aufklärung der Kriechspuren im Greifensteiner Sandstein bei Kierling im Wienerwalde. -- Anz. Österr. Akad. Wiss., 66, 240-242, Wien 1929 a.

-- : Die Fährten der Strandschnecke Bullia rhodostoma an der Küste Südafrikas und die Kriechspuren aus dem Greifensteiner Sandstein bei Kierling im Wienerwalde. -- Verh. zool.-bot. Ges. Wien, 79, 75-79, Wien 1929 b.

ALLEN, J.R.L.: Transverse erosional marks of mud and rock: Their physical basis and geological significance. -- Sediment. Geol., 5, 167-385, Amsterdam (Elsevier) 1971.

ANDERSON, T.W. & GOODMAN, L.A.: Statistical inference about Markov Chains. -- Ann. math. Statist., 28, 89-110, 1957.

ANGELUCCI, A., DE ROSA, E., FIERRO, G., GNACCOLINI, M., LA MONICA, G.B., MARTINIS, B., PAREA, G.C., PESCATORE, T., RIZZINI, A. & WEZEL, F.C.: Sedimentological characteristics of some Italian turbidites. -- Geol. Rom., 6, 345-420, Rom 1967.

BACHMAYER, F.: Fossile Pilzhyphen im Flyschharz des Steinbruches im Höbersbachtal bei Gablitz in Niederösterreich. -- Ann. Nat.-hist. Mus. Wien, 65, 47-49, Wien 1962.

-- : Ein bemerkenswerter Fund: Myrica-Früchte im Flyschharz. -- Ann. Nat.-hist. Mus. Wien, Geol. u. Paläont., 72, 639-643, 2 Taf., Wien 1968.

BAKER, E.T.: Temporal and spatial variability of the bottom nepheloid layer over a deep-sea fan. -- Mar. Geol., 21, 67-79, Amsterdam (Elsevier) 1976.

BERWERTH, F.: Altkrystallinische Gesteine im Wienerwaldsandstein. -- Ann. Nat.-hist. Hofmus., 5, H. 3, Wien 1890.

BLANKENBURG, H.J. & JAGUSCH, K.H.: Mögliche Fehler bei Schwermineraluntersuchungen - unter besonderer Berücksichtigung der Schwermineralanalysen bei Glassanden. -- Z. angew. Geol., 10, H. 12, 640-650, 1 Abb., 7 Tab., Berlin 1964.

BLATT, H., MIDDLETON, G.V. & MURRAY, R.C.: Origin of sedimentary rocks. -- 634 S., Englewood Cliffs, N. H. (Prentice Hall) 1972.

BOBIES, C.A. & WALDMANN, L.: Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1 : 75.000 (mit Erläuterungen). -- Wien 1929.

BOENIGK, W.: Schwermineralanalyse. -- 158 S., 77 Abb., 4 Taf., 8 Tab., Stuttgart (Enke) 1983.

BORCHERT, H.: Genesis of marine sedimentary iron ore. -- Inst. Min. Metall., Bull. 640 (Trans. 69), 261-279, 1960.

BOUMA, A.H.: Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. -- 168 S., 31 Abb., 17 Tab., 3 Taf., Amsterdam - New York (Elsevier) 1962.

-- & BROUWER, A.: Developments in Sedimentology, 3, Turbidites. -- 264 S., 57 Abb., 9 Tab., 6 Taf., Amsterdam (Elsevier) 1964.

BRAMLETTE, M.N.: The stability of minerals in sandstone. -- J. Sediment. Pet., 11, 32-36, Boulder 1941.

BRINDLEY, J.C. & GUPTA, L.N.: History of zircon growth from minor acid intrusions in south east Ireland. -- Roy. Dublin Soc. Sci. Proc. 4A, 411-430, Dublin 1973.

BRINKMANN, R.: Abriß der Geologie, II, Historische Geologie. -- 10./11. Aufl., IX + 400 S., 70 Abb., 63 Taf., 21 Übersicht., Stuttgart (Enke) 1977.

BRIX, F.: Beiträge zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches auf Grund von Nannofossilien. -- Erdöl-Z., 77, H. 3, 89-100, 1 Tab., 1 Kt., Wien - Hamburg (Urban) 1961.

-- : Neue Beiträge zur Geologie der Flyschzone bei Wien. -- Vortrag, gehalten am 10. Jänner 1964 vor der Geol. Ges. Wien, Wien 1964.

-- : Zusammenfassender geologischer Bericht über die Aufschlußbohrung Mauerbach 1 und 1a. -- Unveröff. Ber. ÖMV AG, 1-122, Wien 1966.

-- : On the stratigraphy and lithology of the flysch zone in the surroundings of the Hagenbach-Valley (Northern Vienna Woods, Austria). -- Ann. Soc. Geol. Pologne, 39, H. 1-3, 455-469, 2 Abb., 3 Tab., Krakau 1969.

-- : Der Raum von Wien im Lauf der Erdgeschichte. Die Entstehung der Steine und der Landschaft. -- [In:] Naturgesch. Wiens, 1, 27-190, Wien-München (Jugend & Volk) 1970.

-- : Geologische Karte der Stadt Wien (mit Erläuterungen). 1 : 50.000 -- [In:] Naturgesch. Wiens, 3, Wien - München (Jugend & Volk) 1972.

-- & GÖTZINGER, K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957-1963; Teil I: Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes. -- Erdöl-Z., 80, H. 2, 57-76, Wien - Hamburg (Urban) 1964.

-- , KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. -- Erdöl-Z., Sonderausg. 1977, 12-35, 8 Abb., Wien-Hamburg (Urban) 1977.

BURNE, R.V.: The origin and significance of sand volcanoes in the Bude formation, Cornwall. -- Sediment., 15, 211-228, Amsterdam (Elsevier) 1970.

BYERS, C.W.: Shale Fissility: Relation to Bioturbation. -- Sediment., 21, 479-484, Oxford (Blackwell) 1974.

CAMPBELL, C.V.: Lamina, laminaset, bed and bedset. -- Sediment., 8, 7-26, Amsterdam (Elsevier) 1967.

CAROZZI, A.V.: Micro-mechanisms of sedimentation in the epicontinental environment. -- J. Sediment. Pet., 28 (2), 133-150, 13 Abb., Tulsa 1958.

CHAYES, FELIX: Discussion: Effect of change of origin on mean and variance of two-dimensional fabrics. -- Amer. J. Sci., 252, 567-570, New Haven 1954.

-- : Petrographic modal analysis: an elementary statistical appraisal. -- 113 S., New York (Wiley) 1956.

CHOUGH, S. & HESSE, R.: Submarine meandering talweg and turbidity currents flowing for 4000 km in the Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel, Labrador Sea. -- Geol., 4, 529-533, 6 Abb., Boulder 1976.

COLBURN, I.P.: Grain fabrics in turbidite sandstone beds and their relationship to sole mark trends on the same beds. -- J. Sediment. Pet., 38 (1), 146-158, 10 Abb., Tulsa 1968.

COSSEY, St.P. & EHRLICH, R.: The Orientation of small Muddy Clasts in Turbidites: Paleocurrent Indicators on a Jurassic Carbonate Slope, Tunisia. -- J. Sediment. Pet., 51 (3), 873-877, Tulsa 1981.

CRIMES, T.P.: The significance of trace fossils in sedimentology, stratigraphy and paleoecology with examples from Lower Palaeozoic strata. -- 101-126, [in:] T.P. CRIMES & J.C. HARPER (ed.): Trace fossils, Geol. J. Spec. Iss., 3, 547 S., Liverpool 1970.

-- : From limestones to distal turbidites: a facies and trace fossil analysis in the Zumaya flysch (Paleocene-Eocene). North Spain. -- Sediment., 20, 105-131, Oxford (Blackwell) 1973.

-- & CROSSLEY, J.D.: Inter-turbidite bottom current orientation from trace fossils with an example from the silurian Flysch of Wales. -- J. Sediment. Pet., 50 (3), 821-830, 8 Fig., 1 Tab., Boulder 1980.

-- , GOLDRING, R., HOMEWOOD, P., STUIJVENBERG, J. v. & WINKLER, W.: Trace fossil assemblages of deep-sea fan deposits, Gurnigel and Schlieren flysch (Cretaceous-Eocene), Switzerland. -- Eclog. geol. Helv., 74/3, 953-995, 13 Abb., 3 Tab., 4 Taf., Basel 1981.

-- & HARPER, J.C. (eds.): Trace fossils. -- Geol. J. Spec. Iss., 3, 547 S., Liverpool (Seel House) 1970.

-- & HARPER, J.C. (eds.): Trace fossils 2. -- Geol. J. Spec. Iss., 9, Liverpool (Seel House) 1977.

CURRAY, J.R.: The analysis of two-dimensional orientation data. -- J. Geol., 64, 117-131, 6 Abb., 3 Tab., Chicago 1966.

CŽJŽEK, J.: Geognostische Karte der Umgebung von Wien. Mit Erläuterungen. -- Wien 1849.

DAVIES, J.C. & WALKER, R.G.: Transport and deposition of resedimented con-

glomerates: The Cap Enrage Formation, Cambro-Ordovician, Gaspe, Quebec. -- J. Sediment. Pet., 44, 1200-1216, 17 Abb., Tulsa 1974.

DIN 1502, Beiblatt 1: Kürzung der Titel von Zeitschriften und ähnlichen Veröffentlichungen, Abkürzungen von Wörtern aus Sprachen mit lateinischen und kyrillischen Schriftenzeichen: Fachnorm. Aussch. Bibl. Docum. Wesen Dt. Inst. Nor., 22 S., 1975.

DIONNE, J.-C.: Monroes: A type of so-called mud volcanoes in tidal flats. -- J. Sediment. Pet., 43, 848-856, Tulsa 1973.

DIXON, W.J. & MASSEY, F.J. Jr.: Introduction to statistical analysis. -- 2nd ed., 488 S., New York (McGraw-Hill) 1957.

DOTT, R.H. Jr.: Wacke, graywacke and matrix - What approach to immature sandstone classification? -- J. Sediment. Pet., 34, 625-632, Boulder 1964.

DUFF, P. McL.D. & WALTON, E.K.: Statistical Basis for Cyclothems: a quantitative study of the sedimentary succession in the East Pennine Coalfield. -- Sediment., 1, 235-255, 5 Figs., 4 Tab., Amsterdam (Elsevier) 1962.

DURAND, D. & GREENWOOD, J.A.: Modification of the Rayleigh Test for uniformity in analysis of two-dimensional orientation data. -- J. Geol., 66 (3), 229-238, 2 Abb., 1 Tab., Chicago 1958.

DZULYNSKI, S. & SIMPSON, F.: Experiments on interfacial current markins. -- Geol. Rom., 5, 197-214, Rom 1966.

-- & WALTON, E.K.: Sedimentary features of Flysch and Greywackes. -- Dev. Sediment., 7, 274 S., 167 Figs., 5 Tabl., Amsterdam (Elsevier) 1965.

ENGEL, W.: Sedimentologische Untersuchungen im Flysch des Beckens von Ajdovscina (Slowenien). -- Gött. Arb. Geol. Paläont., 16, 1-65, 11 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Göttingen 1974.

ENGELHARDT, W.v.: Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. -- [In:] Sediment. Pet., Teil III, IX + 378 S., 133 Abb., 55 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1973.

EVAMY, B.D.: The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitisation. -- Sediment., 2, 164-170, 1 Tab., 1 Taf., Amsterdam (Elsevier) 1963.

FABICH, K.: Bericht über Arbeiten des chemischen Laboratoriums im Jahre 1959. -- Verh. geol. B.-A., 1960, H. 3, A113-115, Wien 1960.

FAIRBRIDGE, R.W. & BOURGEOIS, J.: The Encyclopedia of Sedimentology. -- Enzycl. earth sci., 6, 901 S., Stroudsburg (Dowden, Hutchinson & Ross) 1978.

FAUPL, P.: Schwermineralien und Strömungsrichtungen aus den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. Ein Beitrag zur Oberkreide-Paläogeographie der östlichen Flyschzone der Ostalpen. -- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975, H. 9, 528-540, 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1975.

-- : Untersuchungen an terrigenen Gesteinen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen (Vorbericht). -- Verh. geol. B.-A., 1977, H. 2, 13-15, Wien 1977.

-- : Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. -- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25, 81-110, 7 Abb., Wien 1978.

-- : Über turbiditische und nichtturbiditische Pelite in den Sieveringer Schichten (Maastricht, Wienerwald-Flyschzone). -- Verh. geol. B.-A., 1979, H. 3, 285-293, 3 Abb., 1 Tab., Wien 1980.

-- , GRÜN, W., LAUER, G., MAURER, R., PAPP, A., SCHNABEL, W. & STURM, M.: Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. -- Jb. geol. B.-A., 113, 73-158, 12 Abb., 9 Tab., 15 Taf., 8 Beil., Wien 1970.

-- & SAUER, R.: Zur Genese roter Pelite in Turbiditen der Flyschgosau in den Ostalpen (Oberkreide-Alttertiär). -- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1978, H. 2, 65-86, 6 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1978.

FISCHER, R.A.: Dispersion on a sphere. -- Proc. Roy. Soc. London A, 217, 295-305, London 1953.

FOBER, H.: Die Aufschlüsse entlang der Autobahn-Südumfahrung von Hochstraß bis Gießhübl (Niederösterreich). -- Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 187 S., Wien 1972.

FOLK, R.L.: Petrology of Sedimentary Rocks. -- 170 S., Austin (Hemphill's) 1968.

-- & WARD, W.C.: Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. -- J. Sediment. Pet., 27, 3-27, Tulsa 1957.

FRANKS, P.C., COLEMAN, G.L., PLUMMER, N. & HAMBLIN, W.K.: Crossstratification, Dakota sandstone (Cretaceous), Ottawa County, Kansas. -- Kansas Geol. Surv. Bull., 134, pt. 6, 223-238, 1959.

FRIEDL, K.: Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. -- Mitt. Geol. Ges. Wien, 13, 1-80, 1 Taf., 1 Kt., Wien 1920.

FRIEDMAN, G.M.: Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. -- J. Geol., 66, 394-416, 9 Figs., 8 Tab., Chicago 1958.

-- & SANDERS, J.E.: Principles of Sedimentology. -- IX + 792 S., New York (Wiley) 1978.

FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. -- Erdöl u. Kohle, 12, 605-613, 7 Abb., Hamburg 1959.

--:Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. -- Eclog. geol. Helv., 57, 157-298, 29 Abb., 12 Tab., Basel 1964.

-- : Sediments and Sedimentary Rocks 1. --[In:] ENGELHARDT, W.V., FÜCHT-

BAUER, H. & MÜLLER, G.: Sediment. Pet., II, 464 S., 199 Abb., 39 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1974.

-- & MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine. -- Sediment-Pet., II, 3. Aufl., 784 S., 341 Abb., 70 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1977.

GABELMAN, J.W.: Cylindrical structures in Permian (?) siltstone, Eagle County, Colorado. -- J. Geol., 63, 214-227, Chicago 1955.

GALLIHER, E.W.: Biotite-glauconite transformation and associated minerals. -- [In:] TRASK, P.D. (ed.): Recent Marine Sediments, Amer. Assoc. Pet. Geol., 513-515, Tulsa 1939.

GHIBAUDO, G. & MUTTI, E.: Facies ed interpretazione paleoambientale delle Arenarie di Ranzano nei dintorni di Specchio (Val Pessola, Appennino Parmense). -- Mem. Soc. Geol. Ital., 12, 251-265, Pisa 1973.

GILL, W.D. & KUENEN, P.H.: Sand volcanoes on slumps in the Carboniferous of County Clare, Ireland. -- Quart. J. Geol. Soc. London, 113, 441-460, 7 Figs., 3 Pls., London 1958.

GÖTZINGER, G.: Über neue Vorkommnisse von exotischen Blöcken im Wiener Wald. -- Verh. geol. R.-A., 1906, Nr. 10, 297-302, Wien 1906.

-- Aufnahmsbericht über Blatt Baden - Neulengbach (Z.13 Kol. XIV), Tulln (Z.12 Kol. XIC) und Mattighofen (13 VIII). -- Verh. geol. B.-A., 1924, Nr. 1, 18-21, Wien 1924.

-- Der neue Granitklippenblock am Flyschrand bei Neulengbach, ein geologisches Naturdenkmal. -- Verh. geol. B.-A., 1926, H. 10,.198-200, Wien 1926.

-- Aufnahmsbericht über die Flyschzone auf den Blättern Tulln, Baden - Neulengbach und Vergleichsstudien auf Blatt St. Pölten. -- Verh. geol. B.-A., 1932, H. 1/2, 48-52, Wien 1932.

-- Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches. -- Jb. geol. B.-A., 94, 223-272, Wien 1951.

-- Der Flysch zwischen Wien und Salzburg. -- Verh. geol. B.-A., 1952, Sdh. C, 95-98, Wien 1952.

-- Die Flyschzone. -- [In:] Erläuterungen geol. Kt. Umgeb. Wien, 1 : 75.000, (Ausg. 1952), 43-93, Wien (Geol. B.-A.) 1954.

-- & BECKER, H.: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches. (Neue Fossilfunde). -- Jb. geol. B.-A., 82, 343-395, 5 Abb., 5 Taf., Wien 1932.

-- & EXNER, CH.: Kristallingerölle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau. -- 81-106, 2 Abb. [In:] EXNER, CH., GRUBINGER, H. & KÜPPER, H.: Skizzen zum Antlitz der Erde, II., Geologie der Ostalpen, VII + 424 S., Wien (Hollinek) 1953.

-- , GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. & ROSENBERG, G.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000. -- 138 S., 7 Abb., 4 Tab., 15 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1954.

-- , GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H.: Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1 : 75.000. -- Wien (Geol. B.-A.) 1952.

GRAY, A. & MATTHEWS, G.B.: A Treatise on Bessel Functions and Their Applications to Physics. -- London (Mcmillan) 1922.

GRIFFITHS, H.C. & ROSENFELD, M.A.: A further test of dimensional orientation of quartz grains in Bradford sand. -- Amer. J. Sci., 251, 192-214, New Haven 1953.

GRILL, R.: Beobachtungen an Großaufschlüssen im Flysch des Wienerwaldes. -- Verh. geol. B.-A., 1962, H. 2, 249-257, 1 Abb., Wien 1962.

GRÜN, W.: Die Autobahnaufschlüsse im Bereich der Westeinfahrt Wien. Geologisch-Mikropaläontologische Untersuchungen in der Kahlenberger Teildecke und der Hauptklippenzone zwischen Dürrwien und Auhof. -- Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 235 S., 38 Abb., 14 Taf., 2 Tab., Wien 1968.

--:Flysch microfauna of the Hagenbach Valley (Northern Vienna Woods), Austria. -- Ann. Soc. Geol. Pologne, 39, H. 1-3, 305-334, 1 Tab., 9 Taf., Krakau 1969.

-- , KITTLER, G., LAUER, G., PAPP, A. & SCHNABEL, W.: Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes. -- Jb. geol. B.-A., 115, 103-186, 12 Abb., 11 Tab., 35 Taf., Wien 1972.

-- , LAUER, G., NIEDERMAYR, G. & SCHNABEL, W.: Die Kreide-Tertiärgrenze im Wienerwaldflysch bei Hochstraß (Niederösterreich). -- Verh. geol. B.-A., 1964, 226-283, Wien 1964.

-- , NIEDERMAYR, G. & SCHMID, M.E.: Untersuchungen an der Autobahn (Westeinfahrt, Km 281, 985-282, 350) SW Dürrwien (Flysch, Kahlenberger Dekke) (Vorbericht). -- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 12, 105-112, 2 Taf., Wien 1961.

GUMBEL, E.J., GREENWOOD, J.A. & DURAND, D.: The circular normal distribution: theory and tables. -- J. Amer. Statist. Assoc. 48, 131-152, 1963.

HANER, B.E.: Morphology and sediments of Redondo Submarine Fan, Southern California. -- Geol. Soc. Amer. Bull., 82, 2413-2432, Boulder 1971.

HÄNTZSCHEL, W.: Trace fossils and problematica. -- [in:] MOORE, R.C. (ed.): Treatise on invertebrate paleontology, Part W, Miscellanea, Suppl. 1, 2nd ed., XXI + 269 p., 110 Figs., Boulder-Lawrence 1975.

HARBAUGH, J.W. & BONHAM-CARTER, G.: Computer Simulation in Geology. -- 575 S., New York (Wiley) 1970.

HAUER, F.v.: Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. -- Sitzber. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 25, 253-351, 4 Taf., Wien 1857.

-- : Über die Eocängebilde im Erzherzogthume Österreich und Salzburg. -- Jb. geol. R.-A., 9, H. 1, 103-137, Wien 1858.

HAYES, J.B.: Clay petrology of mudstones, Leg 18. [In:] KULM, L.D., von JUENE, R. et al.: Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj., 18, 903-914, Washington (U.S. Gov. Print. Off.) 1973.

HEIMLICH, R.A., SHOTWELL, L.B., COOKRO, T. & GAWELL, M.J.: Variability of Zirkons from the Sharon Conglomerate of Northeastern Ohio. -- J. Sediment. Pet., 45, 629-635, 7 Fig., 4 Tabl., Tulsa 1975.

HEKEL, H.: Der nördliche Teil des Bisambergzuges und dessen jungtertiärer Rahmen. -- Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 179 S., 32 Taf., Wien 1966.

-- : Nannoplanktonhorizonte und tektonische Strukturen in der Flyschzone nördlich von Wien (Bisambergzug). -- Jb. geol. B.-A., 111, 293-338, 4 Abb., 8 Taf., Wien 1968.

HESSE, R.: Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch section.of the East Alps and other basins. -- Sediment., 22, 387-416, Oxford 1975 a.

-- : Dokumentiert der penninische Flysch der Ostalpen als Tiefsee-Grabenfüllung eine kretazisch-alttertiäre Plattengrenze ? -- Nachr. dt. geol. Ges., H. 13, 21-23, Hannover 1975 b,.

-- : Einige ungewöhnliche sekundäre Sedimentstrukturen im lakustrinen Unterkarbon Neuschottlands (Kanada) und ihre Deutung als Erdbebenanzeiger. -- Eclog. geol. Helv., 69, 196-201, Basel 1976.

-- & READING, H.G.: Subaqueous clastic fissure eruptions and other examples of sedimentary transposition in the lacustrine Horton Bluff Formation (Mississippian), Nova Scotia, Canada. -- Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., 2, 241-257, 17 Figs., 1978.

HISCOTT, R.N. & MIDDLETON, G.V.: Depositional mechanics of thick-bedded sandstones at the base of a submarine slope, Tourelle Formation (Lower Ordovician), Quebec, Canada. -- Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ. No. 27, 307-326, 18 Figs., 1 Tabl., Tulsa 1979.

HOPPE, G.: Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. -- Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. f. Bergb. usw., 1963, Berlin 1963.

HSÜ, K.J.: Studies of Ventura field, California, 1: Facies geometry and genesis of lower Pliocene turbidites. -- Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull., 61, 137-168, Tulsa 1977.

INMAN, D.L.: Measures for describing the size distribution of sediments. -- J. Sediment. Pet., 22, 125-145, Tulsa 1952.

JÄGER, R.: Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. -- Mitt. Geol. Ges. Wien, 7, 122-172, 4 Taf., Wien 1914.

JIZBA, Z.V.: Mean and standard deviation of certain geological data: a discussion. -- Amer. J. Sci., 251, 899-906, New Haven 1953.

JOHNSON, H.D.: Sedimentation and water escape structures in some late Precambrian shallow marine sandstones from Finnmark, North Norway. -- Sediment., 24, 398-411, 14 Figs., Oxford (Blackwell) 1977.

KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmischen Masse. -- Jb. geol. B.-A., 110, 73-91, 4 Taf., 1 Tab., Wien 1967.

KERMACK, K.A. & HALDANE, J.B.S.: Organic correlation and allometry. -- Biom., 37, 30-41, 1950.

KERN, J.P.: Lebensspuren und Paläomilieu der Sieveringer Schichten (Oberkreide) des Wiener Waldes (Österreich). -- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24, 11-45, 2 Abb., 1 Tab., Taf. 1-6, Wien 1977.

-- : Trails from the Vienna Woods: Paleoenvironments and Trace Fossils of Cretaceous to Eocene Flysch, Vienna, Austria. -- Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 23, 231-262, 10 Figs., 1 Tab., Amsterdam (Elsevier) 1978.

KIESLINGER, A.: Die Steine von St. Stephan. -- 488 S., Wien (Herold) 1949.

KRUIT, C., BROUWER, J., KNOX, G., SCHÖLLNBERGER, W. & VLIET, A.v.: Une excursion aux cones d'alluvions an eau profonde d'age tertiarie pres de San Sebastian (Province de Guipuzcoa, Espagne). -- IX^{me} Congr. Int. Sediment., Exc. 23, 75 S., Nice 1975.

KRUMBEIN, W.C.: Application of logarithmic moments to size frequency distributions of sediments. -- J. Sediment. Pet., 6, 35-47, Tulsa 1936.

--:Preferred Orientation of pebbles in sedimentary deposits. -- J. Geol., 47, 673-706, 18 Abb., 6 Tab., Chicago 1939.

KRYNINE, P.D.: The tourmaline group in sediments. -- J. Geol., 54, 65-87, Chicago 1946.

KSIĄŻKIEWICZ, M.: Observations on the ichnofauna of the Polish Carpathians. -- 283-322, 8 Abb., 1 Tab., 4 Taf., [in:] T.P. CRIMES & J.C.HARPER [Hrsg.]: Trace fossils, Geol. J. Spec. Iss., 3, 547 S., Liverpool 1970.

KSIĄŻKIEWICZ, M.: Trace fossils in the flysch of the Polish Carpathians. -- Palaeont. Pol., 36, 1-208, Warszawa 1977.

KUENEN, PH.H.: The shell pavement below oceanic turbidites. -- Mar. Geol., 2, 236-246, Amsterdam 1964.

KÜPPER, H.: Wiener Sandstein und Flysch (Bemerkungen zu Fragen klassischer und moderner Nomenklaturen). -- Verh. geol. B.-A., 1962, H. 2, 246-249, 1 Tab., Wien 1962.

-- : Geologie von Wien. -- Verh. geol. B.-A., Bundesländers., 210 S., 23 Abb., 20 Tab., 28 Taf., Wien 1968.

LADWEIN, W.: Sedimentologische Untersuchungen an Karbonatgesteinen des autochthonen Malm in N.Ö. (Raum Altenmarkt-Staatz). -- Diss. Phil. Fak. Univ. Innsbruck, Innsbruck 1976.

LANG, H.D., RABIEN, A., STRUVE, W. & WIEGEL, E.: Richtlinien für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. -- 36 S., Hannover (Schweizerbart) 1976.

LARSEN, L.H. & POLDERVAART, A.: Measurement and distribution of zirkon in some granitic rocks of magmatic origin. -- Min. Mag., 31, 544-566, London 1957.

LEMCKE, K., ENGELHARDT, W.v. & FÜCHTBAUER, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. -- Beih. Geol. Jb., 11, 110 S., Hannover 1953.

LILIENBACH, LILL v.: Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutung auf die Karpaten. -- Leonhards Jb. Min. Geognosie etc., 1, 153-220, Taf. 3, Heidelberg 1830.

LINDHOLM, R.C.: Utilization of programmable calculators in sedimentology. -- J. Sediment. Pet., Meth. Pap., 49, 615-620, 1 Fig., 4 Tab., Boulder 1979.

LOWE, D.R.: Water-escape structures in coarse-grained sediments. -- Sediment., 22, 157-204, Oxford (Blackwell) 1975.

LUNDEGARD, P.D. & SAMUELS, N.D.: Field Classification of fine-grained sedimentary rocks. -- J. Sediment. Pet., 50 (3), 781-786, 4 Fig., 1 Tab., Boulder 1980.

MARDIA, K.V.: Statistics of directional data. -- 355 S., London (Acad. Press) 1972.

MARSAL, D.: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. -- 152 S., 40 Abb., 7 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1967.

MARSCHALKO, R.: Sedimentary structures and paleocurrents in the marginal lithofacies of the central-Carpathian flysch. -- [In:] Turbidites, Dev. Sediment., 3, 106-126, Amsterdam (Elsevier) 1964.

MATTER, A.: Burial diagenesis of pelitic and carbonate deep-sea sediments from the Arabian Sea. -- Init. Rep. Deep-sea Drill. Proj., 23, 421-443, 3 Abb., 5 Tab., Washington (U.S. Gov. Print. Off.) 1974.

MIALL, A.D.: Markov chain analysis applied to an ancient alluvial plain succession. -- Sediment., 20, 347-364, 6 Abb., 16 Tab., Oxford (Blackwell) 1973.

MIDDLETON, G.V.: Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. -- [In:] LAJOIE, J. (ed.): Flysch Sedimentology in North America, Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 7, 253-272, 1970.

-- & HAMPTON, M.A.: Sediment Gravity Flows: Mechanics of Flow and Deposition. [In:] Turbidites and Deep Water Sedimentation, Short Course, Soc. Econ. Paleont. Miner., Pacific Sec., 1-38, Anaheim 1973.

MOORE, J.C. & KARIG, D.E.: Sedimentology, structural geology, and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan. -- Geol. Soc. Amer. Bull., 87, 1259-1268, Boulder 1976.

MORLOT, A.v.: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der niederösterreichischen Alpen. -- Wien 1847.

MURTHY, M.V.N. & SIDDIQUIE, H.N.: Studies on Zircons from some garnetiferous sillimanite gneisses (Khondalites) from Orissa and Andhra Pradesh, India. -- J. Geol., 72, 123-127, 1 Fig., 1 Plate, Chicago 1964.

MUTTI, E.: Studi geologici sulle isole del Dodecaneso (Mare Egeo). X. Sedimentologie delle Arenarie di Messanagros (Oligocene-Aquitaniano) nell'Isola di Rodi. -- Mem. Soc. Geol. Ital., 8, 1027-1070, Pisa 1969.

-- : Submarine canyon and fan deposits. Examples of ancient deep-sea fan deposits from circum-mediterranean geosynclines. -- 92-105, 7 Abb., [In:] DOTT, R.H. & SHAVER, R.H.: Modern and ancient geosynclinal sedimentation, Soc. Econ. Paleont. Mineral., 19, 380 S., Tulsa 1974.

-- : Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). -- Sediment., 24, 107-131, 17 Figs., 1 Tab., Oxford 1977.

-- & GHIBAUDO, G.: Un esempio di torbiditi di conoide sottomarina esterna: le Arenaire di San Salvatore (Formazione di Bobbio, Miocene) nell'Appennino di Piacenza. -- Mem. Acc. Sci. Torino, Cl. Sci. Fis. Mat. Nat., ser. 4, no. 16, 1-40, Torino 1972.

-- & RICCI LUCCHI, F.: Le torbiditi dell' Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. -- Mem. Soc. Geol. Ital., 11, 161-199, Pisa 1972.

-- & RICCI LUCCHI, F.: La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. -- Soc. Géol. France, Bull., 16, 577-582, Paris 1974.

-- & RICCI LUCCHI, F.: Turbidite facies and facies associations. -- [In:] MUTTI, E., PAREA, G.C., RICCI LUCCHI, F., SAGRI, M., ZANZUCCHI, G., GHIBAUDO, G. & JACCARINO, S.: Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Appennines, 21-36, IX. Congr. Int. Sediment., Guide to field trip A-11, Nice 1975.

-- & NILSEN, T.H.: Significance of intraformational rip-up clasts in deep-sea fan deposits. -- [In:] IAS (Int. Assoc. Sediment.), 2nd Eur. Mtg., 117-119, 1 Fig., Bologna 1981.

MÜLLER, G.: Sediment-Petrologie, 1. Teil. -- XII + 303 S., 91 Abb., 30 Tab., 3 Beil., Stuttgart (Schweizerbart) 1964.

NELSON, C.H.: Late Pleistocene and Holocene depositional trends, processes, and history of Astoria deep-sea fan, northeast Pacific. -- Mar. Geol., 20, 129-173, Amsterdam (Elsevier) 1976.

-- & KULM, L.D.: Submarine fans and deep-sea channels. -- 39-78, 22 figs., 2 tabl., [In:] Turbidites and Deep-water Sedimentation, Soc. Econ. Paleont. Min., Pacif. Sect. Short Course, 157 S., Anaheim 1973.

-- & NILSEN, T.H.: Submarine canyon and fan deposits. Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans. -- 69-91, 7 Abb., 4 Tab., [In:] DOTT, R.H. & SHAVER, R.H.: Modern and ancient geosynclinal sedimentation, Soc. Econ. Paleont. Min., 19, 380 S., Tulsa 1974.

-- , MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F.: Comparison of proximal and distal thin-bedded turbidites with current-winnowed deep sea sands. -- 10th Int. Sediment. Congr., Proc., 5, 317-325, Nice 1975.

NEUMANN-MAHLKAU, P.: Recent sand volcanoes in the sand of a dike under construction. -- Sediment., 23, 421-425, Oxford (Blackwell) 1976.

NIEDERMAYR, G.: Beiträge zur Sedimentpetrographie des Wienerwald-Flysches. -- Verh. geol. B.-A., 1966, 106-141, 8 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Wien 1966 a.

-- Vergleichende Untersuchungen an Zirkonen periadriatischer und alpiner Gesteine. -- Ann. Nat.-hist. Mus. Wien, 69, 15-27, 6 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien 1966 b.

-- Die akzessorischen Gemengteile von Gföhler Gneis, Granitgneis und Granulit im niederösterreichischen Waldviertel. -- Ann. Nat.-hist. Mus. Wien, 70, 19-27, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wien 1967.

NILSEN, T.H.: Modern and Ancient Submarine Fans: Discussion on Papers by R.G. Walker and W.R. Normark. -- Amer. Assoc. Pet.Geol. Bull., 64, 1094-1101, 1 Fig., Tulsa 1980.

-- & CLARKE, S.H.Jr.: Sedimentation and tectonics in the early Tertiary continental borderland of central California. -- U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 925, 64 S., Washington (U.S.Gov.Print. Off.) 1975.

NORMARK, W.R.: Growth patterns of deep-sea fans. -- Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull., 54, 2170-2195, Tulsa 1970.

-- Submarine Canyon and fan deposits. Submarine canyons and fan valleys: factors affecting growth patterns of deep-sea fans. -- 56-58, 5 Abb., 2 Tab., [In:] DOTT, R.H. & SHAVER, R.H.: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Min., 19, 380 S., Tulsa 1974.

-- Fan Valleys, Channels, and Depositional Lobes on Modern Submarine Fans.: Characters for Recognition of Sandy Turbidite Environments. -- Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull., 62, No. 6, 912-931, 12 Abb., Tulsa 1978.

-- Modern and Ancient Submarine Fans: Reply. -- Amer. Ass. Pet. Geol. Bull., 64, 1108-1112, Tulsa 1980.

ONIONS, D. & MIDDLETON, G.V.: Dimensional grain orientation of Ordovician Turbidite Greywackes. -- J. Sediment. Pet., 38, No. 1, 164-174, 10 Abb., 2 Tab., Tulsa 1968.

PAPP, A.: Die Nummulitenfauna vom Michlberg (Waschbergzone) und aus dem Greifensteiner Sandstein (Flyschzone). -- Verh. geol. B.-A., 1962, H. 2, 281-290, 3 Abb., Wien 1962 a.

-- Das Vorkommen von Lebensspuren in einzelnen Schichtgliedern im Flysch des Wienerwaldes. -- Verh. geol. B.-A., 1962, H. 2, 290-294, 1 Abb., Wien 1962 b.

PARKASH, B. & MIDDLETON, G.V.: Downcurrent textural changes in Ordovician turbidite greywackes. -- Sediment., 14, 259-293, 14 Abb., 4 Tab., Amsterdam (Elsevier) 1970.

PARTSCH, P.: Geognostische Karte des Beckens von Wien und der Gebirge, die dasselbe umgeben; oder: Erster Entwurf einer geognostischen Karte von Österreich unter der Enns mit Theilen von Steiermark, Ungern, Mähren, Böhmen und Österreich ob der Enns. -- Wien 1843.

-- Erläuternde Bemerkungen zur geognostischen Karte des Beckens von Wien und der Gebirge, die dasselbe umgeben. -- Wien 1844.

PASSEGA, R.: Grain size representation by CM patterns as a geological tool. -- J. Sediment. Pet., 34, 830-847, Tulsa 1964.

PAUL, C.M.: Der Wiener Wald. -- Jb. geol. R.-A., 48, H. 1, 53-178, Wien 1898.

PEARSON, E.S. & HARTLEY, H.O.: Biometrika Tables for Statisticaans. -- Cambridge (Univ. Press.) 1969.

PETTIJOHN, F.J.: Sedimentary Rocks. -- 2. Aufl., 718 S., New York (Harper & Broth.) 1957.

-- & POTTER, P.E.: Atlas and glossary of primary sedimentary structures. -- 370 S., 117 Abb., Berlin-Göttingen-Heidelberg-New York (Springer) 1964.

-- , POTTER, P.E. & SIEVER, R.: Sand and Sandstone. -- 618 S., 258 Abb., Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1972.

PICHA, F.: Ancient Submarine Canyons of Tethyan Continental Margins, Czechoslovakia. -- Amer. Ass. Pet. Geol. Bull., 63, H. 1, 67-86, 12 Abb., Tulsa 1979.

PINCUS, H.J.: The analysis of aggregates of orientation data in the earth sciences. -- J. Geol., 61, 482-509, Chicago 1953.

-- Some vector and arithmetic operations on two-dimensional orientation variates, with applications to geological data. -- J. Geol., 64, 533-557, 15 Abb., 4 Tab., Chicago 1956.

PIPER, D.J.W.: Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. -- [In:] STANLEY, D.J. & KELLING, G. (eds.): Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches, 163-176, Stroudsburg (Dowden, Hutchinson & Ross) 1978.

-- HUENE, R.v. & DUNCAN, J.R.: Late Quarternary Sedimentation in the Active Eastern Aleutian Trench. -- Geol., 1, 19-22, Boulder 1973.

PLESSMANN, W.: Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. Untersuchungsergebnisse im Oberharzer Kulm und im westalpinen Flyschbecken von San Remo. -- Geol. Jb., 78, 503-565, 41 Abb., Hannover 1961.

PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Der Wienerwald. -- Sgl. Geol. Führ., 59, 141 S., 23 Abb., 3 Tab., 2 Kt., Berlin-Stuttgart (Borntraeger) 1974.

POLDERVAART, A.: Zircons in Rocks. I. Sedimentary Rocks. -- Amer. J. Sci., 253, 433-461, New Haven 1955.

-- Zircon in Rocks. II. Igneous Rocks. -- Amer. J. Sci., 254, 521-554, New Haven 1956.

POTTER, P.E. & BLAKELY, R.F.: Random processes and lithologic transitions. -- J. Geol., 76, 154-170, 9 Abb., 4 Tab., Chicago 1968.

-- & PETTIJOHN, F.J.: Paleocurrents and Basin Analyses. -- 2nd Ed., 425 S., 167 Abb., 30 Taf., Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1977.

PREY, S.: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches (Fortsetzung). -- Verh. geol. B.-A., 1965, 107-118, Wien 1965.

-- Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches (2. Fortsetzung). -- Verh. geol. B.-A., 1968, 155-171, Wien 1968.

-- Die Flyschzone des Wienerwaldes. -- [In:] Der Wienerwald, Slg. geol. Führ., 59, 1-57, 5 Abb., 2 Tab., 1 Kt., Berlin-Stuttgart (Borntraeger) 1974.

-- Der Bau der Hauptklippenzone und der Kahlenberger Decke im Raume Purkersdorf-Wienerwaldsee (Wienerwald). -- Verh. geol. B.-A., 1979, H. 2, 205-228, 2 Abb., Wien 1979.

RAYLEIGH, LORD (STRUTT, J.W.): The theory of sound, 2nd ed., vol. 1. -- 480 S., New York (MacMillan) 1894.

READING, H.G.: Sedimentary Environments and Facies. -- XI + 557 S., Oxford (Blackwell) 1978.

REICHE, P.: An analysis of cross-lamination of the Coconino sandstone. -- J. Geol., 44, 905-932, Chicago 1938.

REINECK, H.-E. & SINGH, I.B.: Depositional Sedimentary Environments. With Reference to Terrigenous Clastics. Second, Revised and Updated Edition. -- XIX + 549 S., 683 Abb., 38 Tab., Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1980.

REYNOLDS, R.C. & HOWER, J.: The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. -- Clays and Clay Min., 18, 25-36, 1970.

RICCI LUCCHI, F.: Channelized deposits in the Middle Miocene Flysch of Romagna (Italy). -- Giorn. Geol., Ser. 2, 36, 203-282, Bologna 1969.

--:Depositional Cycles in two turbidite formations of Northern Appennines (Italy). -- J. Sediment. Pet., 45, 3-43, 28 Figs., Tulsa 1975.

RINGHOFER, W.: Sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen in Hinblick auf Transport und Ablagerung in den alttertiären Anteilen der Laaber Teildecke (Hois- und Agsbachschichten). -- 107 S., 60 Abb., 2 Tab., 8 Prof., Unveröff. Diss. Phil. Fak., Univ. Wien, 1976.

RUKAVINA, N.A.: Particle orientation inturbidites: theory and experiment. -- Geol. Soc. Amer., Progr. 1965 Am. Meeting, 141-142, 1965.

RUSNAK, G.A.: A fabric and petrologic study of the Pleasantview Sandstone. -- J. Sediment. Pet., 27, No. 1, 41-55, 8 Abb., 3 Tab., Tulsa 1957.

RÜCKLIN, H.: Strömungsmarken im unteren Muschelkalk des Saarlandes. -- Senckenberg., 20, 94-114, Frankfurt 1938.

SAHU, B.K.: Depositional Mechanisms from the size analysis of Clastic Sediments. -- J. Sediment. Pet., 34, No. 1, 73-83, 1 fig., 2 tab., Tulsa 1964.

SANDERS, J.E.: Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. -- [In:] MIDDLETON, G.V. (ed.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. -- Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 12, 192-219, Tulsa 1965.

SAUER, R.: Zur Stratigraphie und Sedimentologie der Gießhübler Schichten im Bereich der Gießhübler Gosaumulde (Nördliche Kalkalpen). -- Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 181 S., 78 Abb., 21 Taf., 4 Kt., Wien 1980.

SCHAFFER, F.X.: Geologie von Wien. Teil 1. Erläuterungen zur geologischen Karte von Wien 1 : 25.000. -- 33 S., 1 Kt., Wien (R. Lechner) 1904.

SCHAUB, H.: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches. -- Schweiz. Paläont. Abh., 68, Basel 1951.

SCHAUER, M.: Bericht über den Strombauamt-Steinbruch im Rahmen des Geologischen Praktikums IV. -- 59 S., 15 Abb., 2 Fototaf., Profile, Wien 1980.

SCHNABEL, W.: Die Petrographie der Sandsteine. -- [In:] FAUPL, P. GRÜN, W., LAUER, G., MAURER, R., PAPP, A., SCHNABEL, W. & STURM, M.: Zur Typisierogg der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. -- Jb. geol. B.-A., 113, 121-147, 8 Abb., 6 Tab., 3 Beil., 1 Taf., Wien 1970.

SCHOLLE, P.A.: A Color Illustrated Guide to Constituents, Textures, Cements, and Porosities of Sandstones and Associated Rocks. -- Amer. Assoc. Pet. Geol. Mem. 28, IX + 201 S., Tulsa 1979.

SCHUBERT, R.J.: Über mitteleocäne Nummuliten aus dem mährischen und niederösterreichischen Flysch. -- Verh. geol. R.-A., 123-128, Wien 1913.

SEIFERT, P.: Das Eozän der Waschbergzone (N. Ö.) (und die angrenzenden Teile des Oberpaleozän und Unteroligozän). Stratigraphie, Mikrofazies, Paläogeographie und Tektonik. -- 419 S., 117 Abb., 4 Taf., 4 Tab., 11 Beil., Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1980.

-- : Sedimentologie und Paläogeographie des Eozäns der Waschbergzone (Niederösterreich). -- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 28, 133-176, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien 1982.

-- & STRADNER, H.: Bericht über das Paleozän der Waschbergzone (N. Ö.). -- Verh. geol. B.-A., 1978, H. 2, 129-141, 3 Abb., 1 Taf., Wien 1978.

SEILACHER, A.: Bathymetry of trace fossils. -- Mar. Geol., 5, 413-428, Amsterdam (Elsevier) 1967.

SELLEY, R.C.: A classification of Paleocurrent models. -- J. Geol., 76, 99-110, 7 Abb., Chicago 1968.

--:Studies of sequence in sediments using a simple mathematical devide. -- Quart. J. geol. Soc. Lond., 125, 557-581, 6 Abb., London 1970.

--:An Introduction to Sedimentology. -- XI + 408 S., 162 Abb., 38 Tab., London-New York-San Francisco (Acad. Press) 1976.

SPOTTS, J.H.: Zircon and Other Accessory Minerals, Coast Range Batholith, California. -- Geol. Soc. Amer. Bull., 73, 1221-1240, 6 Figs., 2 Plts., New York 1962.

--:Grain orientation and imbrication on Miocene turbidity current sandstones, California. -- J. Sediment. Pet., 34, 229-253, Boulder 1964.

-- & WESER, O.E.: Directional properties of a Miocene turbidite, California. -- [In:] BOUMA, A.H. & BROUWER, A. (eds.): Turbidites, Dev. Sediment., 3, 199-221, Amsterdam (Elsevier) 1964.

STANLEY, D.J. & BOUMA, A.H.: Methodology and paleogeographic interpretation of flysch formations: a summary of studies in the Maritime Alps. -- [In:] BOUMA, A.H. & BROUWER, A. (eds.): Turbidites, Dev. Sediment., 3, 34-64, Amsterdam (Elsevier) 1964.

-- & UNRUG,R.: Submarine channel deposits, fluxoturbidites, and other indicators of slope and base-of-slope environments in modern and ancient marine basins. -- [In:] RIGBY, J.K. & HAMBLIN, W.K. (eds.): Recognition of ancient sedimentary environments, Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 16, 287-340, Tulsa 1972.

STAUFFER, P.H.: Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California. -- J. Sediment. Pet., 37,(2), 487-508, 17 Figs., Boulder 1967.

STELCL,J. & SVOBODA, L.: Petrografické studie kulmských sedimentu Drahanské vysociny. -- Fol. Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun. III/1, Geol., 3-50, 1962.

STRADNER, H.: The nannofossils of the eocene flysch in the Hagenbach Valley (Northern Vienna Woods), Austria. -- Ann. Soc. Geol. Pologne, 39, H. 1-3, 403-432, 4 Abb., 10 Taf., Krakau 1969.

STUR, D.: Geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien (Aufgen. 1889/90, mit Erläuterungen). -- Wien (Geol. R.-A.) 1894.

SULLWOLD, H.H., Jr.: Tarzana fan, deep submarine fan of late Miocene age, Los Angeles County, California. -- Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull., 44, 433-457, Tulsa 1960.

-- Turbidites in oil exploration. -- [In:] PETERSON, J.A. & OSMOND, J.C. (eds.): Geometry of sandstone bodies, Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull., 45, 63-81, Tulsa 1961.

TAKAHASHI, J.: Synopsis of glauconitization. -- [In:] TRASK, P.D. (ed.): Recent Marine Sediments, Amer. Assoc. Pet. Geol., 503-512, Tulsa 1939.

TAUBENECK, W.H.: Zircons in the metamorphic aureole of the Bald Mountain Batholith, Elkhorn Mountains, Northeastern Oregon. -- Geol. Soc. Amer. Bull., 68, 1803-1804, New York 1957.

THENIUS, E.: Niederösterreich. -- Verh. geol. B.-A., Bundesländers., 2. Aufl., 280 S., 16 Tab., 48 Abb., Wien 1974.

TILL, R.: Statistical Methods for the Earth Scientist, an introduction. -- 154 S., Reading (MacMillan) 1974.

TOLLMANN, A.: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. -- Mitt. österr. geol. Ges., 69, (1976), 291-351, 11 Abb., Wien 1978.

TOULA, F.: Ein Ammonitenfund (Acanthoceras mantelli SOW.) im Wiener Sandstein des Kahlengebirges bei Wien. -- N. Jb. Miner., 2, 79-85, Wien 1893.

TRASK, P.D.: Origin and environment of source sediments of petroleum. -- 323 S., Houston (Gulf Publ. Co) 1932.

TRAUTH, F.: Geologie der Klippenregion von Ober St. Veit und des Lainzer Tiergartens. -- Mitt. geol. Ges. Wien, 21, 35-132, 3 Taf., Wien 1929 (1930).

TUKEY, J.W.: Chi-square test of orientation, Comment no. 1A (comments and suggestions on note 1 by CHAYES). -- Earth Sci. Panel Rev., Group CSPS-ASA, 5 S., 1954.

UNRUG, R.: Istebna beds - a fluxoturbidity formation in the Carpathian flysch. -- Ann. Soc. Geol. Pologne, 33, 49-92, Krakau 1963.

VAVRA, N. & VYCUDILIK, W.: Chemische Untersuchungen an fossilen und subfossilen Harzen. -- Beitr. Paläont. Österr., 1, 121-135, Wien 1976.

VETTERS, H.: Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Wiener Beckens und seiner Randgebirge. 1 : 250.000. -- Wien (Österr. Lehrmittel-A.) 1909.

-- Über kretazeische Korallen und andere Fossilreste im nordalpinen Flysch.-- Jb. geol. B.-A., 75, 1-18, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1925.

VISSER, W.A.: Geological Nomenclature. English-Dutch-French-German-Spanish. -- XXVI + 540 S., Royal Geol. Mining. Soc. Netherl., The Hague-Boston-London (Nijhoff) 1980.

WALKER, R.G.: Geometrical analysis of ripple-drift crosslamination. -- Can. J. Earth Sci., 6, 383-391, Nagoya 1969.

-- Review of the geometry and facies organization of turbidites and turbidite-bearing basins. -- [In:] LAJOIE, J. (ed.): Flysch sedimentology in North America, Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 7, 219-251, 1970.

-- Generalized Facies Models for Resedimented Conglomerates of Turbidite Association. -- Geol. Soc. Amer. Bull., 86, H. 6, 737-748, 10 Abb., 3 Tab., Boulder 1975.

-- Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon. -- Geol. Soc. Amer. Bull., 88, 273-285, New York 1977.

-- Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. -- Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull., 62, No. 6, 932-966, 23 Abb., 2 Tab., Tulsa 1978.

-- & MUTTI, E.: Turbidite facies and facies associations. -- Soc. Econ. Paleont. Mineral., Pacific Sect., 119-157, 14 Abb., 2 Taf., Anaheim 1973.

WEAVER, Ch. E.: The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks. -- Amer. Min., 41, 202-221, 12 Abb., 2 Tab., 1956.

WENTWORTH, C.K.: A scale of grade and class terms for clastic sediments. -- J. Geol., 30, 377-392, Chicago 1922.

WEYL, R. & WERNER, H.: Schwermineraluntersuchungen im Jungtertiär und Altquartär Schleswig-Holsteins. -- Proc. 3. Int. Congr. Sediment., 293-303, Groningen-Wageningen 1951.

WHITAKER, J.H.: Submarine Canyons and Deep-Sea Fans. -- Benchmark Papers in Geol., 24, 460 S., Stroudsburg (Dowden, Hutchinson & Ross). 1976.

WIESENEDER, H.: Zur Petrologie der Flyschgesteine des Wienerwaldes. -- Verh. geol. B.-A., 1962, H. 2, 273-281, Wien 1962.

WOLDRICH, J.N.: Die Lagerungsverhältnisse des Wiener Sandsteines auf der Strekke von Nussdorf bis Greifenstein. -- Jb. k.k. geol. R.-A., 10, H. 2, 262-272, 4 Abb., 3 Prof., Wien 1859.

WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. -- Jb. geol. B.-A., 94, 167-194, 1 Taf., Wien 1951.

-- Schwermineralanalysen von Gesteinen aus Helvetikum, Flysch und Gosau. -- Verh. geol. B.-A., 1954, 151-152, 1 Tab., Wien 1954.

-- Zur schwermineralogischen Charakterisierung der Oberkreide- und Tertiärsedimente des Wienerwaldes. -- Verh. geol. B.-A., 1962, H. 2, 268-272, 2 Abb., Wien 1962.

-- : Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. -- Jb. geol. B.-A., 106, 89-119, 4 Abb., Wien 1963.

ZADORLAKY-STETTNER, N.: Neue geologische Beobachtungen aus dem Wienerwald. -- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 11, 111-116, 2 Taf., Wien 1960.

ZEPHAROVICH, V.R.v. (Hrsg.): Verzeichnis der an die k.k. geologische Reichsanstalt gelangten Einsendungen von Mineralien, Gebirgsarten, Petrefacten usw. -- Jb. geol. R.-A., 4, 636-649, Wien 1853.

C U R R I C U L U M V I T A E

Ich wurde am 28. November 1952 in Wien IX geboren.

Meine Eltern sind Prof. Rudolf Hösch, Hauptschullehrer, und Helene Hösch, geborene Hein, Volksschullehrerin.

Von 1959 bis 1963 besuchte ich die Volksschule in Wien XXI. Anschließend trat ich in das Bundesrealgymnasium in Floridsdorf ein, wo ich am 3. 6. 1971 die Reifeprüfung ablegte.

Seit 1972 studiere ich, nach abgeleistetem Präsenzdienst, Geologie an der Universität Wien.

1978 erhielt ich mein Dissertationsthema zugeteilt.

L E G E N D E

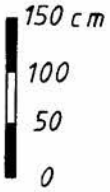
zu den Tafeln 1 - 5

(Profile von 10 Aufschlüssen
in Greifensteiner Schichten)

Mächtigkeit

ein Kästchen der Skala entspricht 50 cm;

z. B.



Die Kästchen sind je nach Maßstab entsprechend verzerrt.

Die Lage der Aufschlüsse ist Textabbildung 5 zu entnehmen.

linker Abschnitt des Säulenprofiles

- Konglomerat
- Sandstein
- G — Glaukonitführung

Pelit-Farbsignatur:

- grün
- dunkelgrau
- rot
- schwarz
- violett
- braun
- gelb
- blaugrau
- hellgrau
- nicht aufgeschlossen

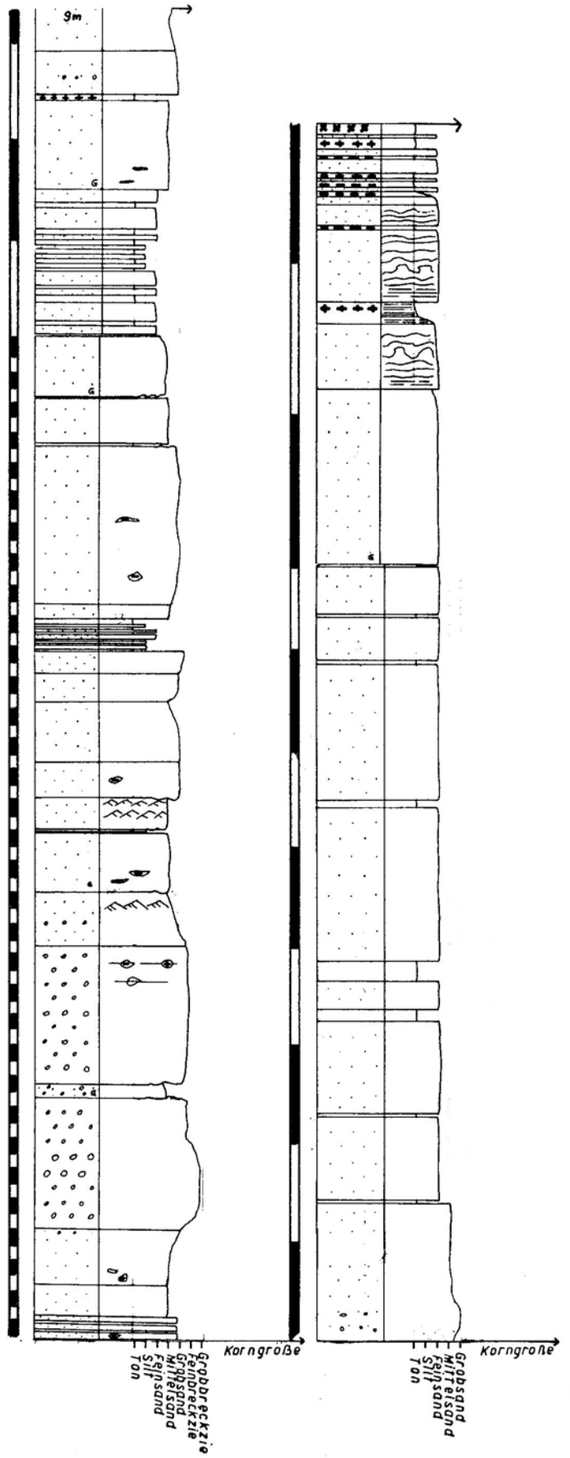
rechter Abschnitt des Säulenprofiles

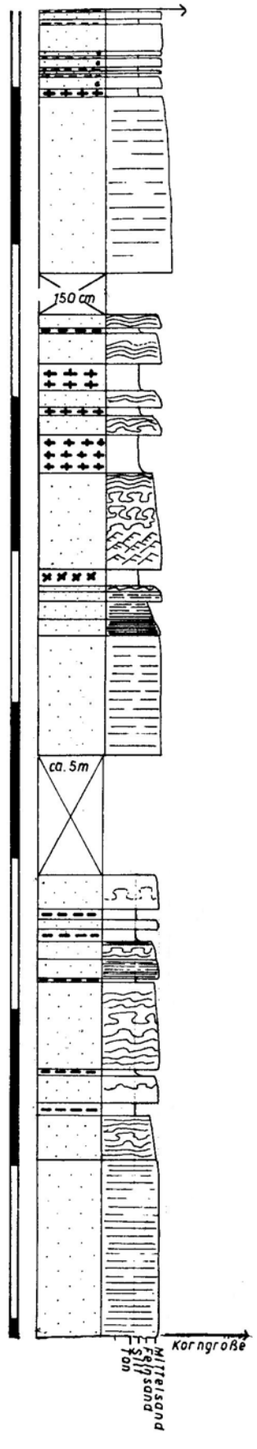
- Bankunterseite eben
- Bankunterseite gewellt
- grobe, parallele Lamination
- feine, parallele Lamination
- diffuse Lamination
- konvolute bedding
- wavy lamination
- Rippelschichtung
- Schrägschichtung
- dish structures
- Unterflächenmarken
- Tonklasten mit Pelit-Farbsignatur
- feinkonglom. Einschaltung in Sdst.
- unmittelbare Fortsetzung in nebenstehendem Profil

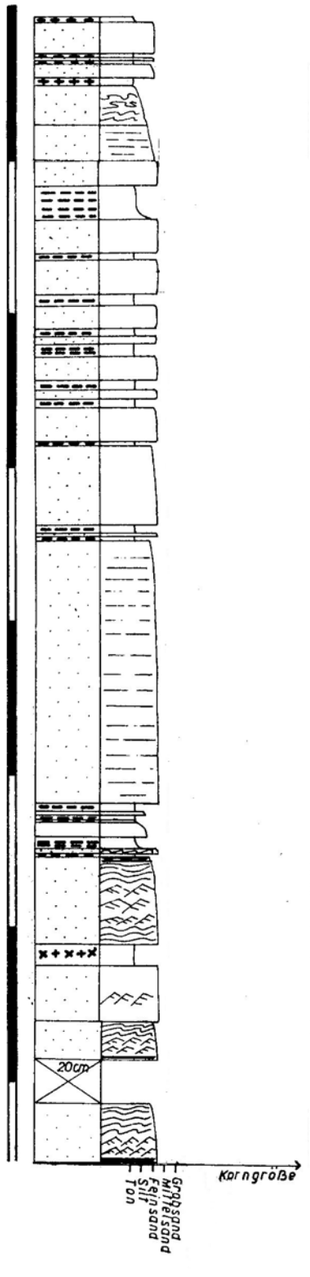
AUFSCHLUSS 6: STROMBAUAMT

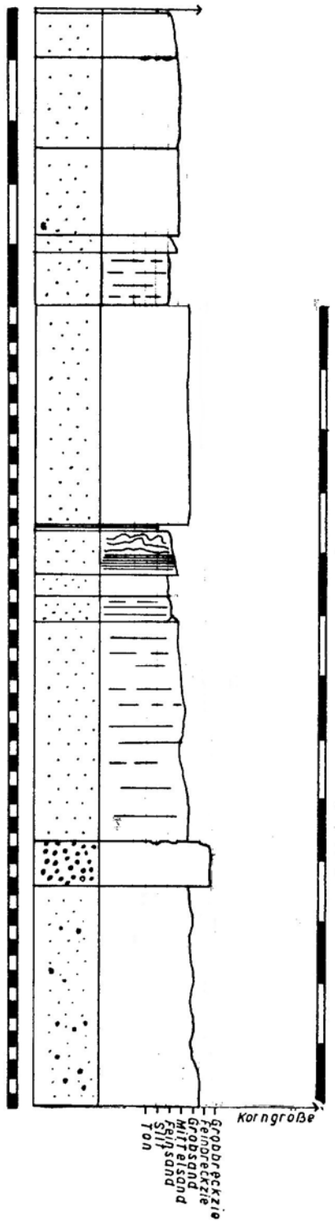
AUFSCHLUSS 7: GREIFENSTEIN

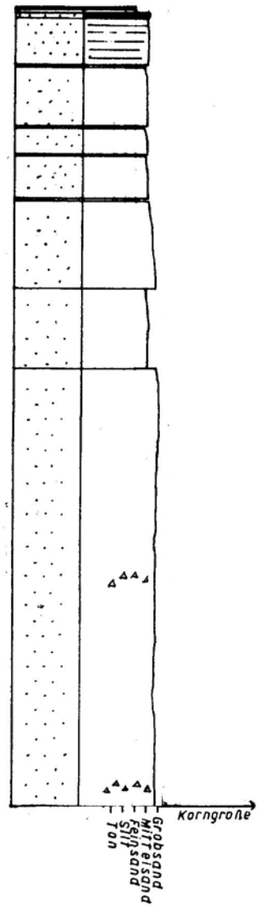
AUFSCHLUSS 8: BURG GREIFENSTEIN

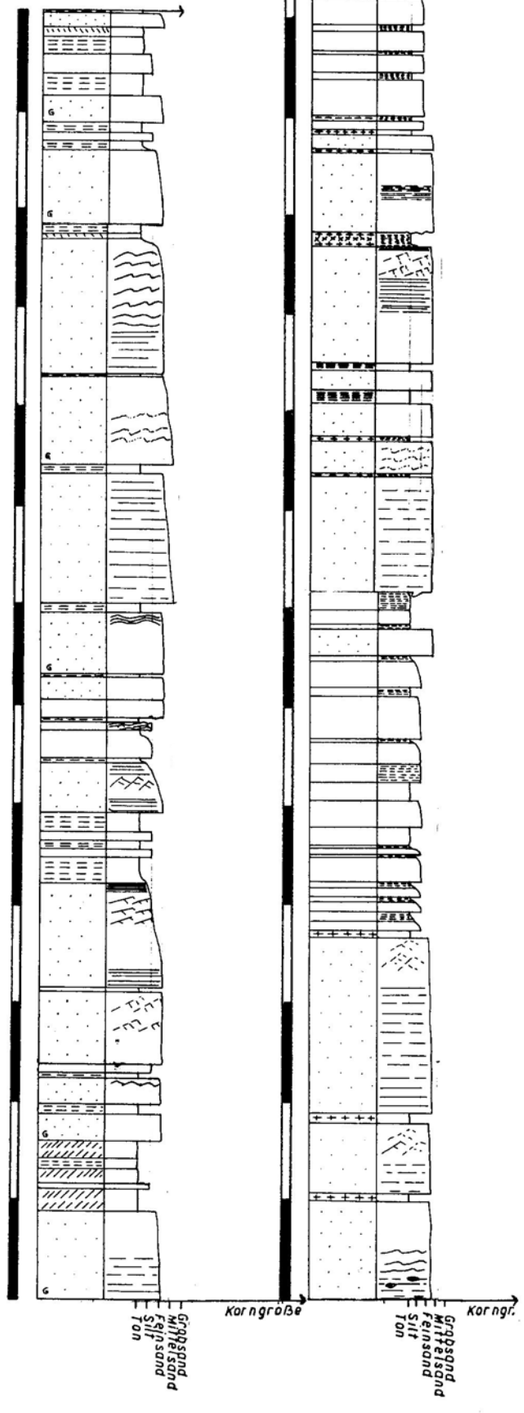


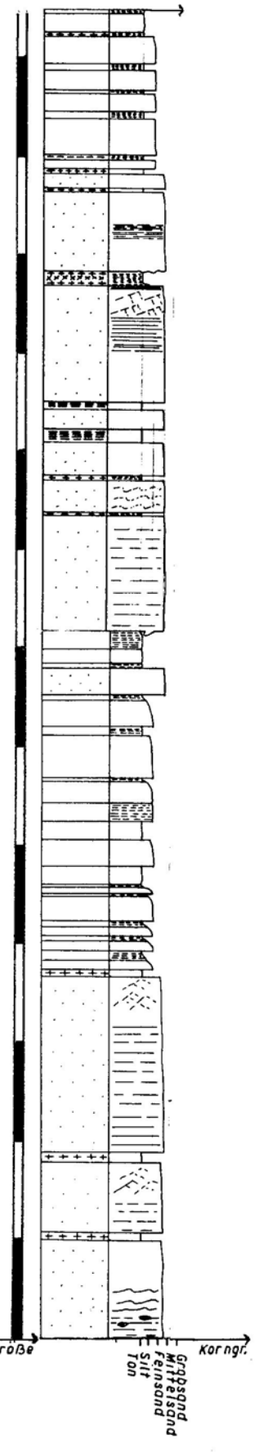






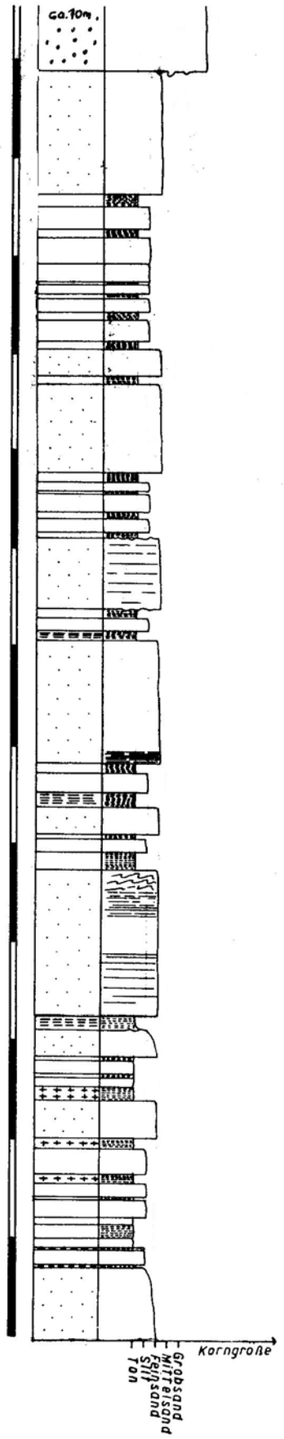


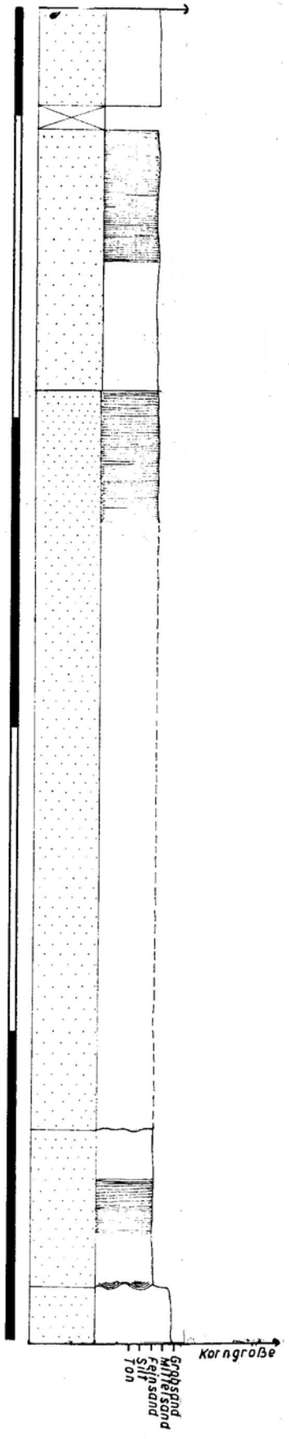


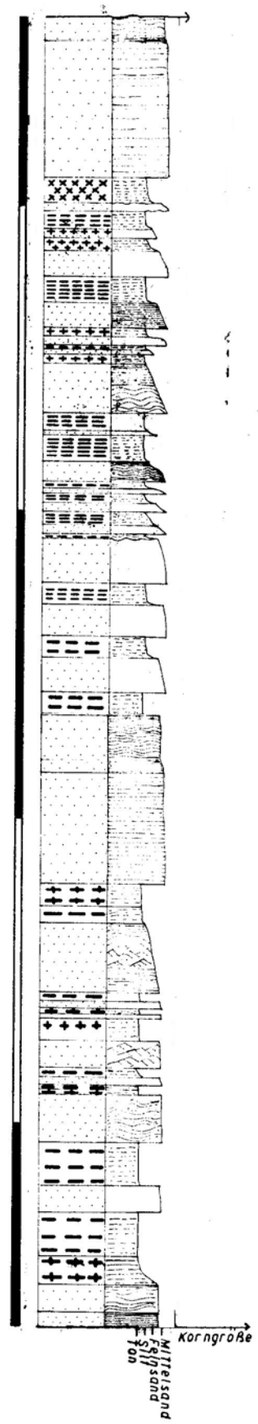


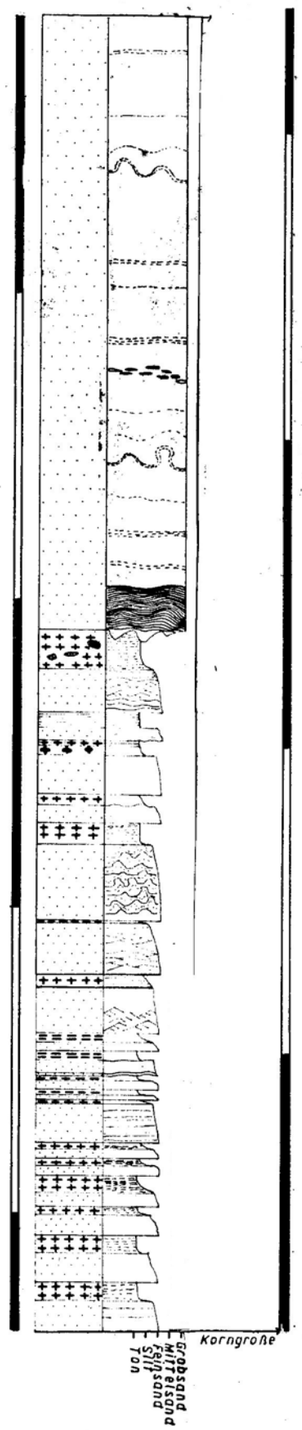
FORTSETZUNG

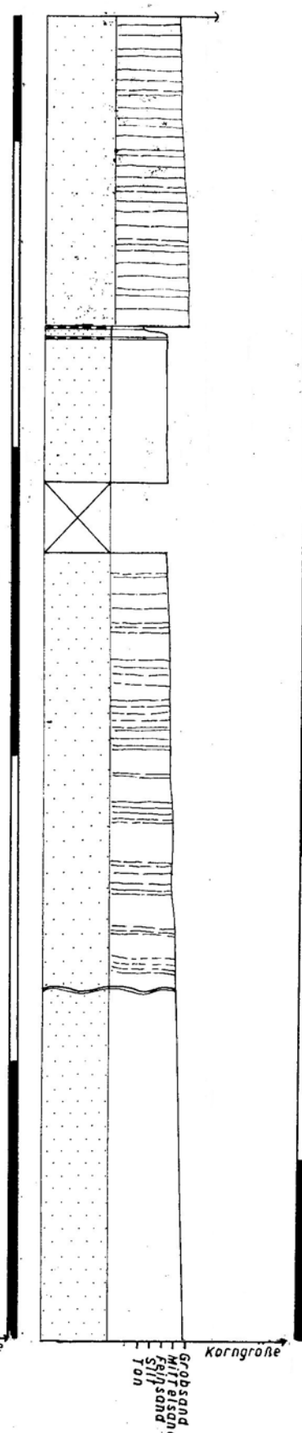
AUFSCHLUSS 8 | AUFSCHLUSS 10: SCHLEIFSTEINBRUCH | AUFSCHLUSS 11: REISSTAL

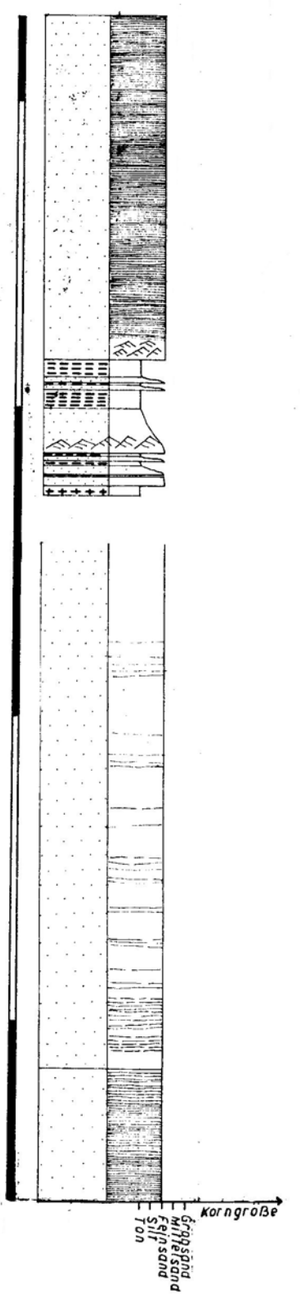


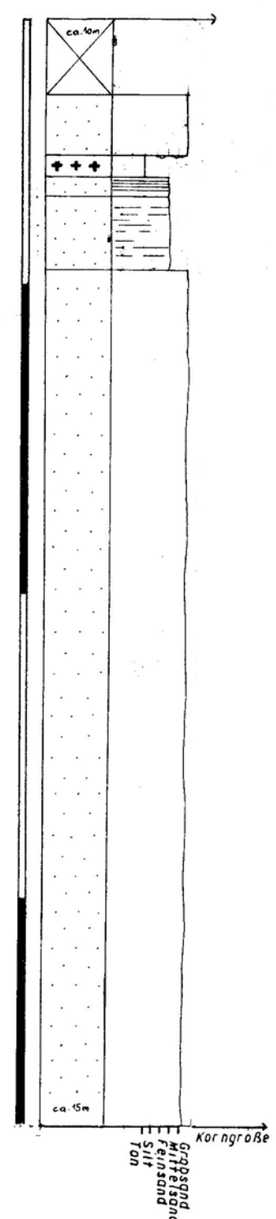


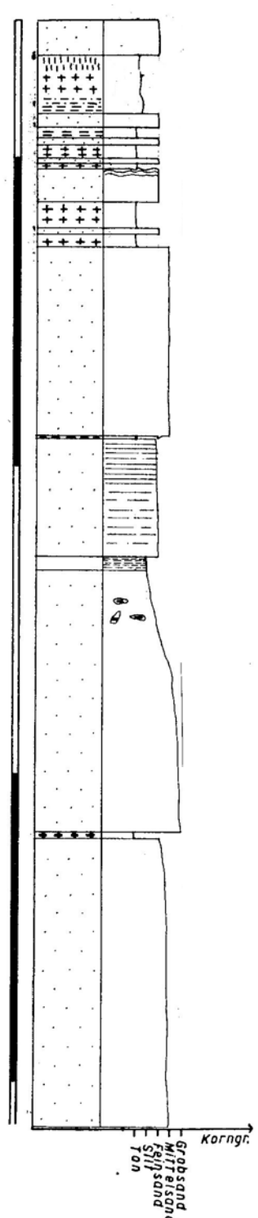




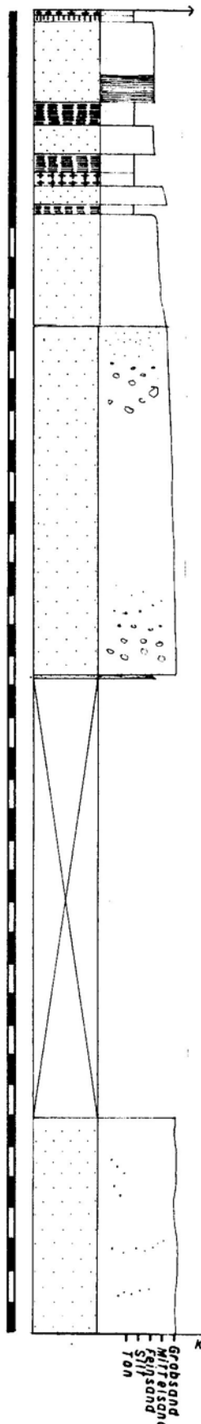


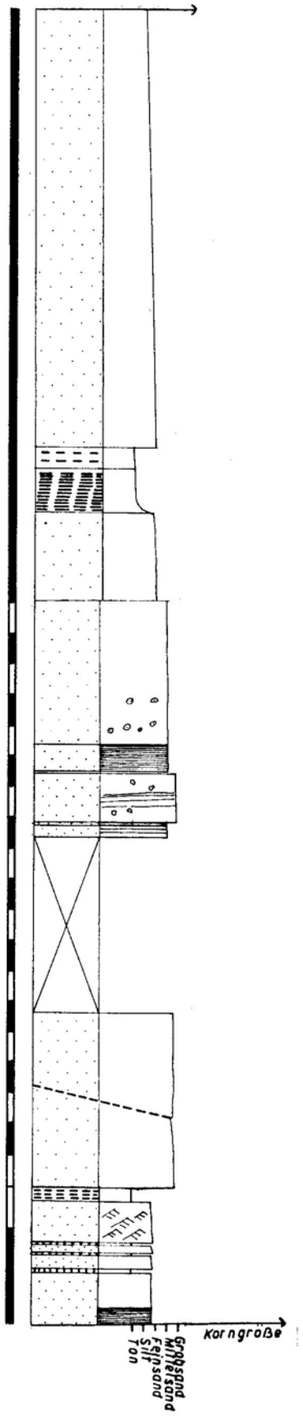


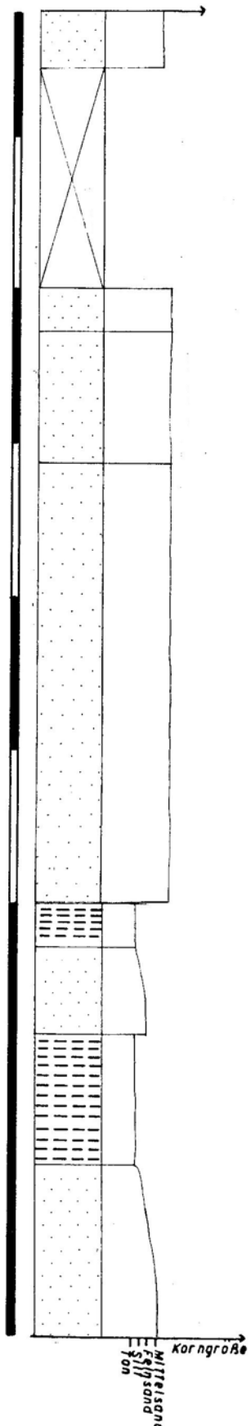


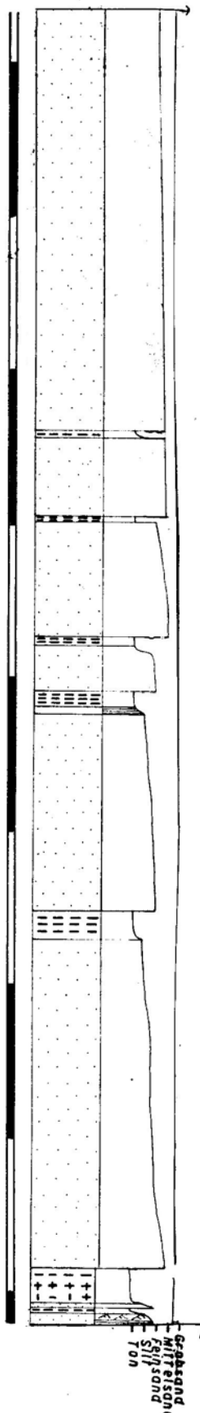


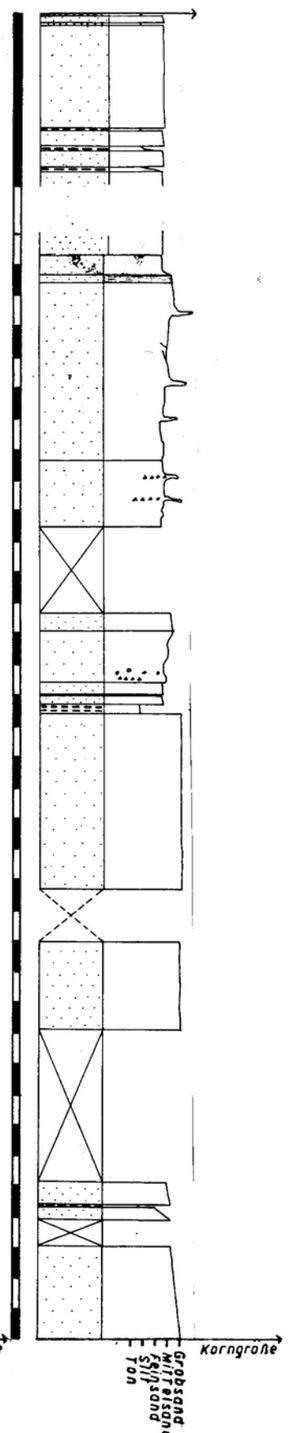
AUFSCHLUSS 12: HAGENBACHKLAMM

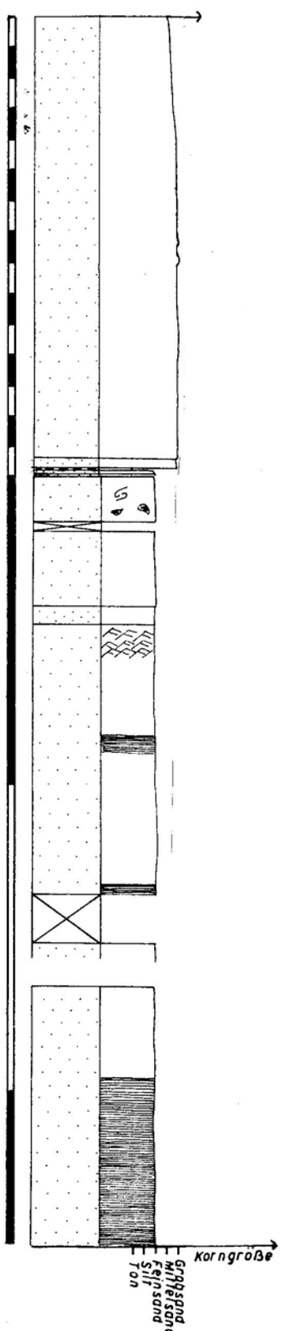


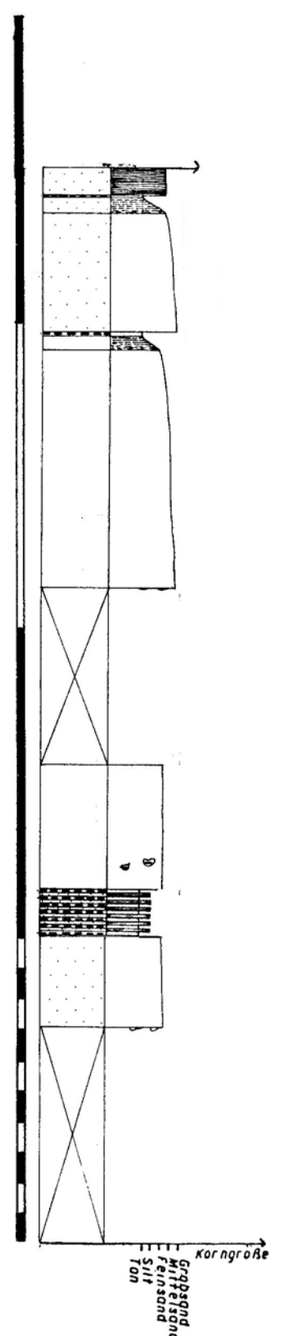


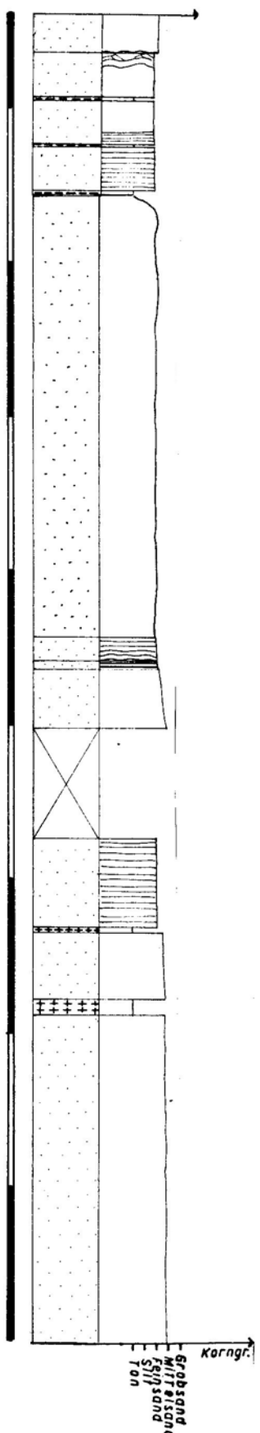










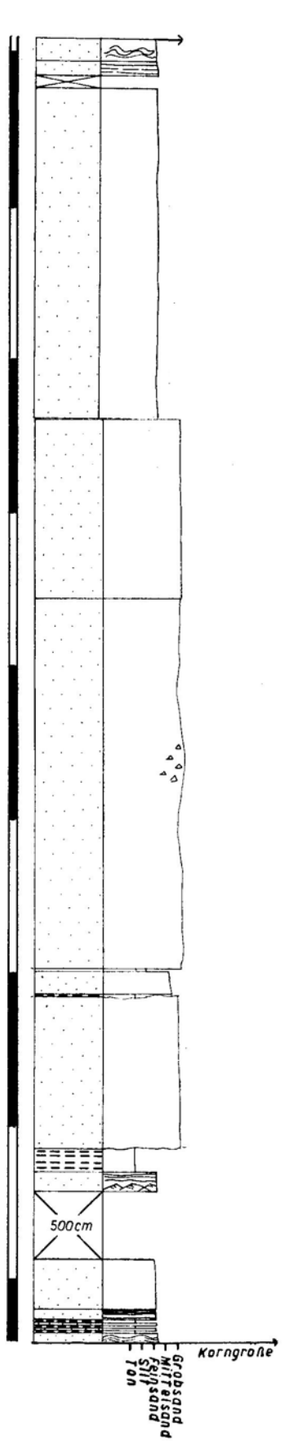


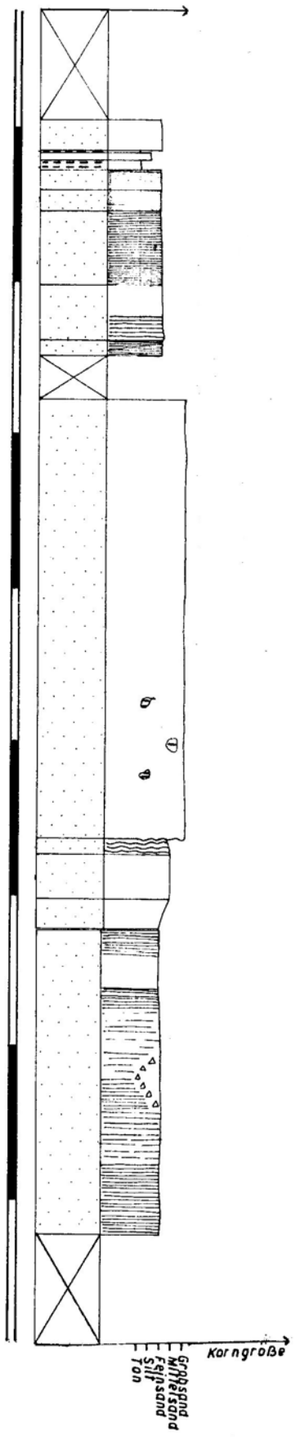
FORTSETZUNG

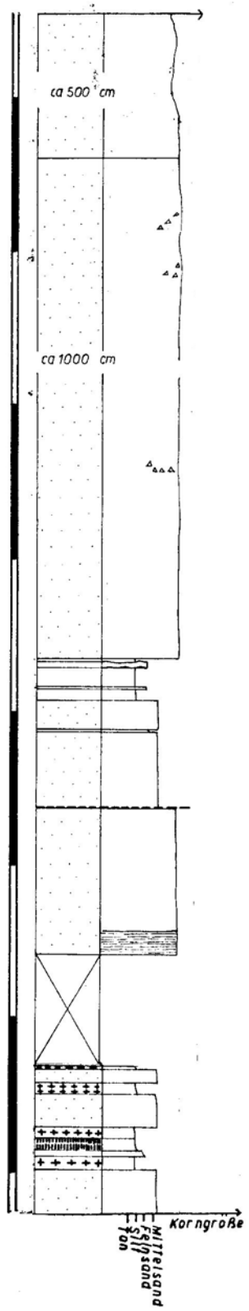
AUFSCHLUSS 12: HAGENBACHKLAMM

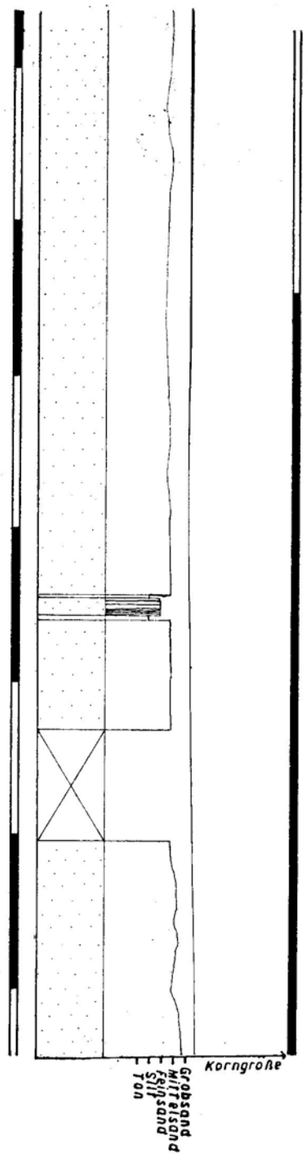
AUFSCHLUSS 15: HÖBERSBACH

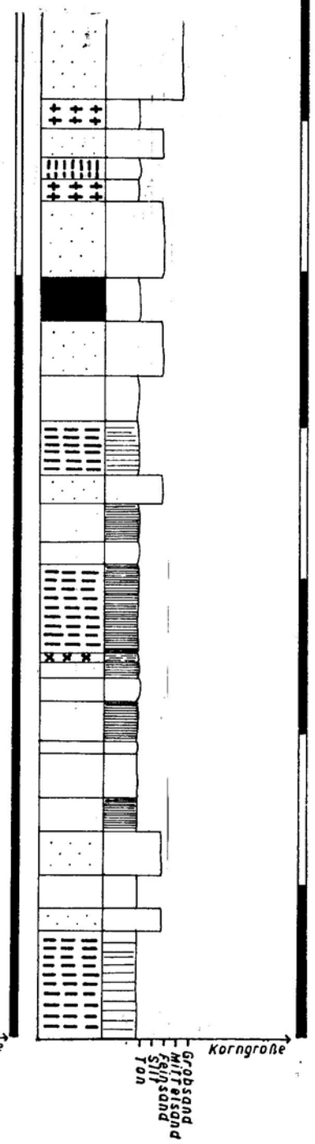
AUFSCHLUSS 16: PALLERSTEIN

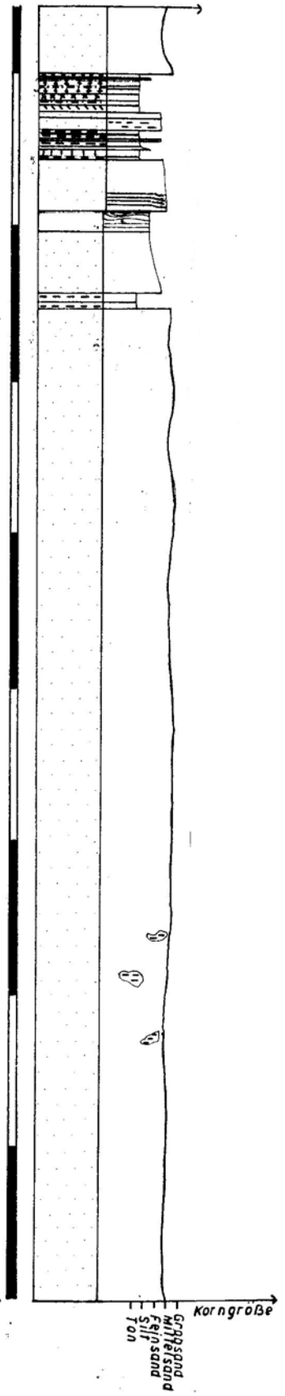


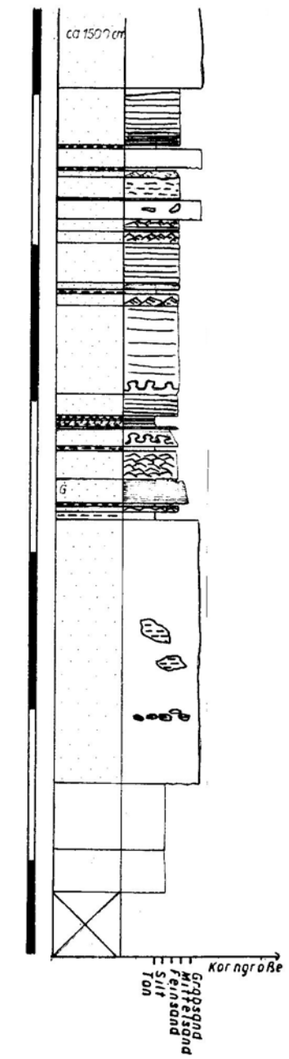


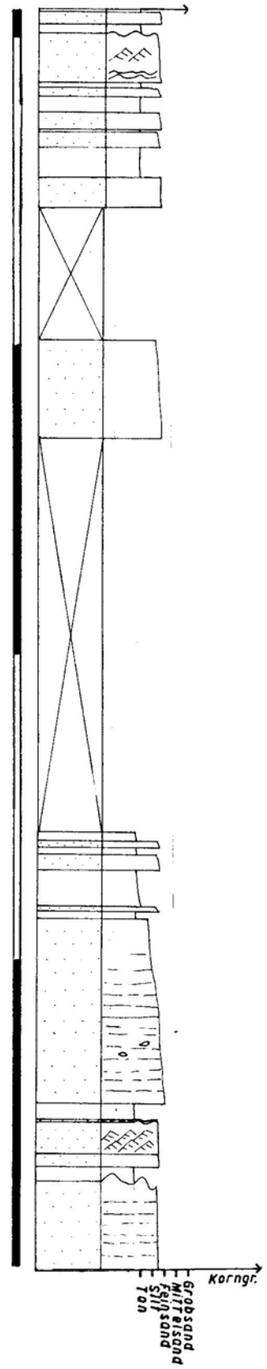






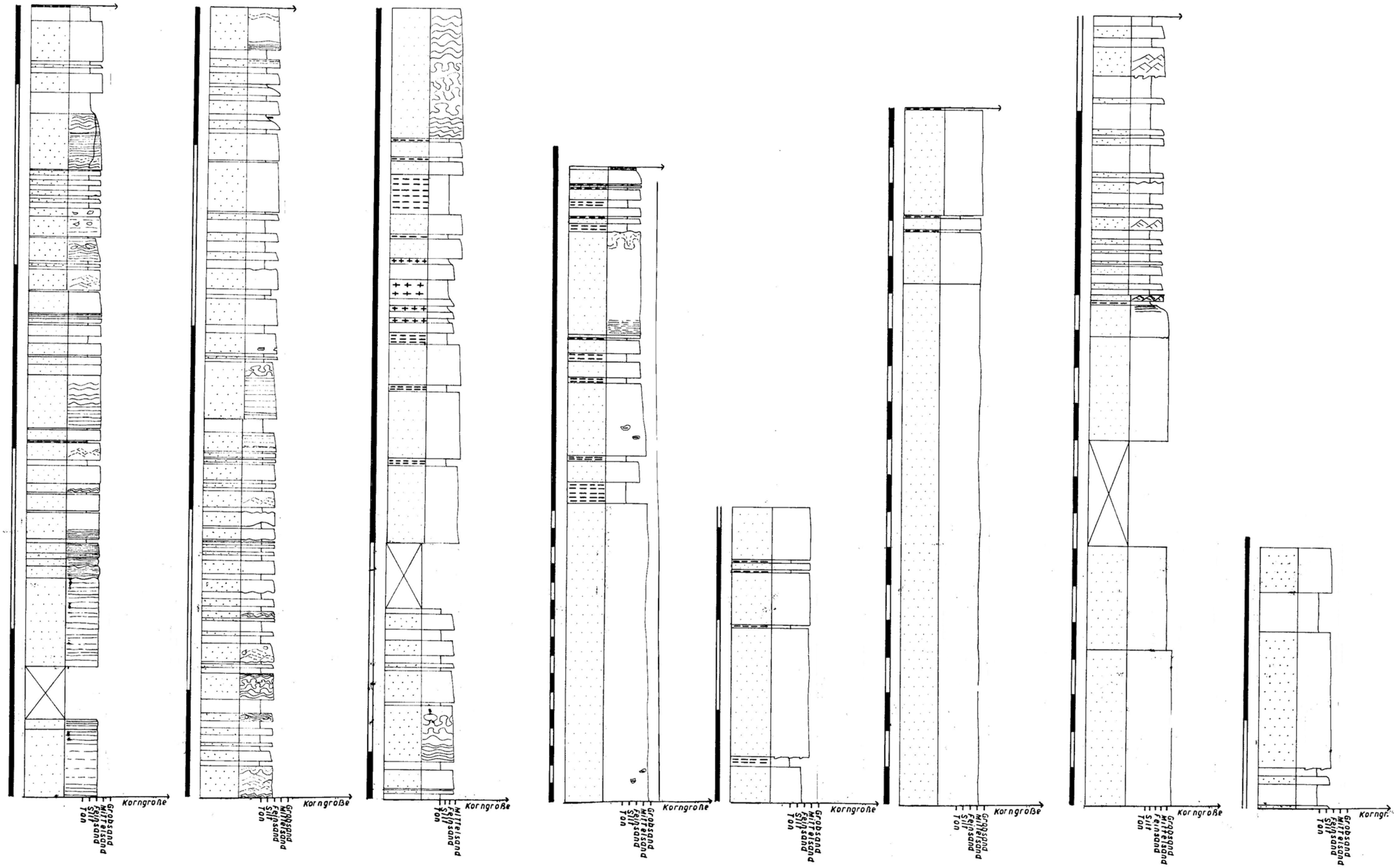






FORTSETZUNG

AUFSCHLUSS 16: PALLERSTEIN

AUFSCHLUSS 17: TROPPBERG

AUFSCHLUSS 20: POTZENSTEIN