

SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN
IM KARBONISCHEN ALLUVIALFÄCHER
VON DOPPENWEILER/SAAR

Von der Fakultät für Bergbau und Hüttenwesen
der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen
zur Erlangung des akademischen Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften
genehmigte Dissertation

vorgelegt von

Diplom-Geologe Karl Wehrens
aus Aachen

Referent: Prof. Dr. A. Müller

Korreferenten: Prof. Dr. G. Spaeth
Prof. Dr. W. Echle

Tag der mündlichen Prüfung: 3.7.1985

D 82 (Diss. TH Aachen)

Beihefte zur Geologischen Landesaufnahme des Saarlandes / Nr. 5

Herausgegeben vom Geologischen Landesamt des Saarlandes,
Saarbrücken 1985

VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 1981 bis 1985 am Lehr- und Forschungsgebiet Allgemeine und Historische Geologie der RWTH Aachen. Das Thema ergab sich aus dem Forschungsprojekt "Faziesuntersuchungen in den Forschungsbohrungen Düppenweiler/Saar", das in den Jahren 1981 und 1982 von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert wurde.

Meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. A. Müller, gilt mein herzlicher Dank für die Anregung zu dieser Arbeit und ihre hervorragende Betreuung, für zahlreiche fruchtbare Diskussionen und für die Bereitstellung der technischen und finanziellen Mittel.

Für die Übernahme des Korreferats, für ihr stetes Interesse und für zahlreiche fachliche Hinweise danke ich Herrn Prof. Dr. G. Spaeth und Herrn Prof. Dr. W. Echle.

Den Mitarbeitern des Geologischen Landesamtes des Saarlandes in Saarbrücken, Herrn Geologiedirektor Dr. E. Müller und Herrn Geologieoberrat Dr. H.-P. Konzan habe ich für ihre Unterstützung bei der Sichtung der Bohrkerne, für wertvolle Diskussionen vor allem regionaler Fragestellungen und für das Überlassen von Unterlagen über die Forschungsbohrungen zu danken.

Dank schulde ich auch Herrn Dr. W. Zimmerle, (TEXACO AG) Wietze, für wissenschaftliche, vor allem methodische Anregungen.

Herrn Dr. F. Hendriks, TU Berlin, danke ich für anregende Diskussionen vor allem zu stratofaziellen Fragen.

Darüberhinaus gilt mein Dank allen Mitarbeitern des Geologischen Instituts der RWTH Aachen, insbesondere aber meinen Kollegen und Freunden am Lehr- und Forschungsgebiet Allgemeine und Historische Geologie der RWTH Aachen, für ihre stetige Bereitschaft zu wissenschaftlicher Diskussion und ihre Mithilfe bei der Durchführung dieser Arbeit.

ZUSAMMENFASSUNG

Bei Düppenweiler/Saar ist südlich des Westhunsrücks im Bereich der Hunsrücksüdrandstörung eine Hochscholle aufgeschlossen, die sich aus palynologisch als Unterkarbon datierten Sedimentiten und darüberliegenden älteren Metamorphiten aufbaut. Die sedimentäre Abfolge wurde anhand der Kerne von vier bis zu 345m tiefen Forschungsbohrungen sedimentologisch untersucht. Neben einer detaillierten Profilaufnahme führten vor allem Geröllanalysen und granulometrische, schwermineralogische, tonmineralogische sowie dünnschliffmikroskopische Untersuchungen zur Entwicklung eines Ablagerungsmodells.

Die etwa 160m mächtige sedimentäre Schichtenfolge fällt relativ steil normal nach NW ein. Es werden sechs sedimentäre Serien unterschieden, von denen vier durch Psephite und zwei durch Pelite gekennzeichnet sind. Die große Immaturität der Gesteine drückt sich in Form und lithologischer Zusammensetzung der Klastika sowie in der Korngrößenverteilung aus. Abtragung, Transport und Ablagerung des Detritus erfolgten rasch. Das Material wurde zum Teil in Rinnen aus traktiven Wasserströmungen, zum Teil flächenhafter, auch aus dichten Schlammströmen, abgelagert. In trockenfallenden Arealen bildeten sich unter oxidierenden Bedingungen Böden. Zu den Gesteinen des unmittelbar benachbart gelegenen Abtragungsgebietes im NW gehörte der metamorphe Komplex, dessen Rest nun auf den sedimentären Serien liegt.

Die sedimentäre Abfolge wird als Produkt eines Alluvialfächers gedeutet, der sich in einen lakustrinen Raum vorbaute. Die Schüttungen des klastischen Materials erfolgten aus NW. Der Fächerkörper grenzte entlang von Verwerfungen an ein Liefergebiet mit eng verschuppten Gesteinen aus verschiedenen tektonischen Stockwerken, die nacheinander, zeitweilig auch gleichzeitig abgetragen und umgelagert wurden. Die Entwicklung des Alluvialfächers wurde durch mehrfache tektonische Bewegungen kontrolliert, die zum Wechsel der Liefergesteine durch Umstellung des Abtragungsgebietes und zu Änderungen der Ablagerungsbedingungen führten. In Zusammenhang mit der Tektonik ist auch der synsedimentäre saure Vulkanismus zu sehen, der durch Tuffhorizonte und in Geröllform vorliegende Porphyre dokumentiert ist.

Die Liefergesteinsassoziation zeigt, daß im SW-Hunsrück als Abtragungsgebiet die Metamorphose unterdevonischer Gesteine im Mitteldevon abgeschlossen war, während die mittel- und oberdevonische Bedeckung bis zu ihrer Umlagerung im Karbon nicht metamorphisiert wurde. Der geringe Diageneseegrad der sedimentären Serien spricht gegen eine tiefe Absenkung und gegen Einengungstektonik nach der Ablagerung. Die Tektonik, die zur Bildung des Alluvialfächers führte und seinen Werdegang bestimmte, ist in Zusammenhang mit der Hebung des Hunsrücks bzw. dem Einbrechen der Saarsenke an Abschiebungen zu sehen. Die Überlagerung der Sedimentite durch die Metamorphite ist durch oberflächennahes Abgleiten aus einer Hochlage, die Verstellung des Komplexes ist durch bruchtektonische Schoilenverkipfung bedingt.

INHALTSÜBERSICHT

	<u>Seite</u>
A. GRUNDLAGEN	1
1. Einleitung.....	1
2. Geographische Lage.....	1
3. Die Bohrungen: Zweck, Durchführung, technische Daten.....	3
4. Geologische Situation.....	4
4.1. Die Einordnung der Düppenweiler Scholle in das strukturgeologische Bild.....	4
4.2. Das geologische Bild im engeren regionalen Raum.....	7
4.3. Bisherige Deutungen der Scholle von Düppenweiler.....	8
5. Stratigraphische, geochemische und geophysikalische Charakterisierung der Schichtenfolge.....	10
6. Zielsetzung und Durchführung der Arbeit.....	12
B. METHODIK	14
1. Zusammenfassung.....	14
2. Profilaufnahme: Schichtenfolge, Lagerungsverhältnisse, Tektonik.....	14
3. Beprobung.....	16
4. Analysen zur Struktur der Gesteine.....	17
4.1. Geröllanalysen.....	17
4.1.1. Granulometrie geröllführender Horizonte.....	17
4.1.2. Geröllform.....	18
4.1.3. Gerölleinregelung.....	19
4.2. Granulometrie der Sand- und Siltsteine.....	21
4.2.1. Sieb- und Schlämmanalysen.....	21
4.2.2. Dünnschliffanalysen.....	22
4.2.3. Auswertung: erfaßte Parameter.....	26
4.2.4. Faktorenanalyse.....	28
5. Allgemeine petrographische Aspekte.....	29
6. Röntgenbeugungsanalysen, allgemein.....	30
7. Tonmineralanalyse.....	31
7.1. Präparatherstellung.....	31
7.2. Die Identifizierung und Charakterisierung der auftretenden Tonmineralien im Röntgendiffraktogramm.....	34
7.2.1. Qualitative Analyse der Tonmineralien.....	35

	<u>Seite</u>
7.2.2. Quantitative Analyse der Tonminerale.....	36
7.2.3. Ausbildung der Tonminerale.....	38
8. Schwermineralanalyse.....	38
9. Karbonate.....	41
10. Feldspäte.....	42
11. Rasterelektronenmikroskopie.....	42
12. Statistische Auswertungen.....	43
 C. ERGEBNISSE	 44
1. Lagerung und Ausbildung der Schichtenfolge.....	44
1.1. Lagerungsverhältnisse und tektonische Erscheinungen in der sedimentären Abfolge.....	44
1.1.1. Allgemeines zur Lagerung.....	44
1.1.1.1. Die normale Lagerung der Schichtenfolge.....	44
1.1.1.2. Verstellung der ursprünglichen Lagerung durch Setzungen.....	46
1.1.1.3. Diagenetische Veränderungen in der Schichtenfolge.....	52
1.1.1.4. Veränderungen des Schichtverbandes durch tektonische Einflüsse.....	53
1.1.1.5. Sekundäre Erscheinungen durch den Bohrvorgang.....	54
1.1.2. Richtung und Betrag des Schichteinfallens.....	54
1.1.3. Die wahren Mächtigkeiten der Serien.....	55
1.1.4. Die ursprüngliche Lage der durchteuften Folge.....	56
1.2. Schichtenfolge.....	59
1.2.1. Serie I: Phyllit- und Quarzitkonglomerate.....	59
1.2.1.1. Abgrenzung und Gliederung.....	59
1.2.1.2. Lithofazies.....	62
1.2.1.3. Stratofazies.....	63
1.2.2. Serie II: Laminierter Serie.....	83
1.2.3. Serie III: Vulkanit-Dolomit-Konglomerate.....	84
1.2.3.1. Abgrenzung und Stellung der Serie.....	84
1.2.3.2. Lithofazies.....	85
1.2.3.3. Die hybride Ausbildung der Serie III.....	89
1.2.4. Serie IV: Bunte Konglomerate ("Terrazzo").....	91
1.2.4.1. Abgrenzung.....	91
1.2.4.2. Lithofazies.....	93
1.2.4.3. Stratofazies.....	93

	<u>Seite</u>
1.2.5. Serie V: Pelitische Serie.....	96
1.2.5.1. Abgrenzung.....	96
1.2.5.2. Stratofazies.....	96
1.2.6. Serie VI: Phyllitbrekzien.....	99
1.2.6.1. Abgrenzung.....	99
1.2.6.2. Lithofazies.....	99
1.2.6.3. Stratofazies.....	100
1.2.7. Serie VII: die überschobenen Phyllite.....	101
1.2.7.1. Abgrenzung.....	101
1.2.7.2. Lithofazies.....	101
2. Strukturelle Charakterisierung der Schichtenfolge.....	102
2.1. Größe, Form und Einregelung der Gerölle.....	102
2.1.1. Ausbildung der geröllführenden Ablagerungen.....	102
2.1.2. Korngrößenverteilung in Konglomeraten.....	103
2.1.3. Die maximale Geröllgröße in den konglomeratischen Serien.....	107
2.1.4. Geröllform.....	108
2.1.4.1. Beschreibende Charakterisierung der Geröllform.....	108
2.1.4.2. Formindizes und Lithologie.....	110
2.1.4.3. Zusammenhänge zwischen Geröllform und -größe	112
2.1.5. Gerölleinregelung.....	115
2.1.6. Transport- und Ablagerungsbedingungen.....	118
2.1.6.1. Die Entstehung der Geröllformen.....	118
2.1.6.2. Die Einregelung der Gerölle bei der Ablagerung.....	120
2.1.6.3. Unterschiede in der Genese der geröllführenden Serien gemäß der Korngrößenverteilung.....	120
2.2. Korngrößenverteilungen in Sand- und Siltsteinen.....	122
2.2.1. Zielrichtung der Untersuchungen.....	122
2.2.2. Aussagekraft der durch die verschiedenen benutzten granulometrischen Methoden gewonnenen Ergebnisse.....	122
2.2.3. Charakterisierung der Proben anhand der granulometrischen Kennwerte.....	128
2.2.3.1. Kennwerte.....	128
2.2.3.2. Das C/M - Diagramm.....	130
2.2.3.3. Das Skl/Kg - Diagramm.....	135
2.2.4. Korngrößenverteilungstypen.....	136
2.2.4.1. Typisierung der Korngrößenverteilungen mittels Faktorenanalyse.....	136

2.2.4.1.1.	Faktorenanalyse der Korngrößenverteilungen nach Dünnschliffbefund.....	136
2.1.4.1.2.	Faktorenanalyse der Korngrößenverteilungen nach Sieb- und Schlämmanalyse.....	137
2.2.4.1.3.	Vergleich der Faktorenanalysen und Abgrenzung der typischen Korngrößenverteilungen.....	139
2.2.4.2.	Die Korngrößenverteilungstypen.....	142
2.2.4.2.1.	Dünnschliffanalysen.....	142
2.2.4.2.2.	Sieb- und Schlämmanalysen.....	146
2.2.5.	Vergleich der granulometrischen Parameter in den sedimentären Serien.....	150
2.2.6.	Zusammenhänge zwischen Korngrößenverteilung und Liefergesteinen.....	152
2.2.7.	Vergleich mit Sedimenten bekannter Genese.....	159
2.3.	Schwerminerale.....	163
2.3.1.	Überblick.....	163
2.3.2.	Beschreibung der auftretenden Schwerminerale.....	170
2.3.2.1.	Detritische transparente Schwerminerale.....	170
2.3.2.2.	Authigene transparente Schwerminerale.....	176
2.3.2.3.	Opake Schwerminerale.....	177
2.3.3.	Faktoren, die die schwermineralogische Zusammensetzung bestimmen.....	184
2.3.3.1.	Einfluß von Liefergesteinen und Hydrodynamik.....	184
2.3.3.2.	Einfluß der Korngrößenfraktion.....	190
2.3.4.	Herkunft der Schwerminerale.....	192
2.3.4.1.	Liefergesteine der transparenten detritischen Schwerminerale.....	192
2.3.4.2.	Die Entstehung der authigenen Schwerminerale.....	198
2.3.5.	Zusammenfassung.....	201
2.4.	Tonminerale.....	202
2.4.1.	Überblick.....	202
2.4.2.	Ausbildung und Vergesellschaftung der auftretenden Tonminerale.....	203
2.4.2.1.	Auftretende Tonminerale.....	203
2.4.2.2.	Vergesellschaftungen der Tonminerale.....	204
2.4.2.3.	Tonmineralvergesellschaftungen in den einzelnen Serien.....	211

2.4.2.4.	Tonmineralvergesellschaftung in verschiedenen Korngrößenfraktionen.....	217
2.4.3.	Liefergesteine, Alterationen.....	218
2.4.4.	Zusammenfassung.....	222
2.5.	Gefüge und Mineralbestand.....	223
2.5.1.	Überblick.....	223
2.5.2.	Charakterisierung der einzelnen Serien.....	225
2.5.2.1.	Serie I.....	225
2.5.2.1.1.	Detritus.....	225
2.5.2.1.2.	Bindemittel.....	233
2.5.2.1.3.	Rothorizonte.....	234
2.5.2.2.	Serie II.....	235
2.5.2.2.1.	Detritus.....	235
2.5.2.2.2.	Bindemittel der Sandsteine.....	236
2.5.2.2.3.	Die Natur des vulkanogenen Materials.....	237
2.5.2.3.	Serie III.....	238
2.5.2.3.1.	Gerölle in Konglomeraten.....	238
2.5.2.3.2.	Tonsteine und Bindemittel der Konglomerate.....	238
2.5.2.3.3.	Siltige, sandige und feinkonglomeratische Einschaltungen.....	239
2.5.2.4.	Serie IV.....	239
2.5.2.4.1.	Detritus.....	239
2.5.2.4.2.	Bindemittel.....	241
2.5.2.5.	Serie V.....	242
2.5.2.5.1.	Detritus.....	242
2.5.2.5.2.	Bindemittel und Gefüge.....	242
2.5.2.6.	Serie VI.....	243
2.5.2.7.	Serie VII / Überschobene Phyllite.....	251
2.5.3.	Paragenesen und Klassifizierung der Sandsteine.....	251
2.5.4.	Das Auftreten von Karbonat und Gips.....	254
2.5.5.	Zusammenfassung.....	258
D. ENTWICKLUNG DES ABLAGERUNGSMODELLS UND SEINE PALÄOGEOGRAPHISCHE STELLUNG		259
1.	Synoptische Darstellung des Modalbestandes.....	259
2.	Der Ablagerungsraum.....	262
2.1.	Hinweise auf die kontinentalen Bedingungen im Ablagerungsraum.....	262

	<u>Seite</u>
2.2. Ausdehnung des Sedimentkomplexes.....	263
2.3. Ablagerungsbedingungen.....	263
3. Liefergesteine und Liefergebiet.....	267
4. Vulkanismus.....	270
4.1. Überblick.....	270
4.2. Die Vulkanite der Serie III.....	270
4.3. Zuordnung des Vulkanismus im regionalen Raum.....	272
5. Diagenese.....	273
6. Ablagerungsmodell.....	276
6.1. Allgemeines.....	276
6.2. Entwicklung.....	276
7. Tektonische Bewegungen und ihre Beziehung zu den sedimentären Serien von Düppenweiler.....	283
7.1. Die tektonische Stellung der Scholle.....	283
7.2. Tektonische Bewegungen als beherrschender Faktor für die Bildung und Entwicklung des Alluvialfächers.....	283
7.3. Die tektonische Verstellung der Scholle von Düppenweiler....	284
8. Paläogeographische und stratigraphische Zusammenhänge und Konsequenzen	289
 E. LITERATURVERZEICHNIS	 294

146 Abbildungen
28 Tabellen
14 Tafeln

A. GRUNDLAGEN

1. EINLEITUNG

Bei Düppenweiler/Saar findet sich ein bereits lange Zeit als Besonderheit bekanntes Vorkommen paläozoischer Gesteine auf einer Hochscholle inmitten jüngerer Ablagerungen. Man trifft hier zwei verschiedene Gesteinseinheiten an, die durch eine Überschiebungsbahn voneinander getrennt sind. Die hangende Einheit besteht aus metamorphen Gesteinen, wobei bunte, meist grüne Phyllite vorherrschen. Die liegende Einheit baut sich aus Serien grobklastischer Sedimentite auf, die nach neueren stratigraphischen Untersuchungen als unterkarbonisch datiert sind, und deren Klastika zum Teil lithologisch mit der Ausbildung der metamorphen Einheit übereinstimmen. Daher wurde bisher angenommen, daß der Komplex überkippt liegt: die liegenden Sedimentgesteine wurden als Transgressionskonglomerat, ursprünglich über dem metamorphen Komplex lagernd, betrachtet (BRITZ 1954, POTH 1960). In diese Abfolge wurden in den Jahren 1975/76 vier Forschungsbohrungen niedergebracht. Nachdem an den Bohrkernen zunächst nur Einzelanalysen unter speziellen interessierenden Aspekten vorgenommen wurden, übernimmt die vorliegende Arbeit in erster Linie eine sedimentologische Studie, in die für diese Fragestellung relevante Ergebnisse der Einzelanalysen mit eingehen. Ausgehend von einer ersten Profilaufnahme (KONZAN, REHKOPF & MÜLLER) war eine detailliertere Betrachtung zur lückenlosen Bestandsaufnahme und vor allem zur Klärung der Lagerungsverhältnisse notwendig. Die sedimentologischen Untersuchungen führten zur Entwicklung eines Ablagerungsmodells.

2. GEOGRAPHISCHE LAGE

Das Vorkommen befindet sich unmittelbar nordöstlich von Düppenweiler, ca. 15 km nördlich von Saarlouis (Abb. 1a). Es hebt sich durch eine gewisse Hochlage (Mühlenberg, 314,5m NN) aus der Umgebung heraus, ohne daß es sich aber konsequent als abgegrenzter Körper von den es umgebenden, vor allem östlich liegenden Hügeln abtrennen läßt (Abb. 1b).

Die metamorphen Gesteine liegen auf einem NNE-SSW streichenden Streifen, der knapp 1,5km lang und 400m breit ist, unmittelbar nordöstlich von Düppenweiler aus, wobei der hier an die Ortschaft angrenzende Mühlenberg -im Gegensatz zur nordöstlichen Fortsetzung des Vorkommens- die Scholle recht deutlich morphologisch nachzeichnet. Am Südhang des Mühlenberges finden sich in einem dem Gesamtstreichen folgenden Ausbiss, der 350m lang und kaum 100m breit ist, die liegenden klastischen Serien (Abb. 1b). In Schürfen wurden diese Gesteine auch etwas weiter im S und E angetroffen, wobei die Frage offenbleibt, inwieweit man hier Hangschutt findet.

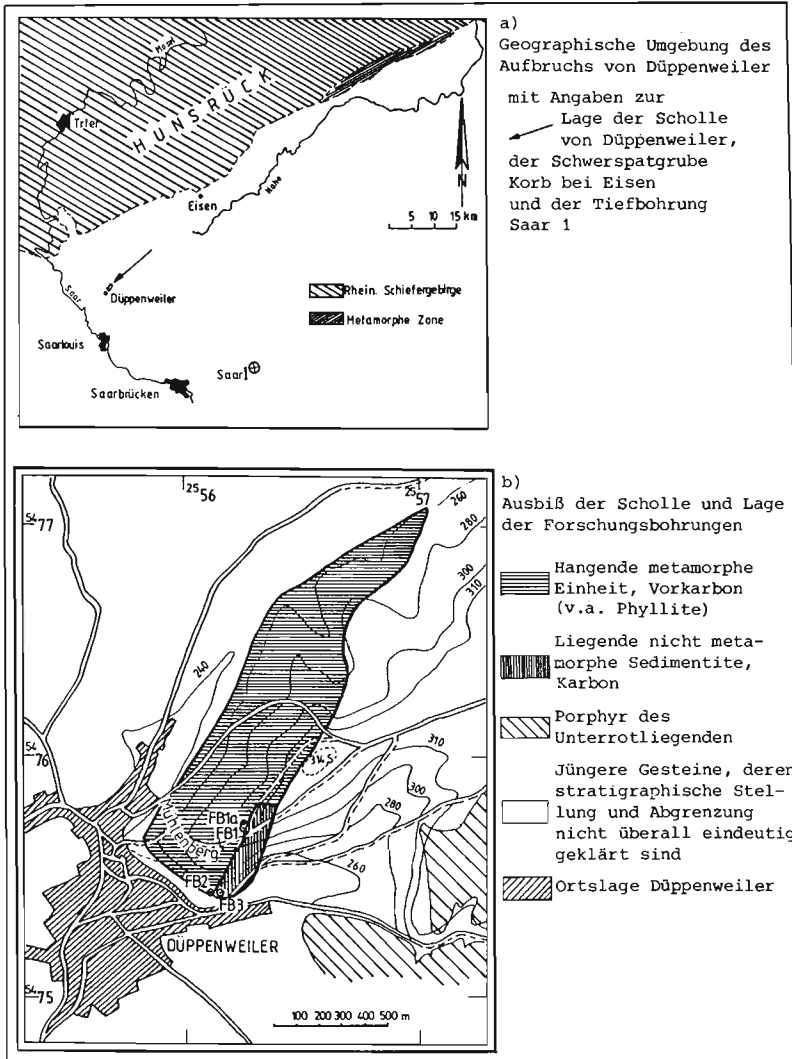


Abb. 1 Geographische Lage des Aufbruchs von Düppenweiler

Die Bohrungen wurden längs des Ausbisses der liegenden sedimentären Serien, bereits in der metamorphen Einheit ansetzend, auf einer NNE-SSW verlaufenden Linie abgeteuft. Die Bohrung FB3 wurde, nach E versetzt, neben der

Bohrung FB2 unmittelbar in anstehenden klastischen Serien niedergebracht (Abb. 1b). Die Koordinaten der Bohrungen sind in Tabelle 1 wiedergegeben.

Bohrung	R	H
FB1	25 56 25	54 75 72
FB1a	25 56 25	54 75 73
FB2	25 56 11	54 75 44
FB3	25 56 15	54 75 44

Tab. 1
Koordinaten der
Bohrungen

Ergänzende Flachbohrungen, die im unmittelbar östlich anstoßenden Bereich abgeteuft wurden, haben weder das Vorkommen erfaßt, noch Gesteine des Unterrotliegenden, das bisher für diesen Bereich angegeben wurde (BRITZ, 1954, PORTH, 1960); vielmehr wurden Sedimentite aus dem Oberkarbon (Stefanium) erbohrt (E. MÜLLER 1978). Klastische Serien aus dem Stefanium wurden auch in Schürfen östlich des Aufbruchs von Düppenweiler angetroffen (E.MÜLLER et al. 1967, HERING et al. 1978).

3. DIE BOHRUNGEN: ZWECK, DURCHFÜHRUNG, TECHNISCHE DATEN

Der Aufbruch bildet ein in der Region einzigartiges Vorkommen, einerseits als fensterartiger Ausbiß möglicherweise von Unterkarbon in einem Gebiet, in dem man sonst nur jüngere Gesteine kennt, andererseits durch seine spezielle Ausbildung. Daher erwartete man von Bohrungen in diesem Bereich eine beträchtliche Erweiterung des geologischen Kenntnisstandes. Die Bohrungen sollten über die Mächtigkeit und Fazies der Sedimentite, über die Lagerungsverhältnisse und über die Art der Störung Auskunft geben. Darüberhinaus sollte möglichen Vererzungen in der Störung und eventuellen Erdgas- und Kohlevorkommen hier, am Nordrand der Saarkarbonmulde, nachgegangen werden.

Die Bohrungen wurden aus Mitteln für Gemeinschaftsaufgaben der Geologischen Landesämter finanziert. Sie wurden zwischen Oktober 1975 und Mai 1976 niedergebracht. Nachdem die vorgesehene Bohrteufe (500m) in der ersten Bohrung, FB1, nicht erreicht wurde, hat man die drei anderen Bohrungen ergänzend abgeteuft. Dadurch konnten konkretere Aussagen zur lateralen Entwicklung und zu den Lagerungsverhältnissen gewonnen werden. Andererseits wurde bedauerlicherweise die Basis der sedimentären Abfolge nicht erbohrt.

Die Bohrungen wurden durch die Firma GEBR. L. u. TH. CLEMENS NACHF., Brebach/Saar durchgeführt. Die Kernbohrungen (konventionell/Seilkernen)

haben 789m Kernmaterial (99,5% Kerngewinn) erbracht. In der Bohrung FB1a wurden die oberen 102 Meter gemeißelt. In der Tabelle 2 sind Bohrteufen und Kerndurchmesser für die einzelnen Bohrungen zusammengestellt.

Bohrung	Gesamtteufe (m)	bis Teufe (m)	Kerndurchmesser (mm)
FB1	345	230 345	116 85
FB1a	183	102 122 183	(gemeißelt) 116 85
FB2	242	33 136 242	116 70 47,6
FB3	121	25 121	116 47,6

Tab. 2 Bohrteufen und Kerndurchmesser in den Bohrungen

Für Bohrlochphysikalische Messungen wurden die Bohrungen FB1a, FB2 und FB3 als bleibende Meßstellen ausgebaut.

4. GEOLOGISCHE SITUATION

4.1. Die Einordnung der Düppenweiler Scholle in das strukturgeologische Bild

Der Aufbruch von Düppenweiler bildet eine allseitig von Abschiebungen begrenzte Hochscholle (s.a. Abb. 2b) im Bereich der Abbrüche zwischen dem Hunsrück -der nördlich von Düppenweiler nach W unter jüngere Sedimente abtaucht- und dem Saarkarbon (Abb. 2a+b). Vom Hunsrück getrennt ist die Scholle von Düppenweiler durch die Merziger Mulde, die, nach NE aushebend, unmittelbar nordwestlich von Düppenweiler verläuft (Abb. 2b). Der Aufbruch von Düppenweiler befindet sich im unmittelbaren Grenzbereich zwischen den beiden Großeinheiten Rhenoharzynikum und Saxothuringikum, oder, paläogeographisch, zwischen dem Bereich der Mitteldeutschen Schwelle und der Rheinischen Geosynklinale.

Im oberen Mitteldevon war die Geosynklinale im Bereich des Linksrheinischen Schiefergebirges verflacht, was zur Bildung ausgedehnter Riffkorallenrasen führte. Hauptsedimentation und -vulkanismus waren zu

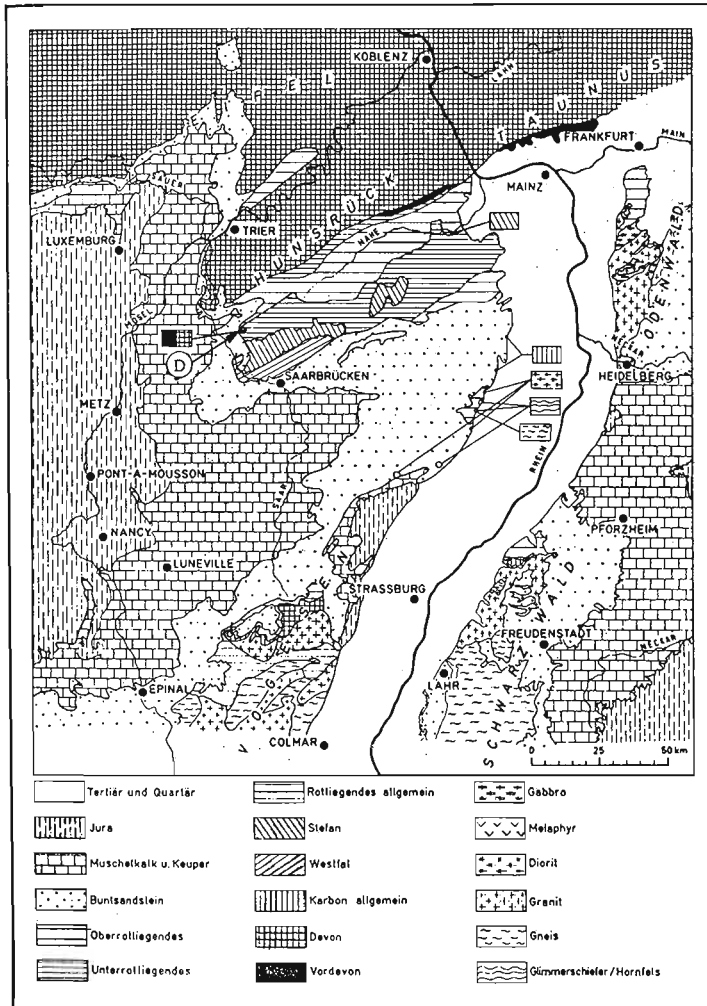


Abb. 2a: Geologische Lage der Scholle von Duppweiler
Geologische Übersichtskarte (aus KNEUPER 1964)
D = Position des Aufbruchs von Duppweiler

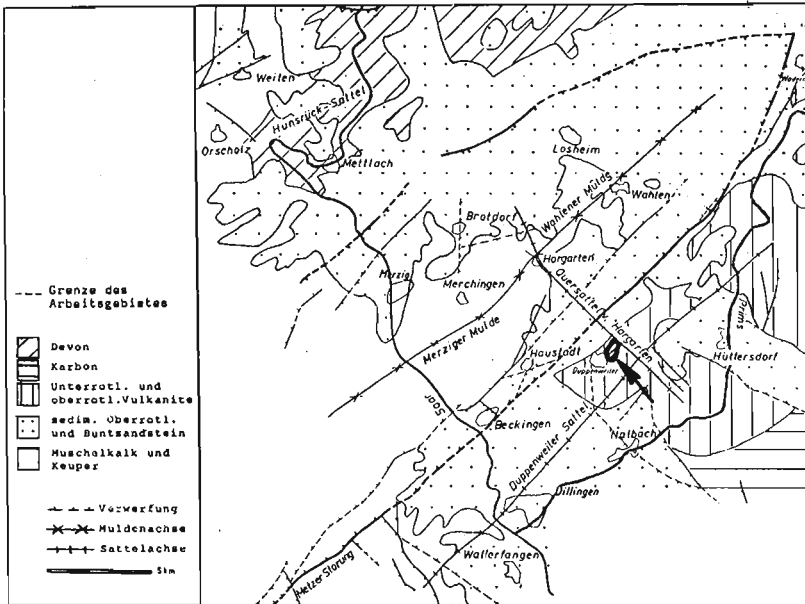


Abb. 2b Geologische Lage der Scholle von Düppenweiler (Pfeil):
die nähere geologische Umgebung und Strukturelemente im Rahmen
der Merziger Mulde (Abb. aus MÜLLER, ZÖLLER & KONZAN 1981).

dieser Zeit eher rechtsrheinisch aktiv, so im Lahn-Dill-Gebiet, wo basisch-intermediäre, zum Teil auch saure Vulkanite gefördert wurden. Die Mitteldeutsche Schwelle, bereits im unteren Devon ein Hochgebiet ohne Sedimentation (SOLLE 1942), wurde im Oberdevon reaktiviert und lieferte klastisches Material (KREBS 1970). Insgesamt blieb das Meer flach (PAPROTH 1976). Dies setzte sich bei zunehmender orogener Tätigkeit, mit klastischen Ablagerungen in unterschiedlichem Ausmaß, im Unterkarbon im Wesentlichen fort. Der Raum gliederte sich mehr und mehr in einzelne Schwellen- und Beckenbereiche und war im allgemeinen durch ruhige Ablagerungsbedingungen gekennzeichnet (PAPROTH 1976). Im Gefolge der Orogenese bildete sich im Oberkarbon im Bereich des Saarlandes auf der Mitteldeutschen Schwelle ein intramontanes Becken.

4.2. Das geologische Bild im engeren regionalen Raum.

Das Bild des Oberdevons und Unterkarbons im westlichen Saarland und südwestlichen Hunsrück kann sich nur auf die Kenntnis weniger Vorkommen in diesem Raum stützen. Hier sind die in der Bohrung Saar 1 angetroffene Schichtenfolge (LANG 1976) und der Aufschluß der Schwerspatgrube Korb bei Eisen (KREBS 1970, G. MÜLLER 1982) im südlichen Hunsrück zu nennen (Abb. 1a). Zum Vergleich kann noch die im östlichen Hunsrück beschriebene Schichtenfolge im Guldenbachtal (MEYER 1970) hinzugezogen werden.

Mit Ausnahme der Bohrung Gironville in Lothringen, in der bei einer Teufe von 5600m unter Namuriumschieben wahrscheinlich metamorphes Viséum liegt (KNEUPER 1966), sind aus der westlichen Umgebung, also aus Frankreich und Lothringen, unterkarbonische Vorkommen nicht bekannt.

Der lückenhafte Kenntnisstand ist einerseits durch die mächtige Überdeckung der älteren Gesteine durch oberkarbonische und permische Gesteine in der Saarkarbonmulde und durch mesozoische Gesteine im Westen, andererseits durch die komplizierten tektonischen Verhältnisse, durch Verfaltung, Verschiebung und Unterschiebungen sowie die Metamorphose der Gesteine am Hunsrücksüdrand bedingt.

Bei einer Einordnung ins Oberkarbon (s. Kap. D.8.) würden sich für die sedimentären Serien von Düppenweiler in Form der kohleführenden Molasseablagerungen im Saarbecken vielfältige Vergleichsmöglichkeiten mit gleichalten Vorkommen anbieten.

Das Maximum des Riffwachstums und der Bildung von Riffschuttablagerungen war im Givetium erreicht; die Flachwasserkarbonate verschwanden allmählich und bis zum Ende des Frasniums nahezu restlos aus diesem Raum (PAPROTH 1976). Die in der Bohrung Saar 1 angetroffenen Massenkalken sind "zum mindesten teilweise umgelagert" (PAPROTH 1976). KREBS (1970) und STRUVE (1976) leiten bioklastisches Material von einem nördlich in geringer Entfernung vorgelagerten Riffkörper ab, der eine umfangreiche Linie von Riffsäumen gebildet haben könnte (STRUVE 1976). KREBS & ZIMMERLE (1976) ordnen die Devonkalken "einem kranzartigen Säum von Flachwasserkarbonaten an den Flanken einer kristallinen Hochzone" zu.

Zu den Karbonaten treten in der Bohrung Saar 1 im Oberdevon Sandsteine und feine Konglomerate (HERING & ZIMMERLE 1976), im Hunsrück Sandsteine bzw. Grauwacken (MEYER 1970) hinzu. Die klastischen Einschaltungen in der Bohrung Saar 1 werden von einem Abtragungsgebiet im S, also von der Mitteldeutschen Schwelle, abgeleitet (ZIMMERLE 1976b).

Ebenfalls für das Oberdevon werden verschiedentlich Tuffe und Tuffite beschrieben (MEYER 1970, G. MÜLLER 1982).

Im oberen Devon war die Mitteldeutsche Schwelle sicherlich kein kompaktes Festland, sondern ein nicht exakt eingrenzbares Hochgebiet des Schelfs, wobei eine Abtragung auch von einzelnen Inseln erfolgen konnte. Ebenso befand sich im Norden nicht ein einziger ausgedehnter Beckenbereich, sondern ein in Becken und Schwellen gegliederter Raum, der sein Gesicht immer wieder durch epirogenetische Bewegungen, aber auch durch die Auffüllung der einzelnen Becken mit klastischem Material, änderte. So war im Givetium der "Trog III" (Position von Düppenweiler) nach PAPROTH & STETS (1978) stabilisiert und nahm keine größeren Sedimentmengen mehr auf; es bildete sich eine Insel oder Untiefe.

In tonigen oberdevonischen und unterkarbonischen Gesteinen der Bohrung Saar 1 gibt es Hinweise -v.a. durch die Fauna- auf pelagische Verhältnisse (KREBS & ZIMMERLE 1976). Es ist dabei von einer Verlangsamung der Subsidenz auszugehen (KREBS 1976, KREBS & ZIMMERLE 1976). KREBS (1976) sieht den Ablagerungsraum in stabiler Position über einem prä-mitteldevonischen Kristallin-Gewölbe mit benachbarten Hochzonen ohne Sedimentation beziehungsweise mit beginnender Erosion. PAPROTH (1976) geht von flachem Wasser eines Schwellenbereiches, gelegentlich außerhalb des Sedimentationsraumes, aus. Dunkle tonige Gesteine sprechen demnach für eine Verschlechterung der Sauerstoffversorgung nicht durch Absenkung, sondern durch Abschnürung des in Becken- und Schwellen reich gegliederten Raumes. Nach Geisterfaunen und -flora (Conodonten, Sporen) wurden im Untertournaisium gleichzeitig Gesteine des Givetiums bis Unterfammeniums und des jüngsten Oberdevons umgelagert.

In der Schwespatgrube Korb bei Eisen treten nach Beendigung der Karbonatsedimentation, die bis ins unterste Unterkarbon fort dauerte, im höheren Unterkarbon abschließend dunkle Schiefer und ein Horizont mit zersetztem Tuff auf (G. MÜLLER 1982).

Im Oberkarbon finden sich in der gesamten Saarsenke die z.T. grobklastischen Molasseschüttungen in das intramontane Becken.

4.3. Bisherige Deutungen der Scholle von Düppenweiler

Die ältesten Studien zum Aufbruch von Düppenweiler befaßten sich in erster Linie mit dem metamorphen Komplex und mit der Frage nach dem Alter der Gesteine. Nach einer ersten Erwähnung des Vorkommens durch SCHMITT (1839) rechnet GREBE (1873) die Metamorphite zu den Hunsrückschiefern. LEPLA

(1924, 1925) stellt Vergleiche mit vordevonischen Gesteinen an und deutet den nicht metamorphen Komplex nach Fossilfunden (*Atrypa reticularis*) als devonisch. Die Bildung der Konglomerate sieht er in Zusammenhang mit der Kaledonischen Orogenese. QUIRING (1936) stellt die Metamorphite ins Unterdevon oder noch ältere Einheiten.

Ältere Studien mußten sich mit wenigen und schlecht aufgeschlossenen Vorkommen über Tage auseinandersetzen; so ergriff BRITZ (1954) die Gelegenheit, das Vorkommen intensiver zu untersuchen, als die Aufschlußverhältnisse durch einen Wolkenbruch und die damit verbundene Fortspülung des Hangschuttes in bis zu 10 m tiefen Rinnen wesentlich verbessert waren. Neuere Analysen von Über Tageauschlüssen basieren im Wesentlichen auf dem Anlegen von Schürfen. Da diese Schürfe im E-Hang des Mühlenberges angelegt wurden, ist nicht unwahrscheinlich, daß Material von Hangrutschungen ausgewertet wurde. Dieser Vorbehalt soll in erster Linie bezüglich der exakten Lage der sedimentären Folge angemeldet werden. Die Metamorphite sind hingegen umfangreicher, und vor allem auch auf der Kuppe des Mühlenberges und nördlich davon aufgeschlossen. Auch hier sind allerdings die Aufschlußverhältnisse schlecht.

Die Sedimentgesteine bilden nur einen kleinen Bruchteil des über Tage aufgeschlossenen Aufbruchs. Dadurch wurde bei früheren Betrachtungen der Blick stärker auf die in größerem Umfang anstehende hangende metamorphe Einheit gerichtet. Es fiel sogleich auf, daß die unmittelbar liegend angetroffenen Brekzien Klastika führen, die lithologisch exakt den hangenden Metamorphiten (Phylliten) entsprechen. Dies führte zu dem Schluß, daß die Phyllitbrekzien die Phyllite ursprünglich in Form eines Transgressionskonglomerates überlagerten und der gesamte Komplex überkippt liegt (BRITZ 1954). Nach PORTH (1960), der sich hier BRITZ (1954) anschließt, erfolgte eine Kippung des Komplexes an der Wende Unter-/Oberkarbon. PORTH (1960) geht davon aus, daß danach nur noch vertikale Bewegungen erfolgten, während BRITZ (1954) eine weitere Kippung des Komplexes während der Saalischen Phase annimmt.

Nachdem die klastische Folge zunächst ins Unterdevon (NÖRING 1939) und dann ins Mitteldevon (BRITZ 1954, PORTH 1960) gestellt wurde, führten stratigraphische Untersuchungen zu einer Einordnung zunächst ins Oberdevon (STREEL 1976, 1981) und schließlich ins Unterkarbon (DOUBINGER & RAUSCHER 1984).

Die Verwandtschaft zwischen den Klastika in den Phyllitbrekzien und den hangenden Phylliten muß zu dem Schluß führen, daß die metamorphe Einheit älter als die nicht metamorphen Sedimentgesteine ist.

Die metamorphen Gesteine (Phyllite, Quarzite, metamorphe Grauwacken, Karbonate und Magmatite) wurden von NÖRING (1939) mit vordevonischen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges verglichen. Dieser Vorstellung schloß sich BRITZ (1954) an. PORTH (1960) sah die Metamorphose als kaledonisch und die ganze Einheit als Teil der "Grundgebirgsinsel" der Mitteldeutschen Schwelle an. Heute besteht eher die Tendenz, die Metamorphite ins Unterdevon zu stellen (PORTH 1976). Das Vorkommen liegt auf der Fortsetzung der Linie der Hunsrücksüdrandzone (Abb. 1a), die man hier im Untergrund zu vermuten hat. Nach PORTH (1976) erstreckt sich von Düppenweiler bis zum Soonwald ein Schwerehoch; auch in Hessen und Thüringen wird nach PORTH (1976) der Nordrand der Mitteldeutschen Schwelle von einem Schwerehoch begleitet. Das Schwerehoch im Soonwald ist nach PLAUMANN (1978) ausschließlich der metamorphen Zone zuzuordnen. WEBER & BEHR (1983) stellen die Metamorphite der Düppenweiler Scholle in die "Nördliche Phyllitzone", die den Nordrand der Mitteldeutschen Schwelle säumt. Die metamorphen Gesteine von Düppenweiler, die von HERING, PORTH, REHKOPF & ZIMMERLE (1978) eingehend in Schürfen untersucht und beschrieben wurden, ähneln auffallend einer Serie von Metamorphiten, die in der Hahnenbachserie (MEYER 1975) des metamorphen Hunsrücksüdrandes (Abb. 1a) angetroffen werden (PORTH 1976).

5. STRATIGRAPHISCHE, GEOCHEMISCHE UND GEOPHYSIKALISCHE CHARAKTERISIERUNG DER SCHICHTENFOLGE

Die Bohrkerne wurden zu zahlreichen Aspekten an verschiedenen Institutionen analysiert bzw. kommentiert. Bei der Erstellung der vorliegenden Arbeit konnte außerdem auf einen ausführlichen Bericht zu Übertageaufschlüssen (HERING, PORTH, REHKOPF & ZIMMERLE 1978) zurückgegriffen werden. Die Untersuchung nach Einzelaspekten geschah mehr oder minder intensiv, zum Teil nur in Stichproben. An dieser Stelle sollen einige grundlegende Erkenntnisse aus diesen Analysen kurz wiedergegeben werden. Dabei wird hier bereits auf die Gliederung der erbohrten Gesteine in sechs sedimentäre Serien (Serie I bis VI) und die Metamorphite als Serie VII zurückgegriffen (Kap. C.1.2., Abb. 28).

In den sedimentären Serien I, II und V wurden ausgezeichnet erhaltene Sporen (vornehmlich Hystricosporites) aus dem Frasnium (asymmetricus-Zone) gefunden (STREEL 1976, 1981). Das Auftreten mittel- bis oberdevonischer Sporen (Ancyrospora, Hystricosporites, Geminospora; Archaeozonotrilites variabilis) wurde bei ergänzenden Analysen durch DOUBINGER & RAUSCHER (1984) für die Serien I, II, IV und V bestätigt. Darüberhinaus

fanden sich bei diesen Untersuchungen in den gleichen Gesteinen Sporen (Densisporites variomarginatus, Densisporites spitzbergensis, Knoxiporites dissidius, Verrucosporites congestus, Convolutispora etc.), die für unterkarbonisches Alter der Schichtenfolge sprechen.

Conodonten und andere Mikrofossilien wurden nicht gefunden (STOPPEL 1976).

Eigene Analysen auf Conodonten ergaben ebenfalls einen negativen Befund.

Die umgelagerten Karbonate aus der Serie III und dem tiefsten Teil der Serie IV führen zahlreiche Fossilien. So wurde von FIRTION (1983) und MISTIAEN & ROHART (1983) Scoliopora denticulata beobachtet, was nach FIRTION (1983) für Givetium- bis Frasniumalter spricht. Die von MISTIAEN & ROHART (1983) identifizierte Tetra- korallenform Thamnophyllum caespitosum paucitabulatum tritt nach den Autoren im oberen Givetium / varcus-Zone bis zur Basis der hermanni-cristatus-Zone auf. OEKENTORP (1983) beschreibt eine Form aus dem Eifelium (Gracilopora cf. acuta CHUDINOVA, 1964) und eine Form, die nach seiner Meinung wahrscheinlich aus dem Givetium stammt (Roemeripora sp. / aff. tomensis DUNATOLLOV, 1959).

Radiometrische Altersbestimmungen (K/Ar) an Hellglimmern der Phyllite aus der metamorphen Scholle ergaben ein Alter von 303 ± 9 Mio Jahren. Dies wird als Alter der Abkühlung auf die Schließungstemperatur von 350°C gedeutet (WEBER 1978a). Zu dieser Zeit war die retrograde Metamorphose im Rahmen der Hebung abgeschlossen.

Von MIHM (1976, 1978) werden bei den Vulkanitkomponenten der Serie III 5 Porphyrytypen unterschieden, die tiefgreifend umgewandelt sind. Sie zeigen signifikante Unterschiede zu permischen Vulkaniten (MIHM 1976) und zu den devonischen Vulkaniten des Lahn-Dill-Gebietes (HENTSCHEL 1978).

Das in Sandsteinen und Konglomeraten der Serie I angetroffene allochthone Erdöl ist nach OUDIN (1980) degradiert. Laut STAHL (1976) besteht Ähnlichkeit mit organischem Material des Unterkarbons oder tieferen Oberkarbons. WELTE (1977) stellt Verwandtschaft zu Öl des Westfal C des Saarkarbon fest.

Das organische Material in Tonsteinen ist davon gänzlich verschieden. Es besitzt kein KW-Bildungspotential. Es gibt Hinweise auf Beteiligung von organischem Ausgangsmaterial terrestrischen Ursprungs (WEHNER 1977).

Der Inkohlungsgrad ist laut WOLF (1978a), auch entsprechend dem ausgezeichneten Erhaltungszustand der Sporen, außerordentlich gering, nimmt aber mit der Teufe rasch zu (Tab. 3). Es ist für die Zeit nach der Ablagerung der sedimentären Serien mit einer Überdeckung von höchstens 1000m, vielleicht sogar von kaum 500m zu rechnen (WOLF, pers. Mitt.).

Bohrung	Teufe (m)	Rm%
FB1	87	0,57
	100	0,75
	145	1,05
FB2	90	0,56
	240	1,62
FB1a	105	1,09

Tab. 3
Ergebnisse von Inkohlungsmessungen
in den Forschungsbohrungen
Düppenweiler (WOLF, mündl. Mitteilung,
in KONZAN 1977)

Vornehmlich im Bereich der Rothorizonte (Serie I) wurden anorganisch-geochemische Spurenuntersuchungen nach Pb, Cu, Zn, Mn, Ba, Hg und Fe vorgenommen. "Bis auf einen gering erhöhten Zinkgehalt und einen unwesentlich erhöhten Bariumgehalt" (je 1 Probe) "sind die übrigen Werte im Bereich der normalen Spiegelwerte der untersuchten Elemente" (FAUTH 1977).

Die Porosität und Permeabilität des Gesteins wurden in ölimprägnierten Horizonten der Serie I bestimmt (HABICHT 1978). Die Porosität beträgt im allgemeinen zwischen 5 und 12% und im Durchschnitt 8,8%. Die Permeabilität schwankt stark und liegt im Mittel bei $k=1,15\text{md}$. Die Matrixdichte beträgt zwischen $2,62$ und $2,82\text{g/m}^3$ und im Durchschnitt $2,68\text{g/m}^3$. Der Anteil säurelöslichen Materials ist mit durchschnittlich 3 Gewichtsprozent gering.

Die Porosität und Permeabilität ist dort besser ausgebildet, wo geringere Anteile säurelöslicher Bestandteile registriert werden. Flüssigkeiten wie Wasser und Öl können im untersuchten Bereich zum Teil gerade noch fließen. Nach HABICHT (1978) gibt es Hinweise auf unterschiedlich tiefgreifende Lösungsvorgänge von der Erdoberfläche aus. Nach den vorliegenden Untersuchungen ist dies aber nicht zu erwarten, da oberhalb der ölimprägnierten Serie I der Karbonatgehalt ansteigt (Kap. C.2.5.4.).

6. ZIELSETZUNG UND DURCHFÜHRUNG DER ARBEIT

Die vorliegende Arbeit definiert die sedimentären Fazies in den Bohrungen. Ein Sedimentationsmodell wird erstellt und mit dem paläogeographischen Rahmen verknüpft.

Als Basisarbeit wurde hierzu zunächst die vorliegende Profilaufnahme (KONZAN, MÜLLER & REHKOPF 1978) verfeinert. Die damit angestrebte Klärung der Lagerungsverhältnisse erfolgte nicht nur, um festzustellen, ob die Folge insgesamt normal oder überkippt liegt, sondern auch, um eventuelle Wiederholungen -durch Verfaltung, Verschuppung etc.- aufzuspüren, und um damit die wahren Mächtigkeiten und die tatsächliche sedimentäre Entwicklung zu rekonstruieren.

Eine Klärung der Lagerungsverhältnisse wurde anhand der Stratofazies herbeigeführt. Die stratofaziellen Erscheinungen selbst gaben auf der anderen Seite grundlegende Informationen über die Ablagerungsbedingungen und deren Entwicklung.

Neben der stratofaziellen Analyse dienten granulometrische Untersuchungen zur Klärung der Ablagerungsbedingungen. Schwermineralogische, Tonmineralogische und sedimentpetrographische Studien gaben Aufschluß vor allem über Liefergesteine, aber auch über die Bedingungen während Verwitterung bzw. Erosion, Transport und Ablagerung der Klastika und über die Diagenese.

Die Eigenart des Gesteins -Alter, geologische Stellung, tektonische Beanspruchung- und Einschränkungen durch die Dimension der Bohrkern bedingten, daß durch Testuntersuchungen geeignete Analysemethoden zu erproben waren. Der Frage nach Anwendbarkeit bzw. Signifikanz bestimmter Untersuchungsmethoden lag vor allem der Verdacht zugrunde, daß diagenetische Erscheinungen den Befund beeinflussen haben könnten. Zum Teil wurde mit verschiedenen Methoden, die einander zu kontrollieren hatten, der gleichen Zielsetzung -zum Beispiel in der Korngrößenanalyse- nachgegangen. Der Beschreibung der Methodik wird daher in dieser Arbeit ein Hauptkapitel (Kap. B.) eingeräumt; darüberhinaus wird auch bei der Diskussion der Ergebnisse auf eventuelle Einflüsse der Methodik eingegangen.

Durch die Notwendigkeit einer grundlegenden Bestandsaufnahme und von methodischen Betrachtungen muß in der vorliegenden Arbeit auf eine Fülle von Einzelaspekten eingegangen werden. Dadurch tritt die rein statistisch-serielle Erfassung einer großen Probenzahl bezüglich einzelner Zielvorstellungen, wie Granulometrie, etwas zurück. Bei einem räumlich so begrenzten Vorkommen wie der Scholle von Düppenweiler, in dem, durch den raschen Wechsel der sedimentären und tektonischen Erscheinungen und der Lagerungsverhältnisse bedingt, serielle Entwicklungen nur pauschal zu verfolgen sind, erscheinen die Möglichkeiten einer statistischen Modellkonstruktion durch die Erfassung einer großen Probenzahl ohnehin eingeschränkt. Zu einer statistischen Erfassung etwa der Korngrößenverteilung, die einigermaßen vollständig und damit signifikant zum Beispiel für Sequenzentwicklungen ist, wäre sicherlich die Analyse von vielen tausend Proben notwendig, da der strukturell-texturelle Wechsel (grobe und feine, gut und schlecht sortierte Konglomerate, homogene, gebänderte und geröllführende Sand-, Silt- und Tonsteine in vielfältigen Kombinationen etc.) rasch, aber andererseits auch oft ohne scharfe Begrenzungen und auf engstem Raume stattfindet.

Die statistische Auswertung verfolgte eine entsprechend modifizierte Zielsetzung. In Anbetracht der zahlreichen zu berücksichtigenden Faktoren und der Komplexität der Problematik wurde vor allem Wert auf die Erfassung einer größeren Anzahl interagierender Parameter gelegt. Auf diese Weise konnte unter anderem der Frage nach dem Einfluß des detritischen Modalbestandes auf die Korngrößenverteilung nachgegangen werden.

B. METHODIK

1. ZUSAMMENFASSUNG

Grundlage der Untersuchungen war eine detaillierte Profilaufnahme aller 4 Bohrungen. Diese Profilaufnahme führte zu einer eingehenderen Gliederung der Folge in verschiedene Serien. Tektonischen Erscheinungen und ihrer Entwicklung in der Abfolge wurde nachgegangen.

Besonderes Augenmerk wurde auf die Stratofazies gelegt. Es wurde der Versuch unternommen, die Lagerungsverhältnisse mittels oben/unten-Kriterien in den Schichtungstexturen zu klären. 366 Proben wurden teils zur Dokumentation, überwiegend zur weiteren Analyse genommen. Granulometrische Untersuchungen wurden durch Sieb- und Schlämmanalysen und vergleichende Dünnschliffanalysen durchgeführt. Anhand von Dünnschliffen wurden sediment-petrographische Betrachtungen angestellt; vor allem wurde dem Gefüge und dem Modalbestand der Gesteine nachgegangen.

Großes Gewicht wurde den tonmineralogischen und schwermineralogischen Analysen beigemessen. Ergänzende Aussagen wurden durch speziell angesetzte Röntgenbeugungsanalysen und rasterelektronenmikroskopische Studien gewonnen.

Soweit möglich, wurden auch Gerölle nach lithologischem Inhalt, Form, Größe und Einregelung untersucht.

2. PROFILAUFNAHME: SCHICHTENFOLGE, LAGERUNGSVERHÄLTNISSE, TEKTONIK

Anhand der in Saarbrücken (teils im Geologischen Landesamt des Saarlandes, teils im Materialprüfamt) lagernden Bohrkerne wurde ein detailliertes Profil in allen 4 Bohrungen aufgenommen. Da nur wenige Meter Kernaussfall zu beklagen waren, konnte ein fast lückenloses Profil erstellt werden. Erschwert wurde dies allerdings an einigen Stellen durch fehlende Kernstücke, die an andere Bearbeiter weitergegeben worden waren. Zahlreiche Kerne mußten zur genaueren Betrachtung noch längs (ggf. auch quer) durchsägt werden.

Die Profilaufnahme diente zunächst der Überprüfung der bereits bestehenden Einteilung in Serien und ihre Modifizierung bzw. Differenzierung so-

wie dem Versuch, sie zwischen den Bohrungen zu korrelieren und gegebenenfalls Wiederholungen durch Verfaltung oder Verschuppung zu entdecken. Die Begriffe "Horizont" und "Zone" werden in der vorliegenden Arbeit nicht immer im engen stratigraphischen Sinn verwandt.

Auf folgende Punkte wurde bei der Profilaufnahme besonderes Augenmerk gelegt:

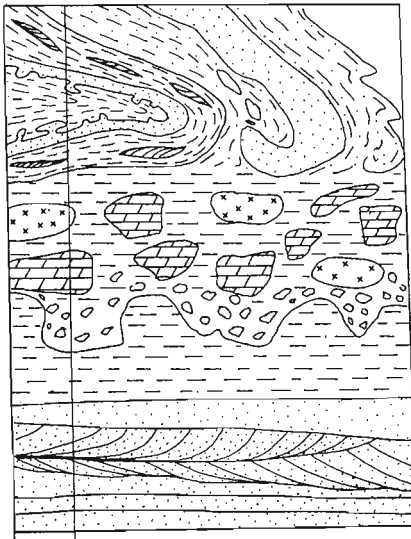
- 1) Abmessung der einzelnen Horizonte;
- 2) Abmessung der größten Klastika in den einzelnen Horizonten;
- 3) Art und Gefüge der größeren Klastika (Schüttungsrichtung);
- 4) Korngröße, Farbe und Matrixanteil in Konglomeraten;
- 5) Farbe und Gefüge von Sand-, Silt- und Tonsteinen;
- 6) Auftreten von Fossilien;
- 7) Tektonische Erscheinungen; Schichteinfallen;
- 8) Mineralneubildungen und ölprägnierte Partien.

Die Stratofazies sollte Aussagen zum Ablagerungsmilieu und zu Ablagerungsmechanismen zulassen. Darüberhinaus sollten die Lagerungsverhältnisse durch Oben/Unten-Kriterien geklärt werden.

Bei der Profilaufnahme traten folgende, teils für Bohrungen grundsätzlich spezifische Probleme auf:

- Durch die begrenzte Dimension der Bohrkern werden großdimensionale Schichttexturen nicht erkannt oder falsch interpretiert. So kann Schrägschichtung als unterschiedliches Einfallen verschiedener Schichtglieder aufgefaßt werden. Große Gerölle können unter Umständen als Schichten angesehen werden. Stark erosive, buchtige Schichtgrenzen geben ein falsches Bild der Lagerungsverhältnisse (Abb. 3).
- Durch brekziöse/mylonitische Partien bedingt, ist ein Zusammenhang zwischen Bereichen mit geklärten Lagerungsverhältnissen und anderen Bereichen nicht gegeben. Eine Übertragung der bekannten Lagerungsverhältnisse auf die gesamte Schichtenfolge kann nur unter Vorbehalt erfolgen.
- Der beim Bohren entstandene Bruch, das Zermalmen zäher Gesteinspartien beim Bohren und das Abbrechen der Kerne nach jedem Bohrmeter ("Kernkistengrenze") können nicht von tektonischem Zerbrechen unterschieden werden und beeinträchtigen ebenfalls die Rekonstruierbarkeit der Zusammenhänge in der Schichtenfolge.

-Große Bereiche zeigen keine Indizien für die Lagerungsverhältnisse in Form von Oben/Unten-Kriterien. Das gilt einerseits für die genannten tektonisch zerbrochenen Zonen, andererseits für homogene Ton- und Sandsteine und oft für konglomeratbeherrschte Partien.



1. Rutschungen werden unter Umständen nicht erkannt. Sie können Oben/Unten-Kriterien (hier: Belastungsmarken und Rinnen mit Schrägschichtung) umkehren.

2. Große Gerölle können für Schichten gehalten werden.

3. Buchtartige erosive Kontakte können stark abweichendes Schichteinfallen vorspiegeln.

4. Auch Schrägschichtung kann abweichendes Schichteinfallen vorspiegeln.

Abb. 3 Mögliche Fehlinterpretationen großdimensionaler Texturen, die durch die kleindimensionalen Querschnitte im Bohrkern zustande kommen. Links: Ausschnitt im Bohrkern.

3. BEPROBUNG

Die Profilausbildung ist durch 366 Proben belegt:

Bohrung FB1	172	Proben
" FB1a	61	"
" FB2	88	"
" FB3	45	"

Darüberhinaus liegen ca. 20 Vergleichsproben aus Übertageaufschlüssen oberhalb der Bohrungen und vom Hunsrücksüdrand vor.

Die Bohrung mit der größten erreichten Teufe, FB1, wurde in allen

Serien repräsentativ und relativ engständig beprobt. Bei abweichender lithologischer beziehungsweise stratofazieller Ausbildung der Gesteine in den einzelnen Serien wurden entsprechende Partien in den anderen Bohrungen ebenfalls engständig erfaßt. Darüberhinaus wurden weitere vergleichende Proben zum Zweck der Korrelation aus allen Bohrungen entnommen.

Die Dichte der Probenentnahme war, den Eigenarten der Gesteine angepaßt, sehr unterschiedlich; beginnend in cm-Intervallen (z.B. bei laminierter Schichtung), wurden die Proben in Abständen genommen, die in drei Fällen größer als 10m (maximal 22m), im allgemeinen aber kleiner als 5m sind.

Alle Proben sind am Lehr- und Forschungsgebiet Allgemeine und Historische Geologie der RWTH Aachen inventarisiert. Zahlreiche Photographien wurden zum Zweck der Dokumentation angefertigt. Die meisten Proben wurden einer weitergehenden Analyse zugeführt (s. folgende Kapitel). Belegmaterial und Ergebnisse der Analysen sind am Lehr- und Forschungsgebiet Allgemeine und Historische Geologie einzusehen.

4. ANALYSEN ZUR STRUKTUR DER GESTEINE

4.1. Geröllanalysen

4.1.1. Granulometrie geröllführender Horizonte

Die angetroffenen Gesteine führen zu einem erheblichen Teil Gerölle, die nicht nur in ausgesprochenen Konglomeraten, sondern auch in Sand- und Tonsteinen auftreten. Eine granulometrische Analyse der geröllführenden Gesteine wurde, je nach den Gegebenheiten, auf unterschiedliche Weise durchgeführt.

Geröllführende Sand- und Tonsteine sowie sehr wenige Konglomerathorizonte ließen sich durch eine Sieb- und Schlämmanalyse aufschlüsseln (s. Kap.

4.2.1.). Im allgemeinen erwies sich aber eine Aufbereitung von Konglomeraten ohne gewaltsame Zerstörung der Gerölle als unmöglich.

Dies galt für die Serien II bis VI generell. Vor allem in den Serien III, IV und VI, die zum größten Teil aus Konglomeraten bestehen, ist die Matrix schwerer aufzubereiten als viele Gerölle. Es sind dies vor allem Karbonatgerölle, alterierte Vulkanitgerölle und Phyllit- und Tonsteinfragmente.

Die nicht aufbereitbaren Konglomerate wurden an unzerstörten Bohrkernen analysiert. Hierzu wurden mittels einer Klarsichtfolie mit Millimeterpapier-Aufdruck je nach Bedarf ein mehr oder weniger enges Raster über das Handstück gelegt. Die jeweils in den Kreuzungspunkten liegenden Gerölle -oder die Matrix- wurden gemessen (bzw. die Matrix gezählt). Dabei ergibt sich eine ähnliche Problematik, wie bei der granulometrischen Analyse an Dünnschliffen (zum Beispiel der Korpuskeleffekt); die Probleme sind allerdings hier, am Bohrkern, etwas geringer, da man die Gesamtform der Gerölle, auch in der 3. Dimension, zumindest abschätzen kann.

Die Dimension der Bohrkern und statistische Überlegungen schränkten diese Untersuchungen insofern ein, als nur Horizonte analysiert werden konnten, in denen eine bestimmte Größe der Gerölle nicht überschritten wurde. In einem Einzelfall wurden Gerölle bis 5cm Größe erfaßt. Im allgemeinen war das Maximum 3cm, meist, vor allem in Bohrungen und Bohrabschnitten mit geringem Kerndurchmesser, noch geringer. Als Matrix wurde das Material mit Durchmessern unter 1mm erfaßt.

Die Analyse von Konglomerat-Horizonten erfolgte insgesamt nur stichprobenartig in wenigen repräsentativen Proben der einzelnen Serien.

4.1.2. Geröllform

Da die Gerölle zum größten Teil nicht ohne größere Schwierigkeiten oder auch gar nicht aus der Matrix zu isolieren waren, konnten sie in diesen Fällen lediglich in der zweidimensionalen Aufsicht auf die flache Seite des durchsägten Kerns beschreibend erfaßt werden, wobei der Blick "um die Ecke" auf die runde Kernseite ergänzende Aussagen zuließ.

Resultat solcher Betrachtungen sind die meist schon in der Profilbeschreibung (Kap. C.1.) verwandten beschreibenden Aussagen zur Geröllform, die sich an die Terminologie von PETTJOHN (1957) anlehnen.

138 Gerölle aus 13 Horizonten, überwiegend in der Serie I, konnten isoliert und ihre Form exakt vermessen werden.

Gemessen wurden die drei senkrecht aufeinanderstehenden Achsen der Gerölle:

- L = Länge
- l = Größte Breite, senkrecht zu L
- E = Dicke, senkrecht zur Ebene Ll.

Außerdem wurde der kleinste Krümmungsradius r_1 in der Ebene LI gemessen.

Aus diesen Parametern wurde die Sphärizität bzw. der Kugeligkeitsindex

$$\Psi_p = 3 \sqrt{\frac{E^2}{L+1}} \quad \text{nach SNEED \& FOLK (1958),}$$

der Zurundungsindex $\frac{2r_1}{L}$ nach CAILLEUX (1952)

und der Abplattungsindex $\frac{L+1}{2E}$ nach CAILLEUX (1952) errechnet.

Die Geröllformen und Indizes wurden mit denen bekannter Genese verglichen (CAILLEUX 1952, CARRARA 1981, DAL CIN 1968).

4.1.3. Gerölleinregelung

Da die Lagerungsverhältnisse zumindest generell bekannt sind, kann man auch auf die Richtung des Schichteinfallens im einzelnen Bohrkern schließen. Davon ausgehend, wurde die Einregelung flacher Gerölle im Vergleich mit dem Schichteinfallen der entsprechenden Horizonte gemessen (819 Gerölle in 48 Horizonten), beziehungsweise durch zum Teil deutlich sichtbare Dachziegellagerung die Strömungsrichtung rekonstruiert. Dazu sägt man die Kerne am zweckmäßigsten zweimal längs durch, und zwar sowohl parallel zum Schichteinfallen, als auch parallel zum Streichen der Schichtung. Auf diese Weise kann man die Imbrikation, und damit die Schüttungsrichtung -zumindest kleinräumlich- rekonstruieren (Abb. 7).



Abb. 7 Imbrikation von Geröllen in Relation zur Schichtung.

Hier stehen die Gerölle steiler, als die Schichtung; auf der linken Kernseite wird also eine Strömung von rechts unten nach links oben wiedergegeben.

Zwei Voraussetzungen müssen allerdings dabei erfüllt sein:

- 1.) Die ermittelte Einfallsrichtung im Einzelfall muß dem generellen Einfallen der Schichtenfolge entsprechen. Dies wird durch die Analyse einer statistisch ausreichenden Anzahl von Einzelhorizonten gewährleistet.
- 2.) Die Schichtenfolge insgesamt darf gegenüber ihrer ursprünglichen Lage nur gekippt, aber nicht horizontal rotiert worden sein.

In einzelnen Fällen vermochten Form und Einregelung der Gerölle auch Aussagen über die Lagerung zu machen (Abb. 8):

- 1.) Bei Dachziegellagerung legen sich unregelmäßig geformte Gerölle mit dem dünnen Ende "bergauf" in die Strömungsrichtung.
- 2.) Die konkave Seite von Klastika findet sich in der Regel an ihrer Unterseite.



Abb. 8 Geröllform und -einregelung als Oben/Unten-Kriterium und Indikator für die Strömungsrichtung

Im vorliegenden Fall deutet die Lage der Gerölle auf normale Lagerung bei einer Strömung von der linken Abbildungsseite hin.

Die Einregelung von Geröllen im Verhältnis zum Schichteinfallen wurde in erster Linie in Anschnitten der Bohrkerne parallel zum Schichteinfallen gemessen, da hier die einzelnen Schichten den breitesten Anschnitt zeigen, also auch die meisten Gerölle innerhalb einer Lage gemessen werden können, und da bei der Profilaufnahme aufgefallen war, daß in dieser Richtung zuweilen Dachziegellagerung zu beobachten ist.

Auch bei zusätzlich auftretenden Richtungskomponenten, die von einer Einregelung in Richtung zum Schichteinfallen abweichen, bleibt die vereinfachte Betrachtungsweise in der Ebene des Schichteinfallens aussagekräftig: wenn nach der Analyse eine Richtung vorherrscht, so kann die tatsächliche Schüttungsrichtung davon im Extremfall um 90 Grad abweichen, alle anderen Himmelsrichtungen sind ausgeschlossen. Da eine exakte Rekonstruktion der Schüttungsrichtungen die Kenntnis der genauen Richtung des Schichteinfallens auch im einzelnen Bohrkern voraussetzt, diese aber nur grob zu ermitteln ist, kann auf Schüttungsrichtungen ohnehin nur überschlägig geschlossen werden.

Die Länge der analysierten Gerölle lag zwischen 1 und 10 (bei deutlicher Dachziegellagerung sehr flacher Gerölle) Zentimetern, meist zwischen 2 und 5 Zentimetern. Nach Festlegung der Mindestgröße der zu vermessenden Geröllgröße wurden alle Gerölle der entsprechenden Fraktion untersucht.

In den größten Horizonten wurden vereinzelt nur 4 oder 5 Gerölle vermessen. In diesen Fällen lag aber deutliche Dachziegellagerung vor. Meist konnten 10-15 Gerölle untersucht werden. Schichten mit horizontaler oder seigerer Lagerung kamen zur Analyse nicht infrage, da hier eine Rekonstruktion der Schüttungsrichtung anhand des Schichteinfallens nicht möglich ist. Da nur in den Serien I und IV eine gewisse Einregelung flacher Gerölle sowie anhand von Schichtgrenzen etc. die Schichtung eindeutig feststellbar ist, erfolgte eine Analyse der Gerölleinregelung nur in

diesen beiden Serien. Bei der Vermessung während der Profilaufnahme zeigte sich eine deutliche Tendenz zu gleichgerichteter Gerölleinregelung in beiden Serien.

Um eine mögliche subjektive Auswahl von Horizonten und Geröllen auszuschließen und zu statistisch signifikanteren Ergebnissen zu kommen, wurden zusätzlich zu den eigenen Analysen, die während der Profilaufnahme erfolgten, aus weiteren Horizonten jeweils 20-50 Gerölle durch einen Kollegen vermessen. Ergänzend wurde hierbei die Einregelung nach der Geröllform untersucht.

4.2. Granulometrie der Sand- und Siltsteine

Der geringe Diageneseegrad ermöglichte eine Sieb- und Schlämmanalyse. Sie wurde durch eine Dünnschliffanalyse ergänzt. Konglomeratistische Horizonte wurden mit verschiedenen Methoden stichprobenartig untersucht.

4.2.1. Sieb- und Schlämmanalysen

Insgesamt wurden 106 Proben mittels einer Sieb- und Schlämmanalyse untersucht. Von den Proben wurden, soweit nicht zu grobe Klastika auftraten, etwa 100g im Backenbrecher zerkleinert; der karbonatische Anteil wurde mit HCl (30%) gelöst. Bei geröllführenden Gesteinen wurde die gesamte, unzerkleinerte Probe (die Einwaage war hier größer und richtete sich nach der Größe der Klastika) abwechselnd mit HCl und H₂O₂ behandelt. Während und zwischen diesen Behandlungen wurde das Material vorsichtig zerdrückt. Es erwies sich, daß nur ein Teil der Proben auf diese Weise, ohne vorherige Zerkleinerung, aufbereitet werden konnte; dabei handelte es sich um Gesteine mit tonreicher Matrix und relativ stabilen Geröllen (z.B. Quarzite). Geröllführende Gesteine mit + sandiger Matrix ließen sich nicht aufbereiten. Instabiler Detritus (z.B. Phyllitfragmente) wird oft eher zerkleinert, als die Matrix.

Auch geröllfreie Sandsteine wurden zum Teil vergleichsweise mit H₂O₂ behandelt, um die Auswirkungen des meist vorhandenen organischen Materials auf die Analysen zu überprüfen bzw. zu eliminieren. Es zeigte sich, daß das Bitumen hier keinen Einfluß auf die Ergebnisse hat.

Nach der Zerkleinerung des Gesteins und der Entfernung des HCl-löslichen Anteils wurden die Proben auf einem 63µ-Sieb geschlämmt. Der gröbere An-

teil wurde mittels eines Siebsatzes nach ASTM (0,5 ϕ - Klassen) gesiebt. Das feinere Material wurde mit Hilfe einer Sedimentationswaage der Firma Sartorius granulometrisch aufgeschlüsselt.

4.2.2. Dünnschliffanalysen

Es wurden 59 Proben anhand von Dünnschliffen granulometrisch untersucht. Dabei wurde die von FRIEDMAN (1958) beschriebene Methode angewandt, bei der nach einem Punktzählverfahren unter dem Mikroskop mittels eines Kreuzschlittens ein Raster über den Dünnschliff abgefahren wird. Jeder Punkt, der im Fadenkreuz erscheint, wird gezählt, bzw., bei jedem ange- troffenen Korn wird der größte Schnittdurchmesser gemessen. Dieses Ver- fahren erscheint -in diesem speziellen Fall- besonders angebracht, da die Klastika oft bevorzugt in diskoid-plattiger Form vorliegen; mißt man im Dünnschliff den größten Durchmesser, hat das den gleichen Effekt, wie in der Siebanalyse, in der bei diskoiden Körnern ebenfalls der größte Korndurchmesser dafür bestimmend ist, ob ein Korn eine Sieb- masche passiert, oder nicht (Abb. 4).

Abb. 4 Kornform und Siebanalyse			
Allgemeiner Fall: L=Länge des Korns l=Größte Breite, $\perp L$ B=Dicke, $\perp l$ l bestimmt Siebklasse hier: Korn passiert Siebmaschen a+b	Stengelige Körner: $l=B$ Korn passiert Siebmaschen a-c	Diskoide Körner: $l=L$ Korn passiert nur Siebmasche a ohne Bedeutung	Kugelige Körner: $l=L=B$ Formkriterien

Um aber mögliche Verzerrungen zum Groben hin möglichst gering zu halten, wurde in Grenzfällen (größter Durchmesser = Grenze der Korngrößenklasse) das Korn in der kleineren Fraktion gezählt.

Ein weiterer Vorteil des Verfahrens ist, daß die Erfassung der Matrix problemlos erfolgt: sie muß nur in den einzelnen Zählpunkten definiert bzw. von größeren Körnern abgegrenzt werden. Beim Sehnenschnittverfahren (MÜNZNER & SCHNEIDERHÖHN 1953) hingegen ist diese Differenzierung auf Bahnen lückenlos vorzunehmen; der Anteil der Matrix muß in den Sehnenschnitten exakt vermessen werden. Andererseits ist einer granulometrischen Analyse im Dünnschliff ein Grenze der exakten Beobachtbarkeit nach unten, in

den Feinbereich, gesetzt. Dies ist je nach Eigenart des Gesteins unterschiedlich, so daß die Grenze zur Matrix an unterschiedlichen Klassengrenzen angesetzt werden muß.

Es wurden pro Schliff mindestens 500 Körner gezählt, wobei bei homogener Beschaffenheit des Gesteins der ganze Dünnschliff erfaßt wurde. Diese von FRIEDMAN (1958) vorgeschlagene Anzahl dürfte ein ausgewogenes Verhältnis zwischen Aufwand und Ergebnis (stat. Fehler) wiedergeben. Der absolute Fehler ist hier kleiner als 5%. Der gemessene Korndurchmesser wurde direkt, ohne weitere Umrechnungen, in der entsprechenden Kornklasse ($\Phi/2$) gezählt.

Gleichzeitig mit den Korngrößen wurden die Anteile der einzelnen Klastika (Mineralien/Gesteinsbruchstücke), also der Modalbestand untersucht (Abb. 5).

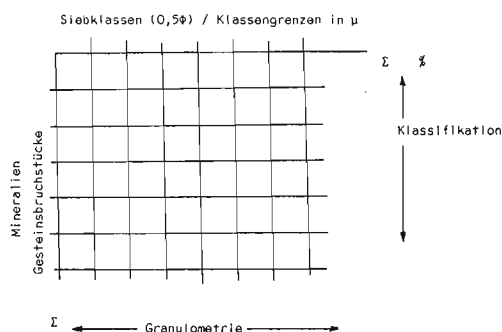


Abb. 5 Schema zur gleichzeitigen Korngrößen- und Modalanalyse im Dünnschliff

Dieses Verfahren ermöglichte es, Einflüsse des Inputs (Liefergesteine) auf die Korngrößenverteilung zu kontrollieren.

In der Regel wurden parallel zur Schichtung verlaufende Dünnschliffe granulometrisch untersucht, um zur Analyse einer Schicht den ganzen Dünnschliff vermessen zu können. In Einzelfällen wurden bei senkrecht oder schräg zur Schichtung stehenden Dünnschliffen einzelne Schichten, also nur Teile des Dünnschliffes, analysiert.

Der "Korpuskel-Effekt"

Während der erwähnte Formeffekt (flache Körner) durch das gewählte Meßverfahren einigermaßen ausgeglichen wird, verbleibt unter anderem der

"Korpuskel-Effekt"; er beschreibt den Umstand, daß Körner in der Ebene des Dünnschliffs durch die Schliffebene zufällig geschnitten werden, so daß man im Durchschnitt kleinere, als die wahren Durchmesser, erhält. Das Resultat ist ein Verkleinerungseffekt im Dünnschliff gegenüber der tatsächlichen Korngrößenverteilung bzw. gegenüber den Ergebnissen der Siebanalyse.

Polymikte Zusammensetzung

Die Sieb- und Schlämmanalyse gibt Gewichtsprozent an, die Dünnschliffanalyse Volumenprozent. Die angetroffenen Gesteine sind überwiegend polymineralisch - mit detritischem Quarz, verschiedenen Feldspäten, Glimmer, Karbonaten und diffusen Mineralisationen sowie organischem Material- und führen einen erheblichen Anteil klastischer Gesteinsbruchstücke, die ihrerseits aus unterschiedlichen Mineralien bestehen. Die schwer erfassbare unterschiedliche Dichte der verschiedenen Klastika läßt eine Umrechnung der Ergebnisse aus Dünnschliffanalysen auf Gewichtsprozent nicht zu. Da die Gesteine überwiegend sehr schlecht sortiert sind und auch in homogen erscheinenden Partien größere Klastika aufzutreten pflegen, sind Doppelzählungen dieser größeren Partikel, die durch das Zählraster mehrfach erfaßt werden, nicht auszuschließen.

Es treten auch bizarr geformte Klastika auf; sie können im Dünnschliff mehrfach in Teilbereichen geschnitten sein, so daß statt eines Korns mehrere kleinere gezählt werden. Im Dünnschliff war mehrfach erkennbar, daß schmale Verbindungsstege zwischen den einzelnen Partien sichtbar blieben. Zu vermuten ist ähnliches auch, wenn benachbarte Körner, z.B. Quarze, nicht nur die gleiche optische Orientierung, sondern auch in gleicher Richtung angeordnete Einschlüsse etc. aufweisen. Sind die Teilbereiche aber durch Karbonatzement getrennt, dann ist schwer auszumachen, ob es sich um das genannte "Schnittproblem", oder um partielle Verdrängung des Quarzes durch Karbonat handelt.

Karbonatzement

Verdrängungen durch Karbonatzement haben in den vorliegenden Gesteinen oft den Effekt, daß große Körner randlich verdrängt werden, dabei die ursprüngliche Korngröße aber in etwa erhalten bleibt. Kleinere Körner dürften beim gleichen Ausmaß der Verdrängung zum Teil völlig verschwinden. Manche Gesteinsbruchstücke, wie mylonitische Quarze, werden leichter verdrängt, als andere Klastika, wie zum Beispiel "normaler" Quarz. Diese Problematik beeinflusst die Sieb- und Schlämmanalyse in unkontrollierter Form,

kann aber im Dünnschliff auch nur zum Teil eliminiert werden. Sieb- und Schlämmanalysen sind bei hohem Karbonatanteil zumindest dann fragwürdig, wenn der Befund von der Ausbildung benachbarter, karbonatarmer Schichten abweicht. Dies war, vorausgreifend, bei den untersuchten Gesteinen nicht der Fall. Bei tiefgreifenden Verdrängungserscheinungen wurden keine granulometrischen Dünnschliffanalysen durchgeführt.

Im Dünnschliff läßt sich der Anteil von diffus verteiltem Karbonat in der Tonmatrix nicht exakt erfassen, ebensowenig der -offenbar immer vorhandene- Tonanteil in Karbonatzement.

Andererseits wird bei der HCl-Behandlung der Sieb- und Schlämmanalyse das Karbonat (und nicht nur Karbonat) völlig undifferenziert aufgelöst. Die Sieb- und Schlämmanalyse erfaßt das Karbonat quantitativ besser, aber nur in der Dünnschliffanalyse kann es qualitativ differenziert werden.

Das "Grauwackenproblem"

Die Gesteine sind meist grauackentartig, mit einem großen Anteil an "weichen" Gesteinsbruchstücken wie Phylliten, Tonschiefern, Tonsteinen, intraformationellen Sandsteinen und alterierten Magmatiten. Dies hat zweierlei zur Folge, mit einem gemeinsamen Effekt:

1. Während der Kompaktion des Gesteins werden die instabilen Klastika zum Teil verformt, zerbrechen in ihre Bestandteile und bilden eine Pseudomatrix. Diese geht bei der Sieb- und Schlämmanalyse in unkontrollierbarer Form in die feineren Fraktionen (nicht nur die Matrix!) ein. In der Dünnschliffanalyse ist eine solche Pseudomatrix nur zum Teil identifizierbar, und noch schwerer exakt abzugrenzen, insbesondere, als der primäre Feinanteil in der Regel aus ähnlichem Material besteht, wie der grobe Detritus.
2. Ebenso wird ein Teil der instabilen Klastika bei der Laborarbeit zerstört. Der Effekt ist der gleiche wie bei der Bildung einer Pseudomatrix. Eine Dünnschliffanalyse unterliegt ihm aber nicht und kann die Sieb- und Schlämmanalyse diesbezüglich kontrollieren.

Veränderung der primären Korngrößen

Das Gestein ist in manchen Bereichen stark mylonitisiert, zum Teil wieder verheilt -meist mit Karbonat-. Dabei sind auch häufig die Einzelkörner zerbrochen. Dies kann in der Sieb- und Schlämmanalyse nicht kontrolliert werden, macht eine Dünnschliffanalyse aber auch schwierig. Zerbricht zum Beispiel ein Quarzittfragment, so sind seine Subindividuen kaum oder nicht

von einzeln abgelagerten Quarzen zu unterscheiden, die oft aus den gleichen Liefergesteinen stammen.

Umgekehrt kommen -wenn auch untergeordnet- neugebildeter Quarz und Verwachsungen von Quarzen und detritischen Quarziten durch neugebildeten Quarz vor, die eine Identifizierung der primären Körner erschweren.

Serizitsäume, die ursprünglich interne Verwachsungsnähte von Quarziten waren, ragen nach dem Auseinanderbrechen der Quarzite von den Einzelquarzen aus in die Matrix hinein und spiegeln einen höheren Matrixanteil oder, da sie in der Regel orientiert gewachsene Säume bilden, eine Neubildung von Tonmineralien vor, die andererseits auch nicht in jedem Fall ausgeschlossen werden kann.

Der inhomogene Aufbau des Gesteins, der makroskopisch oft nicht auffällt, da grobe und feine Partien aus dem gleichen Material bestehen, führt bei der labormäßigen Aufbereitung unter Umständen dazu, daß ein Querschnitt verschiedener Mikroenviroments geschaffen wird. Umgekehrt erfaßt man im kleindimensionalen Dünnschliff oft nicht die volle Bandbreite eines homogenen, aber schlecht sortierten Gesteins, indem man relativ weit verstreut auftretende größere Partikel entweder nicht, oder zufällig überrepräsentiert antrifft. Bimodale Verteilungen aus Sieb- und Schlämmanalysen einerseits, und aus Dünnschliffanalysen andererseits, sind also unter Umständen durch unterschiedliche Fehlerquellen zu erklären. Ergeben allerdings beide Analysen eine bimodale oder polymodale Verteilung, dürfte sie als primäre Korngrößenverteilung zu interpretieren sein.

In Anbetracht der so zahlreichen interagierenden Faktoren wäre es unbefriedigend, die Ergebnisse der Dünnschliffanalyse auf solche von Siebanalysen rückzurechnen, zumal es zahlreiche völlig unterschiedliche Umrechnungsmethoden (MÜNZNER & SCHNEIDERHÖHN 1953, FRIEDMAN 1962, BURGER & SKALA 1973) gibt, die zu verschiedenen Ergebnissen führen können. Daher werden hier die Zählergebnisse der Dünnschliffanalysen ohne Korrektur weiter ausgewertet, Anzahl-Prozent wie Gewichtsprozent gehandhabt.

4.2.3. Auswertung: erfaßte Parameter

Für alle granulometrischen Analysen wurde eine $\Phi/2$ -Klassifizierung gewählt. Die ermittelten Korngrößenverteilungen wurden kumulativ erfaßt. Mittels des FORTRAN-Rechenprogramms SIEBA (SCHRECK, PREUGSCHAT & NIEMITZ

1975) wurden die dazugehörigen Kennwerte und Klassifikationen ermittelt. Da die zur Errechnung der meisten Kennwerte benötigten Angaben zur Korngröße bei 84% bzw. 95% der Sieblinie, durch den hohen Matrixanteil bedingt, meist fehlen, konnten granulometrische Kennwerte nur in wenigen Fällen ermittelt werden.

Der Median (M) bezeichnet den Korndurchmesser bei 50 Gewichts-Prozent der Kornverteilungssummenlinie, also den mittleren Korndurchmesser. Unabhängig von der Modalität der Korngrößenverteilung ist er zumindest ein angenäherter Indikator für die transportierende Gesamtenergie.

Die erste Perzentile (C) gibt die grösste Korngröße bei 1 Gewichts-Prozent der Kornverteilungssummenlinie wieder. Wenn alle transportierbaren Korngrößen zur Verfügung stehen -und davon kann hier ausgegangen werden-, ist sie ein Parameter für die maximale Transportenergie.

Da der mittlere Korndurchmesser M bei den ermittelten Korngrößenverteilungen sehr häufig Fraktionen erfaßt, die zwischen den beiden Hauptbestandteilen Sand und Ton in kleineren Anteilen vorliegen, wurde als zusätzliche Information zur Charakterisierung der Gesteine noch die größte Fraktion ($\phi/2$ -Klasse mit dem größten prozentualen Anteil, ausgenommen die Matrix $<5,5\mu$) ermittelt.

Die Sortierung (So) nach TRASK (1932) konnte bei einem Teil der Proben errechnet werden. Sortierungsgrade wurden nach der Unterteilung von FÜCHTBAUER (1959) erfaßt.

Die Schiefte (Sk) nach TRASK (1932) konnte bei den gleichen Proben, wie die Sortierung So, ermittelt werden.

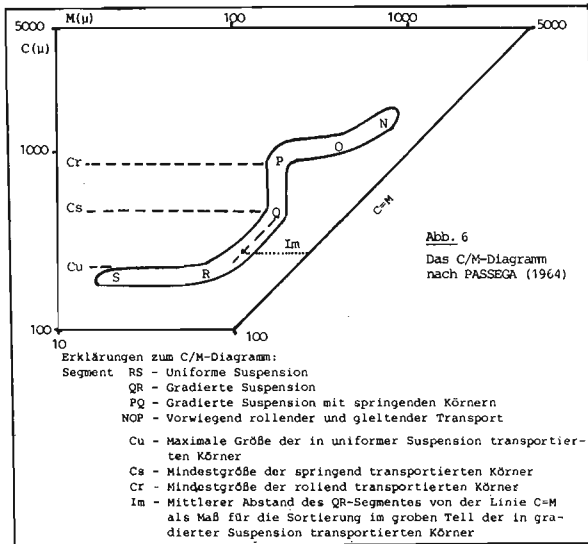
Nur bei wenigen Proben konnten folgende Parameter errechnet werden:

Die Standardabweichung (σ_I) nach FOLK & WARD (1957);

Die Schiefte (SkI) nach FOLK & WARD (1957);

Die Kurtosis (Kg) nach FOLK & WARD (1957).

Darüberhinaus wurden die Gesteine mittels des C/M-Diagramms nach PASSEGA (1957) charakterisiert. Die einzelnen von PASSEGA (1964) definierten Segmente bezeichnen die Produkte spezifischer Transportmechanismen in traktiven Strömungen (Abb. 6).



Mit Hilfe des Skl/Kg-Diagramms lassen sich ebenfalls verschiedene Ablagerungsbereiche, so nach MOIOLA & WEISER (1968) Strand-, Fluß- und Dünen-sande unterscheiden.

4.2.4. Faktorenanalyse

Die Korngrößenverteilungen wurden durch eine Faktorenanalyse in Q-Technik mittels des FORTRAN-IV-Programms CABFAC (KLOVAN & IMBRIE 1971) aufgeschlüsselt und typisiert. Weitere Faktorenanalysen stellten einen Vergleich zwischen den ermittelten Korngrößenverteilungen und solchen aus diversen rezenten und fossilen Sedimenten mit bekannter Genese (BULL 1963, 1972, RIEZEBOS 1982, SHARP & NOBLES 1953, SINDOWSKI 1957, VISHER 1969) an.

In der Faktorenanalyse werden die ermittelten Gewichtsanteile (%) der einzelnen Fraktionen (als Variablen) an der Korngrößenverteilungslinie als Vektoren erfaßt und in einer Matrize dargestellt.

Die Schlämfraktion wurde als eine nicht weiter differenzierte Gesamtfraktion betrachtet.

In den untersuchten Gesteinen treten maximal 18 Variablen (=Fraktionen) auf: in der Sieb- und Schlämmanalyse maximal 18, bei der Dünnschliffanalyse bis zu 15 Variablen. Bei der Untersuchung von Gesteinen ohne Geröllführung werden maximal 15 Variablen erfaßt. Auf eine faktorenanalytische Betrachtung von Konglomeraten konnte verzichtet werden, da sie naturgemäß eine getrennte Gruppe bilden und eine Differenzierung der feineren Sedimentgesteine erschweren.

Die Variablen wurden durch die Faktorenanalyse in einem 15- (bzw. 18-) -dimensionalen Variablenraum dargestellt und im weiteren Verlauf auf einen möglichst niedrigdimensionalen Variablenraum, bzw. auf möglichst wenige Faktoren, reduziert, durch die die Proben aber noch ausreichend genau wiedergegeben werden. Projiziert man die normierten Anteile an den Proben, die durch die Faktoren wiedergegeben werden, auf die jeweils dazugehörigen Faktoren, kann man feststellen, in welchem Maße ein Faktor die Proben repräsentiert. Dabei ist Faktor 1 derjenige mit dem höchsten Eigenwert, es folgen in der entsprechenden Reihenfolge die nächstrepräsentativen Faktoren.

5. ALLGEMEINE PETROGRAPHISCHE ASPEKTE

Eine erste petrographische Ansprache der Gesteine erfolgte in Saarbrücken bei der Profilaufnahme. Darüberhinaus wurden in Aachen Kerne angeschnitten, soweit möglich poliert und genauer analysiert. Ein Polieren erwies sich häufig als unmöglich, da die tonreichen Sedimentgesteine bei Berührung mit Wasser leicht aufwelchen und auseinanderbrechen. Auch dies ist ein Hinweis auf die geringe Verfestigung der Gesteine.

Dem petrographischen Aspekt wurde mittels Dünnschliffanalyse nachgegangen. Neben der Korngrößenverteilung und dem Modalbestand wurden folgende Aspekte untersucht:

- sedimentäre Mikrostrukturen (Linsenschichtung, Laminierung, Wechsel der Korngröße oder der Matrix etc.);
- Art der Gesteinsbruchstücke und ihre Auswirkung auf die Granulometrie;
- Feldspäte;
- Ausbildung der Karbonate;
- diagenetische Veränderungen; Verteilung von organischem Material und Vererzungen;

-Auswirkungen von Tektonik.

Der Modalbestand wurde in 58 Proben bei der granulometrischen Dünnschliffanalyse quantitativ erfaßt. Die Grenze zwischen Matrix und Einzelklastika mußte je nach Ausbildung der Einzelprobe unterschiedlich gesetzt werden. Die Klassifizierung der Gesteine erfolgte nach dem System von PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1972).

Über die quantitative Analyse hinaus erfolgte an weiteren 132 Dünnschliffen eine rein beschreibende, qualitative Betrachtung.

Die petrographische Dünnschliffanalyse diente darüberhinaus dazu, festzustellen, ob weitere Analysen (wie Röntgenbeugungsanalysen) zweckmäßig waren, und dazu, die Ergebnisse anderer Untersuchungen zu interpretieren (z.B.: aus welchen Gesteinen stammen bestimmte Mineralien?).

6. RÖNTGENBEUGUNGSANALYSEN, ALLGEMEIN

Es stand ein SIEMENS - KRISTALLOFLEX 4 - Diffraktometer zur Verfügung; für die Untersuchungen wurde eine Cu $K_{\alpha 1}$ -Röntgenröhre ($\lambda=1,54055\text{\AA}$) verwendet. Die Analysen wurden bei einer Spannung von 35kV und einer Stromstärke von 20 mA gefahren. Bei einer Winkelgeschwindigkeit des Goniometers von $1^\circ/\text{min}$ betrug der Papiervorschub $1\text{cm}/\text{min}$. Der maschinenbedingte statistische Fehler betrug etwa 1,5%. Die Diffraktogramme wurden je nach Notwendigkeit mit einer Impulsmenge von 2×10^4 , 4×10^4 , 1×10^5 , 2×10^5 oder 4×10^5 aufgezeichnet.

Röntgenbeugungsanalysen wurden mit unterschiedlichen Zielsetzungen und mit verschiedenen Methoden durchgeführt.

1.) Für Übersichtsaufnahmen wurde eine kleine Menge des Probenmaterials gemörsert und gesiebt. Der feinere Anteil ($<62,5\mu$) wurde mit etwas destilliertem Wasser als Paste auf ein Glasplättchen aufgetragen und geröntgt. Diese Art von Pulverpräparaten (62 Proben) wurde mit unterschiedlichen Zielsetzungen untersucht:

- Allgemeine Übersicht über den Mineralbestand
- des Gesamtgesteins
- der Matrix von Konglomeraten
- von einzelnen Geröllen
- von Klufffüllungen

- zur gezielten Identifizierung bestimmter Mineralien
- Tonmineralien in Partien mit wenig Material (s. Kap. B.8.)
- Karbonate in der Matrix, in Geröllen, auf Klüften
- andere Neubildungen

2.) Zur Identifizierung bestimmter Mineralien wurden auch abweichende

Methoden angewandt:

- Schwereretrennung und anschließende Herstellung von Pulverpräparaten zur Identifizierung von Schwermineralien (Kap. B.8.), Karbonaten (Kap. B.9) und Feldspäten (Kap. B.10); insgesamt 67 Proben.
- Tonmineralanalysen (Kap. B.7.).

7. TONMINERALANALYSE

Es wurden verschiedene Methoden angewandt, um der Art, der Vergesellschaftung, dem Gefüge und der Genese der vorhandenen Phyllosilikate auf den Grund zu gehen:

- Dünnschliffanalysen, vor allem, um das Gefüge (Anordnung und Größe) der Tonmineralien zu betrachten;
- Rasterelektronenmikroskopie (Kap. B.11.) zur Untersuchung von Gefüge und Form der Tonmineralien;
- Röntgenbeugungsanalysen.

An dieser Stelle soll nur auf letzteres eingegangen werden.

Die Tonmineralanalyse verfolgte verschiedene Ziele; festgestellt werden sollten:

- Art und Vergesellschaftung der Minerale, Entwicklung in der Serie;
- Paragenese und Ausbildung in verschiedenen Gesteinstypen (Ton- und Sandsteine);
- Abhängigkeit von der Korngröße, Vergleich zwischen Matrix und Geröllen; dadurch Aussagen zur Genese.

In Abhängigkeit von der Zielsetzung wurden auch bei der Röntgenbeugungsanalyse verschiedene Methoden angewandt und kombiniert.

7.1. Präparatherstellung

Folgende Arten von Präparaten wurden untersucht:

- Orientierte Pasten aus unterschiedlichen Fraktionen (insgesamt 216 Präparate; "Standardpräparat" der Fraktion $<2\mu$ 146 Präparate);
- Suspensionspräparate aus relativ tonarmen Gesteinen (12 Präparate);
- Pulverpräparate des Gesamtgesteins (64 Präparate).

Im allgemeinen wurden zur Herstellung orientierter Pasten 50-100g aus tonigen Gesteinen zerkleinert und in der Regel in 2n HCl gelöst; vergleichsweise wurden einzelne Proben in aqua dest. gelöst (geringe Verfestigung!). Um den Einfluß von organischem Material zu testen bzw. zu

eliminieren, erfolgte bei einigen Proben eine zusätzliche Behandlung mit H_2O_2 . Die mit Chemikalien vorbehandelten Proben wurden dann neutralisiert, das Material in aqua dest. in Suspension gebracht und mit einem Rührwerk intensiv umgerührt; Tonmineralaggregate wurden schließlich durch eine kurze Ultraschallbehandlung zerstört.

Die in Suspension befindlichen Partikel sinken nach dem Stoke'schen Fallgesetz ab. Demnach sind nach 3h20min im oberen Teil (4cm) der Suspension nur noch Partikel $<2\mu$ vorhanden. Dieser Teil wird abgesaugt und mittels Zentrifugieren als Tonpaste angereichert. Sie wird in eine eingeschlifene Vertiefung im Präparatträger eingebracht und in der Richtung, in der der Röntgenstrahl auftreten wird, mit einem Haarlineal glattgestrichen. Das Präparat wird in einem Exsiccator mit Kieselgel trocken aufbewahrt.

Unterschiedliche Fraktionen wurden -nach normaler Aufbereitung- mit folgender Methode ermittelt:

- nach etwa 30h wurde der oberste Teil der Suspension mit Partikeln $<1\mu$ abgesaugt; dieser Vorgang wurde, wie die folgenden auch, einige Male wiederholt, um zu gewährleisten, daß im unteren, gröberen Teil der Suspension die feinsten Partikel möglichst weitgehend entfernt wurden.
- Abtrennung nach 3h20min → Fraktion $<2\mu$ abgetrennt;
- " " 5min → Fraktion $<10\mu$ abgetrennt;
- Schlämme in einem $62,5\mu$ -Sieb zur Separierung des gröbsten Materials.

Zum Teil stellte sich nach der Aufbereitung heraus, daß nicht genügend Material zur Herstellung orientierter Präparate zur Verfügung stand. In diesem Fall wurde das Material mit einem Tropfen Wasser als Suspension auf einen Präparatträger aufgetropft.

Stand von Anfang an nur sehr wenig Material zur Verfügung, oder sollten nur eng begrenzte Partien untersucht werden (Gerölle; dünne Tönhäutchen; einzelne Lagen aus laminierten Tonen; Tonlinsen; Kluftbeläge etc.), so wurden Pulverpräparate (s. Kap. 8.7.) hergestellt.

Um die Aussagen der verschiedenen Methoden zu überprüfen, wurden an ausgewählten Proben (repräsentativ für alle Serien) diese verschiedenen Methoden miteinander verglichen.

Da nach ersten Testuntersuchungen der Verdacht aufkam, daß sowohl Chlorit, als auch Kaolinit auftreten, wurden zu ihrer Unterscheidung einige Proben teilweise vorbehandelt:

- Kochen der Probe in HCl, um den Chlorit zu zerstören; danach normale Verfahrensweise;
- KCl-DMSO-Test: Hierbei wird das Probenmaterial nach einer Kaliumchlorid-sättigung über mindestens 24h bei 90°C in einem evakuierten Exsiccator mit Dimethylsulfoxid bedampft.

Bei chemisch aufbereiteten Proben ist nicht auszuschließen, daß bestimmte Mineralien, zum Beispiel durch Säurebehandlung, beschädigt, zerstört oder verändert werden.

Bei der gravitativen Fraktionierung wird zwar das Ziel, die Eingrenzung auf eine bestimmte, zu analysierende Korngröße, erreicht, doch zwei Punkte sind dabei zu beachten:

- Die genannte Korngröße bezieht sich auf kugelige Quarzkörner. Die tatsächliche maximale Korngröße der Tonmineralien, die einerseits zwar ein höheres spezifisches Gewicht, andererseits aber die typisch blättrige Form haben, ist nach eigenen Untersuchungen bei den vorliegenden Proben bis zu 50% größer, als die errechnete Größe kugelliger Quarzkörner.
- Die Tonmineralien haben untereinander verschiedene Dichten. Durch eine gravitative Fraktionierung reichern sich daher im feineren Teil jeweils die spezifisch leichteren Mineralien an, vor allem der relativ leichte Kaolinit sollte demnach überrepräsentiert erscheinen. In den jeweiligen gravitativ separierten Fraktionen liegen die leichteren Mineralien unter Umständen als größere Partikel vor.

Wegen der sehr unterschiedlichen Eigenschaften der Tonmineralien (Dichte, Form, Aggregatbildung) wird, auch in Hinblick auf die Vergleichbarkeit mit anderen Analysen, als "neutrale Größe" die bisher so gehandhabte Fraktionierung nach der Korngröße kugelliger Quarze beibehalten.

Orientierte Pasten haben den Vorteil, daß die Basisreflexe der eingeregelter Tonblättchen besonders deutlich und miteinander vergleichbar sind, so daß eine semiquantitative Analyse erfolgen kann. Bei der Betrachtung orientierter Pasten unter dem Rasterelektronenmikroskop, die allerdings entsprechend dem benötigten Präparatsträger nicht unter den gleichen Bedingungen, wie bei der Verwendung "normaler" Tonmineral-Präparatsträger, hergestellt wurden, zeigte sich, daß größere Partikel besser eingeregelt sind, während kleinere wirr dazwischenliegen und daher eher unterrepräsentiert erfaßt werden.

Bei der Präparatherstellung ist darauf zu achten, daß das Präparat in einer Stellung bestrahlt wird, in der der Röntgenstrahl parallel zu der Richtung auftrifft und reflektiert wird, in der das Präparat aufgestrichen wurde. In dieser Richtung ist die Einregelung der Tonmineralien naturgemäß am besten; das Diffraktogramm zeigt bedeutend klarere und stärkere Reflexe, als bei einer Bestrahlung quer zu dieser Richtung.

Suspensionspräparate haben den Vorteil, daß die feine Fraktion von relativ tonarmen Schichten untersucht werden kann. Unter dem Rasterelektronenmikroskop erwies es sich, daß die Tonpartikel in diesen Präparaten relativ gut eingeregelt sind und insgesamt ein ähnliches Verhalten, wie in orientierten Pasten zeigen. So sind größere Partikel besser als kleinere eingeregelt.

Es stellt sich bei diesen Suspensionspräparaten allerdings die Frage, wie stark bei ihrer Anfertigung eine gravitative Sonderung der Partikel nach Größe und Dichte stattfindet. Unter dem Rasterelektronenmikroskop ist zu beobachten, daß in der obersten Schicht der relativ materialarmen, dünnen Präparate grobe und feine Partikel gleichermaßen vorliegen. In tieferen Schichten der Präparate ändert sich dies nicht. Allerdings ist zum Rand der Präparate hin eine leichte Kornverfeinerung zu beobachten. Die Analysen von orientierten Pasten und Suspensionspräparaten der gleichen Probe zeigten identische Tonmineralspektren.

Pulverpräparate des Gesamtgesteins haben den Vorteil, mit geringem Aufwand hergestellt werden zu können. Sie ermöglichen es vor allem, kleine Probenmengen zu untersuchen. Es wird eine Analyse ohne mögliche Veränderungen -zum Beispiel durch Säurebehandlung- erreicht.

Nachteile der Untersuchung von Pulverpräparaten sind:

- Eine korngößenspezifische Analyse, wie in der Regel durchgeführt, ist nicht möglich. Gleichzeitig mit der Feinfraktion werden auch grobe Partikel untersucht.
- Die größeren Partikel reagieren zum Teil wesentlich schwerfälliger auf zusätzliche Behandlungen, wie Glykolisieren und Erhitzen der Probe.
- Neben den hier interessierenden Tonmineralien sind meist zahlreiche andere Mineralien vorhanden, die die Peaks der Tonmineralien "drücken" und zum Teil auch überlagern, vor allen deren Reflexe höherer Ordnung. Eine eindeutige, klare Analyse wird dadurch erschwert.

7.2. Die Identifizierung und Charakterisierung der auftretenden Tonmineralien im Röntgendiffraktogramm

Die Präparate wurden unter ansonsten gleichen Bedingungen dreimal bestrahlt:

- a) im normalen getrockneten Zustand;

- b) nach einer Bedampfung mit Äthylenglykol (mindestens 48 Stunden);
- c) nach Erhitzen auf 490°C (4h).

Einige Proben wurden vor der Präparatherstellung in HCl gekocht, andere einem KCl-DMSO-Test unterworfen (s. Seite 33). Die Vorbehandlungen ermöglichen eine qualitative Analyse der Tonminerale.

7.2.1. Qualitative Analyse der Tonminerale

Eine qualitative Analyse erfolgt vor allem anhand der (001)-Reflexe der Minerale.

Bei den Tonmineralen der Illit-Gruppe liegt der (001)-Reflex unabhängig von den Vorbehandlungen stets bei 10Å.

Der (001)-Peak der Kaolinite findet sich in Aufnahmen der unbehandelten und der glykolisierten Probe bei 7Å. Beim Erhitzen auf 490°C bricht das Kaolinitgitter zusammen, die Reflexe des Kaolinit verschwinden.

Der (001)-Reflex der Chlorite liegt bei etwa 14Å. Auf das Glykolisieren reagiert er nicht. Normaler, gut auskristallisierter Chlorit zeigt nach dem Erhitzen einen erhöhten (001)-Reflex (THOREZ 1976).

Der (002)-Peak des Chlorits liegt, ebenso, wie der (001)-Peak des Kaolinit, bei 7Å. Oft scheint ein Nachweis von Kaolinit neben Chlorit möglich, da der Kaolinit beim Erhitzen auf 490°C zusammenbricht. Allerdings verschwindet nach THOREZ (1976) auch der (002)-Reflex des Chlorits beim Erhitzen auf 500-550°C mehr oder weniger. In Anbetracht dessen war es angebracht, weitere spezifische Behandlungen der Proben zur Unterscheidung von Kaolinit und Chlorit bzw. zum Nachweis von Kaolinit zumindest stichprobenartig vorzunehmen.

-Durch Kochen in HCl wird der Chlorit meist zerstört (THOREZ 1976). Bei 7Å bleibt der Kaolinit-(001)-Reflex.

-Bei einer Bedampfung mit Dimethylsulfoxid werden die organischen DMSO-Moleküle in das Kaolinitgitter aufgenommen, der Gitterabstand erweitert sich auf 10,6-11,2Å. Diese Reaktion ermöglicht einen qualitativen Nachweis von Kaolinit neben Chlorit (GONZALES GARCIA & SANCHEZ CAMAZANO 1968).

Unregelmäßige Wechsellagerungsminerale zwischen Illit und Chlorit, also (10-14C) mixed layers nach THOREZ (1975), lagern sich als Schulter an den

Illit-(001)-Reflex an beziehungsweise bilden ein Plateau zwischen 10 und 14Å. Sie bleiben vom Glykolisieren und meist auch vom Erhitzen unbeeinflusst (THOREZ 1975). Manchmal erhöht sich aber nach eigenen Betrachtungen dieses Plateau beim Erhitzen auf 490°C in Richtung auf 14Å.

(10-14SM) mixed layers (=unregelmäßige Illit-Smectit-Wechselagerungsminerale) lagern sich im Diffraktogramm der unbehandelten Probe ebenfalls als Schulter an den (001)-Reflex des Illits zur Seite des niedrigeren Winkels an. Beim Glykolisieren blähen diese mixed layers und verlagern sich zu höheren d-Werten. Sie bilden dabei meist ein mehr oder weniger breites Plateau zwischen 10 und 14Å. Beim Erhitzen verringert sich der Basisabstand auf 10Å; hier entsteht ein neuer Reflex beziehungsweise der 10Å-Peak wächst, während das Plateau verschwindet.

Die differenzierter bestimmten Illit-Smectit-mixed-layers wurden nach THOREZ (1975) identifiziert.

7.2.2. Quantitative Analyse der Tonmineralien

Ein Vergleich der Peakhöhen der (001)-Reflexe (und der (002)-Reflexe bei mixed layers) erlaubt eine semiquantitative Analyse der Tonmineralien. Die Messung erfolgt nach Möglichkeit im Diffraktogramm der glykolisierten Probe, da hier die (10-14SM) mixed layers am besten individualisiert erscheinen. Sie werden an der höchsten Stelle des Plateaus gemessen. Illit-Chlorit-Wechselagerungsminerale wurden meist nicht quantitativ erfaßt, da sie im allgemeinen von Illit-Smectit-Wechselagerungen überlagert sind und nicht zu kontrollieren ist, in welchem Ausmaß sie nach deren Zusammenbrechen beim Erhitzen anwachsen. Ihre Anteile sind aber ohnehin so gering, daß die Diagnose "vorhanden" genügen dürfte.

In Einzelfällen wird der Chlorit-(001)-Reflex im Diffraktogramm der normalen und der glykolisierten Probe von Wechselagerungsmineralien überlagert. In diesen Fällen mußte er im Diffraktogramm der erhitzten Probe gemessen werden. Der Chloritanteil erscheint in diesen Fällen höchstwahrscheinlich überhöht, da der Chlorit-(001)-Peak, wie in den übrigen Proben auch, beim Erhitzen wächst.

Da der Kaolinit-(001)-Peak gegenüber den Reflexen anderer Mineralien einen zu hohen Anteil wiedergibt (THOREZ 1976), wurde der Kaolinitanteil -gegebenenfalls nach vorheriger Subtraktion des Chlorit-(002)-Reflexes- durch 3 dividiert. Eine Subtraktion des nach dem Erhitzen ermit-

telten Chlorit-(002)-Reflexes vom Kaolinit-(001)-Reflex der glykolisierten Probe zur Ermittlung des Kaolinitgehaltes ist eine grobe Vereinfachung und deshalb problematisch, da der Chlorit-(002)-Peak beim Erhitzen -je nach Chemismus- in unterschiedlichem Ausmaß schrumpfen kann. Um dem nachzugehen, wurde auch in Proben, die mit HCl gekocht wurden, in denen der Chlorit zusammengebrochen war, der Kaolinitgehalt ermittelt und mit demjenigen aus "normal" behandelten Proben verglichen.

Der Fehlerquotient der semiquantitativen Analyse ist in einer Größenordnung um 10% anzusetzen. Von zahlreichen Bearbeitern wird daher die von THOREZ (1976) vorgeschlagene Erfassung der Gehalte der Tonmineralien in ganzzahligen Anteilen einer von 1 bis 10 reichenden Skala angewandt. In der Prozentrechnung würde dies Angaben in Zehnerprozenten (10, 20, 30, .. bis 100%) bedeuten. Eine realistische "absolute" quantitative Analyse darf über Angaben mit dieser Genauigkeit nicht hinausgehen, ohne Überinterpretationen Vorschub zu leisten.

In der vorliegenden Arbeit wird dennoch mit größeren Genauigkeiten operiert (ganzzahlige Prozentsätze). Dadurch lassen sich bei relativ einheitlichen Tonmineralspektren noch tatsächliche Entwicklungen in Serien und auch Relationen zu anderen Vorkommen in Trends feststellen. Das Verfahren wird hier als "relative" quantitative Erfassung bezeichnet. Treten zum Beispiel in einer Serie (wie auch in Düppenweiler) so gut wie nur Kaolinit und Illit mit gering schwankenden Anteilen auf, so vermag die genauere Analyse sicherlich zu sagen, ob bestimmte Trends oder Entwicklungen bezüglich Zu- und Abnahme der einzelnen Minerale innerhalb dieses engen Rahmens vorliegen. Die exakteren Erfassungen von Trends ermöglichen vor allem auch exaktere Korrelationsberechnungen. Davon bleibt die Frage, wie hoch der absolute Anteil der einzelnen Mineralien am Gesamttonmineralspektrum ist, unberührt. Die angewandte, eigentlich übergenaue Quantifizierung hat darüberhinaus den Nebeneffekt, daß das Tonmineralspektrum besser darstellbar wird, indem in Diagrammen eine größere Streuung der Punkte erreicht wird, während bei einer Erfassung in Zehnerintervallen nur eine Darstellung in einem Raster mit Zehnerunterteilung, mit zahlreichen Doppelbelegungen der einzelnen Punkte, möglich ist.

7.2.3. Ausbildung der Tonminerale

Die Illitkristallinität stellt sich in der Breite des Illit-(001)-Reflexes auf halber Höhe dar (DUNOYER de SEGONZAC 1969). Da es Hinweise auf einen Zusammenhang zwischen der Ausbildung des Illits und der des Kaolinites gibt, wurde der Kristallinität bzw. der Peakbreite des Kaolinites auf die gleiche Weise nachgegangen.

Der Chemismus des Illits wurde überschlägig durch das Verhältnis $I(002)/I(001)$ ermittelt (ESQUEVIN 1969, DUNOYER de SEGONZAC 1969). Der Frage nach dem Illittyp wurde in Proben nachgegangen, die wenig andere Mineralien, vor allem wenig Quarz führen. Dies war vornehmlich bei Analysen der Fraktion $<1\mu$ möglich, wenngleich dies naturgemäß nur Aussagen über diese feinste Fraktion zuläßt. Zur Identifizierung des Illittyps wurden die verschiedenen Reflexe gemäß ASTM-Kartei nach Intensität und Lage miteinander verglichen.

Der Frage nach der genauen Identifizierung des Kaolinites wurde testweise nachgegangen, indem der K(002)-Reflex möglichst genau lokalisiert wurde (THOREZ 1976).

Zur Einengung des Chlorittyps mit Hilfe der Röntgenbeugung wurden die Höhen der verschiedenen Chlorit-Reflexe miteinander verglichen (THOREZ 1976). Dies geschah einerseits nach dem Erhitzen auf 490°C bei Proben, bei denen sich der C(001)-Reflex durch das Erhitzen nicht oder nur geringfügig veränderte. Zum Vergleich wurden andererseits Proben im normalen Diffraktogramm studiert, in denen entweder zu vernachlässigende Kaolinitanteile vorhanden wären, oder bei denen der Chlorit-(002)-Peak und der Kaolinit-(001)-Reflex deutlich nebeneinander lagen. Hierbei muß einschränkend gesagt sein, daß die gemessenen Chlorit- und Kaolinitreflexe einander in jedem Falle überlagern, dadurch stets überhöht sind und nur sehr überschlägig zu vergleichen sind.

8. SCHWERMINERALANALYSE

Die Schwerminerale wurden durch eine Schwerentrennung in Scheidetrichtern angereichert. Als Schwerkflüssigkeit diente Bromoform ($d=2,88$). Die Trennung erfolgte über einen Zeitraum von etwa 24h unter mehrmaligem Aufrühren.

Untersucht wurde überwiegend die Fraktion $62,5-125\mu$. Zu Grunde lagen dem theoretische Überlegungen und Versuche von SCHRECK (1976). In dieser

Fraktion wird meist das vollständigste Schwermineralspektrum angetroffen. Da die meisten Schwermineralanalysen in dieser Fraktion erfolgen, ist auch ein besserer Vergleich mit anderen Analysen gegeben, wenn die gleichen Korngrößen untersucht werden. Es zeigte sich aber auch durch eigene Beobachtungen am Dünnschliff und durch Testuntersuchungen größerer Fraktionen, daß vor allem der Zirkon selten größer als 125μ ist.

Als Untersuchungsmaterial lagen bereits die gesiebten, granulometrisch untersuchten Proben vor. Da diese jedoch mit HCl aufbereitet waren, war es nötig, zur Analyse von säurelöslichen Mineralien auch Proben ohne HCl aufzubereiten. Daher wurden stichprobenartig aus allen Serien einzelne Proben bis zur nötigen Korngröße gemörsert; eine Behandlung mit Essigsäure erwies sich als relativ zwecklos, da die karbonatischen Bestandteile überwiegend aus Dolomit und Siderit bestehen. Beim Mörsern werden die Schwermineralien normalerweise nicht zerstört (HENNINGSEN 1967), was sich auch hier bestätigte.

Das gemörserte Material wurde gesiebt und die gewünschte Fraktion ebenfalls mit Bromoform ($d=2,88$) getrennt. Dadurch bestand allerdings ein großer Teil des Konzentrats aus Karbonat (Dolomit/Siderit). Da es sich aber erwies, daß in fast allen Fällen dennoch eine genaue Auswertung des Schwermineralspektrums solcher Präparate möglich war, wurde auf die Verwendung anderer, dichter Schwerflüssigkeiten verzichtet. Damit war auch ein direkter Vergleich der verschiedenen Analysen unter Ausschluß von methodisch bedingten Veränderungen (abgesehen von der hier fehlenden Säurebehandlung) gewährleistet.

Von den Schwermineralkonzentraten wurden Streupräparate mit Kanadabalsam als Einbettungsmittel hergestellt. Reste wurden teilweise aufbewahrt, zum Teil auch anderen Analysen, wie Röntgenbeugungsanalysen, zugeführt.

Die Auswertung der Streupräparate geschah in Anlehnung an SCHRECK (1976) durch ein Linienintegrationsverfahren, wobei das Präparat durch einen Kreuzschlitten auf parallelen Bahnen in gleichmäßigen Abständen vollständig abgefahren wurde. Jedes Korn, das im Fadenkreuz des Okulars erschien, wurde gezählt. Der Bahnabstand mußte einerseits größer, als die Durchmesser der größten Mineralien sein; andererseits war er, je nach Körnerdichte des jeweiligen Präparats, neu festzulegen, um eine genügende Anzahl von zu zählenden Körnern zu gewährleisten. Es wurden in jedem Falle mindestens 3 Bahnen (Ränder und Mitte des Präparats) abgefahren, um

einen repräsentativen Querschnitt zu erhalten. Die Auswertung erfolgte in zwei Schritten.

Zunächst wurde an mindestens 100 Körnern das Verhältnis opake/transparente Schwerminerale ermittelt. Bei diesem Arbeitsgang wurden die Anteile von in diesem Rahmen weniger interessierenden Mineralien, die bei größeren Anteilen noch vom ermittelten Schwermineralgehalt (an der Einwaage) subtrahiert wurden, ebenfalls festgestellt. Hierzu zählen Quarz, Gesteinsbruchstücke, Chlorit, Muskovit, Biotit und Karbonate.

Auch die opaken Schwermineralien wurden zum Teil unterschieden, etwa wenn idiomorpher Pyrit erkennbar war. Bei diesem ersten Arbeitsgang wurde der nötige Bahnabstand für die folgende Zählung der transparenten Schwerminerale festgelegt.

Die transparenten Schwerminerale wurden in der Regel an mindestens 300 Körnern gezählt. Lagen weniger transparente Schwerminerale vor, wurden alle im Präparat vorhandenen Körner gezählt. Bei 300 gezählten Körnern liegt der absolute statistische Fehler unterhalb von 8%. Der relative Fehler überschreitet bei Anteilen einzelner Mineralien von weniger als 10% allerdings 30%. Da die in geringen Anteilen auftretenden Mineralien aber meist nicht in die Statistik eingehen, sondern lediglich aufgeführt werden, stellt die Methode einen vernünftigen Kompromiß zwischen nötiger Genauigkeit und Aufwand dar.

Bei der Auswertung wurden 3 Gruppen unterschieden:

- opake (Gewichts-Prozent der Einwaage);
- transparente detritische
- transparente authigene Schwerminerale.

Statistisch wurden sowohl der relative Anteil der einzelnen Mineralien innerhalb des Spektrums der Transparenten in Anzahl-%, als auch der "absolute" Anteil der Schwerminerale an der Einwaage in ppm erfaßt.

Bei der "relativen" Quantifizierung wurde die Summe der detritischen transparenten, säureunlöslichen Schwermineralien gleich 100% gesetzt. Dies geschah, um die Entwicklung im Detritus unverzerrt wiedergeben zu können. Authigene Schwerminerale und Apatit wurden gegebenenfalls in Relation zu diesen 100% erfaßt (z.B.: Apatit (Anzahl) x Summe der Transparenten / Summe der detritischen Transparenten).

Bei der Erfassung der "absoluten" Anteile an der Einwaage wurde auf eine

Berücksichtigung der unterschiedlichen Dichten verzichtet:

- Eine -sehr aufwendige- stichprobenartige Untersuchung von 15 Proben ergab bei Berücksichtigung der Dichte Verschiebungen von 0 bis 8% (relativ).
- Für eine korrekte Umrechnung wäre die genaue Kenntnis der Zusammensetzung der opaken Schwerminerale notwendig.
- Die Mineralien treten in äußerst unterschiedlichen Formen und Größen sowie oft verunreinigt (Aufwachsungen und Einschlüsse) auf; auch diese Größen sind zu berücksichtigen.

So ist die Angabe in ppm eine Kombination aus Anzahl-Anteilen (Aus-zählung der Mineralien im Präparat) und Gewichts-Anteilen (Wägung der Schwerminerale insgesamt).

Auch die Form der Hauptkomponenten wurde detailliert quantitativ erfaßt. Aus Gründen der Übersichtlichkeit gehen die Ergebnisse in diese Arbeit nur stark zusammengefaßt ein. So zählen zur Kategorie "gerundet" sowohl kugelige, als auch kantenrunde Körner.

Ergänzende Aussagen zur Schwermineralogie lieferten Röntgenbeugungsanalysen der Schwermineralkonzentrate, Dünnschliffbetrachtungen und Studien von Gela-tinepräparaten zur genauen Messung der Lichtbrechung bestimmter Minerale. Die Bestimmung der Schwerminerale erfolgte im Wesentlichen nach PARFENOFF et al. (1970) und TRÖGER (1967).

9. KARBONATE

Quantitativ wurde der Karbonatanteil einerseits durch die Säurebehandlung für die Siebanalyse und andererseits innerhalb der mikroskopischen Modalanalyse erfaßt. Beide Methoden führten zu recht ähnlichen Ergebnissen, wenn sie zum Vergleich an den gleichen Proben durchgeführt wurden. Allerdings werden durch die Laboranalyse Gewichtsprozent, durch die mikroskopische Untersuchung dagegen Volumenprozent ermittelt. Die Möglichkeiten für eine Umrechnung sind eingeschränkt, da das Gestein meist zu erheblichen Anteilen aus Ton und Gesteinsbruchstücken mit nicht exakt definierbarem spezifischem Gewicht besteht und oft von diffus verteiltem Erz und organischem Material durchsetzt ist.

In Gesteinen, in denen das Karbonat -z.B. in der Tonmatrix- fein verteilt ist, kann es im Dünnschliff nicht quantitativ erfaßt werden.

Neben makroskopischen und dünnschliffmikroskopischen Betrachtungen wurden Karbonate durch Röntgenbeugungsanalysen in Übersichtsaufnahmen erfaßt und konnten so identifiziert werden. Als Nebenprodukt von Schweretrennungen an ohne Säuren aufbereiteten Proben wurden Karbonate angereichert und konnten effektiver analysiert werden: durch Separierung mit reinem Bromoform ($d=2,88$) ($d=2,88$) reicherten sich Siderit und Dolomit an, durch Trennung mit durch Xylol verdünntem Bromoform ($d=2,67$; Feldspattrennung) u.U. Calcit.

10. FELDSPÄTE

Feldspäte wurden im Dünnschliff einerseits als Gruppe quantitativ erfaßt, zum Teil auch differenzierter, als Kalifeldspäte bzw. Plagioklase getrennt gezählt. Einzelne Individuen wurden genauer nach Ausbildung und Paragenese betrachtet. Einige Dünnschliffe wurden zur rascheren Zählung angefärbt.

In Stichproben wurden die Feldspäte für die einzelnen Serien, soweit möglich, angereichert. Dies geschah in Anlehnung an Überlegungen von VAN DER PLAS (1966) durch eine abgestufte Schweretrennung mit Bromoform unterschiedlicher Dichten (Verdünnung mit Xylol). Dabei wurden folgende Fraktionen abgetrennt:

$d < 2,59$	(Alkalifeldspäte)
$d = 2,59 - 2,63$	(Albit und Quarz)
$d = 2,63 - 2,67$	(Quarz und Plagioklase)
$d = 2,67 - 2,88$	(Basische Plagioklase)
$d > 2,88$	(Schwerminerale)

An Pulverpräparaten der Konzentrate wurden Röntgenbeugungsanalysen durchgeführt. Zum Teil wurden auch Streupräparate hergestellt.

11. RASTERELEKTRONENMIKROSKOPIE

Rasterelektronenmikroskopische Betrachtungen wurden in erster Linie angestellt, um der Frage nach diagenetischen Erscheinungen nachzugehen. So interessierte vor allen Dingen die Form und das Gefüge der Tonminerale. Dazu wurden zwei Methoden angewandt.

Zur Identifizierung der Form einzelner Tonminerale wurde der feinere Teil von Tonproben (maximal 10μ , meist $< 5\mu$), die mit aqua dest. aufbereitet worden waren, als Suspension auf einen Objektträger gegeben und getrocknet.

Zur Betrachtung des Gesteinsgefüges wurden kleinere Gesteinsbruchstücke

als Ganzes studiert.

Zur Gewinnung von Aussagen über Oberfläche und Form der detritischen Partikel wurden aus Sieb- und Schlämmanalysen stammende Körner unter dem Binokular nach bestimmten Kriterien (z.B. Körner mit oder ohne Tonfilz auf ihrer Oberfläche) ausgelesen und auf Präparatträger aufgeklebt.

12. STATISTISCHE AUSWERTUNGEN

Folgende Daten wurden numerisch erfaßt und konnten somit statistisch weiterverarbeitet werden:

- Granulometrische Daten (Korngrößenverteilung nach $\Phi/2$ -Klassen; Kennwerte)
- Maximale Geröllgrößen der einzelnen Konglomerathorizonte
- Geröllformen
- Einregelung der Gerölle
- Anteile der einzelnen Minerale und Gesteinsbruchstücke, von Matrix und Zement in Volumenprozent (Modalanalyse)
- Anteil der Karbonate in Gewichtsprozent (Siebanalyse) oder Volumenprozent (Dünnschliffanalyse)
- Schwerminerale: Gesamtgehalt in Gewichtsprozent; Anteile der einzelnen Minerale in Anzahl-Prozent (opaque); Transparente in Anzahl-Prozent (bezogen auf detritische transparente säureunlösliche Minerale) und ppm (bezogen auf die Einwaage); Form der Mineralien (Anzahl-Prozent, bezogen auf das betreffende Mineral)
- Tonminerale: semiquantitativ in %, mit Fehlerquotienten (absolut) u.U. über 10%; Illitkristallinität (entsprechend Kaolinit); Illitchemismus
- Schichtmächtigkeiten: oft nicht exakt abgrenzbar

Einige dieser Daten wurden nur in Stichproben ermittelt; solche, und auch andere, numerisch nicht exakt erfaßte Parameter, wurden nur zu "Internen" Auswertungen mit bestimmter Zielrichtung verwandt; dies gilt zum Beispiel für das Schichteinfallen, die Gerölleinregelung und die Geröllform.

Andere Parameter, die mit größeren Probenzahlen über die gesamte Schichtenfolge ermittelt wurden, konnten weiteren statistischen Analysen zugeführt werden. Die Faktorenanalyse, auf die Granulometrie bezogen, wurde bereits beschrieben (Kap. B.4.). Darüberhinaus wurden vor allem Korrelationsrechnungen angestellt, um Zusammenhänge zwischen der Entwicklung unterschiedlicher Größen aufzuspüren. Da zahlreiche Parameter mit unterschiedlichen Maßeinheiten Verwendung fanden, wurden Rangkorrelationen nach SPEARMAN (Spearman's Rank Correlation Coefficient), die ja von der Dimension unabhängig sind, vorgenommen.

C. ERGEBNISSE

1. LAGERUNG UND AUSBILDUNG DER SCHICHTENFOLGE

Einschließlich der überschiebenden metamorphen Einheit werden 7 Serien unterschieden (Abb. 28):

- I Quarzit- und Phyllitkonglomerate (sowie Sand-, Silt- und Tonsteine und Rothorizonte);
- II Laminierter Folge (Ton-, Silt- und Sandsteine);
- III Vulkanit- Dolomitskonglomerate und Tuffe;
- IV Bunte Konglomerate (sowie Sand-, Silt- und Tonsteine);
- V Pelitische Serie (Ton- und Sandsteine);
- VI Phyllitbrekzien (und grüne Sandsteine);
- VII Überschiebende Metamorphite (v.a. Phyllite).

Die 6 sedimentären Serien zeigen eine Fülle von rasch wechselnden Erscheinungsformen in lithologischem Inhalt und Stratofazies.

Die Schichtenfolgen dieser Serien werden bezüglich ihrer Lagerung und der tektonischen Erscheinungen zusammenfassend über alle 4 Bohrungen hinweg beschrieben. Die Unterlagen zur detaillierten Profilaufnahme liegen beim Lehr- und Forschungsgebiet Allgemeine und Historische Geologie der R.W.T.H. Aachen vor.

Bei der Beschreibung der Schichtenfolge werden die einzelnen Serien zunächst in ihrem makroskopisch erkennbaren lithologischen Inhalt charakterisiert. Sodann wird die Entwicklung in den Serien, vornehmlich nach stratofaziellen Aspekten, über alle Bohrungen hinweg beschrieben. Die Unterschiede zwischen den Bohrungen werden aufgewiesen. Die Gewichtung dieser Merkmale hängt naturgemäß von der Art des Gesteins ab; so wird in größeren Partien mehr auf den lithologischen Inhalt (Art der Gerölle), bei reich gegliederten feineren Abschnitten eher auf stratofazielle Erscheinungen einzugehen sein, während bei stark tektonisch beanspruchten Partien der detaillierten Beschreibung der Schichtenfolge von vornherein Grenzen gesetzt sind.

1.1. Lagerungsverhältnisse und tektonische Erscheinungen in der sedimentären Abfolge

1.1.1. Allgemeines zur Lagerung

1.1.1.1. Die normale Lagerung der Schichtenfolge

Eine Rekonstruktion der Lagerungsverhältnisse erfolgte anhand der stratofaziellen Erscheinungen (s. Kap. B.2.). Allgemein zeichnet sich eine normale Lagerung der Folge ab. Abgesichert wird der Befund durch folgende Kriterien:

- statistisch überwiegen die Indizien für normale Lagerung;
- im unteren Teil (gesamte Serie Ia) ist die Lagerung bei recht gleichmäßig mit 45° einfallender Schichtung eindeutig normal;

- Hinweise auf überkippte Lagerung finden sich nur auf kurze Bohrstrecken, nicht aber für größere, zusammenhängende Bereiche; meist sind überkippte Partien mit Zonen eines deutlichen Steilstehens und Umbiegens der Folge verbunden, so in der Bohrung FB1 im Bereich der Serie Ic (Abb. 9);
- in der Bohrung FB1 ist oberhalb der Serie Ic keine Wiederholung der sedimentären Abfolge zu erkennen; gleiches gilt für die anderen Bohrungen; vielmehr gibt es eine konsequente sedimentäre Entwicklung zwischen den Serien, was durch Übergänge im Materialbestand belegt wird;
- im Grenzbereich der Serien IV und V kann die normale Lagerung durch die Vorschüttungsblätter in RippeIn nachgewiesen werden.

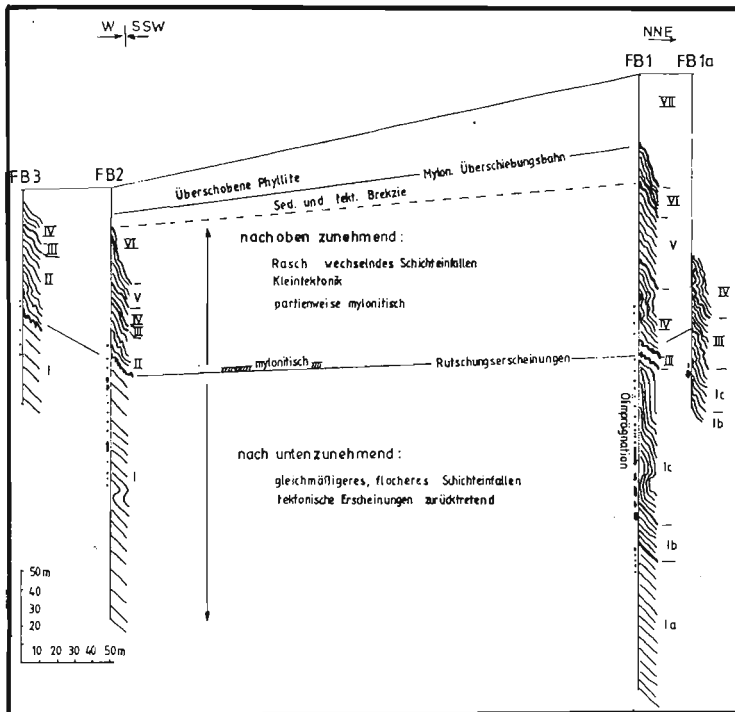


Abb. 9 Überblick über Lagerungsverhältnisse und Tektonik in der Schichtenfolge der Forschungsbohrungen Düppenweiler.

Dargestellt ist nur der Betrag, nicht die Richtung des Schichteinfallens.
I-VII = Serien I-VII.

Häufig wechselnde Lagerungskriterien, die zum Teil überkippte Lagerung vortäuschen, treten bevorzugt im unteren Teil der Serie III -am deutlichsten in der Bohrung FB1a- auf. Dieser Befund kann durch Rutschungen größerer Dimension erklärt werden, die Oben/Unten-Kriterien umgekehrt haben. Dies erscheint umso wahrscheinlicher, als kleindimensionale Rutschungserscheinungen und Verknäuelungen verschiedener Schichten (Abb. 10) in der Serie III häufig beobachtet werden.

1.1.1.2. Verstellung der ursprünglichen Lagerung durch Setzungen

In einem ersten, sehr frühen Stadium treten Rutschungen auf, die unmittelbar nach der Ablagerung im schwach konsolidierten Sediment stattfanden und zum Teil in Zusammenhang mit Schlammströmen zu sehen sind. Letzteres gilt vor allem für die Serie III (Abb. 10).



Abb. 10

FB1a / 133,8m / Serie III;
Grüner (dunkel) geröllführender Ton ist
in Zusammenhang mit Rutschungen in feines
Vulkanit-Dolomit-Konglomerat mit grauer
toniger Matrix hineingeknäuel
(dunkle Linien sind nachgezeichnet)

(Kat.-Nr. 81.0213)

Die Maßstabsangabe erfolgt hier, wie in allen
folgenden Fotografien, in Zentimetern.

Convolute bedding (Abb. 11) zeugt von inhomogener Entwässerung bzw. Setzung im kaum verfestigten Sediment. In der gesamten Abfolge ist schichtparalleles Zergleiten in Ton-, Silt- und Sandsteinen sowie in Konglomeraten häufig (Abb. 12, 13).

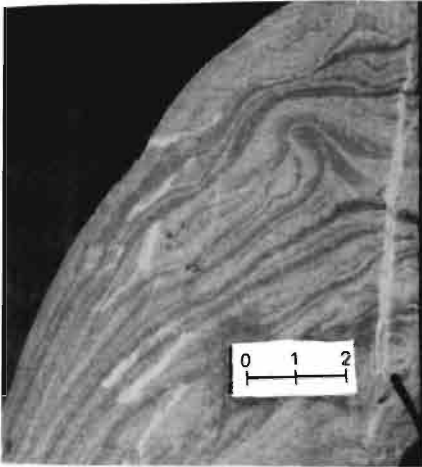


Abb. 11

FB1 / 102,0m / Serie V;
Convolute bedding in laminier-
ten Ton-, Silt- und Sandsteinen
mit früher Dolomitisierung in
aufgelockerten Partien (links);
rechts: Setzung im verfestig-
teren Sediment, nach oben und
unten ausklingend; dolomiti-
sche Rißfüllung in Zusammen-
hang mit dieser Setzung.

(Kat.-Nr. 81.0306)



Abb. 12 FB1 / 240,6m / Serie Ic; Schichtparalleles Zergleiten in
Ton- und Siltsteinen (Kat.-Nr. 81.0204)

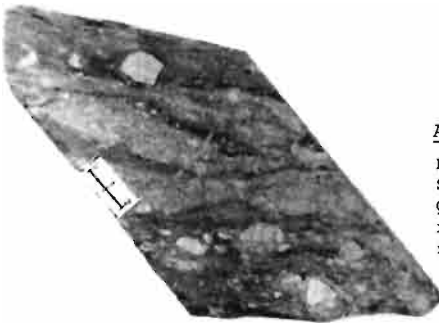


Abb. 13

FB1 / 240,8m / Serie Ic;
Schichtparalleles Zergleiten in
Quarzitkonglomeraten, geröllfüh-
renden Sandsteinen und Tonstei-
nen

(Kat.-Nr. 81.0097)

Das Abrutschen ganzer Sedimentstapel ist kennzeichnend für die hangende Begrenzung der Serie I (Abb. 14,15). Diese Rutschungen erfassen sowohl die Schichten im Top der Serie I, als auch die Basis der Serien II bzw. III. Da gleichzeitig offenbar die Ablagerungsbedingungen -dies zeigt sich im Wechsel der Stratofazies- und wenig später die Liefergesteine -dokumentiert durch die Klastika in Sandsteinen und das Tonmineralspektrum- eine tiefgreifende Veränderung erfuhren (siehe v.a. Kap. C.1.2., C.4., C.5., C.6. und C.9.), werden die Rutschungen, die diesen Wechsel begleiten, auf synsedimentäre tektonische Bewegungen zurückgeführt, die eine Umstellung von Liefergebiet und Ablagerungsraum bewirkten.



Abb. 14 FB1 / 156,3m / Serie III
Schichtparalleles Rutschen in Sandstein und Brekzie mit alterierten Vulkanitfragmenten, in der Basis der Serie III, im kaum konsolidierten Sediment entstanden
(Kat.-Nr. 81.0201)

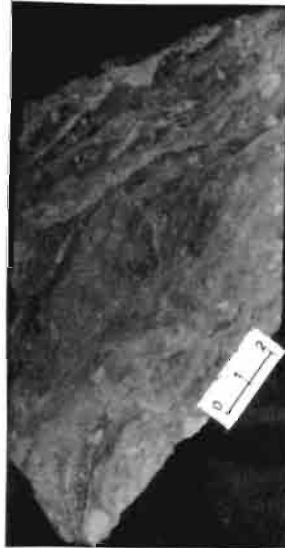


Abb. 15 FB2 / 93,0m / Serie I
Rutschung in Ton- und Siltsteinen mit Quarz-, Quarzit- und Phyllitgeröllen, mit schichtparallelem Zergleiten innerhalb der einzelnen verrutschten Partien
(Kat.-Nr. 81.0240)

Die durch ungleichmäßige Entwässerung verschiedener Schichten bedingten Setzungen hielten auch in jüngeren Stadien der Lithogenese an. Weitgehend konsolidierte Sandsteinbänke zerbrachen; dickere Bänke wurden durch Dehnungsklüfte zerlegt (Abb. 16, 17), feinere zerrissen und wurden gegenüber der ursprünglichen Schichtung verstellt (Abb. 16); Sandsteine mit stärkeren Tonanteilen und Tonsteine wurden plastischer deformiert (Abb. 16, 18). Auch einzelne Gerölle zerbrachen, ohne daß sich im Liegenden und Hangenden des Geröls dieser Bruch fortsetzen würde (Abb. 19). In den durch Dehnungsklüfte zerlegten Bereichen rutschten hangende Schichten zum Teil gravitativ zu grabenartigen Strukturen ab (Abb. 17). Das plastischere Reagieren tonigerer Partien zeigt sich zum Teil in der Form, daß tonige Zwischenlagen mechanisch in Dehnungsklüfte hineingedrückt wurden, bevor diese durch diagenetischen Dolomit verheilten (Abb. 16).



Abb. 16 FB3 / 57,4m / Serie II: in laminierten Ton-, Silt- und Sandsteinen zeigen verschiedene Partien ein unterschiedliches Verhalten in Zusammenhang mit Setzungen und etwa schichtparallelem Verrutschen, die auf unterschiedliche Entwässerung zurückzuführen sein dürften. Die stärkere schräggeschichtete Sandbank rechts ist durch Dehnungsklüfte zerlegt, Ton ist plastisch in diese Klüfte hineingedrückt worden, bevor sie mit Dolomit verheilten. Dünnere Sandsteinbänkchen dagegen zeigen ein Verdriften und Rotieren der einzelnen Fragmente (Kat.-Nr. 81.0039).



Abb. 17 FB2 / 38,6m / Serie V: Dehnungsklüfte in laminierten Ton-, Silt- und Sandsteinen, durch Entwässerung des Gesteins bedingt, führten zu einem grabenartigen Nachrutschen der oberen Partien in der Mitte des Handstücks. Risse sind mit Dolomit verheilt, Hohlräume in diesen Rissen als Relikte verblieben oder durch Lösung sekundär entstanden.

(Kat.-Nr. 81.0005)



Abb. 18 FB2 / 82,5m / Serie II;
Gebänderte Ton-, Silt- und Sandsteine;
Entwässerung führte zu Setzungen im halb-
konsolidierten Zustand; in den feinstge-
bänderten, tonigeren Partien in der Mitte
des Handstücks reagiert das Material
plastischer, als in den stärkeren Bänk-
chen im oberen und unteren Teil;
rechts oben: schräggeschichtete Rinne.
(Kat.-Nr. 81.0236)



Abb. 19 FB1a / 158,5m / Serie Ic
Grobes Quarzitkonglomerat; der im
Bild untere Teil des großen Quarzit-
gerölls links ist nach links unten
abgeschert. Die entsprechende Fläche
ist im weiteren Verlauf des Bohr-
kerns nicht als Verwerfungsfläche zu verfolgen.
(Kat.-Nr. 81.0157)

Zum Teil rotierten die Fragmente der halbverfestigten Sandbänken in plastischem Ton und wurden dabei abgerundet (Abb. 20). In Extremfällen sind derartige Partien kaum von tektonischen Brekzien zu unterscheiden (Abb. 21).

In vulkanitischen Horizonten der Serie III finden sich vereinzelt ähnliche Erscheinungen: Porphyritfragmente, kaum gerundet, offenbar rotierte Bruchstücke eines größeren Körpers, liegen in einer grünen tuffartigen Tongrundmasse (Abb. 22). Es ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden, ob es sich um zerscherte Porphyrgerölle oder zerbrochene vulkanitische Schichten handelt; das erstere ist wahrscheinlicher, da das übrige Porphyrmateriale der Serie III ebenfalls in Form von Geröll auftritt.



Abb. 20 FB3 / 40,3m / Serie II; Gebänderte Sand- und Tonsteine; Zerbrechen durch Setzungen im halb verfestigten Sediment; Sandsteinbänke sind zerbrochen und in dem plastischer reagierenden Ton rotiert; dabei wurden die Bruchstücke abgerundet. (Kat.-Nr. 81.0037)

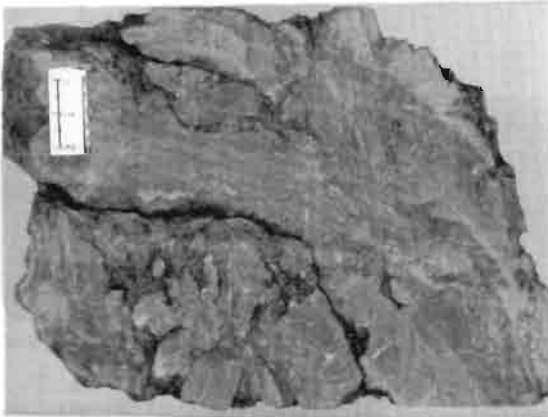


Abb. 21 FB1 / 62,0m / Top der Serie V; Gebänderte Sand- und Tonsteine; Sandsteinbänke sind zerbrochen, die Bruchstücke schwimmen in einer Grundmasse, die aus dem plastischeren Material toniger Schichten entstanden ist; extremes Beispiel für durch Setzungen bedingte Deformation des primären Gefüges, nicht mit Sicherheit von tektonischer Brekzie zu unterscheiden. (Kat.-Nr. 81.0054)

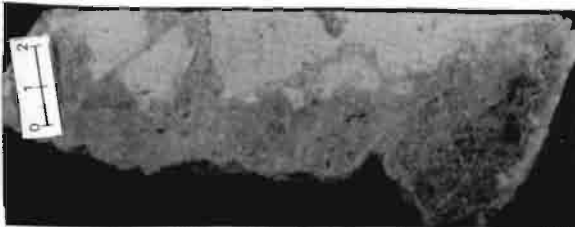


Abb. 22 FB2 / 62,5m / Serie III; grünes, toniges Material (dunkel) mit Porphyr- und Karbonatgeröllen; heller Vulkanit, wahrscheinlich ein Geröll, ist nach unterschiedlichen Richtungen zerschert, grüner Ton zwischen die Fragmente eingquetscht; äquivalent zu anderen Erscheinungen (Abb. 16-21) wohl Produkt von Setzungen und/oder Rutschungen. (Kat.-Nr. 81.0230)

1.1.1.3. Diagenetische Veränderungen in der Schichtenfolge

In den durch Setzungen zerbrochenen Schichten entstanden zahlreiche Dehnungsrisse, die mit Dolomit verheilten (Abb. 11, 16, 17). Die Dolomitbildung erfolgte, nachdem die Risse zum Teil bereits durch eingquetschten Ton gefüllt waren (s. Seite 49, Abb. 16). Die dolomitischen Rißfüllungen können -unter Umständen durch Setzungen in zweiter Generation- wiederum zerbrechen (Abb. 23).

Mit Dolomit verheilte Klüfte werden bis zu etwa 1cm breit. Innerhalb der dolomitischen Neubildungen treten zum Teil Hohlräume auf, in denen bis millimetergroße Dolomit- und manchmal Kupferkieskristalle zu beobachten sind (Abb. 24, 25). Helle dolomitische Rißfüllungen in dunklen Karbonatgeröllern keilen zum Teil zwar an der Begrenzung der Gerölle aus (Abb. 26), treten aber in der Matrix in gleichartiger Form auf, sind also postsedimentär entstanden.

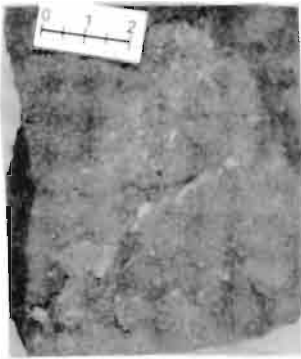


Abb. 23 FB1 / 82,2m / Serie V;
Karbonatische Rißfüllung -von unten
links zur Mitte rechts verlaufend-
ist ihrerseits zerbrochen und zer-
schert. (Kat.-Nr. 81.0060)



Abb. 24 FB2 / 111,2m / oberer Teil der
Serie I; durch die Kernbegrenzung schräg
angeschnittene, tatsächlich etwa 5mm
starke dolomitische Füllung eines Risses;
Hohlräume sind mit 1mm großen Dolomit-
und wenigen Kupferkieskristallen be-
wachsen. (Kat.-Nr. 81.0017)



Abb. 25 FB1 / 154,5m / Serie III; oben (links): dunkler Dolomitblock, insgesamt 2,1m (in der Bohrung) dick, beginnende Flaserbildung, die weiter hangend deutlicher ist; unten (rechts): Konglomerat, in einem Karbonatgeröll starke Rekristallisation, wahrscheinlich von einem außerhalb der Bohrung verlaufenden Riß ausgehend, mit bis 2mm großen Dolomit- und Kupferkieskristallen in einem (sekundären?) Hohlraum.
(Kat.-Nr. 81.0086)

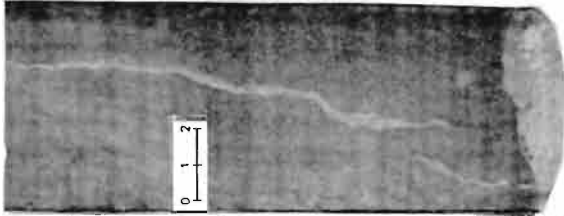


Abb. 26 FB1a / 113,1m / Serie III; unten (rechts): feines Vulkanit-Dolomit-Konglomerat; oben (links): dunkles fossilführendes Dolomitgeröll mit hellen dolomitischen Rißfüllungen, die zwar an der Geröllbegrenzung abbrechen, aber in der Matrix in ähnlicher Form auftreten, also postsedimentär gebildet wurden.
(Kat.-Nr. 81.0139)

1.1.1.4. Veränderungen des Schichtverbandes durch tektonische Einflüsse

Vor allem in den unteren Partien der Abfolge wird kein Zerbrecen des Gesteins beobachtet, das nicht auf Setzungen zurückgeführt werden kann (Kap. 1.1.1.2.). Zum Hangenden hin nehmen jedoch völlig mylonitische Partien mehr und mehr zu, die sich allerdings von den aus Setzungen resultierenden Erscheinungen ohne exakte Abgrenzungsmöglichkeit nur durch die Intensität des Zerbrechens unterscheiden. Die statistische Zunahme der Gefügezerstörungen nach oben hin gipfelt schließlich in der mylonitischen Überschiebungsbahn der Phyllite. Gleichzeitig mit dem tektonisch bedingten Zerbrecen nehmen mit Dolomit verheilte, bis 1cm starke Risse in ihrer Häufigkeit zu, in denen sich zum Teil auch in geringem Umfang Kupferkies gebildet hat (Kap. 1.1.1.3.). Eine Regelung der Mylonitisierungsflächen kann in der Dimension der Bohrkerne nicht eindeutig

ermittelt werden.

Die mylonitischen Partien finden sich vornehmlich in stark tonigen Horizonten (Tonsteine, Konglomerate mit toniger Matrix, laminierte Ton/Sand-Wechselagerungen), während sie -ebenso wie Setzungserscheinungen- in stärker verfestigten sandigen Partien zurücktreten.

Zuweilen sind Kernbruchstellen mit bis zu 1mm großen Pyritkristallen besetzt, die wohl in offene Klüfte hineingewachsen sind.

1.1.1.5. Sekundäre Erscheinungen durch den Bohrvorgang

Neben den Komplikationen, die durch den begrenzten Kerndurchmesser bedingt sind (Kap. B.2.), hat auch der Bohrvorgang spezifische Erscheinungen produziert. So wurden besonders harte bzw. zähe Gesteine unter mehr oder minder völliger Zermalmung des Gesteins durchbohrt; der Effekt ist ein "Bohr-Mylonit" besonders in quarzreichen Partien der hangenden Phyllite und Phyllitbrekzien. Darüberhinaus führte die durch den Bohrvorgang bedingte Beanspruchung zu harnischartigen Strukturen vor allem in tonigen Schichten. Typisch ist, daß benachbarte -oft nur wenige Zentimeter voneinander entfernte- "Harnische" oft in verschiedenen Winkeln einfallen oder daß sich solche Flächen sogar überschneiden, und daß die "Harnischstreifen" in unterschiedliche Richtungen verlaufen.

1.1.2. Richtung und Betrag des Schichteinfallens

Die vier Bohrungen liegen auf einer Linie, die entsprechend dem Ausbiß des Vorkommens NNE-SSW verläuft (Abb. 2). Da bei insgesamt recht steilem Schichteinfallen die einzelnen Serien in den Bohrungen in vergleichbaren Niveaus angetroffen werden (Abb. 9, 28), liegen die Verbindungslinie der Bohrungen und, wie nicht anders zu erwarten ist, der schmale Ausbiß des Vorkommens, relativ genau im Streichen der Schichten.

Der Umstand, daß die einzelnen Serien in der zu dieser NNE-SSW verlaufenden Linie etwas nach E versetzt liegenden Bohrung FB3 merklich höher angetroffen werden, als in den anderen Bohrungen, läßt nur den Schluß zu, daß die Folge nach WNW einfällt. Eine Korrelation mit Übertageaufschlüssen (BRITZ 1954, MERING, PORTH, REHKOPF & ZIMMERLE 1978) bestätigt dies

(Abb. 28). Allerdings ergeben sich bei dieser Korrelation flachere Einfallswinkel, als in den Bohrungen und zwischen den Bohrungen gemessen bzw. rekonstruiert wurden. Es erhärtet sich der Verdacht, daß man in den Schürfen talwärts abgerutschtes Material antrifft (Kap. A.4.3.). Da die Schichtenfolge in den Schürfen nur lückenhaft erfaßt wird, ist eine Korrelation mit den in den Bohrungen erfaßten Serien nur bedingt möglich.

Im unteren Teil zeigt die Folge durchweg ein gleichmäßiges, relativ flaches Einfallen von 45° , manchmal etwas flacher, bei normaler Lagerung (Abb. 9). Dies wird in den Bohrungen FB1 und FB2 auf weite Bohrstrecken beobachtet und zeigt sich auch in der Bohrung FB3. In einem gemeinsamen Niveau (etwa 80m NN) überkippt die Folge zunächst, um dann steilzustehen. In und oberhalb dieser Zone des Schichtumbiegens treten verstärkt Erdöl-impregnationen hervor, die unterhalb nur untergeordnet beobachtet werden. Nach oben hin nimmt die Erdölführung allmählich ab, um oberhalb der Serie I so gut wie vollständig zu verschwinden.

Im oberen Teil der Folge wechselt das Schichteinfallen rasch, Überkipnungen werden beobachtet, oft stehen die Schichten steil. Diese Erscheinungen nehmen nach oben mehr und mehr zu. In Zusammenhang mit der zunehmenden Tektonisierung in einer Schichtenfolge, die bereits durch Setzungen zerbrochen war, sind die Lagerungsverhältnisse nur noch generell, über größere Bohrabschnitte, erfaßbar, da sie sich in tektonisch beanspruchten Partien der exakten Beobachtung entziehen. Dies gilt besonders für den obersten Bereich, in der die mylonitisierten klastischen Gesteine ohne scharfe Begrenzung in die mylonitische Überschiebungsbahn der Phyllite übergehen.

Insgesamt fällt die Folge bei normaler Lagerung relativ steil nach WNW (W bis NW) ein.

1.1.3. Die wahren Mächtigkeiten der Serien

Durch die steile Lagerung der Folge ergibt sich ein falsches Bild der Schichtmächtigkeiten. Sie betragen in Wirklichkeit nur durchschnittlich die Hälfte der durchteuften Strecke.

Die wahren Mächtigkeiten wurden, soweit dies möglich war, detailliert für jeden Abschnitt gesondert ermittelt. Da die Lagerungsverhältnisse aber nur lückenhaft beobachtbar sind (Kap. B.2.), und in homogenen oder in tektonisch bzw. durch Setzungen zerstückelten Partien das Einfallen

Serie	Bohrung	FB1	FB1a		FB2		FB3		
VI		8,0	gemeißelt, etwa wie FB1		0,8				
V		27,0	"		6,2				
IV		21,0	3,6		3,2				
III		3,6	16,5		0,8		3,1		
II		-	-		14,2		15,3		
I	Ia	25,5	99,0	7,5	8,2	40,3	97,1	31,2	
	Ib	17,0		0,7		8,1		E.T.	
	Ic	56,5		E.T.		48,7			
		E.T.				E.T.			

Tab. 4 Die Serien und ihre wahren (maximalen) Mächtigkeiten (m)

nur anhand der sie begrenzenden Schichten mittelbar geschätzt werden konnte, bleiben die ermittelten wahren Mächtigkeiten grobe, überschlägige Werte. Daher werden hier nur die Gesamtwerte der einzelnen sedimentären Serien dargestellt (Tab. 4).

1.1.4. Die ursprüngliche Lage der durchteuften Folge

Die steilstehenden Schichten wurden durch die annähernd vertikalen Bohrungen schräg, meist sogar in einem relativ flachen Winkel zur Schichtung durchteuft. Daher werden in Wahrheit keine primär vertikal übereinander abgelagerten Sedimentstapel angetroffen. Da die Folge nach WNW einfällt, durchstößt man vom Hangenden her nicht nur mit zunehmender Teufe ältere Schichten, sondern man macht auch eine Wanderung nach WNW in den angetroffenen Schichten, was ihre ursprüngliche Lage betrifft. Bei seiger stehenden Schichten bleibt die durch die jeweilige Bohrung gebildete Schnittlinie im gleichen Horizont, bei überkippter Lagerung durchquert sie, immer nach WNW fortschreitend, wieder zunehmend jüngere Schichten (Abb. 27).

In Anbetracht der Lage der Bohrungen und der Lagerungsverhältnisse müssen die basalen Schichten der Bohrung FB3 ursprünglich ziemlich genau unter jüngeren Horizonten der Bohrung FB2 gelegen haben. Dies detailliert zu rekonstruieren, ist angesichts der in den höheren Teilen der Schichtenfolge rasch wechselnden Lagerungsverhältnissen nicht möglich.

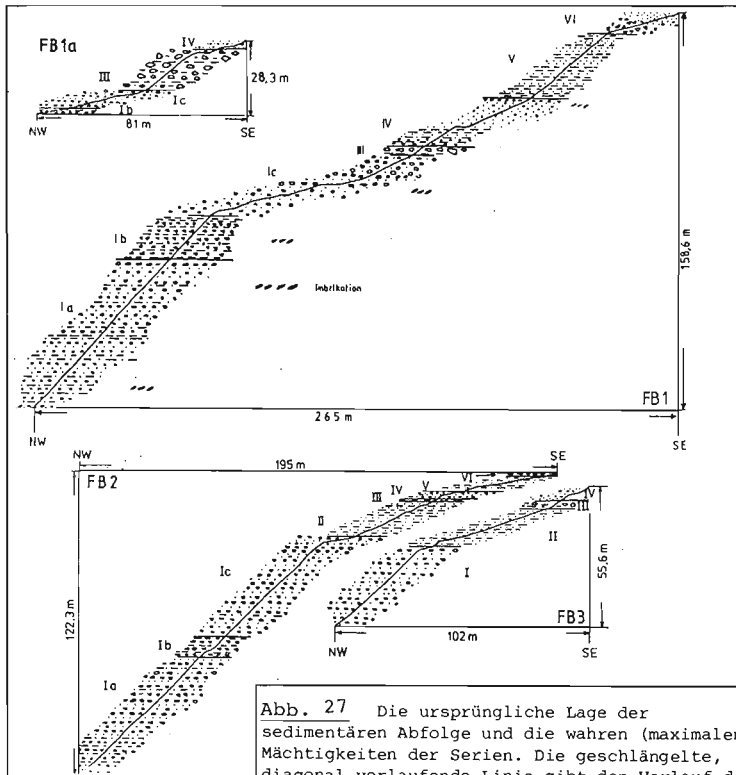
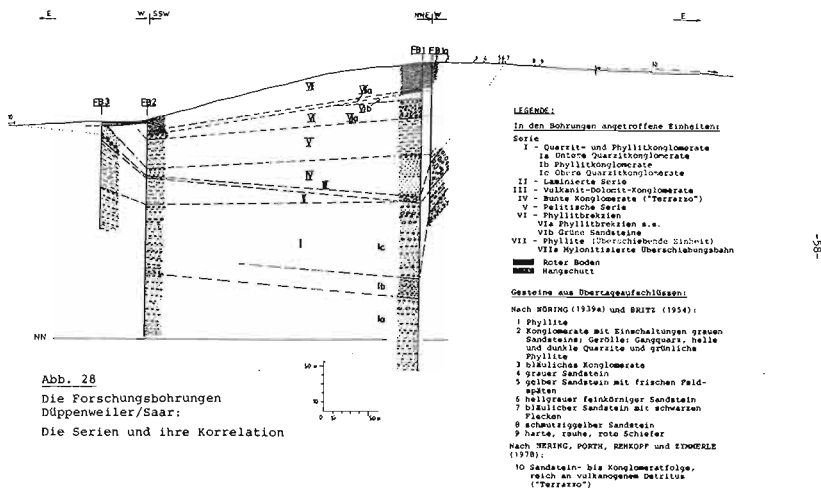


Abb. 27 Die ursprüngliche Lage der sedimentären Abfolge und die wahren (maximalen) Mächtigkeiten der Serien. Die geschwängelte, diagonal verlaufende Linie gibt den Verlauf der Bohrungen durch die in ihre ursprüngliche Lage zurückrotierte Schichtenfolge an. Die Imbrication ist nur in der Bohrung FB1 in einigen Horizonten exemplarisch eingezeichnet, um die Schüttungsrichtung zu verdeutlichen. I-VI: Serien I-VI (s. Kap. C.1.2., Abb. 28).

1.2. Schichtenfolge

Anhand der stratofaziellen und lithofaziellen Ausbildung ist es möglich, die erbohrte Schichtenfolge über alle vier Bohrungen sechs sedimentären, nicht metamorphen Serien zuzuordnen. Die hangende metamorphe Einheit wird als Serie VII bezeichnet.



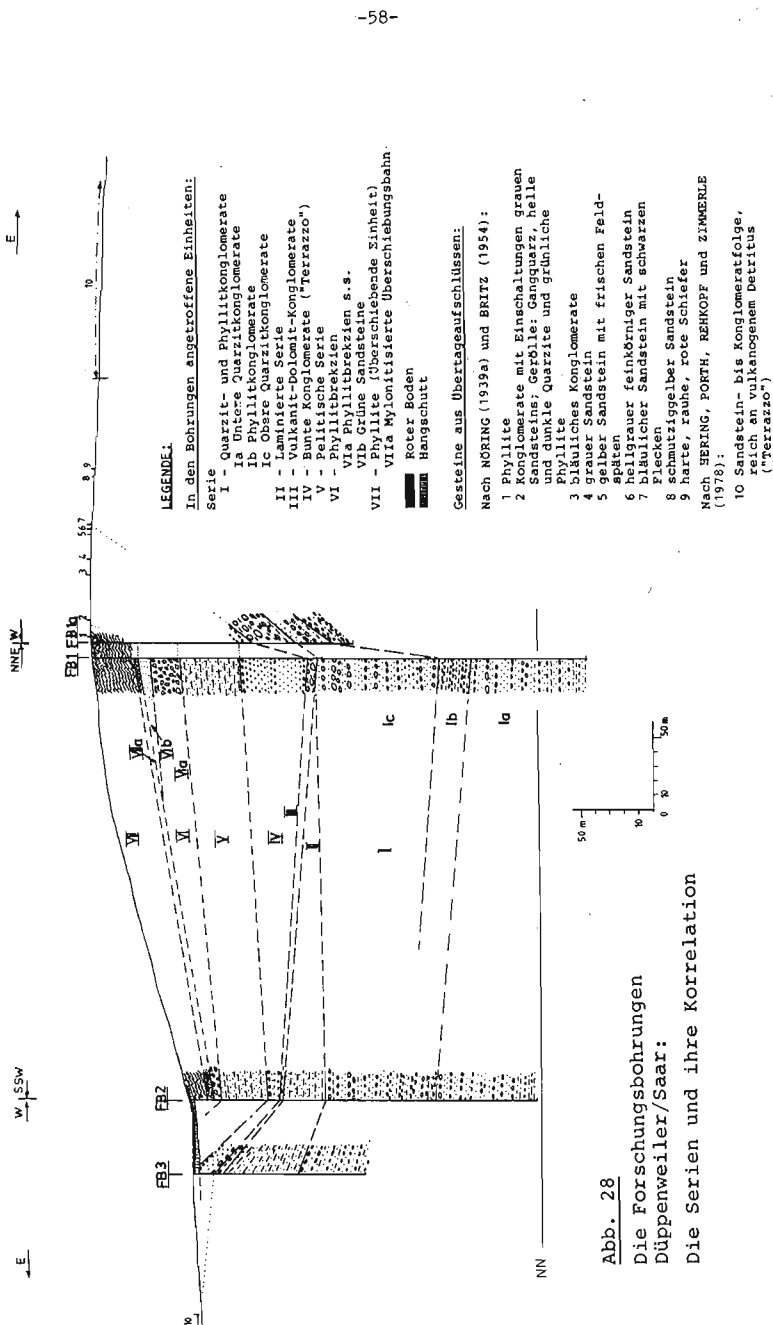


Abb. 28
Die Forschungsbohrungen
Düppenweiler/Saar:
Die Serien und ihre Korrelation

1.2.1. Serie I: Phyllit- und Quarzitkonglomerate

1.2.1.1. Abgrenzung und Gliederung

Die Serie I bildet in allen vier Bohrungen den tiefsten Teil der Schichtenfolge. Ihre Basis wurde nicht erbohrt.

Die Serie I wird in der Bohrung

FB1 zwischen 156,25m und 345,0m Tiefe (=188,75m durchteufte Strecke)

FB1a " 145,8m " 183,0m " (=37,2m " ")

FB2 " 93,0m " 242,0m " (=149,0m " ")

FB3 " 72,8m " 121,0m " (=48,2m " ")

angetroffen.

Die Serie läßt sich in den einzelnen Bohrungen insofern gliedern, als in bestimmten Profilabschnitten Quarzitkonglomerate, in anderen Phyllitkonglomerate vorherrschen. Diese Untereinheiten und die in der Serie I auftretenden Rothorizonte lassen sich zwischen den Bohrungen nur eingeschränkt korrelieren. Andererseits kommen häufig Durchmischungen beider Konglomerattypen vor.

Als Gesteinseinheiten treten auf:

- 1.) Quarzitkonglomerate
- 2.) Phyllitkonglomerate
- 3.) Graue und braune Sandsteine
- 4.) Graue Ton- und Siltsteine
- 5.) Rothorizonte, vornehmlich in Tonsteinen, auch in Sandsteinen, selten in Konglomeraten.

Diese Einheiten bilden bevorzugte Kombinationen. So sind Rothorizonte überwiegend an Phyllitkonglomerate gebunden, ebenso treten Ton-, Silt- und feine Sandsteine oft in Verbindung mit Phyllitkonglomeraten auf. Größere Sandsteine hingegen sind gern mit Quarzitkonglomeraten vergesellschaftet. Insgesamt ist die Serie mehr oder minder deutlich in drei Abschnitte zu untergliedern (Abb. 28):

- 1a) An der Basis treten bevorzugt Quarzitkonglomerate mit häufig eingeschalteten Ton-, Silt und Sandsteinen auf; neben Quarzit- und Quarzgeröllen sind auch Phyllit- bzw. Schieferfragmente häufig.
- 1b) Im mittleren Teil finden sich vor allem Phyllitkonglomerate sowie Ton- und Siltsteine, die oft rotgefärbt sind.
- 1c) Die höheren Schichten setzten sich vor allem aus oft groben Quarzitkonglomeraten sowie größeren und geröllführenden Sand-

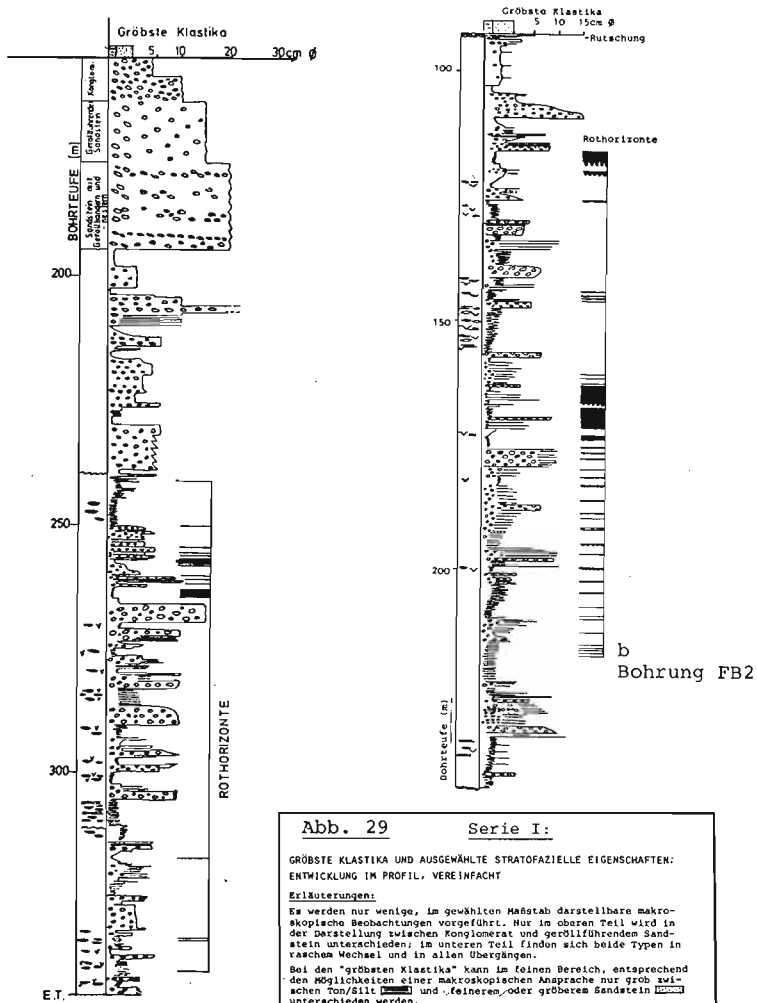


Abb. 29

Serie I:

GRÖßTE KLASTIKA UND AUSGEWÄHLTE STRATOFAZIELLE EIGENSCHAFTEN:
ENTWICKLUNG IM PROFIL, VEREINFACHT

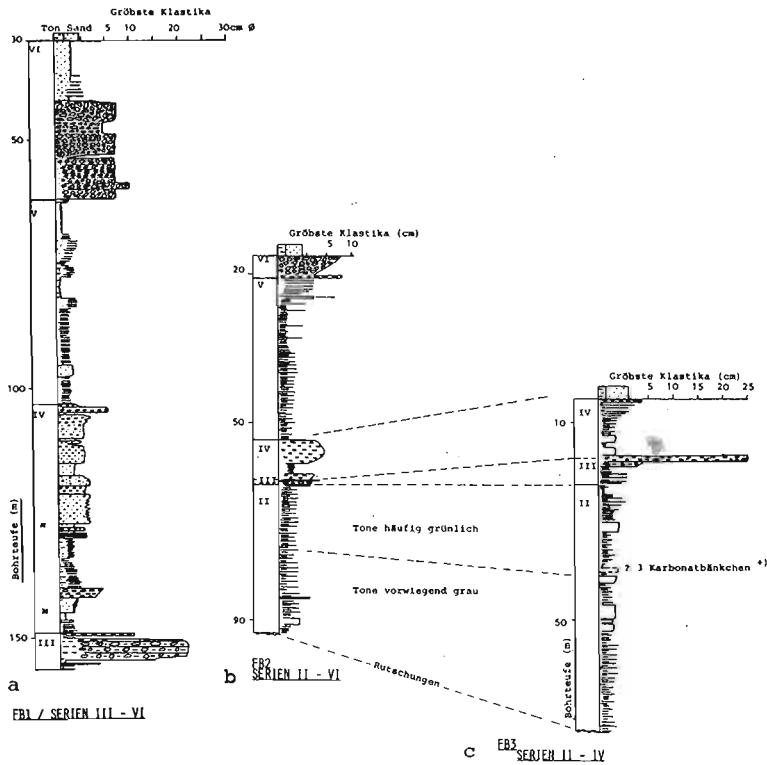
Erläuterungen:

Es werden nur wenige, im gewählten Maßstab darstellbare makroskopische Beobachtungen vorgeführt. Nur im oberen Teil wird in der Darstellung zwischen Konglomerat und geröllführendem Sandstein unterschieden; im unteren Teil finden sich beide Typen in raschem Wechsel und in allen Übergängen.

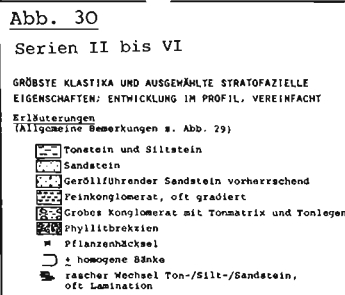
Bei den "größten Klastika" kann im feinen Bereich, entsprechend den Möglichkeiten einer makroskopischen Ansprache nur grob zwischen Ton/Silt (Silt) und feinerem/oder größerem Sandstein (Sandstein) unterschieden werden.

- | | |
|---|--|
|  | Ton- und Sandsteine, unruhig (meist undeutlich) flaserig-linsig geschichtet, Gefüge durch Setzungserscheinungen im nicht konsolidierten Sediment und wahrsch. Bioturbation zerstört. Oft verbunden mit Belastungsmarken. |
|  | Ton- und Sandsteine; Gefüge durch wahrscheinliche Bioturbation zerstört. |
|  | Ton- und Sandstein, laminierte Wechsellagerung |
|  | Sandstein mit Rippeln |
|  | Sandsteinlinsen, undeutlich schräggeschichtet |
|  | Quarzlitgerölle |
|  | Phyllitgerölle |

a
Bohrung FB1



*1) Karbonatbänken, "braun, dm-mächtig" nach KOWAN et al. (1978). Weitere Informationen oder die betreffenden Handstücke standen nicht zur Verfügung.



steinen zusammen; bei den Geröllen herrschen Quarzite und meist kleinere Quarze vor. Tonige Horizonte treten nur untergeordnet auf.

Insgesamt liegt für die gesamte Serie I eine Tendenz zur Kornvergrößerung vom Liegenden zum Hangenden vor (Abb. 29a/b).

1.2.1.2. Lithofazies

Als Gerölle treten auf:

- Graue Quarzite; sie sind aus Fein- bis Mittelsanden entstanden, die oft eine lagige Textur zeigen. Die Gerölle werden bis über 30cm groß; ihre Sortierung ist recht unterschiedlich, meist aber schlecht. Sie sind meist kantenrund, oft parallel zur Bänderung abgeplattet; dabei sind diskoidale Formen häufig. Dreikanter werden ebenfalls beobachtet. Diese Quarzite vom Habitus der Taunusquarzite bilden den Hauptbestandteil der Quarzitkonglomerate.
- Schwärzliche, z.T. graubläuliche Quarzite treten untergeordnet auf. In Horizonten mit bunter Vergesellschaftung finden sie sich etwas häufiger. Sie sind maximal wenige Zentimeter groß.
- Weiße Quarze werden im allgemeinen kaum 1cm groß. Es sind ursprünglich Gangquarze, die zum Teil auch aus aufbereiteten Phylliten stammen. Ihre Form ist überwiegend eckig-bizarrr.
- Rosenquarze werden kaum über 2cm groß und treten vereinzelt in "bunten" Horizonten auf.
- Phyllite; sie sind überwiegend grünlich (blaugrün bis blaßgelbgrün), auch bläulich, grau, braun und rötlich gefärbt; meist werden die Gerölle nicht über 2cm groß, selten werden Durchmesser von 10cm erreicht. Sie bilden eckig-splittige, oft kantenrunde, naturgemäß meist flache Fragmente. Zum Teil bestehen sie fast nur aus Phyllosilikatlagen, andere Gerölle bauen sich daneben auch aus Quarzlagen auf, z.T. werden auch Quarzaugen von Zentimetergröße beobachtet. Diese Quarzeinlagerungen sind sicherlich das Ausgangsmaterial für einen großen Teil der o.g. Quarzgerölle, die entsprechend auch oft flach-bizarrr Formen bilden. Dolomit- und Sideriteinlagerungen finden sich ebenfalls zuweilen in Phyllitgeröllen.
- Tonschiefer; sie treten als schwärzlich-graue, meist kleine (<1cm) plattige Partikel auf, die sich aus nicht verfäلتelten, etwa gleichgroßen feinen Phyllosilikatpartikeln mit straffer paralleler Einregelung aufbauen.

- Tonsteine; die meist schwärzlichen, oft grauen Gerölle sind überwiegend klein; sie erreichen nur wenige Zentimeter Durchmesser und sind gut gerundet. Vollkommen ungeschieferte Tonsteingerölle sind möglicherweise intraformationell entstanden, doch werden auch Übergänge zu Schiefeln beobachtet.
- Sandstein; die graubraunen Gerölle erreichen Durchmesser bis über 20cm; sie sind aus fein- bis grobkörnigen Sanden entstanden, die in sich gleichkörnig-homogen aufgebaut waren; sie ähneln den die Konglomerate begleitenden Sandsteinen bzw. der sandigen Matrix der Konglomerate sehr stark; es sind wahrscheinlich intraformationelle Gerölle.
- Weiße Gerölle mit Durchmessern bis etwa 5cm und einer nicht eindeutig zu klärenden Genese treten selten auf. Es handelt sich um völlig kaolinisierte und karbonatisierte Gesteine, die fast quarzfrei sind und deren ursprüngliches Gefüge nicht mehr erkennbar ist; höchstwahrscheinlich sind es verwitterte Magmatitgerölle.

1.2.1.3. Stratofazies

Serie Ia, Untere Quarzitkonglomerate

Die Serie setzt in den Bohrungen FB1 und FB2, die die größten Teufen erreichen, mit einer Folge von Ton-, Silt- und Sandsteinen sowie meist feinen Konglomeraten ein.

Im unteren Teil ist -in beiden Bohrungen- eine auffallende Erscheinung, daß unterschiedliche Horizonte, die hier meist cm- bis wenige dm-Mächtigkeit haben, einerseits bezüglich der Korngröße scharf gegeneinander kontrastieren, andererseits sehr oft durch graue, blaßgrüne oder schwärzliche Tönhäutchen voneinander getrennt werden (Abb. 31a). Diese Tönhäutchen sind maximal knapp 1mm stark und zum Teil durch überlagernde größere Schichten erosiv durchbrochen oder durch auf ihnen abgelagerte kleinere Gerölle deformiert.

Konglomerate führen in diesem tiefsten Bereich vorwiegend Gerölle aus grauem "Taurusquarzit" und kleineren Quarzen, doch treten häufig auch Phyllitfragmente und Tonschiefer- und Tonsteinfragmente hinzu. Die Gerölle erreichen Durchmesser von knapp 2cm und liegen bei meist wirrem Gefüge häufig, fast ohne Matrix, in unmittelbarem Verband. Auffallend ist, daß mit einer relativen Vorherrschaft von Quarzitgeröllen einerseits eine Zunahme der Matrix

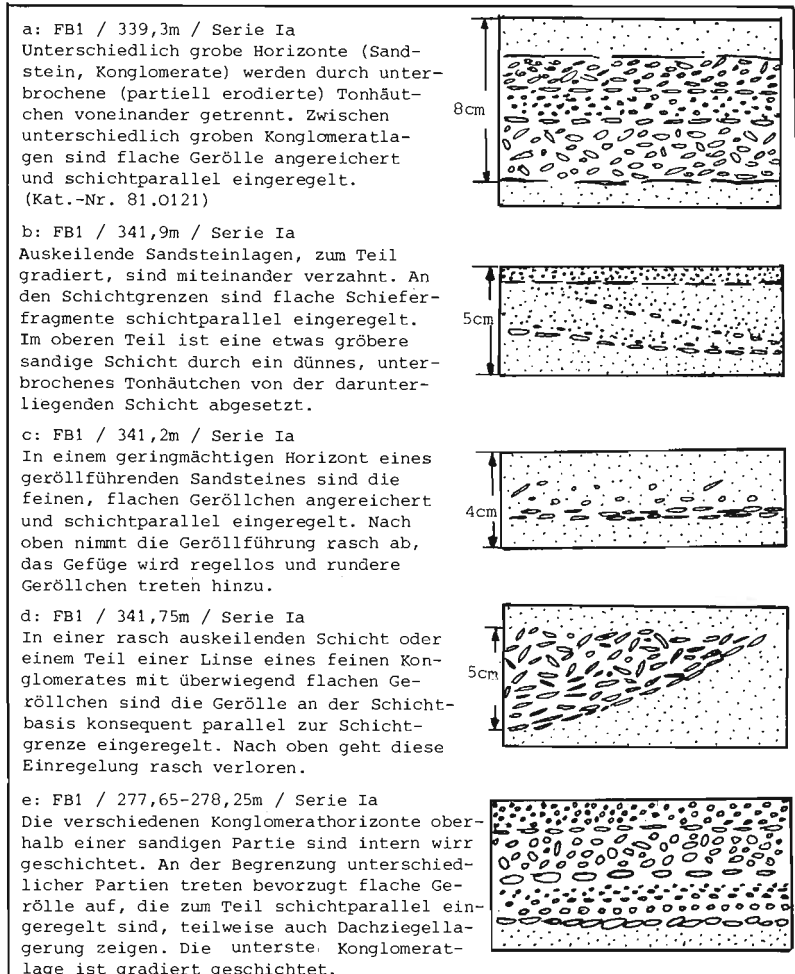


Abb. 31 Schichttexturen in feineren Konglomeraten im tieferen Teil der Serie Ia

(der höchste Quarzitanteil wird bei Geröllern von geröllführenden Sandsteinen beobachtet), andererseits eine Vergrößerung der größten Klastika einhergeht. Dichtgepackte Konglomerate zeigen eine buntere Vergesellschaftung, vor allem mit Phyllitfragmenten. Dies gilt im übrigen für die gesamte Serie Ia und zum großen Teil auch für die Serien Ib und Ic.

Konglomeratlagen sind -soweit der begrenzte Kerndurchmesser eine solche Aussage zuläßt- häufig recht gleichmäßig geschichtet (Ober- und Untergrenze parallel). Die feineren, deutlich geschichteten Konglomerate und geröllführenden Sandsteine zeigen aber auch oft ein rasches Auskeilen der Schichten (Abb. 31d) und Verzahnungen. Verzahnende Sandsteinhorizonte werden zum Teil durch einzelne Lagen mit flachen, schichtparallel eingeregelter Gerölln nachgezeichnet, die die verzahnenden Partien begrenzen (Abb. 31b). Während die Gerölle im allgemeinen in wirrem Verband liegen, reichern sich im Grenzbereich unterschiedlich grober Horizonte oft flache Gerölle (Phyllite, Tonschiefer) an und sind hier schichtparallel eingeregelt (Abb. 31a). Sequenzbildungen sind in diesen feinen Konglomeraten häufig. Es sind auch Serien von cm-starken Kornverfeinerungssequenzen zu beobachten. Zum Teil sehr geringmächtige Konglomerathorizonte setzen oft mit schichtparallel eingeregelter flachen Gerölln ein; nach oben geht bei abnehmender Geröllführung auch die Einregelung verloren und rundlichere Gerölle treten hinzu (Abb. 31c).

Tonig-sandige Partien sind in diesem tiefsten Bereich häufig. Sie zeigen äußerst verschwommene Schichttexturen. Sie sind unruhig-schlierig-flaserig geschichtet. Sandlinsen in tonigen Bereichen und Tonfasern in Sandstein sind verbreitet (Abb. 32). Die Schichtung ist oft durch die durchbrechende Strukturen zerstört, die wahrscheinlich auf Bioturbation zurückzuführen sind (Abb. 35). Spuren organischer Reste, meist nur mm-groß, werden ebenfalls beobachtet.

Auch primär war die Schichtung unruhig, wie Linsen, Flasern, auskeilende Schichten, Rippen etc. zeigen (Abb. 32, 33). Andererseits finden sich häufig Belastungsmarken, die bis zur Bildung von "sand balls" in tonigen Lagen führen (Abb. 34a). In tonigen Partien eingebettete zerrissene Sandlagen (Abb. 34b) erinnern an "ball and pillow"-Texturen, wie sie durch Kompaktion inhomogener, rasch abgelagerter Sedimente bei rascher Überlagerung entstehen, und deren Bildung durch Erschütterungen erleichtert, wenn nicht überhaupt erst ermöglicht wird (KUENEN 1965). Convolute bedding tritt ebenfalls auf. Setzungen im konsolidierten Sediment führten zum Zerbrecen und zur Verstellung ganzer Sedimentstapel (s.Kap. C.1.1.1.2.).

Oberhalb von etwa 336m in der Bohrung FB1 und von etwa 233m in FB2 treten die feinen, klar abgegrenzten Konglomerathorizonte deutlich zurück. Dafür sind nun zunehmend geröllführende Sandsteine und Konglomerate, vornehmlich Quarzitkonglomerate mit sandiger Matrix, zu beobachten. Diese Horizonte zeigen keine scharfen Begrenzungen, die Gerölle sind größer (bis etwa 10cm) und die Konglomerate zeichnen sich durch einen hohen Anteil an Sandmatrix aus, in der die Gerölle "schwimmen". Die Sandmatrix unterscheidet sich nicht von den umgebenden Sandsteinen und geht in diese über.



Abb. 32 FB1 / 306,5m / Serie Ia; Verfeinerungssequenz; es erfolgt ein Übergang von homogenem mittel- bis grobkörnigem Sandstein an der Basis über parallel (rechts) und schräggeschichteten (links) Sandstein zu gefaserten Ton- und Siltsteinen mit einzelnen Linsen aus sehr feinem Sandstein mit Deformationen, die durch ungleichmäßige Entwässerung zu erklären sind. (Kat.-Nr. 81.0115)

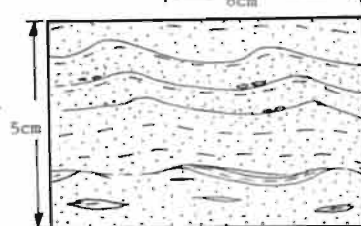
a: FB1 / 291,1m / Serie Ia;

Eine tonige Linse innerhalb von Sandstein wird auf der Oberseite von diesem Sandstein erosiv überlagert.



b: FB1 / 312,0m / Serie Ia;

Eine seltene Erscheinung in der Schichtenfolge sind Rippeln in regelmäßiger Ausbildung (solitäre, kleine Rippeln finden sich etwas häufiger). Im vorliegenden Fall tritt eine Reihe von in Strömungsrichtung fortschreitender Strömungsrippeln im Sinne von "climbing ripples" mit "ripple laminae in drift" nach REINECK & SINGH (1980, 110 ff.) auf, die nur bei einer ausreichend großen Menge von in Suspension transportiertem Material entstehen. Die einzelnen Schichten zeigen Gradierung. Außerdem sind unterschiedliche Ton- und Siltsteinfasern zu beobachten.



c: FB2 / 199,6m / Serie Ia;

In Tonstein finden sich häufig "Nester" mit Sandkörnern, die aber nicht scharf abgegrenzt werden können.



Abb. 33 Stratofazielle Erscheinungen in Ton-, Silt- und Sandsteinen der Serie Ia

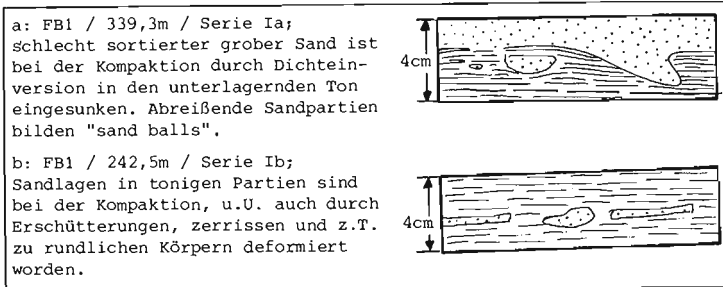


Abb. 34 Schichtdeformationen bei der Kompaktion

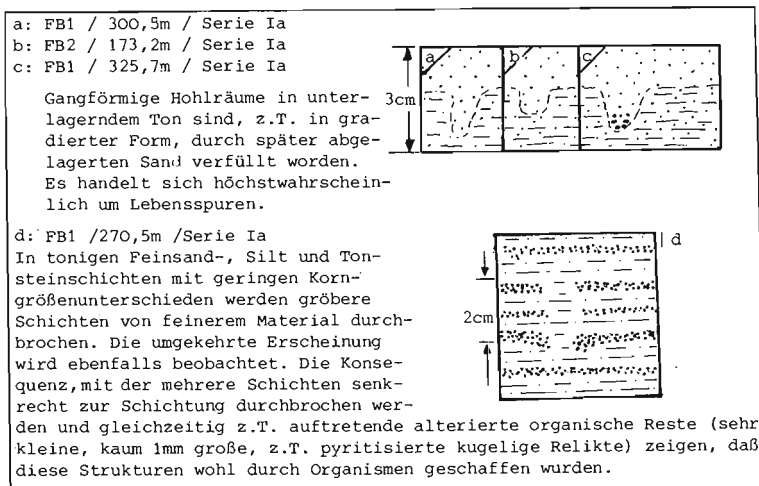


Abb. 35 Schichtungsdeformationen durch Organismen

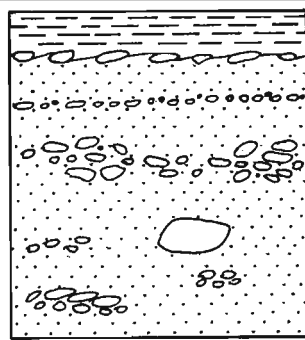
Typisch ist, daß in Sandstein, der zwar oft homogen ist, aber immer wieder einzelne, z.T. auch grobe Gerölle führt, Geröllagen und -nester eingeschaltet sind. Die Geröllagen haben oft nur die Dicke eines Gerölls, schwanken auch zum Teil erheblich in ihrer Mächtigkeit (Abb. 36a). Dachziegellagerung flacher Gerölle ist zuweilen sowohl in Konglomeratschichten, als auch in Geröllnestern zu beobachten (Abb. 36a+b). Konglomeratistische Horizonte zeigen in diesem Bereich oft Geröllverfeinerungsentwicklungen; dies tritt auch in aufeinanderfolgenden Sequenzen auf (Abb. 36c). Häufig dünnt die Geröllführung von der Schichtbasis her aufwärts auch ohne grundlegende Änderung der Geröllgröße aus (Abb. 36d). Es werden aber auch weiter zahlreiche feinkörnige Partien mit dem im unteren

a: Zusammenstellung einiger typischer Erscheinungen in Konglomeraten, wie sie im oberen Teil der Serie Ia und verstärkt dann in der Serie Ic auftreten. Typisch sind geröllführende Sandsteine, in denen auch sehr große Gerölle ("Taunusquarzite") einzeln vorkommen. Gerölle reichern sich in Bändern und Nestern an. Bänder sind oft nur sehr schmal und schwanken zum Teil sehr stark in ihrer Mächtigkeit. Sowohl Bänder, als auch Nester zeigen manchmal Dachziegellagerung.

α) FB1 / 331,75m / Serie Ia; Geröllband mit Imbrikation der Gerölle im Top eines geröllführenden Sandsteins; der Sand wurde durch die Wasserströmung an der Luv-Seite der Gerölle aufgeschüttet.
β) FB2 / 226,4 / Serie Ia; Geröllnest mit Dachziegellagerung.

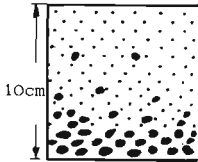
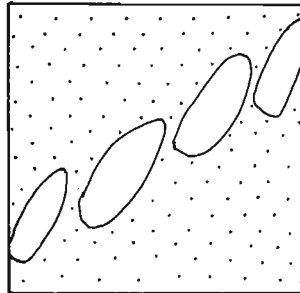
α) —

β) —



b: FB1 / 297,5m / Serie Ia

Die Dachziegellagerung von etwa 10cm durchmessenden flachen Quarzitgeröllen zeigt in der Abbildung eine von links unten nach rechts oben gerichtete Strömung an.



d: FB2 / 211,6m / Serie Ia;
Typische Entwicklung am Top eines Konglomerathorizonts: die Geröllführung geht allmählich verloren, ohne daß sich dabei die Größe der Gerölle auffallend ändert.

Maximaler Gerölldurchmesser
0 5cm

c: FB2 / 209,7-211,5m / Serie Ia;

Quarzitkonglomerat mit internen Sequenzentwicklungen; an der Basis überlagert es erosiv einen Sandstein. Nach Geröllvergröberung verfeinert es zur Mitte des Horizontes. Im oberen Teil folgen 5 Verfeinerungssequenzen. Im Top wird das Konglomerat mit glattem Kontakt von Tonstein überlagert. Typisch ist -hier in spezieller Ausbildung-, daß im oberen und unteren Teil größere Gerölle, als in der Mitte des Horizontes angetroffen werden.

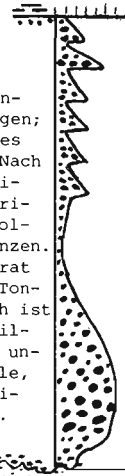
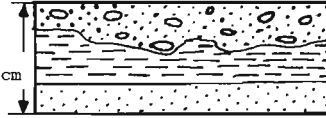
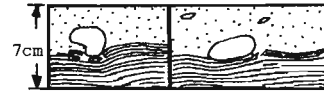


Abb. 36 Stratofazielle Erscheinungen in Quarzitkonglomeraten der Serie Ia

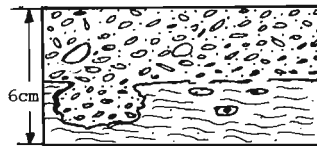
a: FB1 / 337,0m / Serie Ia;
Geröllführender Sandstein überlagert
Tonstein erosiv, der seinerseits mit
glattem Kontakt auf Sandstein liegt. 14cm



b: FB1 / 329,5m / Serie Ia;
Auf zwei verschiedenen Seiten des Bohr-
kerns ist zu beobachten, wie Quarzitge-
rölle die unterlagernden Tone defor-
mieren. Die Tone reagieren einerseits
plastisch, reißen aber auch ausein-
ander. Die oberste Tonschicht hatte zur Zeit ihrer Deformierung eine
plastische kohäsive Konsistenz erreicht.



c: FB1 / 338,8m / Serie Ia;
Ein feines Konglomerat bildet bei der
Kompaktion durch Dichteinversion Be-
lastungsmarken und "sand-ball"-artige
Texturen in den feineren unterlagern-
den Schichten. Bemerkenswert ist hier,
daß das hangende Konglomerat rötliche
Partikel führt, die in den Partien,
die in die unterlagernden Tone abgesunken und z.T. dadurch isoliert
sind, in wesentlich geringeren Anteilen auftreten -ohne allerdings
völlig zu verschwinden-.



d: FB1 / 337,45m / Serie Ia;
Zwischen zwei Konglomerathorizonte 1cm
schaltet sich mit zwei glatten Kon-
takten ein 1cm dickes Tonband ein.

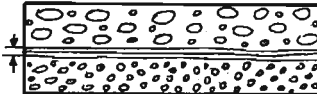


Abb. 37 Einige stratofazielle Erscheinungen im Kontakt zwischen
Konglomeraten und Tonsteinen in der Serie Ia

Teil der Schichtenfolge zu beobachtenden Erscheinungen unruhiger Schichtung an-
getroffen. Sandsteine und Konglomerate liegen häufig mit erosivem Kontakt über
derartigen Ton- und Siltsteinen (Abb. 37a). Einzelne Gerölle deformieren den un-
terlagernden, offenbar bereits halb verfestigten Ton (Abb. 37b). Feinere Konglo-
merate bilden, wenn sie auf tonigen Schichten lagern, bei der Kompaktion Belastungs-
marken und "sand ball"-artige Texturen (Abb. 37c). Einige Male schalten sich in
Konglomerate unvermittelt, mit zwei scharfen, geraden Kontakten, etwa 1cm starke
dunkle Tonlagen ein (Abb. 37d). Vereinzelt finden sich sandige RippeIn und tonig-
siltige Fläsern mit flacher Schrägschichtung.

Im oberen Teil der Serie Ia treten geröllfreie Sand- und Tonsteine immer mehr zu-
rück, ohne jedoch völlig zu verschwinden. In Siltsteinen sind in einigen Lagen
verstärkt alterierte organische Reste anzutreffen (FB1 v.a. bei 292m; FB2 bei
181,6m), die unterschiedliche konzentrische Texturen mit Durchmessern bis zu 1,5cm
im Sediment hinterlassen haben.

Die Einschaltungen von Konglomerathorizonten werden nach oben allmählich mächtiger und gröber (Gerölle bis 15cm durchmessend). In einigen Horizonten treten wieder Phyllitfragmente zu den Quarzit- und Quarzgeröllen hinzu. Daneben finden sich auch weiterhin unruhig geschichtete Ton-, Silt- und Sandsteine mit Flaser- und Linsenschichtung, Belastungsmarken und Bioturbation.

Serie Ib, Phyllitkonglomerate

Die untere Abgrenzung der Serie Ib zeichnet sich durch das Einsetzen von Phyllitkonglomeraten und Rothorizonten aus. Die Serie Ib findet sich in den tiefsten Partien der Bohrung FB1a und scheint auch im unteren Teil der Bohrung FB3 aufzutreten. Die gesamte Serie I ist in der Bohrung FB2 von Rothorizonten und Phyllitkonglomeraten durchsetzt. Dennoch kann man einen mittleren Bereich -etwa zwischen 175m und 160m Teufe- abgrenzen, in dem diese Kennzeichen verstärkt auftreten. In der Bohrung FB1 finden sich in der Basis ganz vereinzelt Rothorizonte und Phyllitkonglomerate; in einem mittleren Bereich der Serie I zwischen 265,5m und 241m beherrschen sie die Folge; ansonsten fehlen sie in der Bohrung FB1.

Insgesamt ist die Schichtenfolge in der Serie Ib wesentlich toniger, als in der Serie Ia. Konglomerathorizonte bauen sich vorwiegend aus Phyllitfragmenten auf, sind aber insgesamt relativ bunt zusammengesetzt. Neben den Phylliten finden sich Quarze (zuweilen auch Rosenquarze), graue "Taurusquarzite", schwarze Quarzite, Schieferfragmente, dunkle Tonsteine und braune Ton- und Sandsteine. Gerölle erreichen meist nur Durchmesser von wenigen Zentimetern. Ihre Packung ist dicht. Eine Matrix tritt nur in einem Teil der grobklastischen Lagen auf. Meist sind Konglomerathorizonte scharf abgegrenzt; dies ist auch durch das Fehlen der Matrix bedingt, da zu über- und unterlagernden Sand- und Tonsteinen in diesem Fall kein Übergang stattfindet.

Es werden verschiedene sequentielle Entwicklungen in Phyllitkonglomerathorizonten beobachtet (Abb. 38). Meist setzen Konglomeratlagen erosiv, sehr stark buchtig, über feineren, überwiegend tonigen Gesteinen mit einer bereits -relativ- erheblichen Geröllgröße ein. In einer derartigen erosiven Basis der Konglomerate fehlt die Matrix fast immer. Die undeutlich ausgebildeten, aber häufigen Sequenzen treten zum größeren Teil in Form von Geröllverfeinerungen auf (Abb. 38).

Die mit den Phyllitkonglomeraten vergesellschafteten Ton-, Silt- und Sandsteine sind primär zum größten Teil grau, mit einem leichten Stich ins Grünliche, gefärbt. Ton-, Silt- und Sandsteine führen in diesem Bereich zum allergrößten Teil Gerölle, die lithologisch denjenigen in den Konglomerathorizonten entsprechen.

Rothorizonte sind sehr unterschiedlich ausgebildet, treten aber ausschließlich in der Serie I auf. Sie sind kaum zwischen den Bohrungen korrelierbar. So durchsetzen sie in der Bohrung FB2 die Serie I fast völlig, obgleich es auch hier einen Abschnitt "höherer Konzentration" gibt (Abb. 29). Daher seien die Rothorizonte hier pauschal für die gesamte Serie I über alle Bohrungen hinweg abgehandelt.

Man kann die rotgefärbten Gesteine in drei Hauptgruppen unterteilen:

- 1.) Schichtgebundene Rothorizonte;
- 2.) Diffus rotgesprenkelte Gesteine;
- 3.) Nicht schichtgebundene Rotfärbungen.

1.) Die schichtgebunden angelegten Rothorizonte sind die häufigsten. Sie treten bevorzugt in den feineren Gesteinen auf; meist finden sie sich in Ton- und Siltstein, oft auch in Sandstein. In Konglomeraten treten sie nur auf, wenn ganze Schichtpakete durchgehend über größere Profilibereiche rotgefärbt sind. Größere Klastika werden von der Verfärbung nur selten ergriffen. So sind Linsen aus gröberem Detritus oder einzelne Gerölle innerhalb von Rothorizonten oft unverfärbt. Sehr selten finden sich in grauen Quarzitkonglomeraten Quarzitgerölle, die zentral rötlich, peripher aber grau oder gelblich gefärbt sind. Sie sind offenbar sekundär entfärbt worden.

Insgesamt können die Rothorizonte sowohl wenige cm, als auch mehrere m (bis 2m) mächtig sein. Lateral schwanken ihre Mächtigkeiten ebenso wie die der mit ihnen vergesellschafteten Konglomerate sowie Sand- und Tonsteine. Häufig keilen Schichten -auch manchmal Rothorizonte- aus. Dies zeigt sich deutlich im tiefsten Teil der Bohrung FB1a, wo die Schichten steil stehen.

Die Rothorizonte haben eine braunrot/rotbraune Färbung, zum Teil mit einem schwachen Anflug von Violett. Vereinzelt finden sich schwärzlich-violette Horizonte. Innerhalb der Rothorizonte treten untergeordnet auch schwärzliche schichtparallele Lagen mit diffus verteiltem Pyrit auf.

Neben den o.g. unverfärbten Bereichen mit gröberen Klastika finden sich häufig auch klar abgegrenzte unverfärbte Flecken (mm-cm groß), ohne daß eine Abweichung in der Korngröße vom rotgefärbten Nebengestein zu beobachten ist.

Ein erster Typ der schichtgebundenen Rothorizonte ist an der Oberseite erosiv und buchtig abgeschnitten (Abb. 39). Nach unten verblaßt die Rotfärbung; sie geht zunächst in eine Marmorierung über, um schließlich ganz zu verschwinden (Abb. 40). Selten zeigen sich unterhalb der Rothorizonte oder noch in dem marmorierten Bereich Bleichungen des darunter liegenden grauen Materials durch blaßgelblich-grünliche Verfärbungen; ganz vereinzelt treten in diesem Bereich kleine Pyritkonkretionen auf (<5mm). Die Marmorierung bzw. das Verblässen der Rotfärbung im

Abb. 39 FB1 / 260,0m / Serie Ib →
Durch Phyllitkonglomerat erosiv
überlagerter Rothorizont; der
rote Tonstein führt ebenfalls
Gerölle, die nicht verfärbt
sind.
(Kat.-Nr. 81.0102)



Abb. 40
FB2 / 144,8m / Serie I
Unterer Teil eines Rothorizontes: rotvioletter Ton-
stein geht marmoriert -ohne
erkennbare weitere Verände-
rung des Gesteins- in liegen-
den blaßgraugrünlichen Ton-
stein über.
(Kat.-Nr. 81.0024)

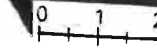


Abb. 41 FB1 / 260,8 / Serie Ia →
Unterer Teil eines Rothorizontes: geröllführender
roter Sandstein geht zum Liegenden hin mit buchti-
gem Kontakt in graugrünen Sandstein über, ohne daß
darüberhinaus ein Materialwechsel zu beobachten
ist. Der Kontakt ist wesentlich schärfer, als in
Tonsteinen (s. Abb. 40).
(Kat.-Nr. 81.0103/81.0294)

Liegenden ist im allgemeinen bei Tonen diffuser ausgebildet, während bei größeren Gesteinen die einzelnen roten Flecken schärfer begrenzt sind (Abb. 40+41). Im Top erosiv abgeschnittene Rothorizonte enden manchmal an ihrer Basis mit relativ scharfem Kontakt, ohne daß sich sonst eine Veränderung des Gesteins zeigt. Es fällt auf, daß in diesem Fall der Rothorizont fast stets unmittelbar größeren Schichten auflagert, von letzteren zum Teil durch einen manchmal nur mm-starken unverfärbten Saum getrennt, der strukturell dem Rothorizont entspricht.

Abb. 42 FB3 / 85,5m / Serie I; mehrere geringmächtige Rothorizonte treten in den tonigen Partien einer Wechselfolge von Sand- und Tonsteinen auf. Die Rothorizonte werden jeweils von den größeren Sandsteinen erosiv überlagert. An der Basis der Horizonte erfolgt der Wechsel zur nächsten größeren Schicht erst wenige mm unterhalb des Kontaktes zum Rothorizont. Darüberhinaus ist das Gestein in einzelnen Flecken (u.U. aufgearbeitetes Material aus einem liegenden Rothorizont- und auf einem Riß rot verfärbt. (Kat.-Nr. 81.0043)

Abb. 43 FB1 / 262,6m / Serie Ia; Roter, geröllführender Tonstein wird von graugrünem, geröllführendem Sandstein mit auskeilenden Konglomeratbändern erosiv überlagert. Der Sandstein und die Konglomerate verzahnen lateral mit Linsen oder auskeilenden Schichten aus rotem Tonstein. (Kat.-Nr. 81.0104)

Abb. 44 FB2 / 116,4m / Serie I; Phyllit- und Quarzgerölle als Aggregat in rotem Tonstein; das Gebilde muß im plastischen Zustand umgelagert worden sein, da sich die flachen Gerölle an seinem Rand überwiegend parallel zur Umrandung eingeregelt haben. (Kat.-Nr. 81.0021)

Abb. 45 FB2 / 215,5-216,0m / Serie Ia; Rothorizonte mit schichtparallel verlaufender Rotfärbung ohne direkten Zusammenhang mit Schichtgrenzen; im oberen Teil geht die Rotfärbung von einem Silt-/Sandstein aus und greift frontartig in einen darüberliegenden Tonstein über, wobei die Rotfärbung intensiver wird, um dann abrupt zu enden. (Kat.-Nr. 81.0269)





Abb. 46 FB3 / 110,0m / Serie I
Graugrüner Siltstein wird oben
und unten ohne erkennbaren
sonstigen Materialwechsel mit
scharfem, geradem Kontakt von
rotem Siltstein begrenzt. Auch
in einem Riß ist das Material
rotgefärbt.
(Kat.-Nr. 81.0292)



Abb. 47 FB1 / 313,5m / Serie Ia
Graugelblicher Sandstein, mit ein-
zelnen schwarzen Erdölflecken, der
insgesamt eine diffuse rötliche
Sprenkelung zeigt; das rote Material
ist in mm-starken engständigen Bän-
dern angereichert, die hier eine
parallele Schichtung und z.T. auch
Zerbrechen des Gesteins nachzeichnen.
(Kat.-Nr. 81.0184)

Rothorizonte treten zum Teil mehrfach in engem Schichtverband auf (Abb. 42, 43), wobei sie an der Oberseite erosiv abgeschnitten sind. Einzelne Rothorizonte verzahnen lateral mit grauem Sandstein oder Konglomeraten (Abb. 43).

In feinkörnigen Gesteinen sind Rothorizonte manchmal mit scharfem und geradem Kontakt abgegrenzt. Diese Erscheinung kann an Ober- und Unterseite der Partie auftreten (Abb. 46). Liegt der Kontakt an einer Schichtfläche, die zu noch feinerem Material überleitet, ist dieses feine Material zum Teil im unmittelbaren Kontaktbereich intensiver rotgefärbt, als der interne Bereich des Rothorizontes (Abb. 45). Unmittelbar jenseits dieser intensiven, frontartigen Rotfärbung verschwindet die Verfärbung abrupt.

Vereinzelte treten in Rothorizonten -in grauen Tonsteinen fällt dies vielleicht nur weniger ins Auge, wurde jedenfalls nicht beobachtet- - Phyllit-Quarzaggregate auf, die als plastischer Körper abgerollt und umgelagert wurden (Abb. 44).

Es finden sich zum Teil auch gebänderte Sand- und Siltsteine mit rötlichen oder ockerfarbenen, nur millimeterstarken Lagen, die oft engständig gebündelt als parallele Bänder, oder auch Schrägschichtung nachzeichnend, auftreten (Abb. 47). Es handelt sich um eine schichtkonforme Konzentration roter Partikel, die zum zweiten Haupttyp der rotgefärbten Gesteine überleitet.

2.) Diffus rotgefärbte Horizonte begleiten oft die ausgesprochenen Rothorizonte. Zumindest zum größeren Teil handelt es sich um Gesteine mit diffus verteilten, kleinen, ockerfarbenen und rot anlaufenden oxidierten Körnern. Diese Art der Rotfärbung ist manchmal in dünnen Bändern konzentriert (Abb. 47, s.o.), kann sich aber auch zu mächtigeren Rothorizonten verdichten, in denen sich nach oben und unten die Rotfärbung allmählich verliert.

Allgemein erfaßt diese Art von Rothorizonten große Partien der Serie I, vornehmlich in der Bohrung FB2. Die rote Sprenkelung des Gesteins ist eine von einzelnen Horizonten meist unabhängige und weit über einzelne Schichten und auch Rothorizonte hinausgreifende Erscheinung. Dabei ändert sich die Art -Intensität und Dichte- der roten Körner z.B. beim Übergang von einem grauen Tonstein zu einem ausgesprochenen schichtparallelen Rothorizont (Typ 1.) oft nicht.

Es fällt auf, daß Belastungsmarken, vor allem "sand-ball"-artige Erscheinungen dann, wenn rotgesprenkelter Sandstein in unverfärbten Tonstein eingesunken ist, die rote Sprenkelung zwar ebenfalls zeigen, aber z.T. in wesentlich geringerer Intensität (Abb. 37c).

3.) Zu den nicht schichtgebundenen Rotfärbungen zählen in erster Linie rotmarmorierte Horizonte ohne schichtige Begrenzung. Es sind dies Erscheinungen, die sich oft über viele Bohrmeter erstrecken und sich nach oben und unten allmählich verlieren.

Vor allem in der Bohrung FB2, in der die Gesteine der Serie I am häufigsten rotgefärbt sind, greift diese diffuse rote Marmorierung des Gesteins oft über viele Einzelschichten, und auch über mehrere Rothorizonte

hinweg. Häufig endet eine solche Zone -oben und/oder unten- abrupt mit einem schichtgebundenen Rothorizont.

Diese verschwommene, mehr oder minder intensive rote Marmorierung tritt häufig zusammen mit den geschilderten rotgesprenkelten Lagen auf, überschneidet sich mit ihnen und ist kaum von ihnen zu trennen.

In anderen Gesteinspartien tritt eine fleckige Rotfärbung auf. Das Gestein ist hier -dies gilt vornehmlich für grobe Partien, vor allem in Quarzitkonglomeraten- in mm-cm großen Flecken intensiv verfärbt. Dabei handelt es sich oft um konkretionäre, feinkörnige Partien; zumindest zum Teil scheinen hier Tonflatschen oder einzelne tonige Gerölle tiefgreifend oxidiert zu sein. Zwischen Geröllen, auch Hohlräume in Geröllen sind zum Teil intensiv rotgefärbt, das Nachbargestein aber nicht angegriffen. Vornehmlich sind diese Erscheinungen in Partien zu beobachten, die rotgesprenkelt, also von rotgefärbten Körnern durchsetzt sind.

Eine Beobachtung am Rande, die aber Rückschlüsse auf mögliche Ursachen für die heutigen Ausbildung der rotgefärbten Partien zulassen könnte, ist, daß diese intensiv rotgefärbten Flecken bereits bei geringer Wasserzufuhr (Beginn der Laborbehandlung, Sägen und Polieren von Handstücken) das Gesamtgestein tiefrot zu färben vermögen.

Auch das Material in Klüften ist zum Teil rotgefärbt (Abb. 42, 46). Dies geht aber offenbar stets von anderen rotgefärbten Partien aus. Über derartige rotgefärbte Klüfte haben sich -ganz untergeordnet- auch einzelne sandige Lagen im unteren Teil der laminierten Folge (Serie II) partiell rotgefärbt.

Insgesamt zeichnet die beobachteten Rotfärbungen aus, daß sie so gut wie ausschließlich in der Serie I auftreten. In anderen Serien finden sich nur ganz vereinzelt rötliche Flecken im Gestein und rotgefärbte Risse, wobei die Rotfärbung weniger intensiv ist und offenbar ausschließlich auf späte Vorgänge in tektonisch stark zerstückelten Zonen zurückgeht.

Es gibt in der Serie I einen mittleren Bereich, in dem die Rotfärbung auffallend zunimmt. Dies ist in den Bohrungen unterschiedlich deutlich ausgeprägt. Insgesamt von rotgefärbten Partien stark durchsetzt ist die Bohrung FB2, in der auch häufiger die mit Rothorizonten vergesellschafteten Phyllitkonglomerate auftreten. Hier sind einzelne Rothorizonte oft nicht mehr voneinander zu trennen und werden z.T. von einer diffusen Rotfärbung größerer Bereiche überlagert.

Bei aller Vielfalt der Erscheinungen, die auf eine differenzierte Genese hindeutet, sind die schichtparallel angelegten Rothorizonte ein deutlicher Hinweis auf synsedimentäre bzw. frühdiagenetische Entstehung. Vor allem die erosive Überlagerung durch jeweils jüngere Sedimente und zuweilen aufgearbeitete rote Partikel (s.a. Kap. C.6.1.2.) deuten darauf hin, daß die rote Färbung bereits vor der Ablagerung der jüngeren Schichten vorhanden war. Daher werden die Rothorizonte als Bodenbildungen unter oxidierenden Bedingungen gedeutet. Ihr innerer Aufbau bestätigt dies: die intensivste Oxidation findet sich jeweils im Top der Schicht; nach unten geht sie allmählich über eine marmorierte Zone verloren. Die allgemeine, nicht schichtkonforme rote Marmorierung über größere Profilabschnitte und Erscheinungen wie Risse mit rotgefärbter Füllung sind auf tiefer absteigende oxidierende Wässer zurückzuführen, die größere Gesteinspakete durchdrangen.

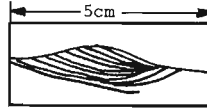
Serie 1c: Obere Quarzitkonglomerate

Im oberen Teil der Serie 1b nehmen die Phyllitkonglomerate anteilmäßig ab; vereinzelt finden sich Horizonte mit Quarzitkonglomeraten. Graue Ton- und Siltsteine treten wieder häufiger auf.

Diese Ton- und Siltsteine sind teils homogen (Bohrung FB1a), überwiegend aber, ähnlich wie in der Serie 1a, unruhig flaserig ausgebildet. Es treten unterschiedliche Strömungsrippeln (Abb. 48) und Belastungsmarken, einschließlich "sand balls" (Abb. 49) auf. Lebensspuren (Abb. 50, 51) sind häufig mit undeutlichen, alterierten organischen Resten vergesellschaftet. Die Texturen sind hier in einigen Bereichen etwas deutlicher zu erkennen, da in größeren Fraktionen dunkles, wahrscheinlich pyritisiertes organisches Material untermischt ist.

In der Bohrung FB1, in der die Unterscheidung der Serien bzw. die Abgrenzung der Serie 1b relativ eindeutig möglich ist, zeigt sich im Kontaktbereich zur Serie 1c (etwa zwischen 238 und 241m Teufe) ein Umbiegen der Schichten -z.T. stehen sie hier auch seiger- (Abb. 9), das auch zu kleintektonischen Scherbewegungen mit Zerbrechen der Gesteine führte. Es gibt aber auch Hinweise darauf, daß hier Rutschbewegungen im wenig konsolidierten Sediment stattgefunden haben. Dies zeigt das plastische Verhalten feinkörnigerer Schichten in Verbindung mit einer Rotation einzelner

a: FB1 / 243,6m / Serie Ib
Schwach unsymmetrische Strömungsrippel mit relativ steiler Schrägschichtung in undeutlich texturiertem Ton-Siltstein (mit relativ geringfügigem Materialwechsel)



b: FB3 / 115,8m / Serie I
Sehr flache Strömungsrippel in grauem Tonstein

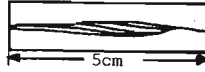


Abb. 48 Rippelformen im oberen Teil der Serie I

Abb. 49 FB1 / 242,5m / Serie Ib
Unruhig geschichtete Sand-, Silt- und Tonsteine mit Hinweisen auf schichtparalleles Zergleiten im unteren Teil, "sand balls" und zerreißen dünnen Sandlagen (s.a. Abb. 34b); es sind dies Hinweise auf rasche Sedimentation und Überlagerung (die runde Kernrückseite zeigt auch "normale" Belastungsmarken), ein bewegtes Relief und/oder Bewegungen des Untergrundes, die zum Zergleiten der Schichten und zum Zerreißen der Sandlagen führten.
(Kat.Nr. 81.0205)

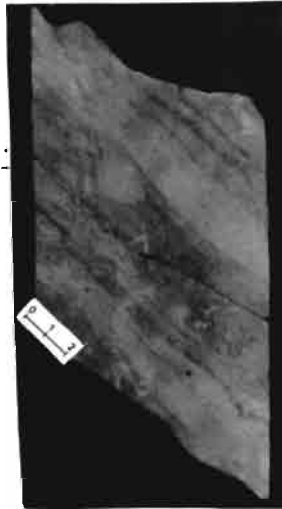
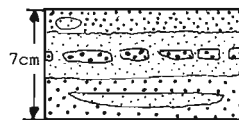


Abb. 50 Lebensspuren im oberen Teil der Serie I

a: FB2 / 122,0m / Serie I
Sandstein verfüllt eine wahrscheinlich biogene Struktur (Wurmbau?) in Siltstein.



b: FB1 / 183,1m / Serie Ic
In einer Wechselfolge von gröberen und feineren Sandsteinen sind in gröbere Partien Linsen aus feinerem Material eingelagert. Eine Lage aus relativ grobem Sandstein ist immer wieder durchbrochen: da diese Durchbrüche z.T. mit lateral parallelen Begrenzungen den Horizont vertikal durchstoßen, und sich die einzelnen Gebilde nicht in der dritten Dimension fortsetzen, also eher Röhren, als Risse bilden, wurde diese Lage wahrscheinlich von Organismen durchbohrt.

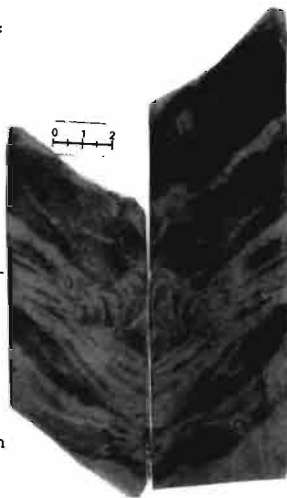


c: FB2 / 155,2m / Serie I
"Kraterstrukturen" in einem feingeschichteten Siltstein; lt. frdl. Mitteilung von Herrn Dr. A. Wetzel, Tübingen, handelt es sich bei normaler Lagerung (wie vermutet) um biogene Bildungen, wobei das Milieu nicht mit Sicherheit abzugrenzen ist. Alteriertes organisches Material ist in Form kleiner konkretionärer Flecken lagenweise angereichert.



Abb. 51 FB2 / 150,6m / Serie I
(beide Hälften eines durchsägten Kernstücks):
schrägeschichtete Ton-, Silt- und feine
Sandsteine; bei den Lebensspuren etwa in
der Mitte des Handstücks handelt es sich
lt. Mitteilung von Herrn Dr. A. Wetzel,
Tübingen, um Rhizocorallium sp. (eher bei
normaler Lagerung) oder Teichichnus sp.
(wahrscheinlicher bei inverser Lagerung).

Da das Handstück nicht durch den Verfasser
aus den Kernkisten entnommen wurde, sondern
offenbar bereits seit längerem ohne oben/
unten-Kennzeichnung entnommen war und weiter-
gereicht wurde, kann nur unter großen Vor-
behalten durch Vergleiche mit anschließenden
hangenden und liegenden Partien geschlossen
werden, daß der Kern ursprünglich wie abge-
bildet in der Bohrung lag. Schwach erkenn-
bare Gradierung und die generelle Lagerung
der Schichten in diesem Abschnitt deuten
auf normale Lagerung; demnach handelt es sich
eher um eine Spur vom Typ Rhizocorallium.
(Kat.-Nr. 81.0027)



Gerölle im Grenzbereich unterschiedlicher, gerutschter Partien (Abb. 13);
die Gerölle wurden durch diese Rotation im Gesteinsverband nicht zer-
brochen.

In dieses Bild von Rutschungen unmittelbar nach der Sedimentation passen
die unruhigen Strukturen, die sich in diesem Abschnitt auch in weniger
tektonisch überprägten Partien zeigen: rascher Wechsel zwischen Peliten,
Psephiten und Psammiten, Verzahnung dieser Einheiten, Belastungsmarken,
die zum Teil schräg zur Schichtgrenze in liegende Partien hineingreifen,
und das Zerreißen von dünnen Sandlagen sprechen für ständig wechselnde
Ablagerungsverhältnisse bei einem bewegten Relief und rascher Sedimen-
tation.

Konglomerate treten in dem Übergangsbereich unmittelbar oberhalb der
Serie Ib erst allmählich, zum Hangenden hin zunehmend, hinzu. Dabei
erfolgt ein allmählicher Übergang von Phyllit- zu Quarzitkonglomeraten,
die in ihrem Inhalt exakt der Serie Ia entsprechen. In der Bohrung FB2
allerdings treten weiter - leicht zurückgehend, aber immer noch häufig -
Phyllitkonglomerate und Rothorizonte auf.

In den nun einsetzenden Quarzitkonglomeraten schwimmen die Gerölle wieder
überwiegend in sandiger Matrix (Abb. 52). Sandsteine führen meist Gerölle.
Die Gerölle in Sandsteinen sind oft genauso grob, wie in ausgesprochenen
Konglomerathorizonten. Zum Hangenden hin werden sie im Durchschnitt

immer gröber und werden schließlich gröber als die größten Gerölle der Serie Ia (>30cm). Mit dem Auftreten der Quarzitkonglomerate geht eine Zunahme von homogenen sandigen Horizonten vor sich, die oft ohne scharfe Begrenzung in die Konglomerate übergehen, bzw. innerhalb derer die Konglomerate eingelagert sind.

Zum Hangenden hin treten Ton- und Siltsteine allmählich zurück, Feinschichtung und die geschilderten Merkmale einer unruhigen Schichtung feiner Sedimente gehen nach und nach verloren.

Auch dies gilt für die Bohrung FB2 nur eingeschränkt. Hier persistieren sowohl Phyllitkonglomerate und Rothorizonte, als auch feingeschichtete Ton- und Siltsteine mit den für die liegenden Partien beschriebenen typischen Texturen. Daneben treten aber auch hier Sandsteine und grobe Quarzitkonglomerate auf, die allerdings nicht ganz die Geröllgrößen und Mächtigkeiten der anderen Bohrungen erreichen.

Im oberen Teil der Serie beherrschen einförmige Folgen von geröllführenden Sandsteinen und groben Konglomeraten das Bild. Feinere Texturen sind nicht mehr zu beobachten. Dies gilt mit Einschränkungen (FB2) für alle Bohrungen.

Die Konglomerate haben überwiegend eine sandige Matrix, die dem umgebenden Sandstein entspricht. In einigen Partien wird die Matrix aber -unbeschadet der Grobheit der Gerölle- auch tonig (Abb. 52).

Im allgemeinen entwickeln sich die Konglomerate unmittelbar, ohne scharfe Begrenzung, aus geröllführenden Sandsteinen. In den Sandsteinen sind oft -wie bereits für die Serie Ia beschrieben- Geröllbänder und Geröllnester eingeschaltet (Abb. 53).

Die Serie I endet in allen vier Bohrungen gleichermaßen mit geröllführenden Sandsteinen (Quarz-, Quarzit-, Phyllitgerölle, bis wenige cm groß), die mit schwärzlichen, pyritisierten Tonlaminae wechsellagern. In allen vier Bohrungen werden im Top starke Rutschungserscheinungen beobachtet, die sich zum Teil noch in den hangenden Serien II bzw. III fortsetzen. Die Rutschungen dürften im kaum konsolidierten Sediment stattgefunden haben; dies zeigt das plastische Verhalten der Schichten (Abb. 14, 15). Allerdings hat dieses mit abruptem Materialwechsel verbundene Schichtpaket wahrscheinlich auch als Bahn für spätere, mit Tektonik verbundene Bewegungen gedient. Der Kontaktbereich zu den hangenden Serien ist zum Teil mylonitisiert. Teilweise werden auch slumping-structures innerhalb einzelner Schichten beobachtet. Oberhalb werden bei ähnlichen Schicht-

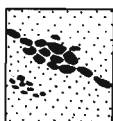
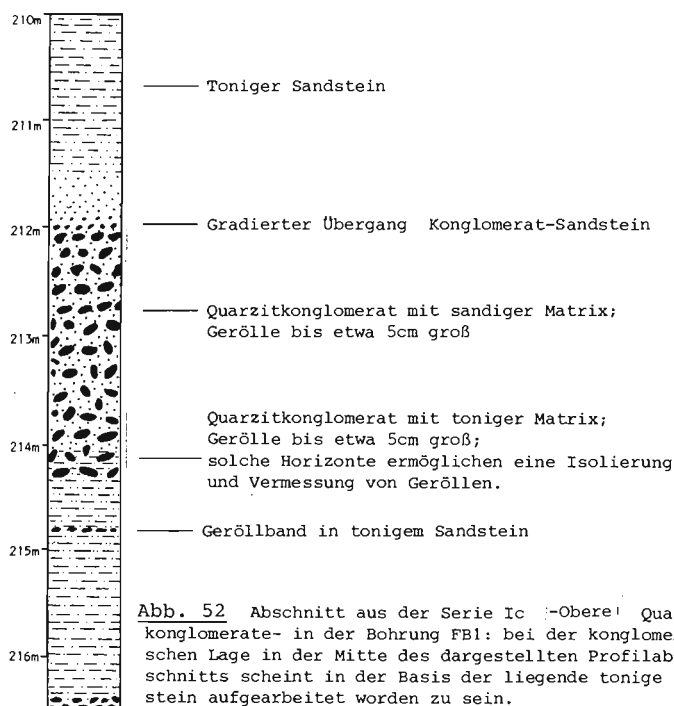


Abb. 53 FB1 / 177,2m / Serie Ic
Typische Geröllbänder und -nester in Sandstein der Serie Ic; oben: Gerölle bis 3cm groß;
unten: Gerölldurchmesser bis 1,5cm.

texturen und -deformationen andere Gerölltypen angetroffen (FB1, FB1a); man findet hier Vulkanitfragmente in den gerutschten Partien. Diese Vulkanitfragmente bilden in diesem Bereich allerdings eher Brekzien (s.a. Kap. C.1.1.1.2.).

1.2.2. Serie II: Laminierter Serie

Die Serie tritt in klar abgrenzbarer Form nur in den beiden südlichen Bohrungen auf:

in der Bohrung FB2 zwischen 62,7m und 93,0m,

in der Bohrung FB3 zwischen 22,6 m und 72,8m Bohrteufe.

Die Serie II baut sich aus einer laminierten Wechselfolge von Ton- und Siltstein (grau, grün, weißlich, z.T. bläulich) auf, die mit cm-dm mächtigen Bänken aus hellem Sandstein wechsellagern; selten erreichen die Sandsteinschichten Mächtigkeiten von wenigen Metern.

Im Liegenden der Serie III und innerhalb des unteren Teils der Serie III sowie stark untergeordnet auch im oberen Teil dieser Serie (Bohrung FB1) treten allerdings auch in den beiden anderen Bohrungen -FB1 und FB1a- Partien aus laminierten grauen, grünlichen und zuweilen bläulichen Tonsteinen und Siltsteinen auf. Sie sind hier nur wenige Meter mächtig und können möglicherweise als tektonische Schuppen vorliegen (s. Kap. C.1.2.3.). Sie sind in den beiden nördlich gelegenen Bohrungen daher nicht als gesonderte Einheit abtrennbar.

Das Gefüge der Serie II ist in weiten Bereichen synsedimentär/frühdiagenetisch zerstört (Kap. C.1.1.1.2.). Sowohl die laminierten Pelite, als auch die Psephitbänke sind überwiegend gleichmäßig parallel geschichtet.

Darüberhinaus sind folgende Erscheinungen zu beobachten:

- Bei Überlagerung von Ton durch Sand ist der Kontakt zuweilen schwach erosiv ausgebildet. Vereinzelt finden sich hier auch kleindimensionale Belastungsmarken.
- Flaserschichtung, die in Ton- und Siltsteinen auftritt, ist durch die geringen Korngrößenunterschiede undeutlich ausgebildet.
- Kleindimensionale Schrägschichtung findet sich in Sandsteinbänkchen (Abb. 16).
- Kleine Rinnen -maximal 10cm breit und 2cm tief- sind zuweilen mit sehr flach schräggeschichtetem Sand- oder Silt gefüllt (Abb. 18).
- Untergeordnet keilen einzeln dünne Lagen aus.
- Sandstein bildet meist homogene Bänke, nur selten mit einzelnen Tonflatschen oder mit schwacher Gradierung.
- Auch Ton- und Siltsteinlagen sind in sich homogen aufgebaut. Verschiedene Schichten sind daher klar voneinander getrennt, Übergänge treten meist nicht auf.

Im unteren Teil der Serie sind die Tonsteine überwiegend grau, Sandsteine relativ fein und mittelgrau. Einzelne Geröllchen (nur Millimeter durchmessend) bestehen aus Quarz, ein dünner Horizont mit bis zu 1,5cm großen Phyllitfragmenten wird beobachtet.

Im oberen Teil der Serie herrschen recht helle, zum Teil grobe und arkosige Sandsteine vor; Tonsteine sind hier überwiegend grünlich gefärbt.

In der Bohrung FB3 werden bei 40m 3 jeweils etwa 10cm starke braune Karbonatbänke beschrieben (Abb. 30c).

1.2.3. Serie III: Vulkanit-Dolomit-Konglomerate

1.2.3.1. Abgrenzung und Stellung der Serie

Die Serie III findet sich zwischen folgenden Bohrteufen:

FB1 : 149,1-156,25m;

FB1a: 113,0-145,8m;

FB2 : 61,5-62,7m;

FB3 : 17/18m (Übergang zu Serie IV) - 22,65m.

Ein besonderes Merkmal ist die von Bohrung zu Bohrung stark schwankende Gesamtmächtigkeit der Serie. Die Schichten der Serie III stehen in der Bohrung FB1a z.T. steil und sind teilweise verfalltet, so daß die Bohrstrecke von gut 30m auf eine wahre Mächtigkeit von ca. 15m reduziert werden kann. Dennoch ist hiermit die Gesamtmächtigkeit der Serie III in der Bohrung FB1a bei weitem am größten.

In den Bohrungen FB1 und FB1a ist die liegende Begrenzung zur Serie I durch den Ausfall der Serie II gegeben. In der Bohrung FB3 ist die Serie III zu der liegenden Serie II durch das abrupte Einsetzen von Konglomeraten abgegrenzt. In der Bohrung FB2 geht die Serie III ohne klare Abgrenzung aus der Serie II hervor (s. Kap. 1.2.3.3.).

Die Serie III ist wenig einheitlich aufgebaut. So treten lagenweise Schichten auf, die Gesteinen der Serien II bzw. IV entsprechen. Hierbei kann es sich um Faziesverzahnungen, Rutschmassen oder um tektonische Verschuppung handeln. Die Dimension der Bohrkerns läßt es nicht zu, eindeutig zwischen diesen 3 Möglichkeiten zu unterscheiden. Allerdings werden sedimentäre Durchmischungen von Material der Serie III mit dem Detritus der Serien II bzw. IV beobachtet. Diese Beobachtungen (Kap. C.1.2.3.2.) werden durch schwermineralogische (Kap. C.2.3.), tonmineralogische (Kap. C.2.4.) und dünnschliffmikroskopische (Kap. C.2.5.) Befunde er-

härtet. Im oberen Grenzbereich der Serie III liegen zum Beispiel in der Bohrung FB3 zwischen 17 und 18m Bohrteufe Gerölle der Serie III in einer Matrix, die derjenigen der Serie IV entspricht. In der Bohrung FB1a sind in die Serie III verschiedentlich Schichten eingelagert, die Gesteinen aus dem oberen Teil der Serie II bzw. aus der Serie IV entsprechen (Kap. C.1.2.3.3.).

1.2.3.2. Lithofazies

Die Lithologie der Folge ist einerseits durch grobe Konglomerate, andererseits durch Tone geprägt. Es finden sich im Wechsel graue und grüne Tonsteine, die beide gleichermaßen als Matrix der Konglomerate auftreten, voneinander aber in der Regel deutlich getrennt sind. Die grünen Tonsteine sind wahrscheinlich zum Teil Tuffe.

Die Gerölle in der Serie III sind oft so groß, daß sie die Dimension des Bohrkerns sprengen (Abb. 25, 26, 54). Die Größe der Gerölle und das Ausmaß der Rutschungen (Kap. C.1.1.1.1.) beeinträchtigen die Rekonstruktion sequentieller Entwicklungen, die daher nur in den wenigen relativ feintexturierten Partien der Serie zu beobachten sind.

Als Gerölle treten unterschiedliche Vulkanit- und Dolomittypen auf:

Die Vulkanitgerölle, die von MIHM (1976, 1978) in 5 Porphyrtypen unterteilt wurden, und die tiefgreifend kaolinisiert und karbonatisiert sind, werden über 35cm groß.

Sie erweckten zunächst den Verdacht, als Pyroklastika unmittelbar in die Serie eingebracht worden zu sein (MIHM 1978). Dem widerspricht die Beobachtung, daß ein Zusammenhang zwischen Geröllgröße und Gesamtmächtigkeit der Serie besteht (Kap. C.2.1.3.); dies weist auf hydrodynamische Sedimentverteilung hin. Vereinzelt auftretende Horizonte aus gradierten arenitischen Karbonaten, die auch kaolinitische Partikel führen, bestehen aus alteriertem Vulkanitschutt. Ein Vulkanitgeröll zeigt mit Albit und Quarz verheilte Risse, die an der Begrenzung des Gerölls enden (Abb. 54), die also vor Entstehung und Umlagerung des Gerölls entstanden sind.

Als Karbonatgerölle finden sich 4 unterschiedliche Typen.

Als erster Typ treten homogene schwärzliche Karbonate mit Korallenbruchstücken aus dem Mittel- bis Oberdevon auf; die Gerölle erreichen Durchmesser bis über 35cm (Abb. 25, 26, 54, 56). Sie sind schlecht gerundet und haben eine stark buchtige, eckige Begrenzung.

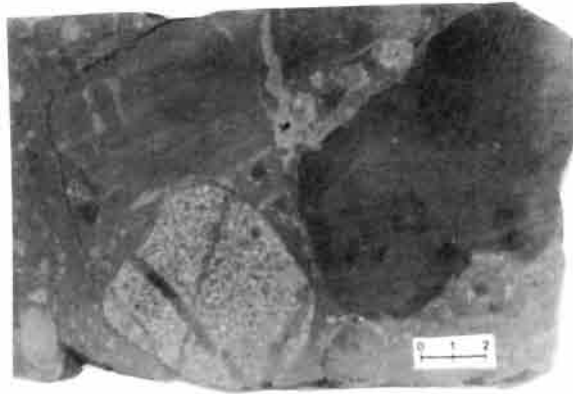


Abb 54

FB1a / 118,5m
Serie III;

Vulkanit-Dolomit-Konglomerat; in der oberen Bithälfte wird ein grobes Geröll aus mikritischem, gelblichem Dolomit von einem postsedimentären Riß durchquert, der sich mit seiner hellen dolomitischen Füllung in der Matrix fortsetzt. Rechts liegt ein homogenes schwarzes Dolomitgeröll. Links unten zeigt ein großes Porphyrgeröll (hell) eine Schar von Rissen, die mit rotem Albit und Quarz verheilt sind; diese Rißfüllungen enden abrupt an der Geröllbegrenzung. Das Geröll entstand demnach erst nach der Verheilung der Risse. (Kat.-Nr. 81.0388)

Einen zweiten Typ bilden dunkle, diffus geschichtete Karbonate; diese seltenere Ausbildung liegt meist in größeren Blöcken mit den homogenen Karbonaten des Typs 1 vor und geht in diese über.

Als dritter Typ treten Gerölle und bis zu 2m große Blöcke aus Knollenkalken auf (Abb.55). Die Knollenkalke bauen sich aus cm-großen, unregelmäßig geformten, rundlichen, schwarzbraunen, stark rekristallisierten Karbonatpartien auf, die in einer schwärzlich-grauen, tonig-karbonatischen Grundmasse bei recht engem Verband der Knollen eingebettet sind. Häufig liegen die einzelnen Karbonatknollen unmittelbar nebeneinander und bilden dann zusammenhängende, schlierig-flaserig aufgebaute Aggregate mit unregelmäßig eingelagerten tonigen Flasern. Es gibt alle Übergänge zwischen den dunklen, fossilführenden Karbonaten des Typs 1 und den Knollenkalken (bzw. -dolomiten). So zeigen die meisten Fragmente aus Karbonaten des Typs 1, vor allem in größeren Blöcken, zumindest andeutete flaserig-knollige interne Texturen. Auf der anderen Seite treten in ausgesprochenen Knollenkalkpartien in den einzelnen Dolomitknollen manchmal Fossilschemen auf, die eine Ähnlichkeit mit den in den homogenen Karbonaten angetroffenen Fossilien nicht verlaugnen können.



a: FB1 / 154,5m / Serie III;
An der liegenden Begrenzung eines Karbonatblocks setzt Karbonatknollenbildung durch Entmischung von Karbonat und Tonmaterial ein. Die Knollenkalktextur verliert sich über schlierig texturierte Partien nach oben hin. Der Dolomitblock wird durch ein Vulkanit-Dolomitskonglomerat unterlagert (s.a. Abb. 25, die die andere Kernseite fotografisch wiedergibt).
Dunkel: Ton
Helle Flächen in Karbonatblock: Dolomit
(Kat.-Nr. 81.0086)

b: FB1a / 123,0m / Serie III;
Ein rundliches Knollenkalkfragment innerhalb von Vulkanit-Dolomitskonglomerat zeigt randliche Auflösungserscheinungen: hier liegen Dolomitfragmente aus dem Knollenkalk in der grauen tonigen Matrix des Konglomerates.
Dunkle Linien: dunkle, tonige, interne Entmischungen im Knollenkalk;
schwarze Flächen: graue Matrix des Konglomerates;
Helle Flächen im Karbonatfragment: Dolomit. (Kat.-Nr. 81.0142)

Abb. 55 Texturen in Knollenkalcken bzw. -dolomiten der Serie III

Mehrere dm Durchmesser erreichen als vierter Typ auch hellgelbgrünliche, dichte, mikritische Dolomitgerölle (Abb. 54) unbekannter Genese.

Im Normalfall sind die Knollenkalke randlich relativ scharf begrenzt. Zum Teil sind aber auch randliche Übergänge von Flaserdolomitblöcken zur Grundmasse der sie umgebenden Konglomerate zu beobachten: die randlichen Dolomitknollen sind z.T. allseitig von der Matrix der Konglomerate

umgeben (Abb. 55); vereinzelt sind in solchen Partien Porphyrgerölle und Dolomitgerölle des Typs 4 mit den Karbonatknollen vermischt.

Unmittelbare Verwachsungen von Karbonaten mit Porphyrmaterial finden sich in unterschiedlicher Form (Abb. 56):

In einigen Fällen wird beobachtet, daß fossilführende homogene Karbonate -in diesen Fällen mit Durchmessern von etwa 2mm-5cm- von vulkanitischem Material mit einer mm-starken Hülle relativ gleichmäßig ummantelt sind. Es kann beobachtet werden, wie ein solcherart umhülltes Karbonatfragment an ein Flaserdolomitgeröll randlich angelagert, bzw. randlich mit diesem Geröll verschweißt wird (Abb. 56). In der gleichen Abbildung ist zu sehen, daß ein kleineres, etwa 1cm großes, vulkanitisches Partikel randlich in das große Karbonatgeröll eingelagert ist; ähnliche Erscheinungen

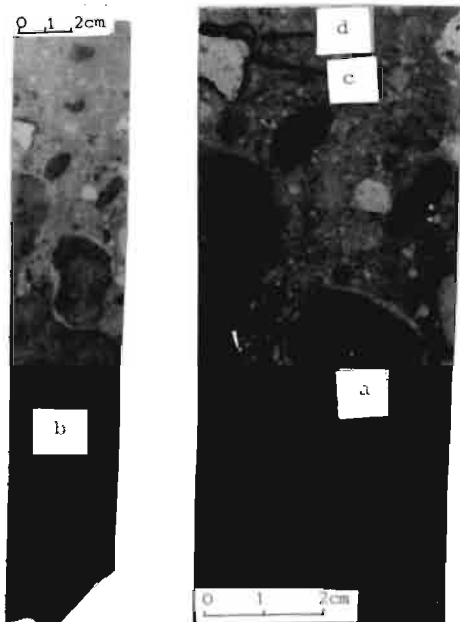


Abb. 56 FB1a / 139,3m / Serie III; rechts: Detailaufnahme aus dem linken Bild; Vulkanit-Dolomit-Konglomerat mit toniger Matrix; a: dunkles Karbonatgeröll mit einem schmalen Porphyrsaum, der es mit einem größeren Karbonatgeröll verschweißt; in dieses Geröll ist wiederum ein kleinerer heller Porphyrtartikel (b) eingelagert. Ein weiteres Porphyrtgeröll ist von dunklem, tonigem Material umgeben (c), das auch ein kleineres, gerundetes Geröllchen aus gelblichem Dolomit (d) umschließt. (Kat.-Nr. 81.0391)

sind mehrere Male zu beobachten. Dabei können innerhalb eines Gerölls verschiedene Porphyrtypen auftreten. Die "Ummantelung" von Karbonatgeröllen erfolgt in den beobachteten Fällen stets durch den gleichen Vulkanit-typ. Er ist relativ grobkristallin, stark korrodiert und führt so gut wie keine dunklen Bestandteile. In Abbildung 56 ist des weiteren zu beobachten, daß ein kleinerer Porphyrtyp von einer Hülle aus tonigem dunklem Material umgeben ist, in die außerdem ein kleines gerundetes Geröll aus gelblichem, mikritischem Dolomit eingelagert ist. Die Hülle scheint aus dem gleichen tonigen Material zu bestehen, das manchmal Karbonatfragmente umgibt, und das die Grundmasse der Knollenkalke bildet.

In ein schichtig texturiertes Karbonatgeröll sind grüne, tonig-tuffartige Partikel, lagenweise angereichert, eingelagert.

Die geschilderten Erscheinungsformen sind Indizien dafür, daß die Vulkanite der Serie III -sowohl Porphyre als auch Tuffe- zumindest zum größeren Teil umgelagert sind. Der Vulkanismus erfolgte in einem Raum, in dem mittel- bis oberdevonische Rifffaltungen anstanden. Die Vulkanite wurden zusammen mit den Karbonaten aufgearbeitet. Der Vulkanismus könnte mittel- bis oberdevonisch sein; dann wären die Vulkanite insgesamt umgelagert worden. Der Vulkanismus ist aber vermutlich synsedimentär karbonisch, da einige grüne Tonhorizonte ausschließlich aus vulkanitischem Material aufgebaut sind (Kap. C.2.5.2.3.2.); es handelt sich mit großer Wahrscheinlichkeit um synsedimentäre Tuffe mit ähnlichem Chemismus wie die Porphyre, die demnach durch den gleichen Vulkanismus, wie die Tuffe, gefördert worden sein dürften.

1.2.3.3. Die hybride Ausbildung der Serie III

In der Bohrung FB2 entwickelt sich die Serie III ohne klare Abgrenzung aus der Serie II, indem die Sandsteinbänke der Serie II zunehmend grobklastischer und karbonatreicher werden. Die Klastika magmatischen Ursprungs nehmen hier deutlich zu. Es sind dies Verwachsungen von Quarz mit relativ frischen Feldspäten, die wahrscheinlich von Plutoniten abzuleiten sind; daneben treten zahlreiche andere Gesteinstypen auf (Kap. C.2.5.2.3.3.). Im höchsten Bereich dieser Entwicklung finden sich schließlich Konglomerate mit Geröllen von nur wenigen cm, meist weniger als 1cm Durchmesser. Die Matrix ist teilweise grünlich-tuffitisch und entspricht derjenigen der Serie III in den anderen Bohrungen.

In verschiedenen Horizonten ist die Matrix allerdings sandig-arkosig und

entspricht in ihrer Zusammensetzung den sandigen Partien im oberen Teil der Serie II. Die Gerölle der Serie III in der Bohrung FB2 stammen wahrscheinlich zum größeren Teil ebenfalls aus den Liefergesteinen, aus denen sich durch eine weitergehende Aufarbeitung auch ihre Matrix und die arkosigen Sandsteine der Serie II gebildet haben.

Diese Gerölle, die maximal 5cm groß werden, sind zum Teil dunkle, tonige Gesteine, überwiegend aber Magmatite. Zahlreich sind rötliche Gesteine mit Quarz und nur gering verwitterten Feldspäten. Völlig kaolinisierte und karbonatisierte Vulkanite -wie in den anderen Bohrungen- werden angetroffen, primäre Karbonate jedoch nicht beobachtet. Das Gestein ist in diesem Bereich überaus stark zerbrochen. Sedimentäre Konglomerate oder Brekzien können nicht mit Sicherheit von tektonischen Brekzien unterschieden werden.

Aus folgenden Gründen wird diese Schichtenfolge trotz ihrer abweichenden Ausbildung in die Serie III gestellt: Gerölle werden in der Serie II so gut wie nicht beobachtet; vergleichbar mit der Serie III sind der vulkanitische Charakter der Gerölle und die grünen tuffartigen Tonsteine.

In der Serie III der Bohrung FB1a treten einige Horizonte auf, die in ihrem Inhalt und ihrer Struktur klar dem oberen Teil der Serie II -die in dieser Bohrung ansonsten nicht auftritt- bzw. der Serie IV entsprechen:

Zwischen 119,35 und 120,7m findet sich ein feines Konglomerat mit bis zu (vereinzelt) 4cm großen Geröllen, die in ihrer bunten Vergesellschaftung (s. Kap. C.5.) an die Serie II bzw. IV erinnern. Als Gerölle treten korrodierte Vulkanite und relativ unverwitterte Plutonite neben anderen Gesteinen auf. Die 1,35m mächtige Konglomeratbank zeigt Sequenzen in Form von Kornverfeinerungen. Die Matrix ist zum Teil sandig-arkosig und entspricht in ihrer Zusammensetzung dann den magmatischen Geröllen; die Matrix kann aber auch toniger sein und ist dann grünlich gefärbt.

Daneben treten bei 139,15m und 139,45m (Abb. 57) 2 etwa 10cm starke Horizonte mit gradiert geschichtetem arenitischem Karbonatdetritus auf; sie bestehen zumindest zum Teil aus aufgearbeitetem -kaolinisiertem und karbonatisiertem- vulkanitischem Material.

Ein heller grober Sandstein zwischen 130,5 und 130,7m führt an seiner Basis bis 1cm große Gerölle aus stark rekristallisierten Karbonaten in Dachziegellagerung. Insgesamt bildet die Sandsteinbank eine Kornverfeinerungs-



Abb. 57 FB1a / 139,45m / Serie III;
Sequentielle Entwicklung in einer relativ feintexturisierten Partie der Serie III:
Ein grauer Tonstein wird mit relativ glattem Kontakt durch eine gradiert geschichtete Lage aus arenitischem Karbonatdetritus überlagert. Zum Hangenden hin erfolgt ein allmählicher Übergang zu grauem Tonstein, in dem der Anteil der Dolomitmörner, die meist kaum 1mm groß werden, ausdünnt; diese Partie leitet im Hangenden zu einem feinen Vulkanit-Dolomit-Konglomerat über.
(Kat.-Nr. 81.0149)

sequenz. In seinem Hangenden wird der Sandstein von einem Konglomerat überlagert, das Gerölle führt, die diesem Sandstein ähneln.

Zwischen 142,3 und 144,3m tritt eine Wechselfolge von Feinkonglomeraten, arkosigen Sandsteinen und laminierten grauen, grünen und bläulichen Tonsteinen auf. In ihrer lithologischen Zusammensetzung ähneln diese Gesteine den Schichten im oberen Teil der Serie II.

Somit gibt es zwischen den Serien II und III lithologische Verknüpfungen. In den Bohrungen FB1a, FB2 und FB3 liegen, wenn man beide Serien zusammenfaßt, auffallend gleichdimensionierte Mächtigkeiten vor (Tab.4). Es sei darauf hingewiesen, daß in den beiden nördlichen Bohrungen FB1 und FB1a die Serie II nur rudimentär auftritt, während die Serie III hier ihre größte Mächtigkeit hat.

1.2.4. Serie IV: Bunte Konglomerate ("Terrazzo")

1.2.4.1. Abgrenzung

Die Serie IV wird in allen 4 Bohrungen angetroffen, bildet allerdings in der Bohrung FB3 den höchsten Teil der anstehenden Schichten und ist daher dort nicht vollständig erbohrt.

Die Serie IV findet sich in folgenden Bohrteufen:

FB1: 103,0-149,1m;

FB1a: bis 102m gemeißelt; lt. Angaben des Geol. Landesamtes des Saarlandes ähnlich FB1; 102m-113m gekernt;

FB2: 53,6-61,5m;

FB3: ab 5,2m (unter Hangeschutt) bis etwa 17/18m (Verzahnung o.ä. mit der Serie III).

Die Abgrenzung zur liegenden Serie III ist nicht problemlos. Zerschörung und Rutschungserscheinungen, die bereits im wenig oder nicht verfestigten Sediment entstanden sind, haben den Gesteinsverband zerrissen und zum Teil zu Wiederholungen geführt, die u.U. auch tektonisch bedingt sind.

Andererseits gibt es primär sedimentäre Übergänge zwischen den Serien III und IV. Dies tritt deutlich in der Bohrung FB3 in Erscheinung. Hier finden sich zwischen 17,10 und 17,95m einige Konglomeratlagen mit einer Matrix, die derjenigen der Serie IV entspricht. Die Gerölle sind zum größeren Teil mit Material der Serie III identisch. So treten alterierte Porphyren- und fossilführende Dolomitgerölle auf. Gerölle aus grauem Tonstein ähneln der grauen tonigen Matrix in der Serie III. Außerdem finden sich Quarzgerölle, die in der Serie III allerdings fehlen.

Allgemein treten in der Serie IV immer wieder einzelne Gerölle aus kaolinisierten und karbonatisierten Porphyren und zuweilen aus fossilführenden Karbonaten auf, die denjenigen der Serie III entsprechen.

In der Bohrung FB2 entwickelt sich die Serie IV fast unmittelbar aus der Serie II, wobei nur Anflüge der in der Serie III sonst beobachteten Charakteristika in Erscheinung treten (Kap. C.1.2.3.3.). Was Schichtmächtigkeiten, Textur und Struktur der Gesteine betrifft, erfolgt ein eher unauffälliger Wechsel. Im Hangenden der Serie II gehen aus den arkosigen Sandsteinen feine Konglomerate mit zunächst sandiger Matrix hervor, die im Niveau der Serie III grün und tonig wird und tuffartig erscheint. Konglomerate haben Gerölle von nur wenigen Zentimetern Größe und wechseln in dm-Abständen (bis wenige m) mit sandigen und tonigen Lagen. Diese textuellen und strukturellen Charakteristika setzen sich ähnlich in der Serie IV fort. Während die Korngrößen in etwa gleich bleiben, wird die Zusammensetzung des Detritus bunt; die konglomeratischen Partien gleichen hier in ihrem Aussehen einem Terrazzo-Fußboden. Im Übergang der Serien II, III und IV erfolgt in der Bohrung FB2 in erster Linie ein Materialwechsel der klastischen Bestandteile (s.a. Kap. C.2.3.1., C.2.4.2.3., C.2.5.2.).

1.2.4.2. Lithofazies

Die Serie IV ist durch überwiegend feine Konglomerate (Gerölle maximal 5cm groß) mit einer extrem bunten Vergesellschaftung der Klastika charakterisiert. Als Gerölle finden sich Quarzite (schwarz, grau, rötlich), Tonsteine (grau, grün, schwarz), Sandsteine (braun, grau), untergeordnet aufgearbeitete Feinkonglomerate, Quarze, Karbonate (z.T. mit Fossilien), die zum Teil auch an Karbonate der Serie III erinnern, ebenso, wie kaolinisierte und karbonatisierte Vulkanite; darüberhinaus treten weniger alterierte Vulkanite und andere Vulkanittypen, Plutonite und Gneise auf, die frische, überwiegend aber serizitisierte und chloritisierte Feldspäte führen und untergeordnet Schiefer und Phyllite. Die einzelnen Komponenten können in Horizonten mehr oder weniger angereichert sein, wobei die lithologische Zusammensetzung immer wieder von Schicht zu Schicht schwankt. Die Matrix der Konglomerate ist graugrün -zum Teil eher grau, in anderen Partien deutlich grün- und tonig-sandig.

Neben den Konglomeraten treten umfangreiche Komplexe homogener graugrüner, grauackiger Gesteine, die meist kleinere Gerölle führen, feinerer gebänderter Sandsteine und dunkler Tonsteine auf.

1.2.4.3. Stratofazies

Obwohl die Folge in den einzelnen Bohrungen in sehr unterschiedlicher Mächtigkeit vorliegt, ist ein Charakteristikum der Serie IV, daß die größten Konglomerathorizonte im unteren und im oberen Teil der Serie angetroffen werden, und daß dazwischen, vornehmlich in der unteren Hälfte der Serie, feinere Gesteine vorherrschen. Insgesamt ist die Folge in ihrem oberen Teil gröber, als im unteren (Abb. 30).

An der Basis der Serie IV setzen sich zum Teil die Rutschungserscheinungen im Grenzbereich der Serie III fort. Nach wenigen Metern verschwinden diese Erscheinungen dann.

Im unteren Teil der Folge -zum Teil unmittelbar an der Basis- werden ein oder mehrere Horizonte von Konglomeraten mit bis maximal 4cm, meist bis 2,5cm durchmessenden Geröllen angetroffen. Die einzelnen Horizonte zeigen eine interne Vergrößerungstendenz zum Hangenden hin. Flache Gerölle sind eher schlecht in der Schichtung eingeregelt. Außerdem treten, zum Teil auch noch unterhalb dieser Horizonte, gleichmäßig parallel gebänderte relativ feine Sandsteine mit Pflanzenhäcksel, die in einzelnen

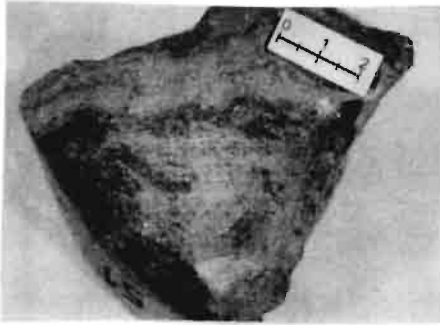


Abb. 58
FB1 / 144,1m / Serie IV;
Grauer gebänderter Sand-
stein mit Pflanzenhäcksel
(Kat.-Nr. 81.0078)

Lagen angereichert sind, auf (Abb. 58). Zentimeter- bis meterstarke Horizonte aus homogenem dunkelgrauem Tonstein sind zuweilen eingelagert. Sie führen zum Teil bis zu 3cm durchmessende und nur mm-starke Siltlinsen.

In einem mittleren, umfangreichen Bereich der Serie ist das Gestein im Durchschnitt feinkörniger. Meter-starke Bänke von meist geröllführendem Sandstein und sehr feinen Konglomeraten, deren Gerölle meist kleiner als 5mm sind, sind homogen aufgebaut. Die Größe der Klastika schwankt hier lagenweise sehr allmählich. Gerölle sind oft flach und konsequent schichtparallel eingeregelt. Gradiert geschichtete Sand- und Siltsteine liegen häufig mit erosiver Basis auf laminiertem Tonstein. Sandsteine sind oft feingebändert und führen Pflanzenhäcksel (Abb. 58'). Ton- und Sandsteinwechsellagerungen treten in Form von Laminiten auf. Dunkelgraue Tonsteine sind zum Teil in dm- bis m-starken Bänken homogen aufgebaut.

Im unteren Teil des mittleren, feinkörnigeren Bereiches überwiegen Tonsteine -die insgesamt in der Serie zurücktreten- und laminierte Ton- und Sandsteinwechsellagerungen, während die gröberen Einheiten im Durchschnitt zum Hangenden hin zunehmen.

Vor allem in feingeschichteten Partien finden sich zuweilen Setzungsscheinungen, die wohl bei der Kompaktion des nicht konsolidierten Sediments entstanden sind. Flache Schrägschichtung und auskeilende Schichten treten nur untergeordnet auf.

Typisch ist eine überwiegend parallele, gleichmäßige Schichtung, in der innerhalb des beobachtbaren Bereiches- laterale Änderungen kaum eine Rolle spielen. In feinen Konglomeraten werden neben den allmählichen Schwankungen der Geröllgröße häufig Verfeinerungssequenzen, oft mit

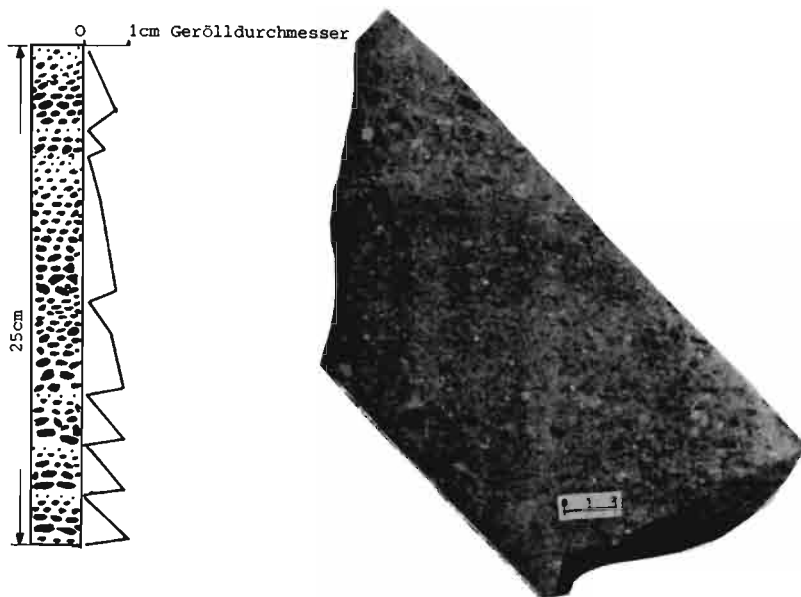


Abb. 59 FB1 / 107,3m / Serie IV; Sequenzentwicklungen in feinkonglomeratischen Partien der bunten Konglomerate: Kornverfeinerungssequenzen spielen sich typisch in einem recht engen Korngrößenintervall ab. Sie gehören häufig übergeordneten Einheiten an, die ebenfalls Kornverfeinerungssequenzen bilden. (Kat.-Nr. 81.0068)

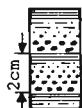


Abb. 60 FB1 / 110,5m / Serie IV; Gradierte Abfolge von Grobsand bis zu feingebänderten Ton-/Siltsteinen, wie sie in der Serie IV häufig auftritt.

untergeordneten Kornverfeinerungssubsequenzen beobachtet (Abb 59). Gradierte Sandsteine, im Schnitt bis etwa 10cm stark, wechsellagern oft mit "Bündeln" von cm-starken feingeschichteten Silt- und Tonsteinen (Abb. 60).

In der oberen Hälfte der Folge nehmen die Feinkonglomerate zu. Im Top der Serie trifft man wieder Konglomerate an, die denen der Basis gleichen, allerdings im Durchschnitt etwas gröber sind: die Gerölle werden bis etwa 5cm groß. Einzelne Konglomerathorizonte haben eine erosive Basis über Tonstein und werden zum Teil ihrerseits von Tonstein mit glattem Kontakt ungestört überlagert. Die erosive Basis von Konglomeraten greift hier

allerdings nie tief in das Liegende hinein.

In den Bohrungen FB1 und FB2, wo die gesamte Serie erhalten ist; treten die größten Gerölle kurz unterhalb des Tops auf; in ihrem Top endet die Serie schließlich mit einer Kornverfeinerungssequenz (Abb. 30).

1.2.5. Serie V: Pelitische Serie

1.2.5.1. Abgrenzung

Die Serie V wird nur in den Bohrungen FB1 und FB2 angetroffen. Nach Angaben des Geologischen Landesamtes des Saarlandes verhält sie sich in der in diesem Bereich gemeißelten Bohrung FB1a ähnlich, wie in FB1.

Die Serie V findet sich bei folgenden Bohrteufen:

FB1 : 62,0-103,0m

FB2 : 20,85-53,6m.

An ihrer Basis wird die Serie V mit tektonischem Kontakt, der gleichzeitig einen tiefgreifenden lithologischen Wechsel (Pelit ↔ Psammit) wiedergibt, von der Serie IV getrennt. Im Top erkennt man ebenfalls bei starker kleintektonischer Zerstörung des sedimentären Gesteinsverbandes zumindest in der Bohrung FB1 einen abrupten lithologischen Wechsel von den Peliten zu den Phyllitbrekzien. Ähnlich verhält es sich auch in der Bohrung FB2; hier wird allerdings eine Verzahnung der Serien in der Form beobachtet, daß im oberen Teil der Serie V in Ton- und Sandsteinen immer wieder einzelne Quarz- und Phyllitfragmente, die nur mm-groß sind, auftreten.

1.2.5.2. Stratofazies

Es werden, bis auf die o.g. feinen und seltenen Gerölle, ausschließlich graue Sand- und dunkelgraue, zum Teil schwarze Tonsteine angetroffen, die in unterschiedlicher Weise miteinander vergesellschaftet sind.

Eine allgemeine Tendenz zur Feinschichtung im unteren Teil und zur Kornverfeinerung (zunehmend homogene Tonsteinschichten) im oberen Teil ist in der Bohrung FB1 zu beobachten (Abb. 30), während in der Bohrung FB2 eher eine Kornvergrößerungsentwicklung vorliegt.

Homogene Tonsteine sind für die gesamte Folge typisch, doch sind sie im Durchschnitt im höheren Teil häufiger. Zum Teil treten in Tonsteinhorizonten mm-starke, etwa parallelgeschichtete Sand- und Siltsteinbänder

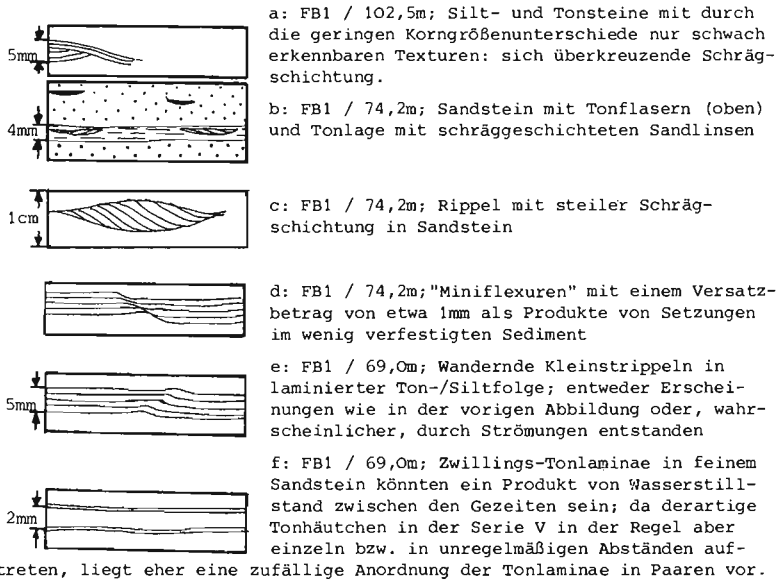


Abb. 61 Stratofazielle Erscheinungen in Sand-, Silt- und Tonsteinen der Serie V

auf. Auch Laminite, die vor allem für den unteren Teil der Serie typisch sind, zeigen meist eine relativ gleichmäßige, parallele Schichtung. Häufig werden auch auskeilende Lagen und Rippen sowie Rinnen mit kleindimensionaler Schrägschichtung beobachtet (Abb. 61a-c, 63). Sandsteine sind seltener homogen aufgebaut, sondern meist feingebändert. Sie treten in bis zu mehrere Meter mächtigen Bänken auf. Tonhäutchen sind oft parallel zueinander angeordnet (Abb. 61f) und zeigen manchmal Kleinrippeln (Abb. 61e) oder sekundär entstandene Schichtdeformationen (Abb. 61d) an. Rutschungserscheinungen, convolute bedding (Abb. 11) und Belastungsmarken (Abb. 62) werden in einigen Horizonten beobachtet. Es sind dies Partien, in denen eine laminierte Wechsellagerung von Sand-, Silt- und Tonsteinen mit mm-cm-starken Schichten vorliegt. In den gleichen Horizonten wird auch Schrägschichtung in unterschiedliche Richtungen ("Kreuzschichtung") beobachtet (Abb. 61a, 63).

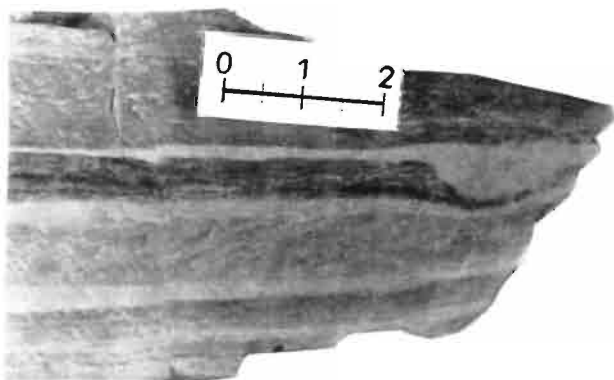
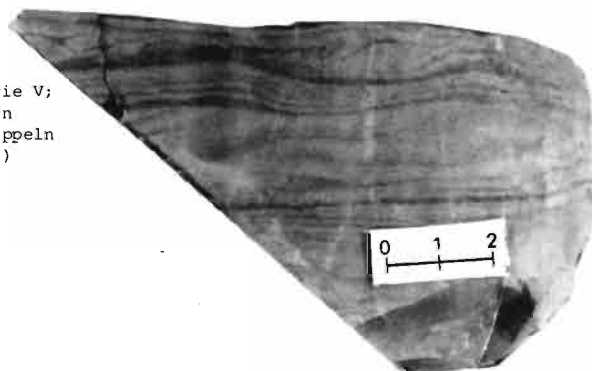


Abb. 62 FB1 / 101,5m / Serie V; in einer laminierten Wechselfolge von hellen Sand- und dunklen Tonsteinen ist feiner Sandstein in unterlagernden Ton eingesunken (Belastungsmarke), wobei darunterliegende Schichten leicht deformiert wurden. Sägespuren erwecken fälschlicherweise den Eindruck von Schrägschichtung. (Kat.-Nr. 81.0305).

Abb. 63

FB1 / 102,0m / Serie V;
Schrägschichtung in
sandig-siltigen Rippeln
("Kreuzschichtung")
(Kat.-Nr. 81.0306)



Hauptunterscheidungsmerkmale der Serie V gegenüber der ähnlich ausgebildeten Serie II sind die ausschließlich dunkelgraue Färbung der Tonsteine, das häufigere Auftreten homogener Tonsteinschichten und eine im Durchschnitt differenzierter ausgebildete Schichtung (Schrägschichtung, Rippeln etc.).

1.2.6. Serie VI: Phyllitbrekzien

1.2.6.1. Abgrenzung

Die Serie VI tritt in der Bohrung FB1 vollständig gekernt zwischen 29,4m und 62,0m Bohrteufe auf. Sie besteht in ihrem unteren Teil (2/3 der Serie) aus Phyllitbrekzien und schließt mit Grauwacken ab. Nach Angaben des Geologischen Landesamtes des Saarlandes sind die Verhältnisse in der im oberen Teil nur gemeißelten Bohrung FB1a ähnlich. In der Bohrung FB2 tritt die Serie VI zwischen 16,3m und 20,85m Bohrteufe auf und besteht ausschließlich aus Phyllitbrekzien. Sowohl in der Bohrung FB1, als auch in der Bohrung FB2 wird die Serie VI von der überschiebenden Phyllitserie mit tektonischem Kontakt in Form einer Mylonitbahn überlagert.

Für die unterschiedlichen Mächtigkeiten und die verschiedene Ausbildung der Serie VI in den Bohrungen FB1 und FB2 gibt es 3 Erklärungsmöglichkeiten:

- es wurde primär eine unterschiedlich mächtige und lateral differenziert aufgebaute Einheit abgelagert;
- vor der Überschiebung der Phyllite wurde ein Teil der Schichtenfolge (in den einzelnen Bohrungen in unterschiedlichem Ausmaß) erodiert;
- durch die Überschiebung selbst wurde der höchstgelegene Teil der Sedimente abgeschert.

Falls ein Teil der Schichtenfolge in der Bohrung FB2 erodiert oder abgeschert ist, kann vermutet werden, daß auch in der Bohrung FB1 die sedimentäre Abfolge im Top nicht vollständig ist.

1.2.6.2. Lithofazies

Die Brekzien bestehen aus Überwiegend eckigen Klastika, die in wirrem Gefüge unmittelbar nebeneinander liegen können. Überwiegend grün gefärbte Phyllitfragmente, die bis zu 10cm groß werden, liegen meist in geringeren Anteilen vor, als die grünliche Gesamtfarbe des Gesteins vermittelt. Dennoch bilden sie, vor allem in den feineren Fraktionen, einen Hauptbestandteil des Detritus.

Oft besteht der größere Teil der Klastika aus hellgrauen, feinkörnigen, eckigen bis kantenrunden Quarziten.

Schwarze Quarzite werden zuweilen angetroffen, ebenso wie gut gerundete dunkle Tonsteingerölle.

Weißer Quarz bilden einen weiteren Hauptbestandteil des Gesteins. Sie sind oft bizarr geformt und werden nur wenige cm groß. Rosenquarze treten vereinzelt auf.

Helle Karbonate werden ebenfalls zuweilen beobachtet. Es handelt sich genetisch um zwei verschiedene Typen. Primäre Karbonate, die selten nicht näher identifizierbare Fossilreste führen, sind stark rekristallisiert. Auch vollständig karbonatisierte und kaolinisierte Metamorphite werden zuweilen beobachtet.

Intraformationelle grau-grüne Sandsteingerölle sind meist relativ gut gerundet. Bei der überaus starken Zerschierung des Gesteins ist nicht auszuschließen, daß es sich um tektonisch entstandene Körper handelt. Dagegen spricht allerdings ihre runde Form ebenso wie der Umstand, daß es sich oft um isoliert zwischen anders geartete Klastika eingebettete, und nicht lagig angereicherte Fragmente handelt.

Die groben Klastika liegen meist in einer grünen, tonig-sandigen Matrix. Die Matrix geht stufenlos über Ton, Sand und feine Gerölle bis zu den größten Klastika über.

1.2.6.3. Stratofazies

In den Brekzien werden nur 2 übergeordnete stratofazielle Erscheinungen beobachtet, durch die gewisse Entwicklungen wiedergegeben werden. Dies sind zum einen Schwankungen in der Größe der sehr ungleichmäßig verteilten Grobklastika. Diese Schwankungen erfolgen sehr unregelmäßig und sind nicht als Kriterium für die Schichtung bzw. das Schichteinfallen verwendbar. Zum anderen wird vor allem in feineren Partien der Brekzien manchmal Gradierung beobachtet, die über nur wenige cm oder gar mm sehr rasch von Brekzie über Sand zu dunklem, meist grünen Ton führt. Diese Erscheinungen sind weitgehend durch tektonische Zerschierung und Verfälschung überprägt.

Rot- und Braunfärbungen treten in diesem Bereich untergeordnet und unregelmäßig, sowie in geringer Intensität, manchmal aber der Schichtung folgend, auf. Rutschungserscheinungen sind zum Teil auf Bewegungen im nicht konsolidierten Sediment zurückzuführen.

In der Bohrung FB1 werden die Brekzien oberhalb von 42,3m Bohrteufe bei tektonischem Kontakt von grau-grünen, häufig geröllführenden Sandsteinen überlagert. Zuweilen finden sich dunkle Tonflatschen. Rutschungserscheinungen, die auf Sedimentbewegungen im nicht verfestigten Gestein zurückzuführen sind, werden auch hier beobachtet.

Ab 37,0m finden sich schließlich im Top der sedimentären Abfolge

graugrüne Sandsteine, die nur noch stark untergeordnet feine Gerölle führen. Intraformationale Sandsteingerölle treten weiterhin auf. Da sie in ihrer Ausbildung dem umgebenden Gestein weitgehend entsprechen, sind sie nur schwer zu erkennen. Quarzit- und Quarzgerölle sind hier klein (wenige mm) und schlecht gerundet, Phyllitfragmente sind in diesem Bereich selten.

Zuweilen geben Tonflatschen und dünne, mittelgraue, grünliche oder schwarze Tonlagen die tektonische Verfäلتelung und Zerstückelung der Schichten wieder.

Trotz ihres brekziösen Aussehens zeigt die Serie VI noch sedimentäre Entwicklungen.

1.2.7. Serie VII: die überschiebenden Phyllite

Da umgelagerte Phyllite sowohl an der Serie I, als auch an der Serie VI beteiligt sind, wird der Aufbau der Serie VII kurz vorgestellt.

1.2.7.1. Abgrenzung

Die Phyllite wurden bei folgenden Bohrteufen angetroffen:

FB1 : 0-29,4m

FB2 : 6-16,3m.

In der Bohrung FB2 werden die Phyllite von etwa 4m Hangschutt, der überwiegend aus Phylliten besteht, und etwa 2m roten Boden, in dem sich ebenfalls Phyllitfragmente finden, überlagert.

Nach unten sind die Phyllite in beiden Bohrungen durch eine mylonitische Überschiebungsbahn von der klastischen Abfolge getrennt. Von einer Zone "maximaler Zertrümmerung" des Gesteins ausgehend, klingt die Mylonitisierung zum Liegenden in der Serie VI und zum Hangenden in der Serie VII aus. Die Phyllite zeigen insgesamt eine von der Überschiebung unabhängige Mylonitisierung (s.u.).

1.2.7.2. Lithofazies

Die Serie VII besteht aus meist grünlichen, oft auch grauen, bläulichen oder rötlichen Chlorit-Serizit-Phylliten. Nach WEBER (1978a) handelt es sich um retrograd mylonitisierte (=Phyllonite) Gesteine, die ursprünglich der Grünschieferfazies angehörten. In diesen meist intensiv verfäلتelten Phylloniten wechsellagern mit mm-cm starken Phyllosilikatlagen, die metamorphisierte Pelite darstellen, etwa gleich starke Quarzitlagen;

es werden aber auch meterstarke Phyllitpakete fast ohne Quarziteinlagerungen beobachtet. Quarz tritt in Lagen und in Form von bis zu dm durchmessenden Augen auf. Die Phyllite sind im Mittel recht karbonatreich. Dolomitlagen und -augen werden häufig beobachtet, ebenso, wie dolomitische und sideritische Kluffüllungen.

2. STRUKTURELLE CHARAKTERISIERUNG DER SCHICHTENFOLGE

2.1. Größe, Form und Einregelung der Gerölle

2.1.1. Ausbildung der geröllführenden Ablagerungen

In den Quarzitkonglomeraten der Serien Ia und Ic treten drei unterschiedliche konglomeratische Gesteinstypen auf: matrixarme Konglomerate, matrixreiche Konglomerate und geröllführende Sandsteine. Alle sind zum Teil relativ feinkörnig, führen aber auch zum Teil grobe Gerölle, die mehrere Dezimeter durchmessen. Bei den Typen 2 und 3 schwimmen die groben Gerölle zuweilen einzeln in der sandigen Matrix.

Auch in den Phyllitkonglomeraten der Serie Ib treten drei unterschiedliche konglomeratische Gesteinstypen auf. In matrixarmen Konglomeraten erreichen die Gerölle maximale Durchmesser von 7cm. Relativ selten sind matrixreiche Konglomerate. Sie sind nur geringmächtig oder bilden den Übergang zwischen matrixarmen Konglomerathorizonten zu hangenden oder liegenden sandig/tonigen Schichten. Geröllführende Ton- und Siltsteine führen meist kleine, bis 1cm durchmessende Gerölle, und zuweilen umgelagerte Geröllaggregate (Abb. 44).

Die größten Gesteine der Serie II sind vereinzelt auftretende geröllführende Sandsteine mit meist nur wenige Millimeter durchmessenden Geröllen.

In der Serie III treten überwiegend matrixreiche Konglomerate auf. Die Matrix dieser Konglomerate ist stets tonig. Die Geröllgröße kann von Millimetern bis zu mehreren Dezimetern variieren. Seltener treten feine Konglomerate mit Sandmatrix und grobe Sandsteine auf, die teilweise Gerölle mit Durchmessern von wenigen Zentimetern führen. In ihrer Zusammensetzung entsprechen diese Gesteine meist eher den Serien II beziehungsweise IV.

In der Serie IV treten matrixarme Konglomerate und feine, matrixreiche Konglomerate oder geröllführende Sandsteine und sehr

grobe Sandsteine mit allen Übergängen auf. Die Gerölle in den Konglomeraten erreichen Durchmesser von maximal 5cm, in geröllführenden Sandsteinen sind sie höchstens wenige Millimeter groß.

Die größten Gesteine der Serie V sind Sandsteine mit Geröll, die Durchmesser von maximal wenigen Millimetern haben.

Die Serie VIa ist zum größten Teil aus relativ matrixarmen Konglomeraten bzw. Brekzien mit bis 10cm großen Klastika aufgebaut. Der Matrixanteil ist bei feinen und groben Konglomeraten ähnlich hoch; allerdings ist die Matrix oft nur schwer von den größeren Klastika zu unterscheiden. Selten treten feinere Konglomerate mit hohem Matrixanteil auf. Geröllführende Sandsteine mit meist bis knapp 1cm großen Geröll finden sich in der Übergangszone zwischen den Serien VIa und VIb.

2.1.2. Korngrößenverteilung in Konglomeraten

In den Serien I, III, IV und VI wurden die konglomeratischen Horizonte im Handstück vermessen. Zusätzlich wurden wenige feinerkörnige Konglomerate und geröllführende Sandsteine durch Sieb- und Schlämmanalysen untersucht (Kap. C.2.2.). Von der abweichenden Methodik her konnten die im Handstück vermessenen geröllführenden Gesteine nicht faktorenanalytisch erfaßt werden.

Größere Konglomerate konnten, durch die Dimension der Bohrkerns bedingt, ebensowenig untersucht werden, wie solche mit hohem Matrixanteil, da zu einer statistisch befriedigenden Analyse zuviel Zählpunkte erforderlich waren. Somit wurden jeweils relativ feine und matrixarme Horizonte ausgewählt. Dies bedeutet, daß in den einzelnen Serien der jeweils vermutlich bestsortierte Konglomerattyp erfaßt wurde; nach dem Median handelt es sich hierbei zu einem kleinen Teil auch um sehr groben Sandstein.

Der Matrixanteil ist in den untersuchten Proben der Serie I am geringsten, die Sortierung bei besser sortierter Grobfraktion am besten (Tab. 5). In der Serie III ist die schlechteste Sortierung, der höchste Matrixanteil (der hier zudem vorwiegend aus Ton besteht) und eine ebenfalls besser sortierte Grobfraktion zu beobachten. Eine Probe mit in diesem Rahmen guter Sortierung stammt aus einem zwischengeschalteten Horizont, der bezüglich seines klastischen Inhalts den Serien II und IV entspricht. In der Serie IV ist die Sortierung bei überwiegend symmetrischer Korngrößenverteilung (Tab. 5) wieder verhältnismäßig gut, der Matrixanteil ist wieder geringer. Bei ähnlichem Matrixanteil wird in der Serie VI die Sortierung bei einer etwas besser sortierten Feinfraktion extrem schlecht.

Serie		<1mm (%)	M(μ)	So	Sk	
VI	Min.	23	1800	2,62	1,04	4 Proben
	Max.	34	4350	4,31	1,36	
	$\emptyset$	28	2963	3,28	1,14	
IV	Min.	12	1150	1,55	0,78	5 Proben
	Max.	43	5000	4,40	2,11	
	$\emptyset$	27	2876	2,77	1,18	
III	Min.	30	1900	1,83	0,61	4 Proben
	Max.	39	3600	4,88	1,38	
	$\emptyset$	33	2525	3,42	0,88	
Ia	Min.	4	2100	2,10	0,39	10 Proben
	Max.	30	27000	3,55	1,30	
	$\emptyset$	20	7280	2,75	0,84	
Ib	Min.	5	1700	1,81	0,66	7 Proben
	Max.	36	5800	2,58	1,20	
	$\emptyset$	22	2829	2,22	0,96	

Tab. 5 Granulometrische Kennwerte für im Handstück vermessene konglomeratische Gesteine; Ia=Quarzitkonglomerate; Ib=Phyllitkonglomerate; Min.=Minimalwert; Max.=Maximalwert; $\emptyset$ =Durchschnittswert (arithmetisch).

Nur in den Serien Ib und IV sowie in der Serie III (o.g. Einzelprobe) treten mäßig bis schlecht sortierte Proben auf. In den Serien Ib und IV kennzeichnet diese Geröllführung 4 Horizonte. Die Korngrößenverteilung ist hier nach der Schiefe Sk symmetrisch, bei Medianwerten von 1,0 bis 3,5mm sind die Gerölle maximal 2cm groß. Bei allen Proben der Serien Ib und IV zeigen die Kurven im Feinsten einen kontinuierlichen, geraden Verlauf (Abb. 64) oder eine leichte Versteilung. Der Feinanteil ist relativ gering. Vor allem die Phyllitkonglomerate (Serie Ib) und die feineren Buntkonglomerate (Serie IV) weisen einen geraden Kurvenverlauf bis ins Größte auf, wo sie mit einer Versteilung abrupt enden.

Die Kornverteilungssummenlinien der mäßig bis schlecht sortierten Konglomerate der Serien Ib und IV verlaufen parallel zueinander. Sie unterscheiden sich darin voneinander, daß grobklastischere Horizonte einen geringeren Matrixanteil als feinklastischere haben. Das Material wurde in gerichteten Strömungen transportiert, die das jeweils größere, rollend bewegte Material zuerst absetzten und das feinere weitertransportierten. In den Buntkonglomeraten der Serie IV waren es kontinuierliche Verhältnisse, unter denen sich die Transportkraft der Strömung und damit die Korngröße des abgelagerten Materials nur allmählich änderten. In den Phyllitkonglomeraten hingegen erfolgten zeitlich begrenztere Einzelschüttungen, wie die scharf abgegrenzten Horizonte zeigen.

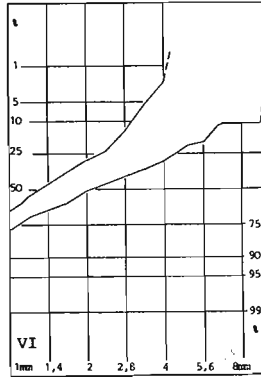
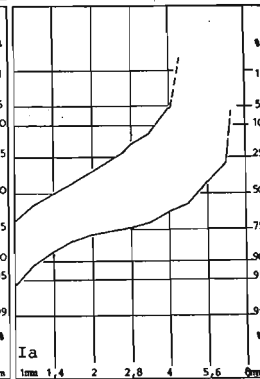
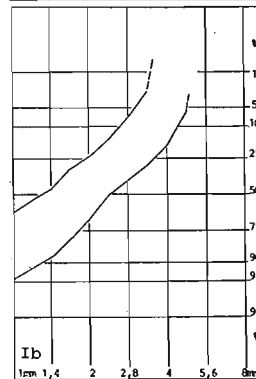
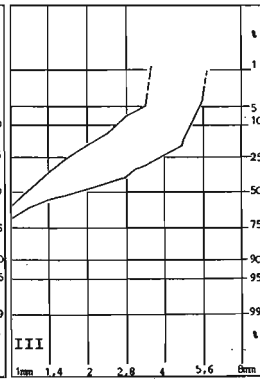
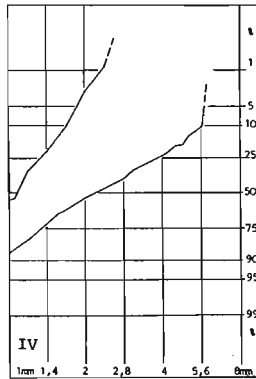


Abb. 64
Körnungsbänder aus
konglomeratischen Horizonten
der Serien I
(Ia=Quarzitkonglomerate,
Ib=Phyllitkonglomerate),
III, IV und VI, die im Handstück
vermessen wurden.



Die Quarzitkonglomerate der Serie Ia zeigen ein ähnliches Sieblinienband, wie die Phyllitkonglomerate der Serie Ib, das aber breiter ist und somit größere Gerölle umfaßt (Abb. 64). Es ist eine bimodale Verteilung zu beobachten, die daraus resultiert, daß einzelne grobe Gerölle gerade noch mitgeschleppt werden konnten. Solche Gerölle standen bei den Gesteinen der Serie I nur in den Quarzitkonglomeraten zur Verfügung; die im Groben steil endende Kornverteilungssummenlinie bei Phyllitkonglomeraten weist darauf hin, daß die Phyllitkonglomerate schneller aufbereitet wurden, und daß am Ort der Ablagerung kein größeres Material mehr zur Verfügung stand.

Die Vulkanitkonglomerate der Serie III, die Phyllitbrekzien der Serie VI und die grobklastischen Horizonte der Serie IV sind extrem schlecht sortiert (s. Tab. 5) und zeigen einen im Verhältnis zur Geröllgröße hohen Matrixanteil, der in fein- und grobklastischen Horizonten jeweils etwa gleich groß ist (Abb. 64). Die Körnungskurven verlaufen im feineren Bereich flach, wenn auch im Feinsten zum Teil eine leichte Versteilung zu beobachten ist.

Im Diagramm So/Sk , in dem die Werte für die Schiefe Sk gegen die Werte für die Sortierung So abgetragen sind, zeigt sich eine breite Streuung der Werte (Abb. 65). Es fällt auf, daß die Werte für die Gesteine der Serien Ia, III und IV über das gesamte Diagramm verstreut auftreten, während die Phyllitkonglomerate (Serie Ib) und Phyllitbrekzien (Serie VI) getrennte Bereiche belegen. Daraus ergibt sich, daß -zumindest für die untersuchten Proben- bei diesen, von ähnlichen, oder sogar den gleichen Liefergesteinen aufgebauten Serien Ib und VI unterschiedliche Transport- bzw. Ablagerungsbedingungen eine Rolle spielten.

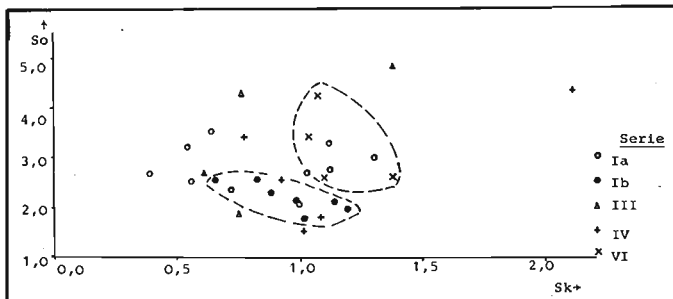


Abb. 65 Diagramm So/Sk für im Handstück vermessene konglomeratistische Horizonte

2.1.3. Die maximale Geröllgröße in den konglomeratischen Serien

Generell nimmt der maximale Gerölldurchmesser in den einzelnen Serien über ca. 300m zum Norden hin zu (Abb.66). Undeutlich ist dies in der feinkonglomeratischen Serie IV, von der der größere Teil in der Bohrung FB1a gemeißelt wurde, wodurch in diesem Bereich die Geröllgrößen nicht bekannt sind, und in den Phyllitbrekzien der Serie VI, die ohnehin nur in zwei Bohrungen auftreten. Insgesamt ist die Zunahme der maximalen Geröllgrößen ein Indikator für höhere Turbulenzen bzw. proximalere Bedingungen im Norden.

Abb. 66

Zusammenhang zwischen der geographischen Lage und den maximalen Gerölldurchmessern in den einzelnen konglomeratischen Serien

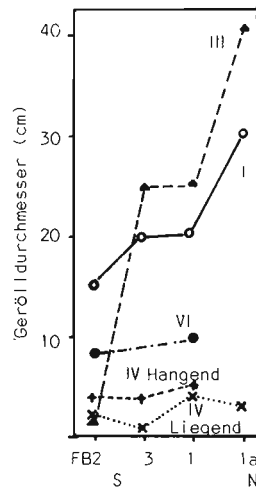
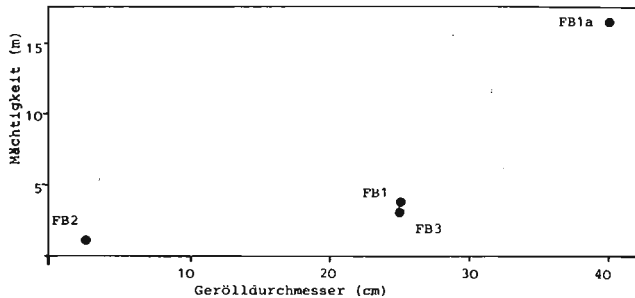


Abb. 67

Zusammenhang zwischen dem maximalen Gerölldurchmesser und der Gesamtmächtigkeit der Serie III in den einzelnen Bohrungen: es besteht mit einer Sicherheit von 95% eine Abhängigkeit zwischen den beiden Größen (Rangkorrelation nach SPEARMAN).



Für die Serie III, die als einzige geröllführende Serie in allen 4 Bohrungen vollständig erbohrt wurde, zeigt sich, daß die maximale Geröllgröße und die Gesamtmächtigkeit der Serie sich korrelat verhalten (Abb. 67): in den Bohrungen mit den größeren Gesamtmächtigkeiten sind auch die Gerölle größer ($r=+0,95$, mit 95% signifikant). Dies spricht für primär sedimentäre Anlage der Mächtigkeit und gegen sekundär/tektonisch, durch Verschuppung oder Verfaltung, wesentlich veränderte Mächtigkeiten in den einzelnen Bohrungen. Bei einer relativ geringen Distanz (300m) zwischen den Bohrungen weist dieser Zusammenhang eher auf hydrodynamische, als auf pyroklastische Verteilung des Materials hin.

2.1.4. Geröllformen

2.1.4.1. Beschreibende Charakterisierung der Geröllform

Die gemessenen Indizes (Kap. C.2.1.5.2.) reichen nicht zur Charakterisierung aus, da einerseits spezielle Formen durch die pauschalisierenden Indizes nicht erfaßt werden, andererseits zahlreiche Gesteinstypen aus nicht aufbereitbaren Horizonten nicht dreidimensional gemessen, sondern nur in der zweidimensionalen Aufsicht auf den Bohrkern betrachtet werden können.

Bei den Quarziten der Serie I herrschen flache Formen vor. Die scheibenförmige Ausbildung folgt exakt der internen Schichtung dieser Quarzite. Große flach-ovale bis diskoidale Gerölle mit guter Zurundung ("well rounded") stammen oft aus matrixreichen Konglomeraten oder konglomeratischen Sandsteinen. Ausgesprochen stengelige Gerölle treten nicht auf. Gedrungene, relativ hochsphärische Gerölle mit leichter Tendenz zur Stengeligkeit (Abb. 68) sind meist quaderförmig, oft auch keilförmig und nur kantengerundet ("rounded-subrounded"). Dreikanter werden -in Übergängen zu den keilförmigen Geröllen- ebenfalls beobachtet. Die Ausbildung der Quarzitgerölle ist in erster Linie ein Ergebnis ihrer inneren Struktur und der Art des Zerbrechens dieser Gesteine. Die Haupttrennflächen sind die Schichtflächen; dadurch ist der größere Teil der Gerölle flach. Andere Trennflächen können unterschiedliche Systeme -z.B. je nach Klüftigkeit und Art der Verwitterung- bilden. Zerbricht das Gestein in größere Platten mit vier oder mehr etwa gleichlangen Kanten, so entstehen, je nach dem Grad der Zurundung, flache, quadratische oder quaderförmige, diskoidale oder plattig-ovale Scheiben. Bei parallelen Brüchen des Gesteins -u.U. auch beim weiteren Zerbrechen größerer Gerölle während des Transportes- entstehen stengelige oder flachstengelige, bei

schräg zueinander verlaufenden Brüchen zum Beispiel keilförmige Gerölle. All diese Formen treten im Gesamtspektrum, wie auch in der Einzelprobe auf.

Quarze, die ebenfalls nur in der Serie I vermessen wurden, bilden überwiegend kantenrunde ("subangular-subrounded"), häufig bizarre Gerölle mit Hohlräumen bzw. stark nach innen eingebuchteten Kornoberflächen. Insgesamt sind sie hochsphärisch; sie weisen drei etwa gleichlange Achsen auf. Zuweilen finden sich Gangquarze mit plattiger Ausbildung, die damit ihre ursprüngliche Form als Rißfüllung widerspiegeln.

Ton- und Siltsteingerölle der Serien VI und IV bilden flache, oft diskoide, z.T. kantenrunde, meist relativ gut gerundete Formen ("subrounded-well rounded"). Daneben treten hochsphärische, fast kugelige Gerölle auf.

Schiefer bzw. Phyllite der Serie I bilden naturgemäß flache Gerölle. Dabei zeigen sie in der Ebene L der beiden längeren Achsen oft eine ähnliche Zurundung, wie die flachen Quarzitgerölle ("subrounded-well rounded").

Neben flachovalen Vulkanitgeröllen treten in der Serie III zuweilen hochsphärische, gut gerundete ("rounded-well rounded") Gerölle auf.

Die Karbonatgerölle zeigen in der Serie III neben ähnlichen, runden Umrissen wie die Vulkanitgerölle häufig auch unregelmäßige, zum Teil sehr schlecht gerundete Formen ("subangular-subrounded").

Die Klastika der Bunten Konglomerate (Serie IV) -Metamorphite, Tiefengesteine, Vulkanite, Karbonate, Sand- und Siltsteine- zeigen Formen, die denen der Serie I, insbesondere denen der Quarzitgerölle, insgesamt ähneln. Flache, mehr oder minder gut gerundete ("subrounded-rounded") und kantenrunde ("subangular") Formen sind häufig. Eine Abhängigkeit vom Gefüge der Liefergesteine ist auch hier evident: schichtige oder schiefrige Gesteine bilden flachere, isotroper aufgebaute Gesteine wie Karbonate oder Quarze bilden kugeligere oder unregelmäßig geformte Gerölle.

Phyllit-, Quarzit- und Quarzgerölle bzw. -fragmente der Serie VI sind überwiegend relativ schlecht gerundet ("subangular-subrounded"). Bizarre Gesteinsfragmente (v.a. Phyllite) treten oft auf. Sie sind jedoch selten gänzlich ungerundet. Vereinzelt auftretende Tonstein-, auch Sandsteingerölle zeigen eine bessere Zurundung ("subrounded-rounded").

2.1.4.2. Formindizes und Lithologie

Die Formdiagramme $E/L-E/I$ (Abb. 68) und die Häufigkeitsverteilungen (Abb. 69, 70) der Formindizes Ψ (Sphärizität bzw. Kugeligkeit nach SNEED & FOLK 1958) und A (Abplattung nach WENTWORTH 1922 und CAILLEUX 1952) zeigen deutliche Unterschiede bei den verschiedenen umgelagerten Gesteinstypen.

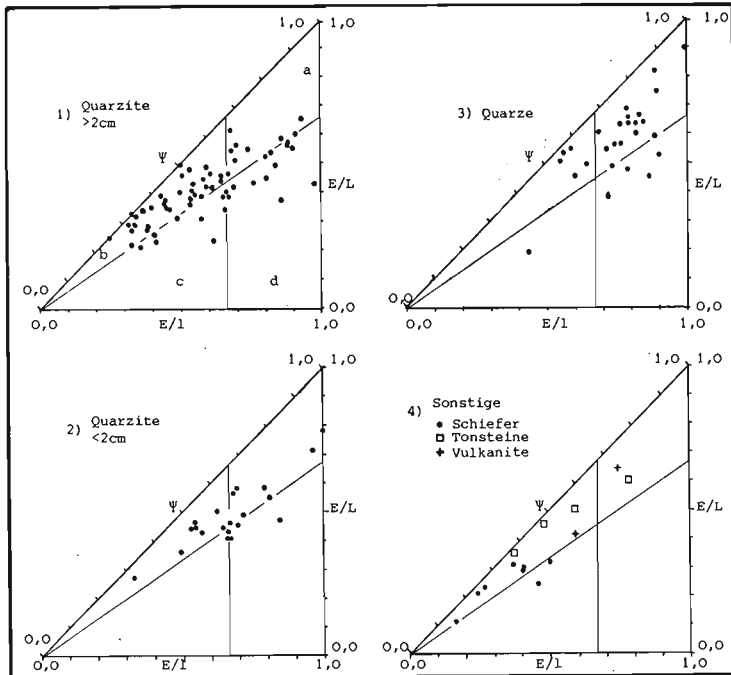


Abb. 68 Formdiagramme für Gerölle aus unterschiedlichen Liefergesteinen; aus Gründen der Übersichtlichkeit nur auf der Hypothenuse um die Psi-Skala ergänzt; Sektoren nach ZINGG (1935): a - kugelig; b - flach; c - flachstengelig; d - stengelig.

Schiefer (einschl. Phyllite) bilden naturgemäß flache, scheibenförmige Fragmente (Abb. 68.4). Der Abplattungsindex A ist entsprechend hoch (Abb. 70), der Kugeligkeitsindex Ψ niedrig (Abb. 69).

Quarzite zeigen ein breiteres Formenspektrum. Der Schwerpunkt liegt bei flachen Formen (Abb. 68.1 und 68.2). Der Abplattungsindex (Abb. 70) und der Kugeligkeitsindex (Abb. 69) weisen mittlere bis relativ hohe Werte auf.

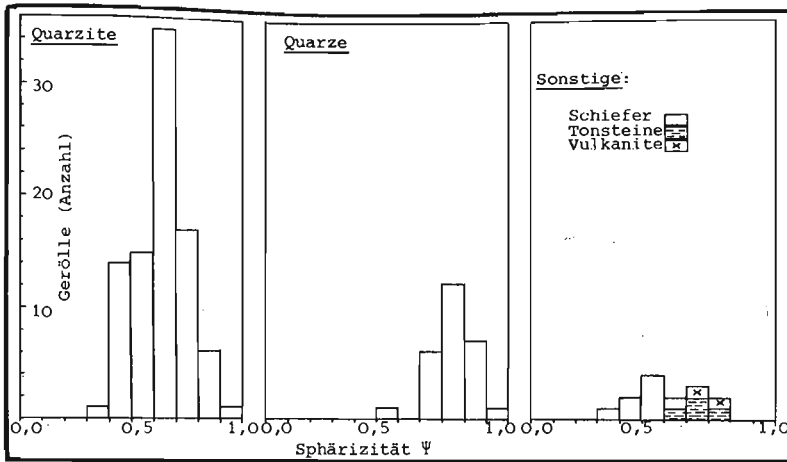


Abb. 69 Häufigkeitsverteilungen der Kugeligkeitsindizes für Gerölle aus verschiedenen Liefergesteinen

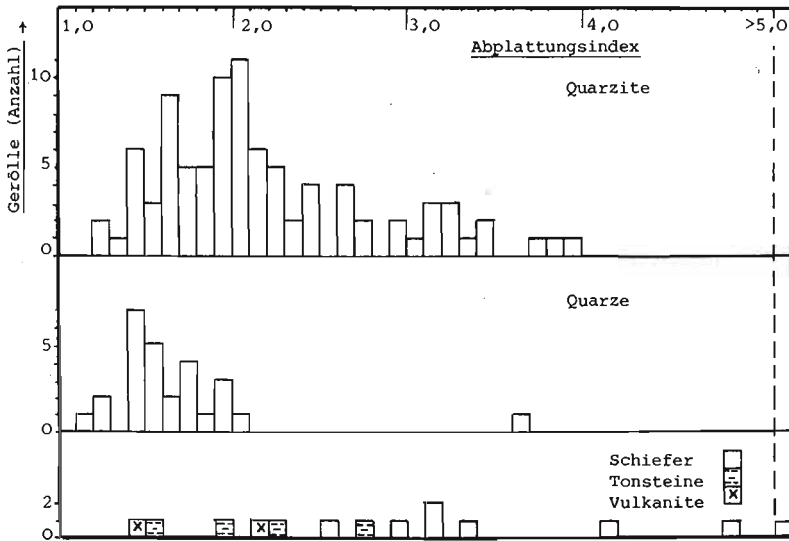


Abb. 70 Häufigkeitsverteilungen der Abplattungsindizes für Gerölle aus verschiedenen Liefergesteinen

Ähnliche Formen zeigen die wenigen vermessenen Ton-Siltsteine der Serien IV und VI und Vulkanitgerölle der Serie III.

Quarzgerölle bilden die kugeligsten Formen aus (Abb. 68.3). Der Kugeligkeitsindex (Abb. 69) ist hoch, der Abplattungsindex niedrig (Abb. 70). Die Quarzgerölle sind besser als die anderen, schichtig oder schiefbrig ausgebildeten Gerölltypen geeignet, hydrodynamische Einflüsse widerzuspiegeln.

Der Rundungsindex ist bei Werten von meist 100-300 gering. Die Häufigkeitsverteilung ist bei den verschiedenen Gesteinen recht ähnlich (Abb. 71).

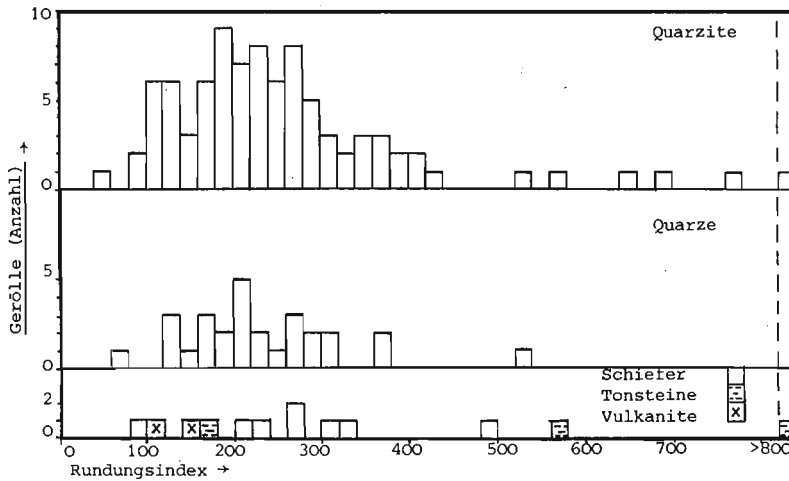


Abb. 71 Häufigkeitsverteilungen der Rundungsindizes für Gerölle aus verschiedenen Liefergesteinen

2.1.4.3. Zusammenhänge zwischen Geröllform und -größe

Die folgenden Betrachtungen erfolgen zu den hauptsächlich untersuchbaren Komponenten: Quarze und Quarzite.

Die Abhängigkeiten der Formindizes von den Geröllgrößen sind bei Quarzen deutlicher, als bei Quarziten. Dies zeigt unter Umständen wiederum die Abhängigkeit der Quarzitgeröllform vom Inneren Gefüge der Quarzite.

Der Rundungsindex ist sowohl bei Quarziten (Abb. 73), als auch bei Quarzen (Abb. 74) von der Größe der Gerölle abhängig: kleinere Gerölle sind im Durchschnitt besser als große gerundet. Beim Quarzit zeigen allerdings

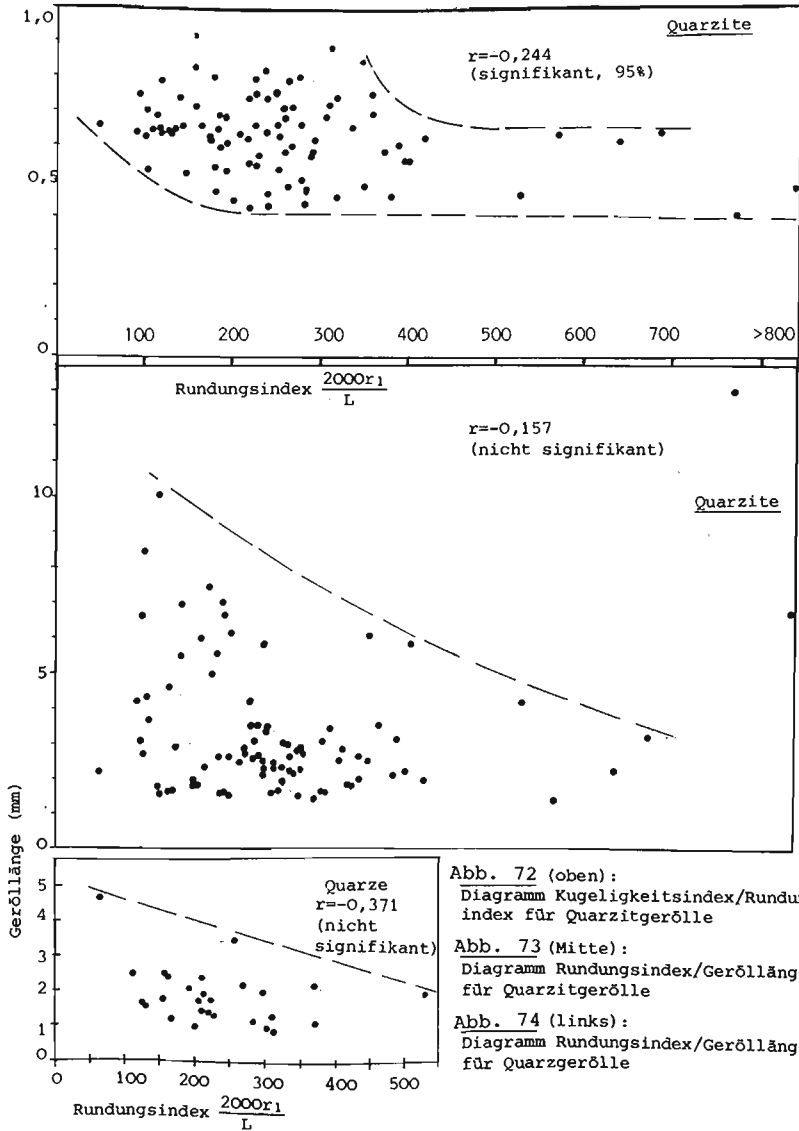


Abb. 72 (oben):
Diagramm Kugeligkeitsindex/Rundungs-
index für Quarzitgerölle

Abb. 73 (Mitte):
Diagramm Rundungsindex/Gerölllänge
für Quarzitgerölle

Abb. 74 (links):
Diagramm Rundungsindex/Gerölllänge
für Quarzgerölle

einige große, diskusförmige Gerölle als "Ausreißer" die beste Rundung. Selbst bei Berücksichtigung dieser Ausnahmen ergibt sich eine, allerdings nicht signifikante negative Korrelation ($r=-0,157$).

Der Kugeligkeitsindex ist für Quarzite (Abb. 75) und Quarze (Abb. 76) gleichermaßen bei kleinen Geröllen größer als bei großen. Bei Quarzen nimmt allerdings der Kugeligkeitsindex mit steigender Geröllgröße generell ab, während sich bei Quarziten lediglich mit steigender Geröllgröße (Länge wie Breite) die Bandbreite der Indizes in der Form verringert, daß bei großen Geröllen keine hohe Sphärizität auftritt. Bei kleinen Geröllen finden sich durchaus auch niedersphärische Formen.

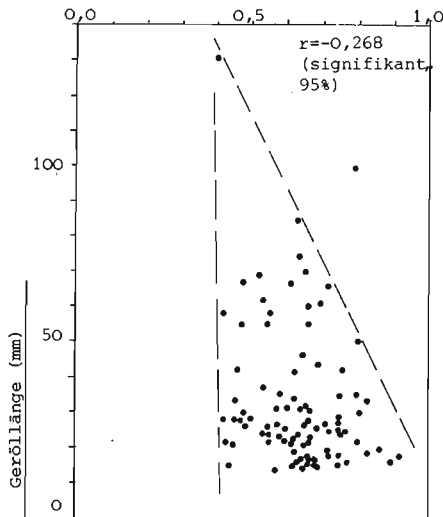


Abb. 75
Diagramm Kugeligkeitsindex
/Gerölllänge für
Quarzitgerölle

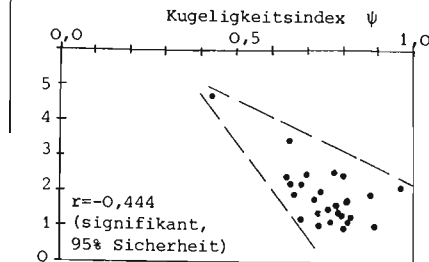


Abb. 76
Diagramm
Kugeligkeitsindex/Gerölllänge
für Quarzgerölle

Bei Quarziten besteht ein signifikanter Zusammenhang ($r=-0,244$) zwischen Kugeligkeit und Rundung (Abb. 72). Kugeligere (und damit kleinere) Gerölle sind schlechter gerundet, als niedersphärischere (größere, flachere). Dieser direkte Zusammenhang ist bei Quarzgeröllen nicht zu beobachten.

2.1.5. Gerölleinregelung

Die Einregelung der Gerölle wurde für die Serien I und IV nach der in Kapitel B.4.3. beschriebenen Methodik untersucht. Dabei wurde das Einfallen der Gerölle in Relation zum Schichteinfallen gemessen. Die Ergebnisse sind in Abbildung 77 dargestellt. Dabei sind Horizonte mit Dachziegellagerung und Schichten mit eher wirrem Gefüge getrennt aufgeführt. Es ist nicht eindeutig auszumachen, ob die Dachziegellagerung nach der Achse L oder der Achse I der Gerölle erfolgt. Die Asymmetrie der Gerölle wirkt sich in den untersuchten Horizonten zumindest tendenziell so aus, daß sich das schmalere Geröllende in der Strömungsrichtung aufrichtet (Abb. 78). Die Asymmetrie und Art der Einregelung der Gerölle ist als ein Hinweis darauf zu betrachten, daß bei der Mehrzahl der Gerölle eine Einregelung nach der Achse L, bzw. eine Einregelung der längsten Geröllachse parallel zur Strömung, erfolgte. Gleichzeitig deutet die Art der formmäßigen Einregelung auf normale Lagerung der meisten untersuchten Schichten hin (Abb. 78).

Zur Schüttungsrichtung zeigen die Analysen einen eindeutigen Trend: die Mehrzahl der Gerölle taucht in Richtung des Schichteinfallens ab (Tab. 6, Abb. 77); die Schüttung erfolgte sowohl in der Serie I, als auch in der Serie IV entgegen dem heutigen Schichteinfallen. Die Schichtung fällt nach WNW ein (Kap. C.1.1.2.). Die Schüttung erfolgte somit von WNW nach ESE. Zuweilen ist dabei eine zusätzliche Tendenz zu Schüttungen nach S bis SSW zu beobachten.

Diese Schlußfolgerungen sind eindeutig in Horizonten mit Dachziegellagerung zu belegen (Tab. 6, Abb. 77, 78). Horizonte mit eher wirr angeordneten Geröllen zeigen die gleichen Ergebnisse in der Tendenz. Bei der Analyse eines Bohrkerns mit einem Anschnitt fast parallel zum Schichtstreichen in E-W-Richtung zeigt sich ein Trend zu Schüttungen aus NNE. Entsprechend deutet sich bei Betrachtung eines Bohrkerns mit Anschnitt in N-S-Richtung eine Strömung aus nördlichen Richtungen an.

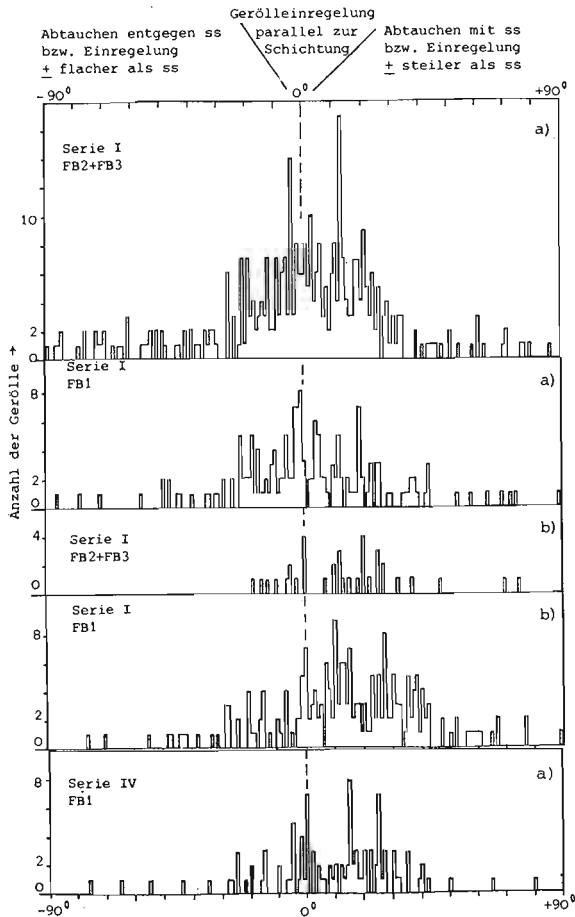


Abb. 77 Häufigkeitsverteilung der Einregelung flacher Gerölle gegenüber dem Schichteinfallen;
a) Horizonte mit relativ wirrer Schichtung oder flach eingeregelten Geröllen, 20-50 Gerölle pro Horizont vermessen;
b) Horizonte mit Imbrikation, wenige große Gerölle vermessen.

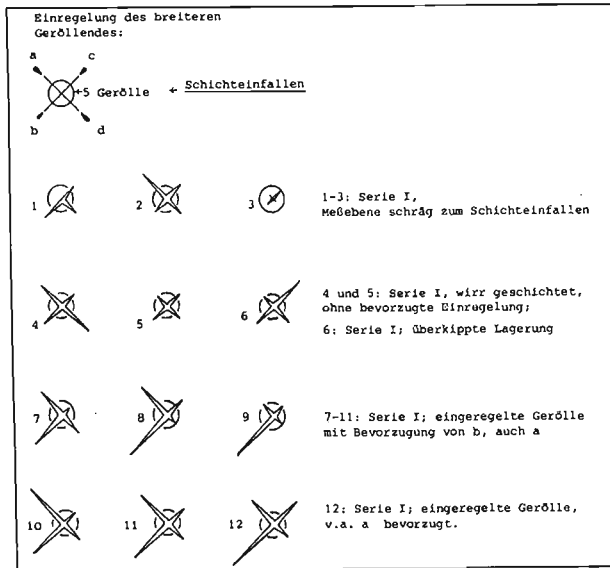


Abb. 78 Gerölleineregelung nach der Geröllform;
 1-12: verschiedene Konglomerathorizonte;
 a+b: breitere Geröllseite weist in Richtung des Schichteinfallens;
 c+d: schmale Geröllseite weist in Richtung des Schichteinfallens;
 a+c: Gerölle tauchen mit dem schmalen Ende zum Liegenden ab (spricht für überkippte Lagerung);
 b+d: Gerölle mit zum Hangenden leicht aufgerichteten schmalen Ende (spricht bei Vorherrschen dieser Lage für normale Lagerung);
 b herrscht beim größeren Teil der Gerölle vor; dies spricht für Transport entgegen dem heutigen Schichteinfallen und für normale Lagerung.

Unter Berücksichtigung aller zu beobachtenden Trends der Einregelung ist eine Schüttung aus nordwestlichen bis nördlichen Richtungen eindeutig zu belegen. Bei der methodischen Ungenauigkeit in der Auswertung der Bohrkernkerne können aber Schüttungen aus Westen bis Südwesten nicht ausgeschlossen werden.

Die Häufigkeitsverteilung der Einfallswinkel (Abb. 77) zeigt neben einem Maximum für parallel zur Schichtung liegende Gerölle ein weiteres Maximum zwischen etwa 10 und 30° für in Strömungsrichtung aufgerichtete Gerölle.

<u>Serie I</u>	
Flache Gerölle, eingemessen bei der Profilaufnahme (4-15 Gerölle pro Horizont, Gerölllänge 1-10cm):	
Es spricht für	
Transport eher aus	
NW	die Einregelung von 168 Geröllen (74%)
SE	" " " 57 " (26%)
NW	die durchschnittliche Einregelung in 25 Horizonten
SE	" " " " 5 "

Analyse von 20-50 Geröllen pro Horizont (>1mm):	
Es spricht für	
Transport eher aus	
NW	die Einregelung von 277 Geröllen (57%)
SE	" " " 211 " (43%)
NW	die Einregelung von Geröllen in 8 Horizonten
SE	" " " " 5 Horizonten

<u>Serie IV</u>	
Es spricht für	
Transport eher aus	
NW	die Einregelung von 73 Geröllen (69%)
SW	" " " 33 Geröllen (31%)
NW	die durchschnittliche Gerölleinregelung in allen unter-
	suchten 5 Horizonten.

Tab. 6 Trend der Schüttungsrichtung in konglomeratischen Horizonten der Serien I und IV, rekonstruiert aus der Imbrikation der Gerölle in Relation zum Schichteinfallen

2.1.6. Transport- und Ablagerungsbedingungen:

2.1.6.1. Die Entstehung der Geröllformen

Zusammenhänge zwischen Geröllform und -größe geben in bestimmten Umgebungen bzw. unter bestimmten Bedingungen stabile Vergesellschaftungen wieder (SCHRECK 1976). Die breite Streuung der Formindizes im untersuchten Material spricht für die große Unreife der Sedimente.

Die fehlende bzw. widersprüchliche Korrelierbarkeit der Formindizes bei Quarziten (Kap. C.2.1.4.3.) dürfte sehr spezifische Gründe haben. Große, diskusförmige Quarzitgerölle sind am besten gerundet; sie stammen überwiegend aus geröllführenden Sandsteinen, sind also unter -für Geröll- ruhigen Transport- und Ablagerungsbedingungen geformt worden. Die Form ist durch weniger turbulenten Transport bedingt, als die Form von im Durchschnitt höhersphärischen und schlechter gerundeten Exemplaren, die aus "echten" Konglomerathorizonten stammen. Deren Transport erfolgte unter

turbulenteren Bedingungen, wobei die ererbten Formen in geringerem Ausmaß durch konsequent einwirkende Faktoren überprägt wurden, und unter Umständen die Gerölle während des Transportes weiter zerbrachen. Dieses Zerbrechen stellte einerseits stabilere -kugeligere- Formen her, führte aber andererseits zu einer schlechteren Rundung dieser Gerölle. Große Gerölle sind gemäß der internen Schichtung überwiegend sehr flach. Dünnschichtige Quarzite bilden beim weiteren Zerbrechen ebenfalls flache Formen aus. Quarzite mit weitständigerer Schichtung bilden beim weiteren Zerbrechen, sobald nur noch intern homogene Fragmente vorliegen, zunehmend sphärischere Körper.

Beim Quarz sind die Zusammenhänge einfacher. Quarzgerölle sind generell kugelig, daneben treten untergeordnet flache oder stengelige Gerölle auf, die aber fast immer eine relativ hohe Sphärizität aufweisen; sie sind also nur angedeutet flach oder länglich geformt. Die Quarzgerölle zeigen somit Hinweise auf allseitige Abrollung in einem turbulenten Milieu.

Der Zurundungsindex, der insgesamt bei den unterschiedlichen Gesteinstypen ähnliche Werte zeigt (80-440, Maximum der Häufigkeit etwa bei 120-280), kann als von der Art der Liefergesteine relativ unabhängiger Indikator für Bildungsbedingungen angesehen werden. CAILLEUX (1952) gibt ein sehr ähnliches Spektrum für Flüsse in gemäßigt-humidem Klima an.

Nach CARRARA (1981) ist der Abrundungsindex bei Flußgeröllen oft kleiner, als bei Strandgeröllen, die kaum Werte unter 450 aufweisen. Der Abplattungsindex der Flußgerölle ist meist kleiner als 2,4, während derjenige von Strandgeröllen meist größer als 2,1 ist. Die Sphärizität von Flußgeröllen liegt überwiegend bei Werten über 0,575; Strandgerölle weisen meist kleinere Kugeligkeitsindizes als 0,645 auf. Obwohl bei allen Indizes natürlich Überschneidungen der Werte für die beiden verglichenen Ablagerungsräume auftreten, deuten alle drei Indizes bei den Gesteinen von Düppenweiler klar auf ein fluviatiles Environment hin. Besonders deutlich ist dies bei Quarzgeröllen und unter besonderer Berücksichtigung der Maxima in der Häufigkeitsverteilung der Indizes (Abb. 69-71).

Vergleicht man den Mittelwert der Zurundungsindizes für den Quarz (etwa 220) mit den Angaben von DAL CIN (1968) für den Plave (NE-Italien), so zeigt sich, daß sich ein ähnlicher Rundungsgrad hier erst nach einem

Transport von 70km ergab. Da der Rundungsgrad von einer Reihe von Faktoren abhängt, die bei den Gesteinen von Düppenweiler beträchtlich differieren können (Ausgangsform der Quarzbruchstücke, Gefälle, Turbulenz, Klima etc.), bleibt die Aussage, daß ein Transport der Quarze aus der Serie I von einigen zehn Kilometern wahrscheinlich ist.

2.1.6.2. Die Einregelung der Gerölle bei der Ablagerung

Ein großer Teil der flachen Gerölle ist mit einem Winkel von 10 bis 30 Grad gegenüber der Schichtung in der Strömungsrichtung aufgerichtet (Kap. C.2.1.5.). REINECK & SINGH (1980) geben ähnliche Werte (15-30°) für Flußablagerungen an.

Nach FÜCHTBAUER (1974) spricht die Einregelung des breiteren Geröllendes stromaufwärts bei der Mehrzahl der Gerölle für eine longitudinale Einregelung. Da diese Einregelung des breiteren Geröllendes bei den meisten untersuchten Horizonten aus der Schichtenfolge von Düppenweiler relativ deutlich, bei anderen aber nicht beobachtet wird, könnten entsprechend in der Mehrzahl der Horizonte die Gerölle parallel, bei den anderen Schichten quer zur Strömungsrichtung eingeregelt sein. Ersteres wird in Gebirgsflüssen mit hohem Gefälle (RUCHIN 1958) und/oder in Flüssen mit "normaler", kontinuierlicher Wasserführung (KALTERHERBERG 1956, SCHIEMENZ 1960) beobachtet, letzteres in Flachlandflüssen (RUCHIN 1958) oder Flüssen mit periodischer Wasserführung (KÜRSTEN 1960). In den untersuchten Gesteinen ist die wechselnde Einregelung ein Hinweis auf Wechsel im Gefälle und/oder in der Art der Wasserführung im Ablagerungsraum.

2.1.6.3. Unterschiede in der Genese der geröllführenden Serien gemäß der Korngrößenverteilung

In der Serie I treten bei den Quarzitkonglomeraten alle Übergänge von Sandstein über geröllführenden Sandstein zu Konglomerat auf. Die matrixarmen Konglomerate wurden bei kontinuierlich starken gerichteten Strömungen abgelagert. Die matrixreichen Konglomerate, in denen die Gerölle in einer sandigen Matrix schwimmen, bildeten sich bei einem niedrigeren energetischen Niveau, das durch den den Sand transportierenden Mechanismus -gradierte Suspension- gekennzeichnet ist. Die Gerölle wurden rollend-gleitend mitgeschleppt. Verstärkte Strömungen führten zum Teil zur Bildung von Geröllbändern.

Matrixarme Phyllitkonglomerate wurden -innerhalb der einzelnen Schüttungen- durch gleichmäßige Strömungen abgelagert, größere und feinere Vergesellschaftungen wurden proximal-distal nacheinander abgesetzt, das feinere Material jeweils weitertransportiert. Die geringe Geröllgröße spricht für eine relativ geringe Transportenergie, u.U. geringere Wasserführung und flacheres Wasser im Vergleich zur Ablagerung von Quarzitkonglomeraten. Dem würden die mit den Phyllitkonglomeraten vergesellschafteten Tonsteine entsprechen -die allerdings primär Liefergesteinsbedingt zu erklären sind (Kap. C.2.2.6.)-. Tone lagerten sich aus uniformer Suspension ab. Auch entsprechend schwache Strömungen vermögen nach PASSEGA (1964) Gerölle zu transportieren; Voraussetzung hierzu ist eine entsprechend hohe Dichte der Trübe. Gerölle, meist fein, aber auch einige Zentimeter groß, finden sich im Tonstein dispers verteilt, einzeln, in sehr losen Bändern oder auch, untergeordnet, in umgelagerten Aggregaten (Abb. 44).

Die Konglomerate der Serie III zeigen nur Korngrößenverteilungen mit sehr flachen Verteilungslinien, also sehr schlechter Sortierung, mit sehr hohem Tonmatrixanteil und zum Teil sehr groben Geröllen. Die Schüttung muß sehr rasch erfolgt sein. Ausnahmsweise sind sandige und feinkonglomeratische Horizonte eingeschaltet. Sie ähneln aber in ihrer lithologischen Zusammensetzung eher den Sandsteinen bzw. Konglomeraten der Serien II und IV.

Bei den Konglomeraten der Serie IV fällt auf, daß im Gegensatz zu anderen geröllführenden Serien niemals Sandsteine mit größeren Geröllen auftreten. Die größten Gerölle -die auch nur bis zu 5cm groß sind- finden sich in ausgesprochenen Konglomerathorizonten. Es gibt alle Übergänge über Feinkonglomerate zu Sandsteinen; mit der Gerölldichte innerhalb der Matrix nimmt auch die Geröllgröße zu bzw. ab. Im Gegensatz zu anderen geröllführenden Serien ist hier von relativ kontinuierlichen Verhältnissen auszugehen. Allmähliche Änderungen der Strömungsgeschwindigkeit führte zur Ausbildung unterschiedlich grober, aber ähnlich strukturierter und oft ineinander übergehender Horizonte. Hier sind weniger, als in anderen Serien, episodische Schüttungen bei sich rasch verändernden Verhältnissen erfolgt. Eine gewisse Ausnahme bilden die größeren Horizonte im hangenden und liegenden Teil der Serie, deren relativ hoher Matrixanteil auf eine rasche Ablagerung hindeutet.

In der Serie VI sind größere Konglomerate bzw. Brekzien strukturell meist ähnlich ausgebildet wie die granulometrisch untersuchten feineren Ge-

steine. Bei ähnlichem Matrixanteil spricht dies für eine sehr schnelle Schüttung.

2.2. Korngrößenverteilungen in Sand- und Siltsteinen

2.2.1. Zielrichtung der Untersuchungen

Wert wurde auf die Typisierung der Gesteine insgesamt und auf die Unterscheidung typischer Korngrößenverteilungen in Zusammenhang mit Stratofazies und Liefergesteinen gelegt. Es wurden insgesamt 109 Proben mittels Sieb- und Schlämmanalyse und 59 Proben anhand von Dünnschliffen granulometrisch untersucht. Die Methodik wird im Einzelnen in Kapitel B.4.2. (S. 21 ff.) dargelegt.

Die untersuchten Gesteine sind vielfältig und zeigen fließende Übergänge untereinander. Es tritt Flaser- und Linsenschichtung, convolute bedding, Bioturbation etc. auf. Der rasche lithologische Wechsel macht eine konsequente granulometrische Analyse über die gesamte Schichtenfolge aus zeitlichen Gründen unmöglich. Daneben sind es die Mylonithorizonte, die eine engständige granulometrische Analyse unterbrechen.

2.2.2. Aussagekraft der durch die verschiedenen benutzten granulometrischen Methoden gewonnenen Ergebnisse

Die Ergebnisse zu den Korngrößenverteilungen, die über Sieb- und Schlämmanalyse bzw. Dünnschliffanalyse gewonnen wurden, sind stets nebeneinander zu betrachten. Dies ergibt sich durch die Untersuchung von 38 Testproben nach beiden Analysenmethoden.

Unterschiedliche Korngrößenverteilungsmuster entstehen vor allem im Bereich des Feinanteils insofern, als bei der Naßaufbereitung instabile Klastika, also Gesteinsbruchstücke in ihre Einzelbestandteile zerlegt werden können. Entsprechend erhöht sich der Matrixanteil in Sieb- und Schlämmanalysen gegenüber den Dünnschliffanalysen bei solchen Proben stärker, die mehr Gesteinsbruchstücke führen (Abb. 79, 82). Die Kornverteilungskurven der Sieb- und Schlämmanalysen verschieben sich gegenüber den Kurven aus Dünnschliffanalysen zum Feineren; entsprechend wird die Sortierung schlechter (Tab. 7).

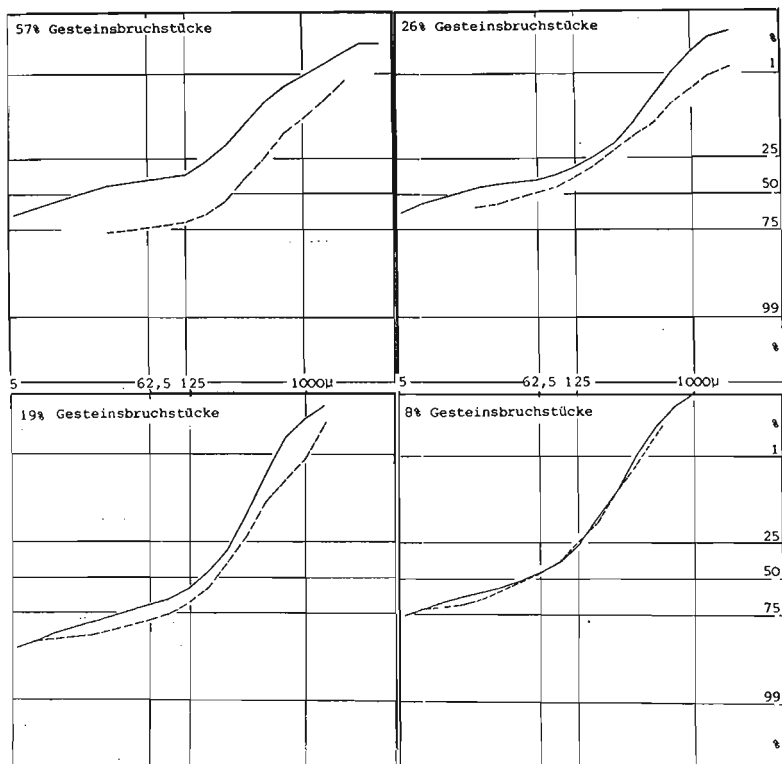


Abb. 79 Unterschiedliche Kornverteilungssummenlinien als Resultat von Dünnschliffanalysen (gestrichelt) und Sieb- und Schlämmanalysen (durchgezogene Linie) anhand einiger Beispiele: die größten Differenzen zwischen den Ergebnissen der beiden Methoden zeigen sich bei einer Probe mit einem extrem hohen Anteil an klastischen Gesteinsbruchstücken; Proben mit wenig klastischen Gesteinsfragmenten haben fast identische Kornkurven.

	Dünnschliff	Sieb- und Schlämmanalyse
C	1198 μ	713 μ
M	138 μ (M-Feinsand)	58 μ (M-Grobsilt)
So	3,15	5,24
Sk	0,56	0,29
<63 μ	39%	55%

Tab. 7 Durchschnittliche Kennwerte von 38 Proben, die sowohl im Dünnschliff, als auch durch Sieb- und Schlämmanalyse granulometrisch untersucht wurden

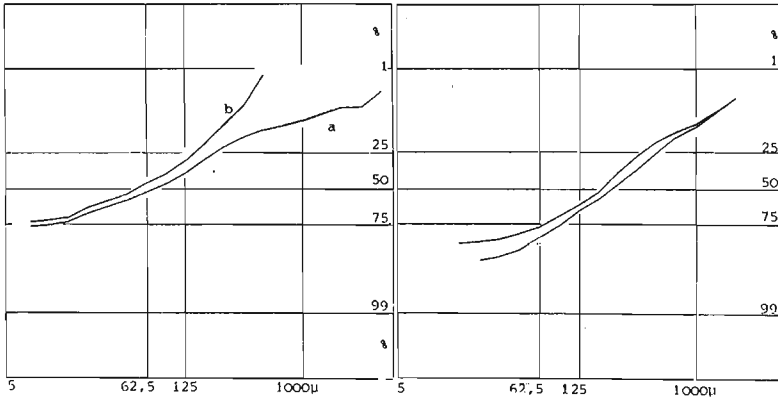
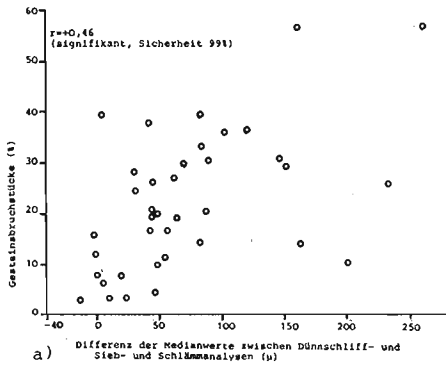
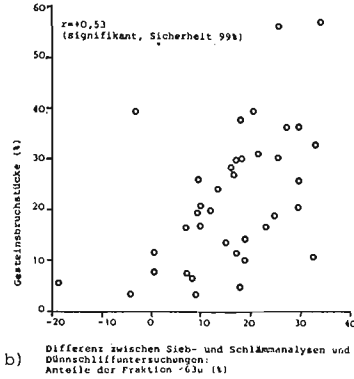


Abb. 80 Korngrößenverteilungssummenlinien aus einem inhomogenen Sandstein (Linsenschichtung):
a) Gesamtgestein
b) feinere Partie
(Dünnschliffanalysen)

Abb. 81 Subjektive Unterschiede in granulometrischen Dünnschliffanalysen: 2 Analysen desselben Schliffs im Abstand von 1 Jahr (feiner: Juni 1981; gröber: Mai 1982); bei der zweiten Untersuchung wurde Pseudomatrix als solche berücksichtigt.



a) Differenz der Medianwerte zwischen Dünnschliff- und Sieb- und Schlämmanalysen (μ)



b) Differenz zwischen Sieb- und Schlämmanalysen und Dünnschliffuntersuchungen: Anteile der Fraktion $<63\mu$ (%)

Abb. 82 Methodisch bedingte Unterschiede zwischen Dünnschliffuntersuchungen und Sieb- und Schlämmanalysen in Abhängigkeit vom Anteil klastischer Gesteinsbruchstücke am Detritus, die bei der Naßaufbereitung zerstört werden und damit den Matrixanteil erhöhen bzw. den Median kleiner erscheinen lassen

Der direkte Zusammenhang zwischen dem Anteil an Gesteinsbruchstücken und der Verschiebung der Körnungskurven konnte durch Korrelationsrechnungen (Rangkorrelation nach SPEARMAN) nachgewiesen werden (Abb. 82). Neben dem Anteil der Gesteinsbruchstücke und deren Stabilität werden die Ergebnisse durch die Textur (homogen/inhomogen) des Gesteins beeinflusst; in Dünnschliffen kann man einzelne Bereiche differenziert untersuchen, in Sieb- und Schlämmanalysen werden Durchschnittswerte ermittelt (Abb. 80). Vergleichsweise geringe Differenzen ergeben sich durch subjektive Zählfehler (Abb. 81).

Die unimodale Häufigkeitsverteilung des Medians mit einem Maximum bei $2,5\phi$, die bei den 38 Testproben im Dünnschliff ermittelt wurde (Abb. 83a), läßt sich auf alle Dünnschliffanalysen übertragen (Abb. 83c). Die "stärkste Fraktion" zeigt eine hiermit korrelierte Verteilung sowohl im Dünnschliff, als auch bei Sieb- und Schlämmanalysen (Abb. 83a-d). Die Häufigkeitsverteilung des Medians ist hingegen in den 38 Sieb- und Schlämm-Test-Analysen wesentlich gestreckter und zum Feineren hin verschoben (Abb. 83b). Die Abbildung 83b ist bezüglich der Modalität in der Häufigkeitsverteilung des Medians nicht aussagekräftig, da hierzu nicht genügend Proben untersucht wurden. Der Trend der gestreckten, streuenden Häufigkeitsverteilung des Medians bestätigt sich bei der Betrachtung aller Sieb- und Schlämmanalysen (Abb. 83d); es treten hier darüberhinaus Unterschiede zu den Dünnschliffanalysen auf, da auch gröbere und feinere Gesteine, als im Dünnschliff, untersucht wurden.

Bei der Betrachtung der Häufigkeitsverteilung von Median und "stärkster Fraktion" bei allen mittels Sieb- und Schlämmanalysen untersuchten Proben (Abb. 83d) treten zwei Maxima -im Sand- bzw. im feinen Silt- und Tonbereich- auf, die durch ein Minimum bei etwa $4,5\phi$ (grober Silt) getrennt sind (s. Kap. C.2.2.6.).

Der Median ist, durch die Schiefe der Kornverteilungen bedingt, im Durchschnitt gegenüber der stärksten Fraktion zum feineren hin verschoben. In Dünnschliffanalysen ist dies nur angedeutet (Abb. 83a+c), in Sieb- und Schlämmanalysen wesentlich deutlicher (Abb. 83b+d).

Im C/M-Diagramm zu Dünnschliffanalysen ist der Bereich der Sedimente, der aus gradierter Suspension abgelagert wurde (RQ-Segment), deutlich ausgebildet (Abb. 84a). Die sehr schlechte Sortierung vieler Proben bedingt, daß das RQ-Segment nach links oben offen ausgebildet ist. Die Lage einiger

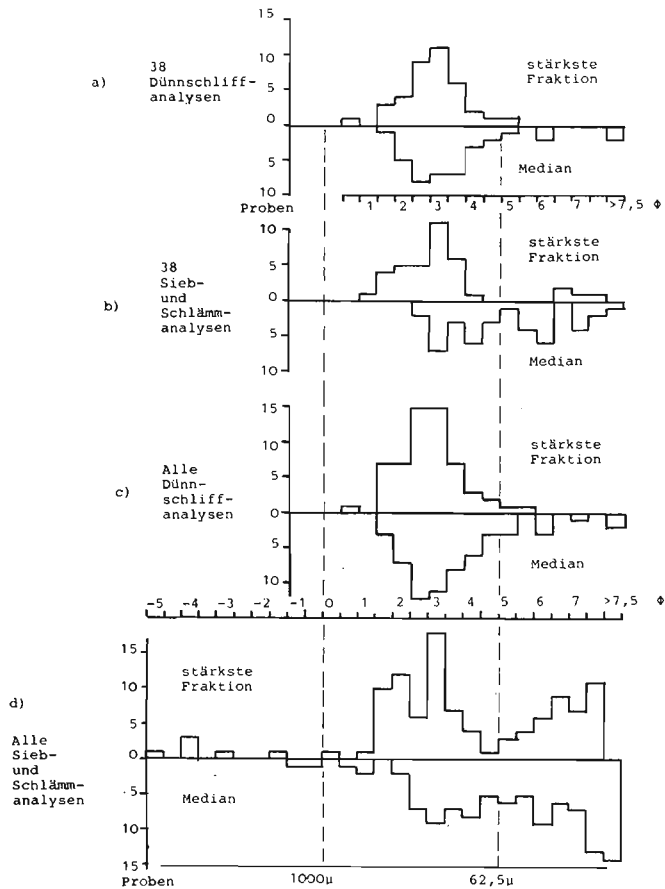


Abb. 83 Vergleich der Häufigkeitsverteilungen von Median und "stärkster Fraktion" (in der Korngrößenverteilung prozentual größte $\phi/2$ -Klasse, ausgenommen der stets hohe Matrixanteil).

a) und b): direkter Vergleich an den gleichen Proben;

c) und d): Gesamtheit der durch die jeweilige Methode aufgeschlossenen Proben;

d): es wurden auch Gesteine erfaßt, die im Dünnschliff nicht untersucht werden konnten (sehr feiner Silt und Ton sowie Konglomerate).

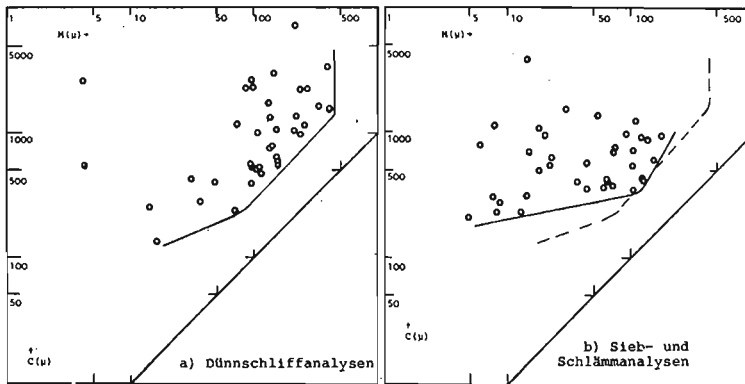


Abb. 84 C/M-Diagramme; direkter Vergleich von Dünnschliffanalysen (a) mit Sieb- und Schlämmanalysen (b) an denselben 38 Testproben

Proben deutet auf Ablagerung aus unformier Suspension (Ansatz des RS-Seg-
mentes), die Lage anderer Proben auf Ablagerung nach rollend-springendem
Transport (Ansatz des PQ-Segmentes) hin. Demgegenüber sind die Werte aus
Sieb- und Schlämmanalysen folgendermaßen verschoben (Abb. 84b): das Seg-
ment RQ ist bei Berücksichtigung der 38 Testproben nicht klar abzugrenzen,
das Segment PQ verschwindet vollständig. Bei einigen Proben wird ein
Transport aus unformier Suspension vorgespiegelt. Die Proben streuen weit
in den Bereich hinein, der schlechte Sortierung im groben Teil des Sedi-
ments wiedergibt (großer Abstand von der Linie $C=M$). Die Dünnschliffana-
lyse ist vor allem für quantitative Aussagen signifikant, die Sieb- und
Schlämmanalyse weniger. Sie muß dennoch zur weiteren Analyse hinzugezogen
werden:

-Bei einer Betrachtung aller Gesteine unter Berücksichtigung von homo-
genen, besser sortierten Gesteinstypen sind die von PASSEGA (1964) de-
finierten Segmente auch nach der Sieb- und Schlämmanalyse durchaus aus-
gebildet (Abb. 86). Das Segment RQ ist allerdings gegenüber der Dünnschliffanalyse verkürzt und entfernt sich mit steigender Korngröße von
der Linie $C=M$: in größeren Gesteinen liegen klastische Gesteinsbruch-
stücke, die bei der Laborbehandlung zerstört und dem Feinanteil zuge-
führt werden, in größerer Zahl vor.

-Nur die Sieb- und Schlämmanalyse ist in der Lage, bestimmte Gesteinsty-
pen (v.a. besonders feine und grobe Gesteine) zu erfassen und zumindest
überschlägig-qualitativ einzuordnen.

Die Sieb- und Schlämmanalyse kann nur zur groben Abgrenzung der Ablagerungs- und Transportbedingungen herangezogen werden.

gerungsbedingungen hinzugezogen werden, während die Dünnschliffanalyse die im Einzelfall quantitativ exakteren Daten liefert.

Die Methode zur Vermessung feinerer Konglomerathorizonte im Handstück (Kap. B.2.1.2.) läßt sich bezüglich der Aussagekraft der Ergebnisse eher mit der Dünnschliffanalyse vergleichen.

2.2.3. Charakterisierung der Proben anhand der granulometrischen Kennwerte

2.2.3.1. Kennwerte

Die erste Perzentile beträgt im Durchschnitt 1285μ (Dünnschliff) bzw. 1713μ (Sieb- und Schlämmanalyse). In den Sieb- und Schlämmanalysen ist der Durchschnittswert deshalb höher, weil hier -im Gegensatz zum Dünnschliff- auch geröllführende Gesteine erfaßt werden. Die erste Perzentile unterschreitet bei Dünnschliffanalysen nie 113μ und bei Sieb- und Schlämmanalysen nie 63μ . Ein Sandanteil ist somit in allen untersuchten Gesteinen vorhanden.

Der Median beträgt im Dünnschliff durchschnittlich 138μ (Feinsand), bei Sieb- und Schlämmanalysen 109μ (sehr feiner Sand).

Während bei Dünnschliffanalysen der Median der meisten Proben in den Bereich des durchschnittlichen Medians fällt und die stärkste Fraktion ein Maximum bei etwas größeren Korngrößen aufweist (Abb. 83c), liegen die Durchschnittswerte bei Sieb- und Schlämmanalysen für beide Parameter zwischen zwei Maxima (Abb. 83d): nach dem Median treten neben feineren Silt- und Tonsteinen v.a. feine und sehr feine Sandsteine, nach der stärksten Fraktion sehr feine bis mittelkörnige Sandsteine auf. Unter Berücksichtigung der Modalität der Einzelproben liegen meist matrixreiche Sandsteine vor, die zwei Maxima in der Korngrößenverteilung -im Feinbereich und in der Sandfraktion- aufweisen (Abb. 100+104, Kap. C.2.2.6.).

Durch den hohen Feinanteil bedingt, konnten Korngrößenverteilungen nur selten über 90% der Summenlinie verfolgt werden: dies war im Dünnschliff nur bei 7 Proben und bei der Sieb- und Schlämmanalyse bei 2 Proben der Fall. Nur für diese Proben konnten die Werte für die Schiefe Sk_1 , die Kurtosis Kg und die Standardabweichung σ_1 ermittelt werden. Zusätzlich wurden mittels Extrapolation des Wertes bei 95 Prozent der Kornverteilungssummenlinie für weitere 22 Proben (Dünnschliffanalysen) Sk_1 und Kg ermittelt; diese überschlägigen Werte stimmen gut mit den exakt errechneten Ergebnissen überein (Tab. 8). Eine Charakterisierung über 50% der Korn-

verteilungssummenlinie, die zur Errechnung der Sortierung So und der Schiefe Sk nötig ist, war im Dünnschliff bei 42 Proben (=71%), bei Sieb- und Schlämmanalysen bei 53 Proben (=49% aller Proben) möglich.

	Dünnschliffe	Sieb- und Schlämmanalysen
<u>σI (Standardabweichung)</u>	1,07 - 2,29	2,24 und 2,29
davon schlecht sortiert	5	-
sehr " "	2 Proben	2 Proben
Durchschnitt: $\sigma I =$	1,60 (schlecht)	2,27 (sehr schlecht s.)
<u>So (Sortierung)</u>	1,52 - 13,24	2,45 - 22,9
davon mäßig sortiert	5	-
schlecht "	6	-
sehr " "	31 Proben	53 Proben
Durchschnitt: $So =$	3,09 (sehr schl.)	5,91 (sehr schlecht s.)
<u>SkI (Schiefe)</u>	0,14 - 0,43	0,58 und 0,60
Durchschnitt: $SkI =$	0,30 (positiv bis stark p.)	0,59 (stark positiv schief)
extrapolierte Werte:	0,34 - 0,69	-
Durchschnitt: $SkI =$	0,59 (stark p.)	
Insgesamt	0,14 - 0,69	
Durchschnitt:	0,52 (stark pos.)	
<u>Sk (Schiefe)</u>	0,04 - 1,0	0,06 - 8,62 (3 konglomeratische Horizonte mit $Sk > 1,0$)
Durchschnitt:	0,58 (Grobfr. besser sortiert)	0,62 (Grobfraktion besser sortiert)
<u>Kg (Kurtosis)</u>	0,98 - 2,38	1,12 und 1,23
Durchschnitt: $Kg =$	1,44 (leptok.)	1,18 (leptokurtisch)
extrapolierte Werte:	1,19 - 2,95	
Durchschnitt:	1,81 (stark l.)	
Insgesamt	mesok. bis extrem leptokurtisch	
Durchschnitt:	stark leptokurtisch ($Kg = 1,72$)	
<u>Fraktion < 63μ</u>	6,21 - 93,71%	24,66 - 98,99%
Durchschnitt:	39,02%	63,20% (1 Konglomerathorizont mit 4,19% Matrix wurde nicht berücksichtigt)

Tab. 8 Die granulometrischen Kennwerte in den mittels Dünnschliffanalyse bzw. Sieb- und Schlämmanalyse untersuchten Proben

Die Sortierung So der Silt- und Sandsteine (unter Berücksichtigung weniger Tonsteine und konglomeratischer Gesteine bei der Sieb- und Schlämmanalyse) ist durchweg sehr schlecht (Tab. 8).

Um auch den letzten Zweifel auszuräumen, daß diese sehr schlechte Sortierung nicht durch sekundäre Einflüsse (z.B. Pseudomatrix, Diagenese) bedingt ist, wurde für alle Proben die Sortierung So der Siebfraction allein ($>63\mu$) errechnet. Sie beträgt durchschnittlich 1,53 (mäßige Sortierung) bei Dünnschliffanalysen bzw. 1,84 (schlechte Sortierung) bei Siebanalysen. Nach dieser Methode stellen sich gute Sortierungsgrade nur bei Ton- und Siltsteinen mit geringen Sandbeimengungen ein: nach Eliminierung der Feinfraction wird die Sortierung aus den geringen Sandbeimengungen errechnet. Insgesamt bestimmt eindeutig eine mäßige bis sehr schlechte Sortierung alle untersuchten Gesteine.

Auch die Standardabweichung σ ergibt unter Berücksichtigung von 90% der Kornverteilungssummenlinie eine durchweg schlechte bis sehr schlechte Sortierung (Tab. 8).

Die positive bis sehr positive Schiefe Skl (Tab. 8) zeigt, daß bei allen Proben eine sekundäre Verteilung im Feinbereich auftritt, daß also die grobe Fraction besser sortiert ist.

Die Schiefe Sk hat bei den meisten Proben einen Wert unter 1,0. Die Grobfraction ist hier besser sortiert, während lediglich bei 3 geröllführenden Horizonten die Feinfraction besser sortiert ist.

Soweit die Kurtosis K_g errechnet werden konnte, zeigen alle Proben leptokurtischen Charakter (extrem leptokurtisch bis -ausnahmsweise- mesokurtisch; s. Tab. 8). Die Körnungskurven verlaufen demnach im Grob- und Feinbereich flacher, als in der Mitte; der Bereich der besten Sortierung liegt im mittleren Bereich.

Alle Proben führen erhebliche Ton- und Siltanteile (Tab. 8), die selten 5% des Sediments unterschreiten.

2.2.3.2. Das C/M-Diagramm

Sowohl in der Darstellung für die Dünnschliffanalysen (Abb. 85), als auch im Diagramm für die Sieb- und Schlämmanalysen (Abb. 86) zeigt die Ausbildung der verschiedenen von PASSEGA (1964) beschriebenen Segmente in den untersuchten Gesteinen, daß traktive Bodenströmungen ein wichtiger Faktor für die Ablagerung waren. Da Dünnschliffanalysen quantitativ exaktere Ergebnisse liefern (Kap. C.2.2.2.), ist auch das C/M-Diagramm von im Dünnschliff

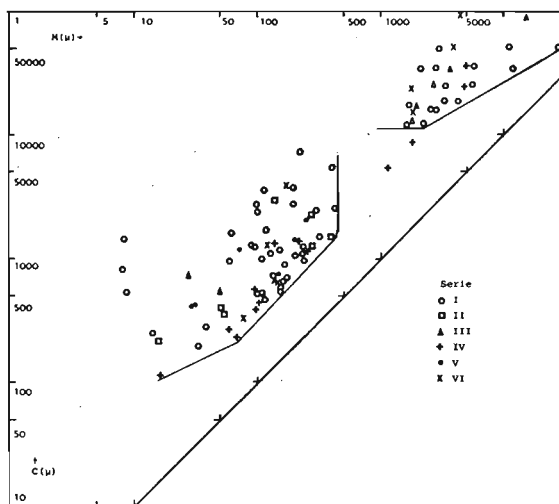


Abb. 85 C/M-Diagramm für alle Dünnschliffanalysen ($M < 1000\mu$), ergänzt durch im Handstück vermessene Konglomerathorizonte ($M > 1000\mu$).

Die Abgrenzung der Segmente PQ und OP zwischen den beiden mit unterschiedlichen Methoden untersuchten Bereichen erfolgte v.a. bezüglich der Serie I. Für die anderen Serien reichen für diese Abgrenzung die untersuchten Proben statistisch nicht aus; doch scheint der Bogen OPQ für die Serie IV zum Feineren hin verschoben zu sein.

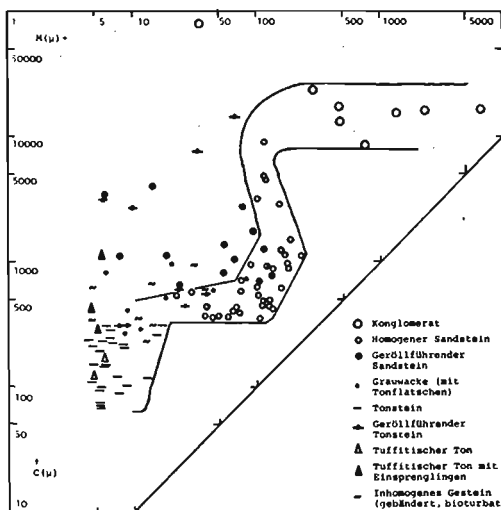


Abb. 86 C/M-Diagramm für alle Sieb- und Schlämmanalysen: Differenzierung nach makroskopisch unterscheidbaren Gesteinstypen.

schliff untersuchten Proben signifikanter.

Das Segment QR ist im C/M-Diagramm aus Dünnschliffanalysen extrem lang und bei beiden Methoden sehr breit und weit von der Linie $C=M$ entfernt (Abb. 85, 86). In seiner Länge erinnert es an die Ausbildung von Turbiditen, die sich allerdings auf das QR-Segment beschränken. Die Dimensionierung des QR-Segmentes weist auf eine große Bandbreite unterschiedlich starker Strömungen, wobei jeweils ein sehr hoher Feinanteil aus gradierter Suspension gleichzeitig abgelagert wurde.

Der Wert Im (mittlere Entfernung des Segmentes QR von der Linie $C=M$) nach PASSEGA (1964) liegt für Gesteine mit relativ guter Sortierung für alle Proben bei beiden Analysenmethoden zwischen 2,0 und 3,0 Φ , also zwischen den Werten, die PASSEGA (1964) für eindeutig traktive Strömungen und Trübestrome (bis $<1\Phi$) und Schlammströme (6Φ) angibt. Demnach liegt in der Grobfraction (50% der Körnungskurve) eine schlechte Sortierung vor. Das Segment QR zeigt nach links, mit zunehmender Entfernung von der Linie $C=M$, keine scharfe Begrenzung: es gibt Übergänge zwischen Sedimenten, die ihre Entstehung traktiven Strömungen mit gradierter Suspension verdanken, und anderen, bei denen zusätzliche Mechanismen eine Rolle spielen (S. 134).

Aus gradierter Suspension wurden sehr feine Sandsteine bis Mittelsandsteine (M) abgelagert. Nimmt man Gesteine mit Sortierungswerten (S_o) bis 5,0 als Maß, die klarer abgegrenzte Segmente bilden (Abb. 87), beträgt der Cs-Wert in Dünnschliffen etwa 2000 μ (Sieb- und Schlämmanalyse: 1500 μ). Das heißt: die Mindestgröße der springend transportierten Körner beträgt 2000 μ ; unterhalb dieser Größe herrschte der Transport in gradierter Suspension.

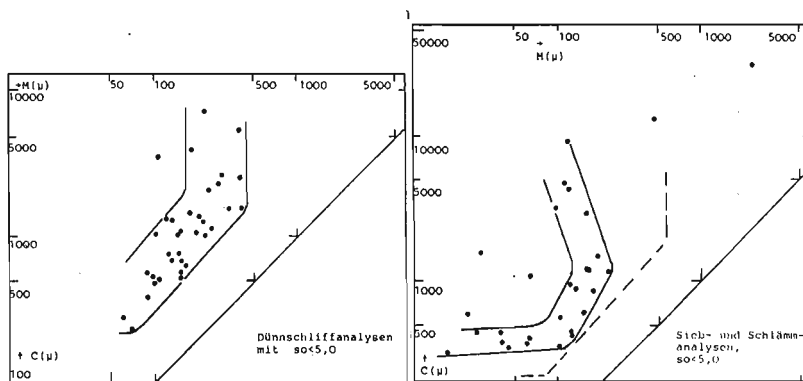


Abb. 87 C/M-Diagramme für relativ gut sortierte Proben ($S_o \leq 5,0$).
b: gestrichelte Linie: Abgrenzung siehe a

sion stark vor. Der Transport von Körnern $>1\text{mm}$ erfolgt nach PASSEGA (1969) in traktiven Strömungen im allgemeinen nur rollend. Bei starker Strömung und hohem Trübegehalt können auch größere Körner in Suspension mitgeführt werden. Aus dem transportierenden Medium wurde ferner zwischen dem unmittelbaren Liefergebiet und dem Ort der Ablagerung nicht in größerem Ausmaß aus Suspension sedimentiert, da die Turbulenz dazu zu hoch war (PASSEGA 1969). Diese Verhältnisse lassen sich am ehesten mit episodischen, raschen Schüttungen bei hohem Gefälle und nicht allzugroßem Transportweg erklären, wie sie im Zusammenhang mit Schlammströmen z.B. nach starken Regenfällen in Gebieten mit hohem Relief auftreten, bei denen neben Schlamm- und Schuttströmen auch besser sortierte Sedimente aus Wasserströmungen abgelagert werden können (SHARP & NOBLES 1953).

Die feineren Gesteine, die aus uniformer Suspension abgelagert wurden (Segment RS), konnten zum größeren Teil nicht durch Dünnschliffanalysen untersucht werden und sind daher vornehmlich in Abb. 86 dargestellt. Die größten in uniformer Suspension transportierten Körner sind nach Sieb- und Schlämmanalysen etwa 600μ groß; aus Dünnschliffanalysen läßt sich ein ähnlicher Wert abschätzen. Dies ist ein außerordentlich hoher Cu-Wert, der die von PASSEGA (1964) beschriebenen Größen weit überschreitet und auf hohe Strömungsgeschwindigkeit, große Dichte der Trübe sowie geringen Transportweg der Körner in der uniformen Suspension hinweist. Nach PASSEGA (1964) können Körner von 125μ Durchmesser nur wenige 10er Kilometer in uniformer Suspension transportiert werden. Vom Median her liegen bei den aus uniformer Suspension abgelagerten Gesteinen Ton- und Siltsteine (einschließlich sehr grober Silt) vor.

Das Segment PQ ist nur durch wenige Proben besetzt (Abb. 85, 86). Es bezeichnet Proben, in denen neben vorwiegend in gradierter Suspension transportierten Körnern auch größere, springend mitgeführte Partikel vorliegen. Das Segment PQ liegt im Feinsand- bis Grobsandbereich und zeigt, daß springende Körner einen minimalen Durchmesser von 2000μ (Dünnschliffe) bzw. 1500μ (Sieb- und Schlämmanalysen) haben.

Die Segmente OP und NO bezeichnen grobe Gesteine, die aus rollender und gleitender Fracht abgelagert wurden. Die groben Gesteine konnten mittels Sieb- und Schlämmanalyse nur an wenigen aufbereitbaren Proben der Serie I studiert werden (Abb. 86). Durch Vermessung der Gerölle im Handstück konnten aus methodischen und statistischen Gründen (Kap. B.4.1.1.) nur relativ feine und verhältnismäßig gut sortierte Partien untersucht wer-

den, die in Abbildung 85 wiedergegeben sind. Sehr grobklastische Horizonte fehlen in der Analyse ebenso, wie geröllführende Sandsteine (einige in Sieb- und Schlämmanalysen erfaßt) und sehr feine Konglomerate. Alle angewandten Analysen zeigen aber gewisse Konvergenzen, so daß überschlägige Abgrenzungswerte genannt werden können. Der Wert Cr ist mit etwa 8000 μ außerordentlich hoch und kennzeichnend für die hohen Turbulenzen im Ablagerungsraum: vorwiegend rollend wurden Körner mit einem Durchmesser von mindestens 8mm transportiert. Bei hoher, rasch sinkender Turbulenz wurde der große mittransportierte Feinanteil gleichzeitig mit dem groben Material abgesetzt; dadurch liegen entsprechende Proben auch weit von der Linie C=M entfernt.

Das Segment NO setzt bei etwa 1700 μ (M) bzw. 12000 μ (C) ein; dies ist bei im Dünnschliff analysierten Proben deutlicher erkennbar (Abb. 85), als bei Sieb- und Schlämmanalysen (Abb. 86), die diesen Befund aber stützen. Ablagerungen mit diesen Korngrößenverteilungen stammen überwiegend aus rollender Fracht. Bei den vorliegenden Korngrößen muß die Strömungsgeschwindigkeit mindestens 100cm/sec. (HJULSTRÖM 1935, 1939) bzw. 60cm/sec. (SUNDBORG 1967) betragen haben.

Ein Teil der Proben wird durch die von PASSEGA (1964) definierten Segmente nicht erfaßt (Abb. 86). Sie treten in der Abbildung 85 unterrepräsentiert auf, da die Gesteine dieses Typs -vor allem bedingt durch die Geröllführung- im allgemeinen nicht im Dünnschliff untersucht wurden. Es handelt sich hierbei um Gesteine, die im C/M-Diagramm links oben von den für traktive Strömungen typischen Segmenten wiedergegeben werden, die also besonders schlecht sortiert sind.

Ein Teil dieser Gesteine ist inhomogen aufgebaut. Es sind dies flaserig geschichtete, z.T. bloturbate Silt- und Sandsteine oder Grauwacken mit Tonflatschen. In der Sieb- und Schlämmanalyse wird ein Durchschnittswert verschiedener Partien ermittelt.

Andererseits handelt es sich bei den weit von der Linie C=M entfernt liegenden Proben um geröllführende Sand-, Silt- und Tonsteine. Obwohl sie in der Abfolge eine häufige Erscheinung sind, wurden sie seltener untersucht, da homogene, besser sortierte Gesteine differenziertere Aussagen zu Transport- und Ablagerungsmechanismen zulassen.

Die geröllführenden Sandsteine sind nicht scharf von den Segmenten PQ, QR und RS abzugrenzen. Gesteine mit geringer Geröllführung, wobei einzelne, grobe Gerölle in der Analyse z. T. "zufällig" nicht erfaßt werden, finden sich auch innerhalb des Segmentes QR wieder. Grobe Gerölle wurden

rollend-gleitend von Strömungen mitgeführt, die ansonsten Material in gradierter Suspension transportierten.

Geröllführende Ton- und Siltsteine führen alle Fraktionen, die für Transport in uniformer Suspension, gradierter Suspension und für rollend-gleitenden Transport charakteristisch sind, in vergleichbaren Anteilen. Hier ist daran zu denken, daß das gesamte Material in hochkonzentrierten Strömungen, z.B. durch Schlammströme, gleichzeitig transportiert und abgelagert wurde.

Auch die geröllführenden Sandsteine zeichnen sich häufig durch einen sehr hohen Tonanteil aus. Da sie sich meist deutlich an das Segment QR anlehnen, wurden sie aus gradierter Suspension abgelagert. Die Geröllführung zeigt nach PASSEGA (1964), daß vom Liefergebiet bis zum Ort der Ablagerung keine nennenswerte Sedimentation aus Suspension möglich war. Dies bestätigt das "vollständige" Spektrum der Gesteine. Der hohe Tonanteil zeigt andererseits ein krasses Nachlassen der Turbulenzen bzw. der Strömung am Ort der Sedimentation an, das zur Ablagerung auch der feinsten Partikel führte. Dies hat zur Folge, daß diese matrixreichen Gesteine im C/M-Diagramm zwar zum Teil eine starke Anlehnung an das QR-Segment zeigen, aber weit von der Linie C=M, zum Feineren hin verschoben, zu finden sind.

2.2.3.3. Das Skl/Kg-Diagramm

In das Skl/Kg-Diagramm gehen 9 Wertepaare ein, die in Dünnschliffanalysen (7) und Sieb- und Schlämmanalysen (2) ermittelt wurden. Hinzu kommen 22 Wertepaare, die, von Dünnschliffanalysen ausgehend, durch Extrapolation errechnet wurden. Es zeigte sich eine eindeutige Tendenz: innerhalb der für dieses Diagramm definierten Environments (Abb. 88a) belegen die Gesteine von Düppenweiler einen für fluviatile Ablagerungen typischen Bereich (Abb. 88b). Durch den hohen Matrixanteil bedingt, wird nur der rechte Ast mit positiven Skl-Werten belegt. Durch die besonders schlechte Sortierung im gröbsten wie im feinsten Bereich - dies ist ebenfalls für fluviatile Ablagerungen typisch - ist der Wert für die Kurtosis stets positiv. Da zur Errechnung beider Werte -Skl und Kg- 90% der Kornverteilungssummenlinie bekannt sein müssen, charakterisiert das Skl/Kg-Diagramm im vorliegenden Fall nur die matrixärmsten, bestsortierten Gesteine; der größere Teil der in den sedimentären Serien von Düppenweiler auftretenden Gesteinstypen kann im Skl/Kg-Diagramm nicht dargestellt werden.

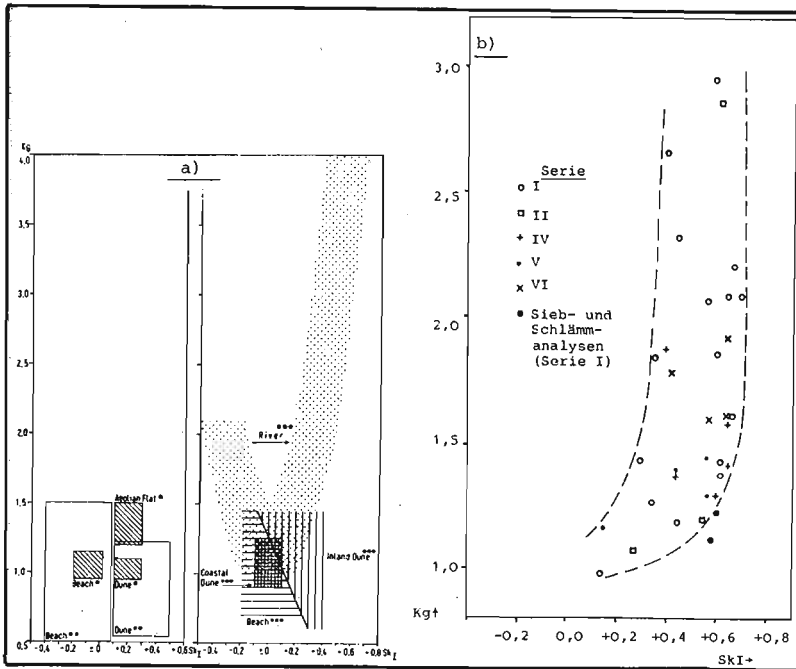


Abb. 88 Das SKI/Kg-Diagramm

- a) Ablagerungsbereiche nach
- MASON & FOLK (1958)
 - MARTINS (1965)
 - MOIOLA & WEISER (1968)

(Abbildung aus HENDRIKS 1982)

- b) Sandsteine aus der sedimentären Abfolge von Düppenweiler
(Dünnschliffanalysen, soweit nicht anders bezeichnet)

2.2.4. Korngrößenverteilungstypen

2.2.4.1. Typisierung der Korngrößenverteilungen mittels Faktorenanalyse

2.2.4.1.1. Faktorenanalyse der Korngrößenverteilungen nach Dünnschliffbefund

Bei einer Faktorenanalyse nach Dünnschliffbefund wurden die gemessenen Korndurchmesser 15 Variablen zugeordnet (s. Kap. B.4.2.4). Durch eine Reduzierung auf drei Faktoren (Abb. 89) werden die für den Ablagerungsraum

charakteristischen Kornverteilungstypen mit einer Gesamtvarianz von 98% (Tab. 9) am effektivsten zusammengefaßt. Bei einer Typisierung nach vier Faktoren ist der vierte Faktor mit einer Varianz von 1% nicht repräsentativ. Im zweidimensionalen Variablenraum werden die Proben mit einer Gesamtvarianz von immerhin noch 94% erfaßt.

Auffallend ist die breite Streuung der Proben über den gesamten dreidimensionalen Variablenraum ohne Gruppenbildung und die geringe Kommunalität der einzelnen Proben, die sich im Dreiecksdiagramm (Abb. 89) dadurch zeigt, daß die Ecken nicht besetzt sind. So laden die Einzelproben maximal mit 93% (5 Proben = 8% der Proben mit über 90%) auf Faktord1, maximal mit 92% (1 Probe, <2% der Proben mit über 90%) auf Faktord2 und maximal mit 83% auf Faktord3 hoch. Dabei repräsentiert Faktord1 insgesamt 46%, Faktord2 insgesamt 24% und Faktord3 insgesamt 28% der Kornverteilungssummenlinien (Tab. 9).

Die selten fehlende Ladung der Einzelproben auf den 3. Faktor (= meist vorhandener Grobanteil, s. Kap. 2.2.4.1.3.) im dreidimensionalen Variablenraum bedingt insgesamt eine hohe Varianz des 3. Faktors; die meist relativ geringe Varianz der Einzelproben auf diesen 3. Faktor hat aber auch zur Folge, daß diese Proben bei Reduktion auf 2 Faktoren repräsentativ erfaßt werden und die Gesamtvarianz mit 94% hoch ist.

2.2.4.1.2. Faktorenanalyse der Korngrößenverteilungen nach Sieb- und Schlämmanalyse

Bei der Faktorenanalyse nach Sieb- und Schlämmanalysen wurden die gemessenen Korndurchmesser 18 Variablen zugeordnet (Kap. B.4.2.4.). Die Proben werden im dreidimensionalen Variablenraum mit einer Gesamtvarianz von 98% (Tab. 9) vollständiger erfaßt, als im zweidimensionalen Variablenraum, in dem die Gesamtvarianz aber immerhin 96% beträgt. Auch hier ist, ebenso, wie bei der Faktorenanalyse nach Dünnschliffanalysen, bei einer Typisierung nach 4 Faktoren der vierte Faktor mit einer Varianz von 1% nicht repräsentativ.

		Faktor		
		1	2	3
Dünnschliff- analysen (d)	Varianz	46%	24%	28%
	Kumulative Varianz	46%	70%	98%
Sieb- u. Schlämm- analysen (s)	Varianz	58%	36%	4%
	Kumulative Varianz	58%	94%	98%

Tab. 9 Varianz der Faktoren im dreidimensionalen Variablenraum

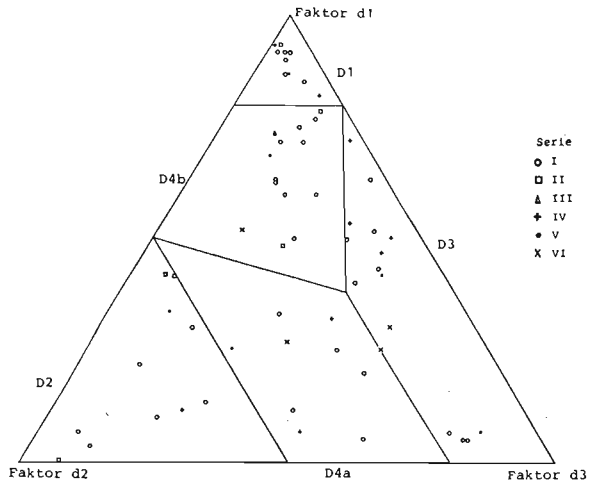


Abb. 89
Lage der Proben bzw. Sedimenttypen im dreidimensionalen Variablenraum für Dünnschliffanalysen

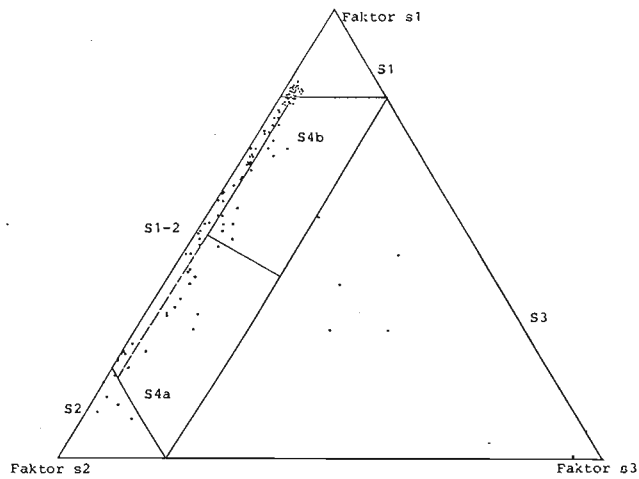


Abb. 90
Lage der Sedimenttypen aus Sieb- und Schlämmanalysen im dreidimensionalen Variablenraum

Ähnlich, wie bei den Dünnschliffanalysen, erfolgt auch hier keine Gruppenbildung, obwohl die Proben stark auf die Dreiecksseite zwischen den Faktoren 1 und 2 konzentriert sind (Abb. 90), so daß der Faktor 3 nur einen kleinen Teil der Proben erfaßt (s. Tab. 11). Auch hier ist die Kommunalität gering; die Einzelproben laden mit maximal 83% auf Faktors1, mit bis zu 88% auf Faktors2 und mit maximal 95% (1 Probe über 90%) auf Faktors3 hoch. Dabei werden 58% der Kornverteilungssummenlinien von Faktor s1, 36% von Faktors2 und 4% von Faktor s3 repräsentiert (Tab. 9).

2.2.4.1.3. Vergleich der Faktorenanalysen und Abgrenzung der typischen Korngrößenverteilungen

Bei beiden Analysen ergeben sich weder Gruppierungen, noch werden Proben durch nur einen Faktor erfaßt. Dies kennzeichnet die große Immaturität der Sedimente: Transport- und Ablagerungsmechanismen waren nicht imstande, bei dem breiten Spektrum der zur Verfügung stehenden Korngrößen spezifische Korngrößenassoziationen herzustellen, die deutlich voneinander abgegrenzt sind.

Die Dünnschliffanalyse erfaßte Silt- und Sandsteine und bezog sich damit auf ein weniger breites Korngrößenspektrum, als die Sieb- und Schlämmanalyse, in der auch Tonsteine und konglomeratische Gesteine untersucht werden konnten. Insofern war zu erwarten, daß die Faktoren beider Analysen voneinander abweichen würden. Nichtsdestoweniger sind die Faktoren der Faktorenanalyse von Dünnschliffuntersuchungen und Sieb- und Schlämmanalysen einander anhand von sedimentologischen Merkmalen zuzuordnen (Tab. 10).

	Dünnschliffanalysen	Sieb-Schlammanalysen	charakteristisch sind:
Faktor	d1	s1	hoher Feinanteil relativ gut sortierte Sandfraktion vorherrschend höhere Anteile größerer Klastika
"	d3	s2	
"	d2	s3	

Tab. 10 | Hauptkennzeichen für die Faktoren bei Reduktion auf drei Faktoren

Während die Proben bei der Dünnschliffanalyse mehr oder weniger über das gesamte Dreiecksdiagramm streuen (Abb. 89), sind sie bei der Sieb- und Schlämmanalyse auf einer Seite, zwischen den Faktoren s1 und s2, konzent-

Typ		C(μ)	M(μ)	<63 μ (%)	So	Sk	Kg	SkI	σ I	
S1	Min.	63	<4,3	90	-	-	-	-	-	23 Proben
	Max.	631	14,0	99	-	-	-	-	-	
	$\emptyset$	169	<6,4	96	-	-	-	-	-	
S2	Min.	408	128	25	2,45	0,27	1,12	0,58	2,24	6 Proben
	Max.	1160	229	32	3,29	0,49	1,23	0,60	2,29	
	$\emptyset$	845	167	29	2,78	0,40	1,18	0,59	2,27	
S1-2	Min.	224	5,5	32	2,57	0,08	-	-	-	53 Proben, überwiegend stark an Typ S2 angelehnt, Tendenz zu S1
	Max.	1512	188	92	10,42	0,88	-	-	-	
	$\emptyset$	524	58	57	5,28	0,33	-	-	-	
S3	Min.	6500	465	4	2,84	0,06	-	-	-	5 Proben
	Max.	$\approx$ 18000	2284	29	22,90	2,52	-	-	-	
	$\emptyset$	$\approx$ 14000	1097	22	10,14	0,80	-	-	-	
S4a	Min.	1352	55	34	3,48	0,20	-	-	-	4 Proben
	Max.	3024	153	51	5,93	0,32	-	-	-	
	$\emptyset$	2927	99	43	4,94	0,26	-	-	-	
S4b	Min.	628	<5	37	2,77	0,60	-	-	-	18 Proben
	Max.	78132	283	89	16,94	8,62	-	-	-	
	$\emptyset$	9456	38	63	10,35	2,88	-	-	-	
D1	Min.	113	8	52	1 Probe:		-	-	-	10 Proben
	Max.	1455	61	94			-	-	-	
	$\emptyset$	448	28	74	1,80 0,76		-	-	-	
D2	Min.	1080	227	6	1,97	0,33	1,08	0,27	1,32	10 Proben
	Max.	7724	413	29	3,74	0,92	1,70	0,35	2,29	
	$\emptyset$	2721	300	21	2,59	0,55	1,39	0,31	1,81	
D3	Min.	228	70	15	1,52	0,32	0,98	0,14	1,07	16 Proben
	Max.	761	168	44	3,24	1,00	2,32	0,43	1,62	
	$\emptyset$	564	120	31	2,15	0,65	1,48	0,25	1,33	
D4a	Min.	648	136	16	1,66	0,47	-	-	-	9 Proben
	Max.	3912	205	29	2,51	0,93	-	-	-	
	$\emptyset$	1587	177	23	2,18	0,70	-	-	-	
D4b	Min.	353	28	37	3,42	0,04	1 Probe:		14 Proben	
	Max.	3491	140	55	13,24	0,58				
	$\emptyset$	1486	82	46	7,19	0,22	1,37	0,43		2,24

Tab. 11

Granulometrische Kennwerte für die einzelnen Kornverteilungstypen.

S=Sieb- und Schlämmanalyse; D=Dünnschliffanalyse; Min.=Mindestwert; Max.=Höchstwert; ϕ =Durchschnittswert.

Kg, SkI und σ I wurden für die Typen S2 und D2 jeweils nur für 2 Proben ermittelt. Die Werte für SkI sind ausnahmslos positiv.

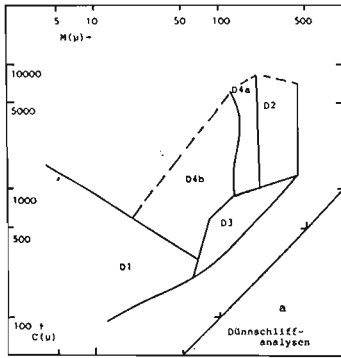
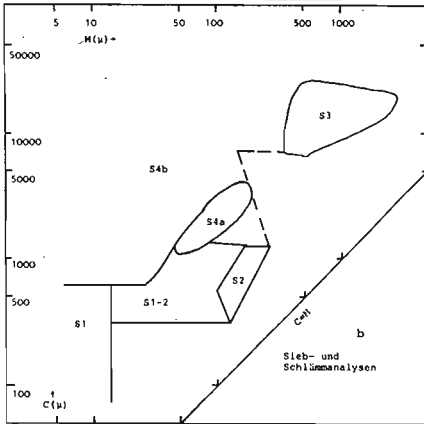


Abb. 91
Die Lage der Sedimenttypen
im C/M-Diagramm



riert (Abb. 90, s.a. Tab. 11)). Dies ist durch das Vorherrschen von Matrix und sekundär (Naßaufbereitung) bei Sieb- und Schlammanalysen entstandenem Feinanteil begründet.

Unter diesen Umständen werden die im Folgenden beschriebenen Korngrößenverteilungstypen (Kap. C.2.2.4.2.) zwar gemäß ihrer Lage im dreidimensionalen Variablenraum (Abb. 89, 90) festgelegt. Ihre Abgrenzung erfolgt aber auch unter Berücksichtigung ihrer Position im C/M-Diagramm (Abb. 91). Die auf diese Weise abgegrenzten Typen erfassen sämtliche granulometrisch untersuchten Proben. Sie sind mit den granulometrischen Kennwerten in Tabelle 11 dargestellt.

2.2.4.2. Die Kornverteilungstypen

Zunächst werden alle Kornverteilungstypen aus den quantitativ signifikanteren Dünnschliffanalysen (Kap. C.2.2.2.) beschrieben. Darüberhinaus werden dann diejenigen Kornverteilungstypen aus den quantitativ verzerrten (Kap. C.2.2.2.) Sieb- und Schlämmanalysen aufgeführt, die Gesteine erfassen, die im Dünnschliff durch besondere Fein- oder Grobkörnigkeit nicht untersucht werden konnten (s. Tab. 11). Dies sind die Ton- und feinen Siltsteine des Typs S1 und die geröllführenden Gesteine des Typs S3 und S4. Die Typen S2 und S1-2, die auch im Dünnschliff untersuchte Korngrößenpektren erfassen, werden nicht näher beschrieben.

2.2.4.2.1. Dünnschliffanalysen

Der Typ D1 erfaßt Proben, die mit >80% auf Faktor d1 hochladen (Abb. 89). Gemäß ihrer Lage im C/M-Diagramm (Abb. 91) handelt es sich um die feinsten aus gradierter Suspension abgelagerten Gesteine.

Die Sedimente des Typs D1 (s.a. Taf. 10 Fig. 1) sind die feinsten im Dünnschliff untersuchten Gesteine. Sie sind, methodisch bedingt (Kap. B.4.2.2.), gröber, als die feinsten durch Sieb- und Schlämmanalysen erfaßten Gesteinstypen; homogene Tonsteine wurden im Dünnschliff natürlich nicht granulometrisch untersucht.

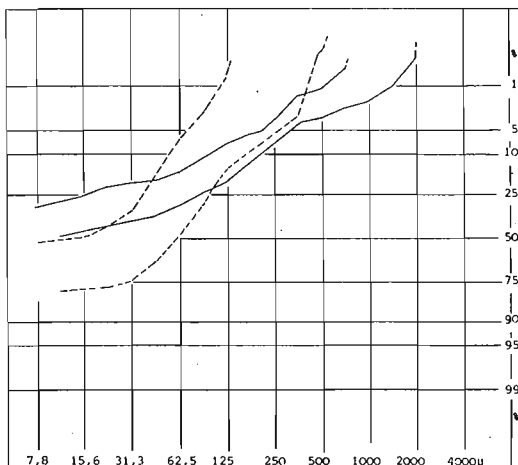


Abb. 92
Körnungsbänder des
Sedimenttyps D1;
D1a=gestrichelt;
D1b=durchgezogene
Linien

Der Sedimenttyp D1 erfaßt Siltsteine mit unterschiedlichen Sandanteilen. Zwei Typen sind zu unterscheiden:

Der Typ D1a wird aus Siltsteinen mit Beimengungen von Sand (bis zu Mittelsand) gebildet, die im größeren Bereich (etwa Grobsilt bis Feinsand) die beste Sortierung zeigen (Abb. 92). Bereits ein geringes Nachlassen der Turbulenz ließ aus der gradierten Suspension neben diesen größeren Komponenten auch das in großen Anteilen vorhandene feine Material mit absinken.

Erfaßt werden durch diesen Typ unterschiedliche Gesteine der Serien I, II, IV und V: graue, homogene Ton- und Siltsteine, Ton- und Siltsteine in gebändertem oder flaserigem Wechsel, zum Teil mit Bioturbation und gebänderte Siltsteine mit Pflanzenhäcksel.

Der Typ D1b umfaßt drei Proben aus Rothorizonten, die sich durch einen sehr flachen Kurvenverlauf bei hohem Tonanteil und groben Sandfraktionen, z.T. mit Geröllen, auszeichnen. Wahrscheinlich ist die sehr schlechte Sortierung weniger Merkmal primärer Ablagerungsbedingungen, als ein Zeichen der Verwitterung, die zur Zerstörung der instabilen Phyllitbruchstücke führte, so daß einerseits der Tonanteil erhöht wurde, andererseits stabile Gesteinsbruchstücke als Grobklastika übrigblieben.

Der Typ D2 erfaßt Proben, die zu mindestens 50% auf Faktor d2 hochladen (Abb. 89) und die im C/M-Diagramm das Segment PQ belegen (Abb. 91a).

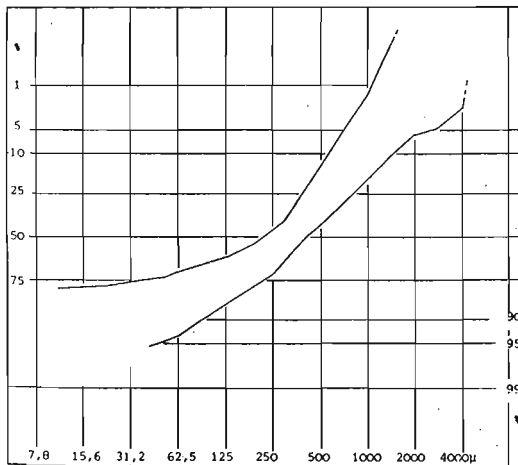


Abb. 93
Körnungsband des
Sedimenttyps D2

Es handelt sich um Mittelsande, die im Mittel- bis Grobsandbereich die beste Sortierung aufweisen (s.a. Taf. 10 Fig. 3). In der Silt- bis Feinsandfraktion verläuft die Kurve flacher (Abb. 93).

Die Gesteine wurden aus gradierter Suspension unter Mitführung springender Partikel abgelagert. Ein bestimmender Faktor für die Korngrößenverteilung war die maximale Transportkraft der Strömungen, die eine im groben Bereich deutlich bessere Sortierung mit sich brachte. Unter diesen Bedingungen konnte ein Teil der Körner springend transportiert werden; in solchen Fällen ist eine bimodale Korngrößenverteilung im Sediment die Folge. Der Typ D2 umfaßt daher sehr unterschiedliche Sedimente.

So werden hier neben homogenen Sandsteinen der Serien I und V auch geröllführende Sandsteine der Serien I, II, V und VI erfaßt. Die geröllführenden Sandsteine der Serie I, die diesen Sedimenttyp bilden, treten sowohl in mächtigen Bänken, als auch in nur zentimeterstarken, mit Konglomeraten wechsellagernden und oft durch Tonhäutchen abgegrenzten Schichten auf. Die entsprechenden Gesteine der Serie II sind zum Teil nach ihrer petrographischen Zusammensetzung Subarkosen.

Der Typ D3 erfaßt Proben, die mit mindestens 20% auf Faktor d3, mit maximal 80% auf Faktord1 und maximal 20% auf Faktor d2 hochladen, und die vornehmlich an Faktor d3 angelehnt sind. Die unregelmäßige trapezförmige Ausbildung des entsprechenden Feldes im Dreiecksdiagramm (Abb. 89) ergibt sich dadurch, daß die Abgrenzung v.a. gemäß der Lage der Proben im C/M-Diagramm (Abb. 91) vorgenommen wurde; im C/M Diagramm belegen die Proben des Typs D3 das QR-Segment.

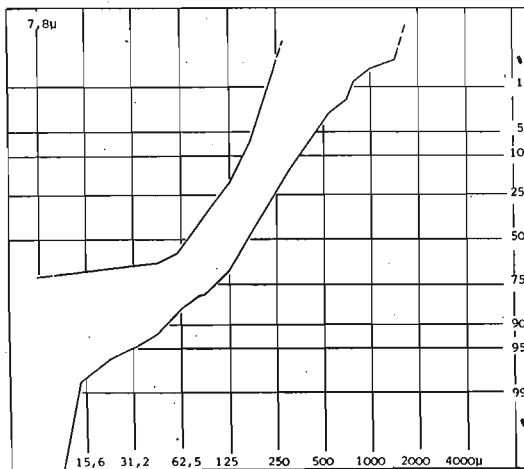


Abb. 94
Körnungsband des
Sedimenttyps D3

Der Sedimenttyp D3 erfaßt die bestsortierten Gesteine, die in der Abfolge angetroffen wurden (s. Tab. 11). Es sind dies sehr feine und feine Sandsteine mit einer verhältnismäßig guten Sortierung vornehmlich im Fein- bis Mittelsandbereich (Abb. 94; Taf. 10 Fig. 2). Im Siltbereich verläuft die Kurve im allgemeinen flach. Sehr untergeordnet wird im Grobbereich eine Verflachung der Kurve beobachtet. Der Feinanteil ist relativ gering. Bei Proben mit Karbonatzement ist der ursprüngliche Matrixanteil im Dünnschliff nicht meßbar. Daher finden sich hier drei bis 100% "vollständige" Kornverteilungssummenlinien. Es ist nicht auszuschließen, daß der Matrixanteil ähnlich hoch, wie bei den anderen Proben dieses Typs ist.

Nach der Lage im C/M-Diagramm wurden die Gesteine des Typs D3 aus gradierter Suspension abgelagert. Es werden homogene, gebänderte und gradiert geschichtete Sandsteine der Serien I, IV, V und VI, einschließlich gebänderter Sandsteine mit Pflanzenhäckseln in Zwischenlagen, erfaßt.

Die restlichen 23 Proben bilden verschiedene Mischtypen und werden als Typ D4 zusammengefaßt. Sie zeichnen sich durch hohen Feinanteil, flachen Kurvenverlauf und grobe Sandanteile, z.T. mit Geröll, aus (Abb. 95).

Die Proben des Typs D4a bilden einen Mischtyp, der im Dreiecksdiagramm (Abb. 89) zwischen den Faktoren d2 und d3 abgebildet wird, und der im C/M-Diagramm stark an das Segment PQ angelehnt ist (Abb. 91). Die hier erfaßten Proben zeigen eine ähnliche Ausbildung, wie diejenigen des Typs D2; ihr Feinanteil ist allerdings deutlich höher.

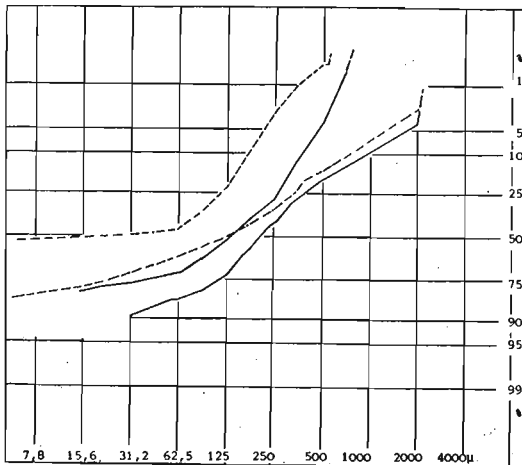


Abb. 95
Körnungsbänder des
Sedimenttyps D4;
D4a=durchgezogene
Linien;
D4b=gestrichelte
Linien

Die Sedimente des Typs D4a wurden wahrscheinlich, ebenso wie diejenigen des Typs D2, aus gradierter Suspension unter Mitführung springender Körner abgelagert. Die schlechte Sortierung und der hohe Feinanteil sprechen für Transport in einer dichten Trübe sowie für Ablagerung durch ein rasches Nachlassen der ansonsten hohen Turbulenzen.

Dieser Sedimenttyp findet sich in geröllführenden Sandsteinen der Serien I, IV und V, die zum Teil schwach gebändert sind.

Der Typ D4b ist ein Mischtyp, der stärker an Faktor d1 angenähert ist (Abb. 89). Im C/M-Diagramm erscheint er links von den Segmenten, die nach PASSEGA (1957) für traktive Strömungen typisch sind, in einem Bereich, weit von der Linie C=M, der für äußerst schlechte Sortierung spricht (Abb. 91). Die Körnungskurve verläuft noch flacher, als beim Typ D4a (Abb. 95). Sedimente des Typs D4b werden in gebänderten, durch Flaser- und Rinnenschichtung oder Bioturbation gekennzeichneten, aber auch in homogenen Sandsteinen, Grauwacken und umgelagerten Tuffen aller Serien beobachtet. Aus diesen insgesamt inhomogen aufgebauten Gesteinen konnten im Dünnschliffbereich meist nur relativ homogene kleinere Partien untersucht werden. Aber selbst diese homogenen Ausschnitte zeigen wider Erwarten auf engem Raum ein breites Korngrößenspektrum. Sortierungsvorgänge zeigen im Mikromilieu zwar Auswirkungen insofern, als unterschiedlich grobe Teilbereiche in Form verschiedener Schichten, Linsen etc. entstehen. Der Einfluß von Sortierungsvorgängen ist aber auch in den kleinen Teilbereichen eingeschränkt, so daß sich das breite Korngrößenspektrum und die schlechte Sortierung, die für den gesamten Ablagerungsraum charakteristisch sind, auch in den einzelnen, homogenen Ausschnitten widerspiegeln.

2.2.4.2.2. Sieb- und Schlämmanalysen

Der Typ S1 läßt mit >80% auf Faktor s1 hoch (Abb. 90). Im C/M-Diagramm belegt er den Bereich am linken Ende des RS-Segmentes und jenseits davon, zum Feineren hin verschoben (Abb. 91). Er faßt die feinsten untersuchten Gesteine zusammen. Es handelt sich um feine Siltsteine mit Sandbeimengungen. Kennwerte konnten wegen des hohen Tonanteils nicht ermittelt werden. Die Gesteine wurden nach ihrer Lage im C/M-Diagramm aus uniformer Suspension abgelagert. Die hohen C- und M- Werte sind deutliche Hinweise auf eine hohe, aber rasch absinkende Strömungsgeschwindigkeit. Der gerade Kurvenverlauf (Abb. 96) deutet darauf hin, daß auch die größten Partikel in uniformer Suspension transportiert wurden. Vereinzelt auftretende sekundäre Verteilungen im Grobbereich sind Hinweise da-

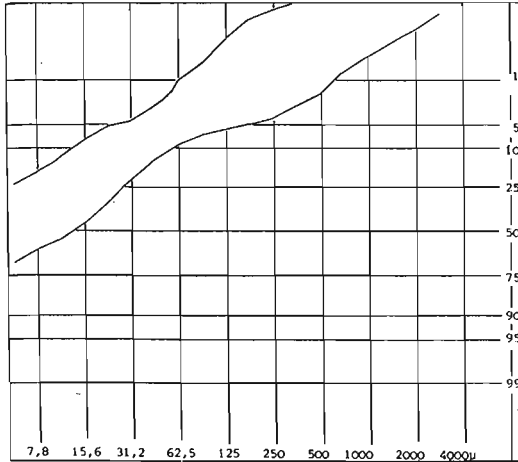


Abb. 96
Körnungsband des
Sedimenttyps S1

rauf, daß einzelne grobe Körner (300–3000 μ) als Bodenfracht mitgeschleppt wurden.

Der Typ S1 erfaßt homogene Ton- und Siltsteine aller Serien, einschließlich tuffverdächtiger grüner Tonsteine der Serie III und roter Tonsteine der Serie I, sowie einzelne Bänder aus Laminiten.

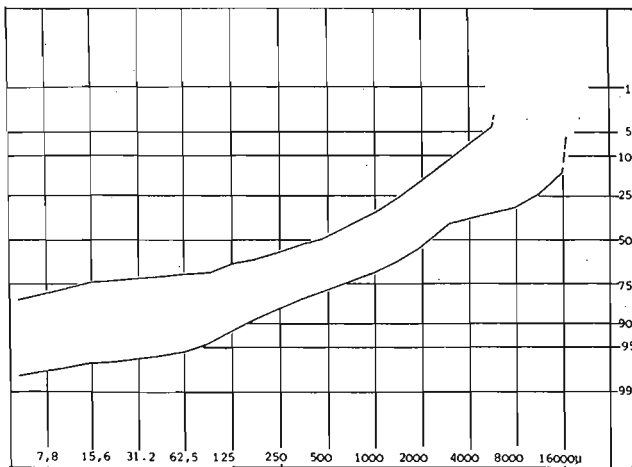


Abb. 97 Körnungsband des Sedimenttyps S3

Der Typ S3 lehnt sich an Faktor s_3 an ($>20\%$; Abb. 90). Im C/M-Diagramm belegt er die Segmente NOP (Abb. 92). Er faßt die gröbsten durch Sieb- und Schlämmanalysen untersuchten Gesteine -Konglomerate und konglomeratische Sandsteine- zusammen. Das Material wurde überwiegend rollend transportiert. Der meist hohe Feinanteil (Gerölle "schwimmen" zum Teil in der Matrix) zeigt, daß auch Material in Suspension transportiert und mit den Geröllen abgelagert wurde.

Der hohe Tonanteil kann zum Teil auch hier methodisch bedingt sein. Der flache Kurvenverlauf (Abb. 97) im Groben ist aber eindeutig ein primäres Merkmal der geröllführenden Gesteine. Im gröbsten Bereich ist die Sortierung am besten: ein bestimmendes Kriterium war die maximale Transportenergie.

Durch den Sedimenttyp S3 werden konglomeratische Gesteine der Serien I (Quarzitkonglomerate und Phyllitkonglomerate) und VI (Phyllitbrekzien) zusammengefaßt. Konglomeratische Horizonte anderer Serien waren nicht aufbereitbar.

Der Typ S4 ist ein Mischtyp, der im Dreiecksdiagramm zwischen den Faktoren s_1 und s_2 abgebildet ist, aber auch noch Kennzeichen des Faktors s_3 aufweist (Geröllführung); im C/M-Diagramm liegen die Proben dieses Typs links, in den Bereich besonders schlechter Sortierung verschoben, neben den von PASSEGA (1957) als für traktive Strömungen charakteristisch be-

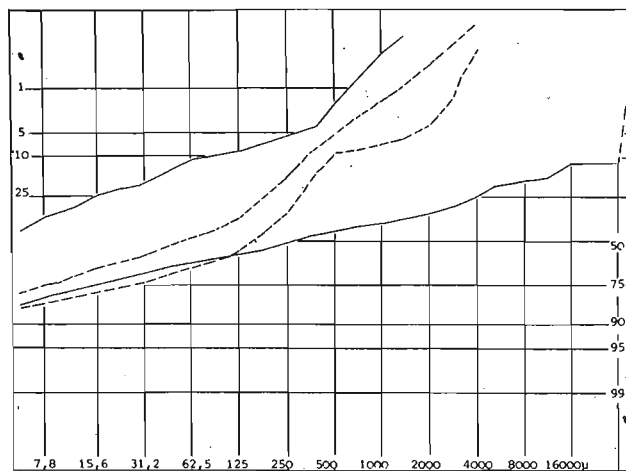


Abb. 98 Körnungsbänder des Sedimenttyps S4;
S4a= gestrichelt; S4b=durchgezogene Linien

schriebenen Segmenten (Abb. 86). Gesteine dieses Typs zeichnen sich durch ein extrem breites Korngrößenspektrum aus, zwei verschiedene Ausprägungen mit Übergängen werden beobachtet.

Der Typ S4a ist an den Faktor s2 angelehnt (Abb. 90) und tendiert im C/M-Diagramm zu Segment PQ (Abb. 91). Geht man davon aus, daß der Ton- und Siltanteil im Durchschnitt geringer ist, als die Sieb- und Schlämmanalyse aussagt (Kap. C.2.2.2.), bilden die Gesteine dieses Typs das Segment PQ. Es handelt sich nach dem Median um Feinsande, die eine sekundäre Beimengung im Grobbereich (etwa 500-5000 μ), einen besser sortierten Fein- bis Mittelsandbereich und einen sehr flachen Kurvenverlauf in den Siltfraktionen mit sehr hohem Feinstanteil zeigen (Abb. 98). Sie wurden aus gradierter Suspension abgelagert, die auch springende Körner mitführte. Es werden geröllführende Sandsteine der Serie I erfaßt.

Die Gesteine des Typs S4b lehnen sich eher an Faktor s1 an (Abb. 90) und liegen im C/M-Diagramm extrem weit von der Linie C=M entfernt, zu einem Bereich extrem schlechter Sortierung der größeren Fraktionen hin verschoben (Abb. 91). Die Körnungskurven verlaufen von z.T. groben Geröllfraktionen bis in den feinsten Bereich gleichmäßig sehr flach (Abb. 98). Ein Teil der hier erfaßten Proben besteht aus inhomogenen Gesteinen (gebänderte Ton-, Silt- und Sandsteine und Grauwacken mit Tonflatschen der Serien II und IV). Bei der Aufbereitung dieser Sedimente wurde ein Querschnitt verschiedener Ablagerungsprodukte ermittelt. Diese Proben liegen im C/M-Diagramm innerhalb des Knicks zwischen den Segmenten PQ, QR und RS. Die sandigen Partien dieser Sedimente gehören eigentlich in die Segmente QR und PQ, die feineren Partien in das Segment RS. Gradierte und uniforme Suspension waren das transportierende Medium.

Gerade die Proben mit dem extremsten Kurvenverlauf (flach, Geröllführung) bilden homogene Gemische aller Korngrößen, scheinen also das Ergebnis primärer Ablagerungsfaktoren zu sein. Der gleichmäßige Kurvenverlauf legt den Gedanken nahe, daß hier eine rasche, gleichzeitige Schüttung des gesamten Materials ohne erkennbare Sortierungsvorgänge, wie in Schlammströmen erfolgte. Eine andere Entstehungsmöglichkeit ist die Aufarbeitung bereits abgelagerter Gesteine, zum Beispiel in Zusammenhang mit dem Abrutschen von Uferwällen an Strömungsrinnen.

Die flachsten Kurven werden in Rothorizonten angetroffen. Hier könnte die Korngrößenverteilung zum Teil auch ein Produkt sekundärer Vorgänge sein, indem, wenn die Rothorizonte Bodenbildungen darstellen, die weniger stabilen Komponenten völlig verwittert sind und daher jetzt als Matrix er-

scheinen.

Daneben treten Kurven dieses Typs aber auch in grauen geröllführenden Tonsteinen der Serie I und in grauen Tonsteinen mit vulkanitischen Komponenten der Serie III auf.

2.2.5. Vergleich der granulometrischen Parameter in den sedimentären Serien

Die sechs sedimentären Serien unterscheiden sich insofern voneinander, als in vier Serien Konglomerate, und in zwei Serien Ton- und Siltsteine vorherrschen. Es wurde bei der Beprobung für die granulometrischen Untersuchungen Wert darauf gelegt, alle Typen der Ton-, Silt- und Sandsteine zu erfassen. So stammen die ermittelten Werte von stichprobenartig entnommenen Proben, und es konnten zum Teil nur wenige Proben pro Serie untersucht werden. Dennoch geben gleichartige Ergebnisse aus Dünnschliff- sowie Sieb- und Schlämmanalysen aussagekräftige Hinweise auf die sedimentäre Entwicklung (Tab. 12).

Dünnschliffanalysen:									
Serie	Proben	<63µ(%)	M(µ)	C(µ)	So	σI	Sk	SkI	Kg
VI	4	29	150	1584	3,69	-	0,49	-	-
V	6	36	131	1042	2,40	1,65	0,64	0,29	1,27
IV	9	40	115	640	2,15	-	0,66	-	-
III	1	54	28	754	-	-	-	-	-
II	6	45	158	1288	7,03	1,32	0,37	0,27	1,08
I	33	39	145	1434	2,74	1,64	0,60	0,30	1,61
Sieb- und Schlämmanalysen:									
Serie	Proben	<63µ(%)	M(µ)	C(µ)	So	σI	Sk	SkI	Kg
VI	6	55	114	2508	5,35	-	0,42	-	-
V	11	77	<25	490	5,20	-	0,33	-	-
IV	13	59	64	650	4,80	-	0,39	-	-
III	8	83	<26	450	-	-	-	-	-
II	10	63	76	581	7,30	-	0,19	-	-
I	61	59	141	2498	6,14	2,27	0,80	0,59	1,18

Tab. 12 Durchschnittswerte (arithm. Mittel) für die granulometrischen Parameter in den sechs sedimentären Serien von Düppenweiler

Die Serien sind insgesamt durch sehr hohe Matrixanteile gekennzeichnet. Der Anteil der Fraktion <63µ beträgt im Durchschnitt der einzelnen Serien mindestens 29% (Tab. 12). Entsprechend den Vorbehalten, die in Kapitel C.2.2.2. dargestellt werden, sind durch die Zerstörung von Klasten bei der Sieb- und Schlämmanalyse die Matrixanteile im Mittel zu hoch.

Der Matrixanteil steigt nach Dünnschliffanalysen im Schnitt von der Serie I bis zur Serie III an, um dann bis zur Serie VI wieder abzunehmen (Tab. 12). Entsprechend der Entwicklung des Matrixanteils nehmen die Werte für C und M im unteren Teil der Schichtenfolge im Durchschnitt ab, um im oberen Teil wieder anzusteigen. Ausnahmen, wie der Median der Serie II, zeigen relativ geringfügige Abweichungen von diesem Trend und sind auf einzelne Proben zurückzuführen, die sich von den anderen Gesteinen der entsprechenden Serie unterscheiden; in der Serie II ist dies eine Probe mit niedrigem Matrixanteil (6%) und relativ hohem Medianwert (413 μ). Die Entwicklung von C und M ist bei Dünnschliffanalysen konsequenter, als bei Sieb- und Schlämmanalysen.

Bei stets schlechter Sortierung ist die Grobfraction am besten sortiert, das heißt, es liegt bei allen Proben eine positive Schiefe vor (Tab. 12). Eine mittlere Fraktion herrscht anteilmäßig vor, im Grob- und Feinbereich verlaufen die Körnungskurven flach; daher sind die Verteilungen leptokurtisch.

Die Sortierung zeigt bei Dünnschliff- und bei Sieb- und Schlämmanalysen eine gleichartige Entwicklung. Von der Serie I zur Serie II wird die schlechte Sortierung deutlich noch schlechter. Von der Serie IV bis zur Serie VI erfolgt gleichfalls eine Verschlechterung der Sortierung (Abb. 99). Für die Serie III konnten, durch den hohen Tonanteil bedingt, weder die Sortierung S_o noch die Schiefe S_k ermittelt werden. Die Schiefe S_k wird von der Serie I zur Serie II geringer, d.h., die Kurven nähern sich einer Symmetrie. Von der Serie IV bis zur Serie VI ändert sich die durchschnittliche Schiefe nicht signifikant (Abb. 99).

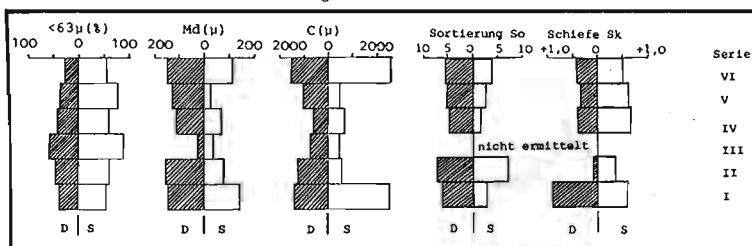


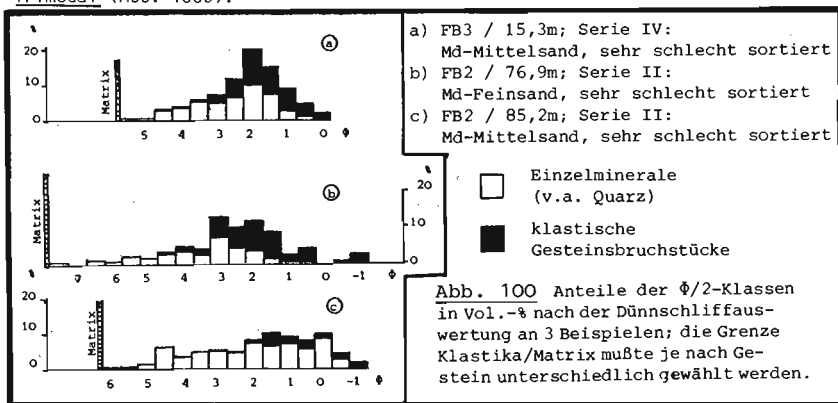
Abb. 99 Entwicklung des Anteils der Fraktion <63 μ , des Medians Md, der ersten Perzentile C, der Sortierung S_o und der Schiefe S_k über die sedimentären Serien (arithm. Mittel); D=Dünnschliffanalysen; S=Sieb- und Schlämmanalysen.

2.2.6. Zusammenhänge zwischen Korngrößenverteilung und Liefergesteinen

Die Korngrößenverteilung streut bei den meisten Proben über ein breites Korngrößenspektrum. Von ihrem lithologischen Inhalt her lassen sich drei verschiedene Fraktionen aushalten:

- 1.) Die Ton- Siltfraktion bildet die Matrix, deren Obergrenze je nach Gestein zwischen 31μ und 63μ schwankt. Sie setzt sich vorwiegend aus Phyllosilikaten -Glimmer und Tonmineralien- zusammen; Quarz tritt allerdings auch in größeren Anteilen auf.
- 2.) Die Fraktion sehr feiner Sand bis Mittelsand besteht überwiegend aus Einzelmineralien: Quarz, Feldspäte, detritische Karbonate und Schwermineralien.
- 3.) Die Fraktionen von Grobsand bis zu den Geröllen bestehen überwiegend aus Gesteinsbruchstücken. Diese treten verstärkt bereits bei Korngrößen ab etwa 176μ auf. Die Untergrenze dieser Fraktion wird aber bei 500μ angesetzt, da ab dieser Korngröße die Einzelminerale stark zurücktreten.

Naturgemäß überschneiden sich diese Fraktionen sehr stark; die Grenzen sind fließend und müssen je nach Gestein unterschiedlich gesetzt werden. Bei allen Proben ist eine Bimodalität zu beobachten, die durch das Vorherrschen der Matrix einerseits und eine Sandfraktion andererseits bedingt ist; zwischen beiden Fraktionen ist im Siltbereich ein Minimum zu beobachten (Abb. 100). Die Grobfraktion, die aus Gesteinsbruchstücken besteht, geht meist fließend aus der Sandfraktion hervor; nicht selten ist aber durch Zumischung einzelner grober Gesteinsbruchstücke ein mehr oder minder deutliches Maximum im Grobbereich ausgebildet; die Verteilung ist dann trimodal (Abb. 100b).



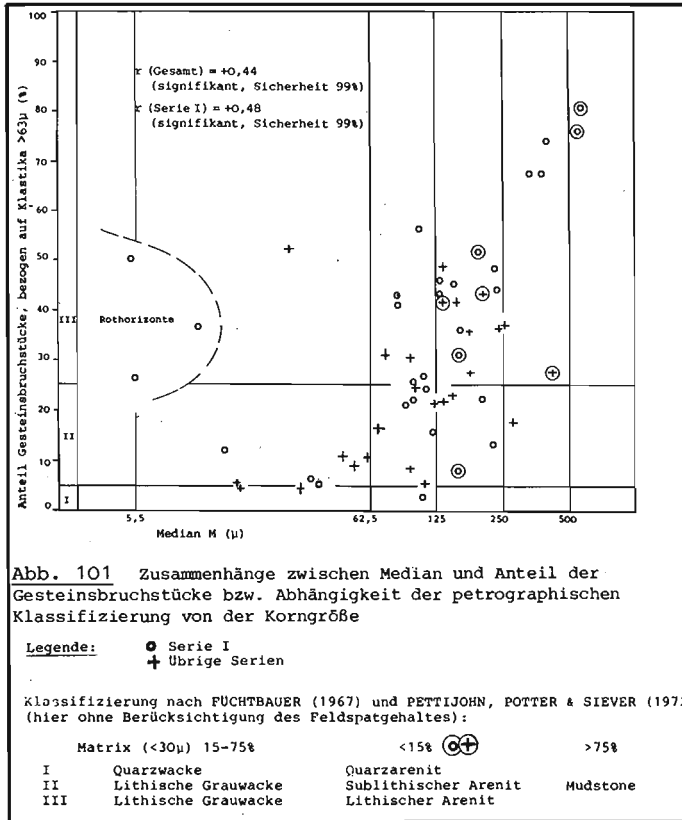


Abb. 101 Zusammenhänge zwischen Median und Anteil der Gesteinsbruchstücke bzw. Abhängigkeit der petrographischen Klassifizierung von der Korngröße

Bei den Sandsteinen ist der petrographische Modalbestand von der Korngröße abhängig. Quarzsandsteine nach der Klassifikation von PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1972) treten nicht auf. Sehr feine Sandsteine führen mindestens 15% Matrix. Je nach Anteil der klastischen Gesteinsbruchstücke handelt es sich um Quarzwacken oder um lithische Grauwacken (Abb. 101). Sandsteine, die größer als 125μ sind, führen stets mehr als 5% klastische Gesteinsbruchstücke. Bei einem Matrixanteil von über 15% handelt es sich bei den meisten Proben um Lithische Grauwacken. Mit zunehmendem Median treten progressiv Gesteine mit weniger als 15% Matrix hinzu. Es handelt sich dann um sublithischen Sandstein (5-25% klastische Gesteinsbruchstücke) oder um

lithischen Sandstein (>25% klastischer Gesteinsbruchstücke).

Die Grauwacken und Sandsteine können auch Feldspäte führen (Kap. C.2.5., D.1.).

In den Rothorizonten ist der Anteil an Gesteinsbruchstücken im Vergleich zum hier niedrigen Medianwert sehr hoch (Abb. 101).

Bei den übrigen Proben nimmt hingegen insgesamt mit steigendem Median der Anteil klastischer Gesteinsbruchstücke deutlich zu (Abb. 101). Dieser Zusammenhang ist bei einem Rangkorrelationskoeffizienten von +0,44 über alle Serien mit 99% Sicherheit signifikant.

Keine direkte Abhängigkeit besteht dagegen zwischen der Lithologie bestimmter Liefergesteine und der Menge der klastischen Gesteinsbruchstücke. Ein solcher Zusammenhang würde etwa darin bestehen, daß detritischer Quarzit allein durch seine Stabilität zu einer größeren Menge von größeren klastischen Gesteinsbruchstücken und dadurch mittelbar zu einer erhöhten Korngröße der Sedimente führen würde. Der Anteil der detritischen Gesteinsbruchstücke insgesamt (Anzahl-Prozent der Klastika) ist bei 58 untersuchten Proben nicht signifikant mit dem Anteil von klastischen Gesteinsbruchstücken mit groben Einzelmineralien -wie Quarziten- (Anzahl-Prozent der detritischen Gesteinsbruchstücke) korrelierbar ($r=+0,23$).

Im Folgenden wird gezeigt, daß die Lithologie der Liefergesteine bzw. der klastischen Gesteinsbruchstücke dennoch die Korngrößenverteilung beeinflußt. Es werden dabei zwei Gruppen von Gesteinsbruchstücken unterschieden. Die erste Gruppe besteht aus Gesteinen mit groben Einzelmineralien (>31 μ). Es sind dies vor allem Quarzite, Sandsteine und Tiefengesteine, die aus Quarzen, Feldspäten und Schwermineralien aufgebaut sind. Diese Klastika werden in Tabelle 13 als "grobkörnig" bezeichnet. Die zweite Gruppe setzt sich aus Gesteinen mit kleinen Einzelmineralien zusammen. Hier werden vornehmlich Schiefer und Tonsteine, aber auch alterierte Vulkanite erfaßt, die aus Phyllosilikaten (Glimmer und Tonmineralien), zum Teil mit Beimengungen entsprechend feiner Quarze, aufgebaut sind. Diese Gesteinsbruchstücke werden in Tabelle 13 als "feinkörnig" bezeichnet. Die prozentualen Anteile dieser beiden Gruppen an den Gesteinsbruchstücken (=100%) insgesamt wurden durch Rangkorrelationen nach SPEARMAN mit den Anteilen einzelner Korngrößenfraktionen am Korngrößenspektrum, und mit den granulometrischen Parametern Md, So und Sk verglichen.

a) Dünnschliffanalysen, alle Proben:							
	<63µ	63-125µ	125-250µ	125-500µ	Md	So	Sk
grobkörnig	-	-0,17	<u>+0,52</u>	<u>+0,64</u>	<u>+0,59</u>	-0,25	+0,21
feinkörnig	<u>+0,61</u>	-	-	-	-	-	-
56 Proben						41 Proben	
b) Dünnschliffanalysen, Serie I:							
	<63µ	63-125µ	125-250µ	125-500µ	Md	So	Sk
grobkörnig	-	-0,07	<u>+0,76</u>	<u>+0,82</u>	<u>+0,59</u>	-0,63	+0,49
feinkörnig	<u>+0,70</u>	+0,07	-	-	-	-	-
32 Proben						21 Proben	
c) Dünnschliffanalysen, Serien II-VI:							
	<63µ	63-125µ	125-250µ	125-500µ	Md	So	Sk
grobkörnig	-	-0,07	+0,34	<u>+0,60</u>	<u>+0,80</u>	+0,07	-0,04
feinkörnig	<u>+0,78</u>	+0,07	-	-	-	-	-
22 Proben						16 Proben	
d) Sieb- und Schlämmanalysen (Granulometrie) / Dünnschliff- analysen (Petrographie), alle Serien:							
	<5,5µ	<63µ	63-125µ	125-250µ	125-500µ	Md	
grobkörnig	-	-	+0,10	<u>+0,54</u>	<u>+0,50</u>	<u>+0,40</u>	
feinkörnig	<u>+0,35</u>	<u>+0,53</u>	-	-	-	-	
38 Proben							

Tab. 13 Rangkorrelationen nach SPEARMAN zwischen den Anteilen lithologisch unterschiedlicher Gruppen an den detritischen Gesteinsbruchstücken und granulometrischen Parametern.

grobkörnig=Anteil der detr. Gesteinsbruchstücke mit großen Einzelmineralen;

feinkörnig=detritische Gesteinsbruchstücke mit kleinen Einzelmineralen;

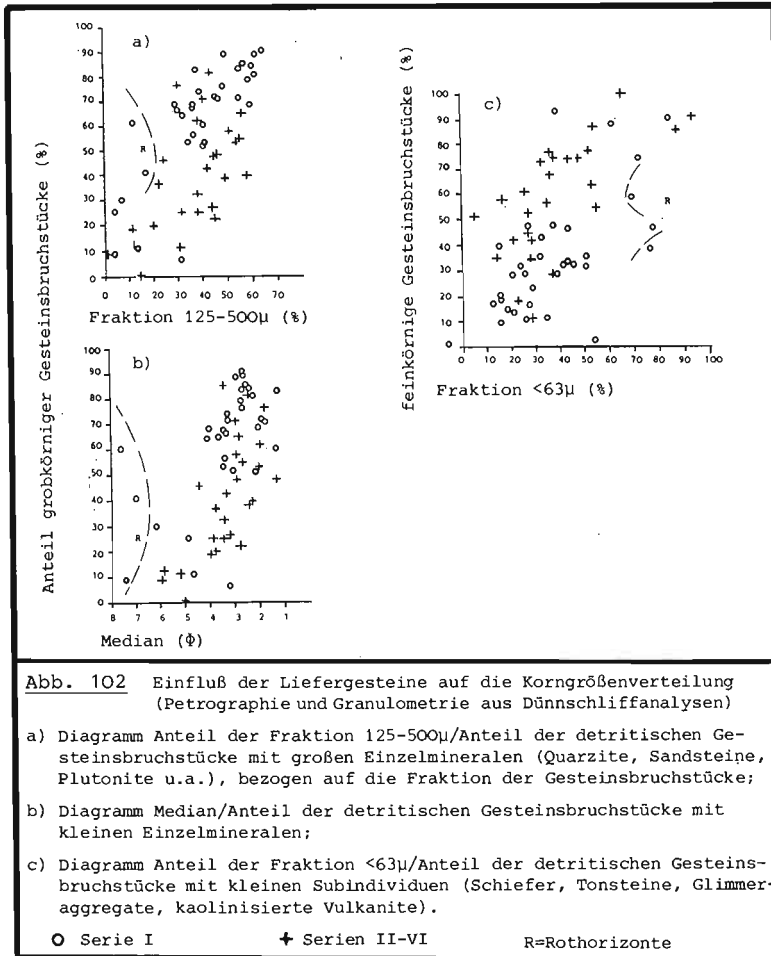
<5,5 μ , <63 μ , 63-125 μ , 125-250 μ , 125-500 μ : Anteil in Prozent der Kornsummenlinie;

Unterstrichene Koeffizienten sind signifikant:

— 99% Sicherheit

---- 95% Sicherheit.

Mit dem Anteil an detritischen Gesteinsbruchstücken mit groben Einzelmineralen wachsen die Fraktionen >125 μ und der Median, während höhere Anteile von Gesteinsbruchstücken mit kleinen Einzelmineralen mit erhöhten Matrixanteilen einhergehen. Diese Zusammenhänge sind sowohl in Dünnschliffanalysen (Abb. 102, Tab. 13a-c), als auch bei Sieb- und Schlämmanalysen (Tab. 13d) zu beobachten. Unterschiedlich verhalten sich die einzelnen Serien, wenn auch die Grundzusammenhänge bleiben. In der Serie I sind die Abhängigkeiten am deutlichsten; hier wird zusätzlich beobachtet, daß



mit dem Anteil an Gesteinsbruchstücken mit großen Einzelmineralen die Sortierung besser und die Kornverteilung schiefer (bei stets positiver Schiefe) wird (Tab. 13 b). Der Umstand, daß hier noch deutlicher Zusammenhänge auftreten, ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß durch die relativ einfache Vergesellschaftung aus Phyllit- und Quarzitetritus auch der Mechanismus einfach ist: Quarzite beliefern eindeutig die Sandfraktion, Phyllite hingegen die Feinfraktion.

Die Vergesellschaftung der anderen Serien ist bezüglich der Liefergesteine und ihrer Struktur komplexer, insbesondere, wenn man die verschiedenen Serien en bloc betrachtet. So können korrodierte Vulkanite und vergrünte Tiefengesteine in unterschiedlich große Einzelminerale zerfallen. Abhängigkeiten von komplexeren Größen, wie Sortierung und Schiefe, sind nicht mehr zu beobachten; der Median zeigt aber gerade hier die deutlichste Abhängigkeit von der Struktur der Liefergesteine.

Es fällt auch hier auf, daß die Rothorizonte eine gesonderte Gruppe bilden, die dem allgemeinen Trend nicht folgt: unabhängig von der Art der Gesteinsbruchstücke ist ihr Median und ihr Sandanteil stets niedrig, der Feinanteil dagegen stets hoch (Abb. 102).

Ein Zusammenhang zwischen Korngrößenverteilung und Art der Liefergesteine ist damit nachgewiesen. Der Umstand, daß dies über die gesamte Folge, unabhängig von den unterschiedlichen detritischen Gesteinsparagenesen der einzelnen Serien, auftritt, ist ein Hinweis darauf, daß die Liefergesteine die Korngrößenverteilung beeinflussen, und nicht umgekehrt durch bestimmte Korngrößenverteilungen repräsentierte spezifische Transportmechanismen jeweils unterschiedliche klastische Gesteine geliefert haben.

Dieser Zusammenhang schließt eine Neubildung oder sekundäre Einschwemmung des Feinanteils aus. Zwei Entstehungsmöglichkeiten bleiben:

- 1) Die Klastika sind nach der Ablagerung weiter zerfallen. In Bodenbildungen (Rothorizonten) wird dies tatsächlich beobachtet (Taf. 11 Fig. 2). Eine Pseudomatrix in Form von zerdrückten Gesteinsbruchstücken ist als diagenetische Erscheinung zwar in einigen Proben zu beobachten, jedoch nicht die Regel.
- 2) Der gesamte grobe wie feine Detritus der einzelnen Schichten wurde gleichzeitig transportiert und abgelagert. Eine Möglichkeit wäre, daß während des gemeinsamen Transportes verschiedener klastischer Gesteine die Zerkleinerung der Klastika bis zur Ablagerung weiter erfolgte. Dies setzt voraus, daß die Klastika zumindest zum Teil mechanisch recht instabil waren -wie Phyllite-, die detritische Gesteinsassoziation also nur eine kurze Strecke gemeinsam transportiert wurde. Eine weitere Möglichkeit wäre, daß die klastische Gesteinsparagenese erst am Ort der Ablagerung entstand, indem zum Beispiel verschiedene Wasserläufe mit verschiedenen Klastika auf dem Alluvialfächer ihr Material abgelagerten, oder verschiedene Teilfächer, mit verschiedenen Liefergebieten bzw. -gesteinen miteinander verzahnt waren. In jeder dieser beiden Möglichkeiten zeigt sich die große Immaturität der Gesteine.

Die Einzelminerale als die Grundbausteine der klastischen Gesteinsbruchstücke sind nach diesen primären detritischen Gesteinsfragmenten die sekundären Zerfallsprodukte von Verwitterung und mechanischer Beanspruchung während des Transportes. Die Sandfraktion setzt sich aus den Einzelmineralen von Quarziten, Sandsteinen und Tiefengesteinen (Quarz, Feldspäte, Schwerminerale) zusammen. Die Feinfraction geht unter anderem auf die Glimmer und Tonmineralien der Schiefer und Tonsteine, aber auch der alterierten Vulkanite zurück (Abb. 103).

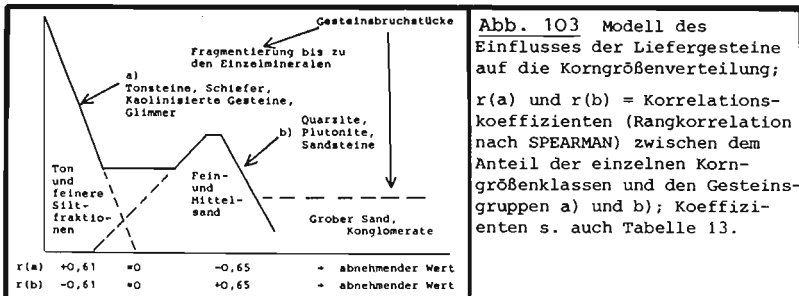


Abb. 103 Modell des Einflusses der Liefergesteine auf die Korngrößenverteilung; $r(a)$ und $r(b)$ = Korrelationskoeffizienten (Rangkorrelation nach SPEARMAN) zwischen dem Anteil der einzelnen Korngrößenklassen und den Gesteinsgruppen a) und b); Koeffizienten s. auch Tabelle 13.

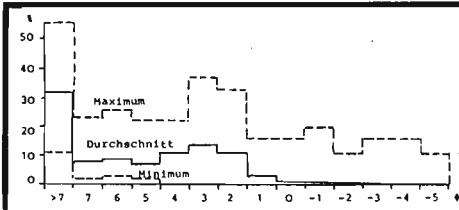


Abb. 104 Korngrößenverteilung einer errechneten Gesamtprobe aller in Sieb- und Schlämmanalysen untersuchten Proben (Prozentuale Anteile der einzelnen ϕ -Klassen).

Die Fraktion Mittelsilt bis sehr feiner Sand ($63-125\mu$) bleibt unterrepräsentiert, da die Einzelminerale der Liefergesteine, soweit sie nicht ohnehin sehr fein (=Ton) sind, überwiegend der Fraktion $>125\mu$ angehören und offenbar nach dem Zerfallen der Gesteine nicht weiter zerkleinert wurden. Daraus resultiert die Bimodalität der Korngrößenverteilungen (Abb. 103). Diese ist bei den einzelnen Proben zu beobachten (Abb. 100) und gilt gleichermaßen für die errechnete Durchschnittsprobe aller untersuchten Gesteine (Abb. 104). Das gleiche Bild liegt bei der Häufigkeitsverteilung der "stärksten Fraktion" vor (Abb. 83).

In Sandsteinen mit vornehmlich quarzitischem bzw. grobkristallinem Detritus ist der Tonanteil im allgemeinen verhältnismäßig gering, in Sandsteinen mit feinkörnigen, tonigeren Gesteinsbruchstücken, die aus tonreicheren Liefergesteinen stammen, dagegen höher.

Die Liefergesteine sind unmittelbar mitverantwortlich für die Korngrößenverteilung; sie beeinflussen den Anteil einzelner Fraktionen, die mittlere Korngröße, sogar Sortierung und Schiefe. Dies ist ein deutlicher Hinweis auf die große Immaturität der Sedimente.

2.2.7. Vergleich mit Sedimenten bekannter Genese

Die sedimentologisch-granulometrischen Betrachtungen haben für die verschiedenen Sedimente, die in den Bohrungen Düppenweiler angetroffen werden, zu Aussagen über Transport- und Ablagerungsmechanismen geführt. In einem abschließenden Kapitel werden die granulometrischen Werte der sedimentären Serien von Düppenweiler, auch im Rahmen einer Faktorenanalyse, mit Sedimenten rezenter bis subrezenter Genese (BULL 1963, 1972, RIEZEBOS 1982, SHARP & NOBLES 1953, SINDOWSKI 1958 und VISHER 1969) verglichen. Diese Sedimente bekannter Genese umfassen häufig nur ein eingegrenztes Korngrößenspektrum (oft etwa 31-2000 μ). Von den Gesteinen von Düppenweiler werden, soweit möglich, die Dünnschliffanalysen zum Vergleich hinzugezogen. Von den Proben bekannter Entstehung wurden solche beim weiteren Vergleich berücksichtigt, die in einer Faktorenanalyse gemeinsam mit den Proben von Düppenweiler ein ähnliches Bild boten, wie bei der Analyse der Gesteine von Düppenweiler allein.

Diese vergleichende Betrachtung erfaßt die feinsten Gesteine, die aus uniformer Suspension abgelagert wurden, nicht. Für sie stehen aus Düppenweiler nur Daten aus Sieb- und Schlämmanalysen zur Verfügung, da reine Tonsteine im Dünnschliff nicht granulometrisch meßbar sind. Andererseits werden Tone auch in der Vergleichsliteratur nicht diskutiert. Ihre Entstehung bei niedrigem energetischem Niveau ist innerhalb bestimmter Grenzen eindeutig, andererseits in zahlreichen unterschiedlichen Ablagerungsräumen möglich. Signifikant unterschiedliche Kornkurven dieser Fraktion sind kaum zu ermitteln, da gerade hier unwägbare Faktoren wie Kornform und Dichte der Klastika (unterschiedliche Phyllosilikate, Quarz etc.) eine gewichtige Rolle spielen.

Für den Vergleich mit den Gesteinen von Düppenweiler eignen sich insbesondere:

- Alluvialfächerablagerungen (BULL 1963, 1972);
- Ablagerungen aus Schlammströmen (SHARP & NOBLES 1953);
- fluviatile Sedimente des Rio Magdalena (Kolumbien) und seiner Nebenflüsse (RIEZEBOS 1982);

- Talsande, Ablagerungen periodischer Wüstenflüsse und limnische Beckensedimente (SINDOWSKI 1958);
- Sedimente der fluviatilen Deltaplattform und Turbidite (VISHER 1969).

Die feinsten zu vergleichenden Gesteine sind diejenigen vom Typ D1 (S1 zum Teil). Es sind dies vornehmlich Siltsteine, die im groben Silt- und feinen Sandbereich die beste Sortierung aufweisen. Im Feinbereich verflachen die Kornkurven stark, im Groben ebenfalls zum Teil. Turbidite ähneln dem besser sortierten Segment dieses Kornverteilungstyps, zeigen aber keinerlei Bimodalität durch Verflachung im Grobbereich.

Die Kurven des Typs D1a zeigen eine starke Ähnlichkeit mit Verteilungen von:

- Schlammstromablagerungen auf Alluvialfächern (BULL 1963);
- Schlammstromablagerungen, aus fließendem Wasser abgelagert (SHARP & NOBLES 1953);
- Talsande (SINDOWSKI 1958);
- Limnische Beckensedimente (SINDOWSKI 1958);
- Ablagerungen auf Untiefen der Deltaplattform (VISHER 1969).

Der Kurvenverlauf ist bei den Gesteinen von Düppenweiler allerdings flacher, der Feinanteil und zum Teil auch der Anteil grober Partikel sind höher. Gradierte Suspension war das transportierende Medium, die Strömungsgeschwindigkeit war bei hohem Tonanteil in der Trübe gering. Einzelne Sandkörner konnten springend mitgeführt werden, in Anbetracht der geringen Transportenergie allerdings wohl nur eine kurze Strecke. Bei Düppenweiler wurde neben sehr grobem auch sehr feines Material transportiert und aus-sedimentiert. Bei den Vergleichsedimenten stand das feine Material entweder nicht zur Verfügung, oder es wurde wieder ausgewaschen. Die schlechtestsortierten Gesteine des Typs D1a ähneln insbesondere Schlammstromablagerungen von Alluvialfächern (BULL 1963).

Die Kurven des Typs D1b verlaufen noch flacher, als jene des Typs D1a. Obwohl sie Kornverteilungen von limnischen Beckensedimenten (SINDOWSKI 1958) ähneln, ist diese Verteilung in Düppenweiler wahrscheinlich sekundär, durch Verwitterung bei Bodenbildungsprozessen, bedingt.

Die Sedimenttypen D2, D3 und D4 (sowie S3 und S4a) entsprechen vor allem fluviatilen Ablagerungen und Alluvialfächersedimenten. Es sind dies unreife Bildungen, deren Liefergesteine in unmittelbarer Nähe anstehen.

Vor allem Sedimente des Typs D3 entsprechen den von RIEZEBOS (1982) untersuchten Ablagerungen des Rio Magdalena (Kolumbien) und seiner Nebenflüsse.

Dabei handelt es sich um Hochgebirgsflüsse in den kolumbianischen Anden mit angrenzenden Schuttfächern. Gegenüber vielen anderen fluviatilen Bildungen zeichnen sie sich durch weniger gute Sortierung und einen relativ hohen Feinanteil aus. Eine große Ähnlichkeit weisen Sedimente des Typs D3 auch mit den Ablagerungen verwilderter Wasserläufe auf Alluvialfächern (BULL 1963) auf.

Talsand und Flußbettsande (SINDOWSKI 1958) sowie Delta-Ablagerungen und turbiditische Produkte (VISHER 1969) zeigen gewisse Ähnlichkeiten mit Sedimenten des Typs D2 (S3). Turbidite weisen jedoch nie eine Verflachung der Körnungskurve im groben Bereich auf, die anderen genannten Vergleichsedimente sind wesentlich besser sortiert, als die Gesteine von Düppenweiler. Fluviale Ablagerungen können als Maß für durchschnittliche Transportenergien hinzugezogen werden: Flußbettsande, die -bis auf den fehlenden Feinanteil- den Proben des Typs D2 stark ähneln, wurden aus Strömungen mit Geschwindigkeiten von 1,10-1,13m/sec bei einer Wasserführung von 22,7-27,1m³/sec abgelagert (SINDOWSKI 1958).

Die gröberen Sedimente des Typs D2 (S3) ähneln ebenfalls den von RIEZEBOS (1982) beschriebenen fluviatilen Ablagerungen, aus fließendem Wasser in Rinnen auf Alluvialfächern abgelagerten Sandsteinen (BULL 1963), sowie den Ablagerungen von Gezeitenflüssen, periodischen Wüstenflüssen, fluviatilen Reliktsanden (SINDOWSKI 1958) und Schlammströmen (SHARP & NOBLES 1953). Es handelt sich um sehr schlecht sortierte Sandsteine, bei denen die größte Fraktion die beste Sortierung zeigt; nachlassende Turbulenz führte zur Ablagerung des gesamten Materials, nachdem größere Partikel bereits vorher aussedimentiert wurden.

Trimodale Verteilungen -Matrix, Sandfraktion, einzelne Gerölle- werden bei einem Teil der Sedimente vom Typ D4 beobachtet. Es sind dies extrem schlecht sortierte Gesteine, die vor allem mit den von RIEZEBOS (1982) untersuchten fluviatilen Ablagerungen und mit Schlammstromablagerungen sowie Übergängen zwischen den Schlammstromablagerungen und Rinnensedimenten auf Alluvialfächern (BULL 1963) vergleichbar sind. Im Fein- bis Mittelsandbereich ist die Sortierung am besten, im groben Bereich verflacht die Kurve meist, im Feinbereich immer, bei feinen Silt- und Tongehalten von über 10%. Es steht ein breites Korngrößenspektrum zur Verfügung, doch vermag die Transportenergie über die in gradierter Suspension transportierte Hauptfraktion hinaus nur einzelne gröbere Körner springend mitzuschleppen.

Die flachsten Kurven, meist unimodal (Typ D4a/S4b) sind mit der Korngrößenverteilung fluviatiler Sedimente (RIEZEBOIS 1982) und, wenn sie besonders weit in den groben Bereich hineinreichen, mit Schlammstromablagerungen (SHARP & NOBLES 1953) zu vergleichen. Der Kurvenverlauf ist bei diesem Typ so gut wie identisch mit jenem von Schlammstromablagerungen auf Alluvialfächern in Kalifornien (BULL 1963). Bei Sedimenten dieses Typs wurde das Material rasch, z.T. in Wasserströmung (fluviatil), zum Teil aber auch in stark verdichteten Schlammströmen, die sich nicht wie "normale" fluide Phasen verhalten, transportiert und rasch, ohne weitere Separierung, abgelagert.

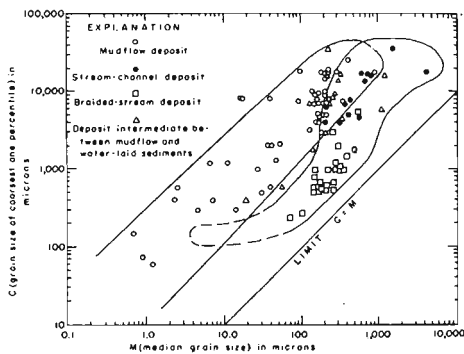


Abb. 105

C/M-Diagramm von Alluvialfächerablagerungen aus western Fresno County, Kalifornien (aus BULL 1972).

Die C/M-Diagramme der Gesteine von Düppenweiler (Abb. 85, 86) entsprechen in ihrer Ausbildung weitgehend dem C/M-Diagramm, das BULL (1972) für Alluvialfächerablagerungen aus western Fresno County, Kalifornien, vorstellt (Abb. 105). Demnach belegen die Gesteine des Sedimenttyps D4 (S4) die Fläche links von den für traktive Wasserströmungen charakteristischen Segmenten, wo nach BULL (1972) bei Alluvialfächerablagerungen aus Schlammströmen aussedimentierte Gesteine zu finden sind. Das gleiche gilt für Gesteine des Typs S1 und die feineren Typen des Typs D1. Gesteine des Sedimenttyps D2 (S3) liegen in einem Bereich (PQ-, OP-, NO-Segmente), der nach BULL (1972) bei Alluvialfächersedimenten Korngrößenverteilungen repräsentiert, die teils in den Hauptströmungskanälen (stream channels) gebildet wurden, teils auch Ablagerungen zuzuordnen sind, die zwischen Schlammstromprodukten und aus fließendem Wasser abgelagerten Sedimenten

vermitteln. Gesteine des Typs D3/S2 (QR-Segment) sind auf Alluvialfächern Ablagerungen aus verwilderten Wasserläufen zuzuordnen (BULL 1972).

Insgesamt gleicht das Spektrum der Korngrößenverteilungen neben anderen, v.a. fluviatilen und limnischen Sedimenten, deutlich unreifen Ablagerungen des Oberlaufs von Flüssen, nahe dem Liefergebiet, mit wechselnder Wasserführung, wie sie von RIEZEBOS (1982) beschrieben werden, und noch stärker Alluvialfächerablagerungen aus Kalifornien (BULL 1982).

2.3. Schwermineralien

2.3.1. Überblick

Insgesamt wurden 136 Schwermineralanalysen nach den in Kapitel B.8. beschriebenen Methoden durchgeführt. Die meisten Untersuchungen (101 Proben) erfolgten in der Fraktion 63-125 μ nach Säurebehandlung. Im Folgenden sind die Ergebnisse dieser Analysen dargestellt, wenn keine Angaben über abweichende Methodik gemacht werden. Bei der Auswertung wurde auf die in Kapitel B.8. erläuterten Begriffe "absolute" (=auf die Gesamteinwaage bezogene) und "relative" (=auf die Summe der transparenten detritischen Schwerminerale bezogene) Anteile der einzelnen Mineralien zurückgegriffen.

In der für die weitere Auswertung meist allein herangezogenen Fraktion 63-125 μ betrug der Anteil der Schwermineralien an der Einwaage durchschnittlich 1,67 Gewichts-Prozent, mindestens aber 0,10% und -bei hohen Gehalten an opaken Schwermineralien- maximal 10%. Die häufigsten angetroffenen Schwermineralien sind Zirkon, Granat, Turmalin, Rutil, Apatit, Pyrit und in der Serie Hämatit. Die Anteile der transparenten authigenen und der opaken Schwermineralien, die ebenfalls überwiegend authigen entstanden sind, schwanken sehr stark (s. Kap. 2.3.4.1., Tab. 22). Die opaken Schwermineralien bilden im Durchschnitt den bei weitem überwiegenden Teil der Schwermineralfraktion. Das Verhältnis opake / authigene transparente / detritische transparente Schwermineralien beträgt im arithmetischen Mittel 82/1/17.

Die Mindest-, Höchst- und Durchschnittsanteile der säureunlöslichen detritischen transparenten Schwerminerale Zirkon, Turmalin, Granat und Rutil sind in Tabelle 14 dargestellt. Zu diesen Mineralien tritt häufig Apatit in sehr hohen Anteilen (bis 89 Anzahl-Prozent), die allerdings nur bei einem Teil der Proben durch abweichende Methodik (Kap. B.8.) ermittelt wurden.

		Zirkon	Turmalin	Rutil	Granat
Min.	%	5	0	0	0
	ppm	10	0	0	0
Max.	%	100	70	29	76
	ppm	4397	1129	1071	4120
Ø	%	58	19	8	15
	ppm	530	167	114	292

Tab. 14 Minimale (Min.), maximale (Max.) und durchschnittliche (Ø = arithm. Mittel) Anteile der detritischen transparenten Hauptkomponenten am Schwermineralspektrum über die sechs sedimentären Serien (I-VI); relative (%) und absolute (ppm) Anteile, s. Kap. B.8.

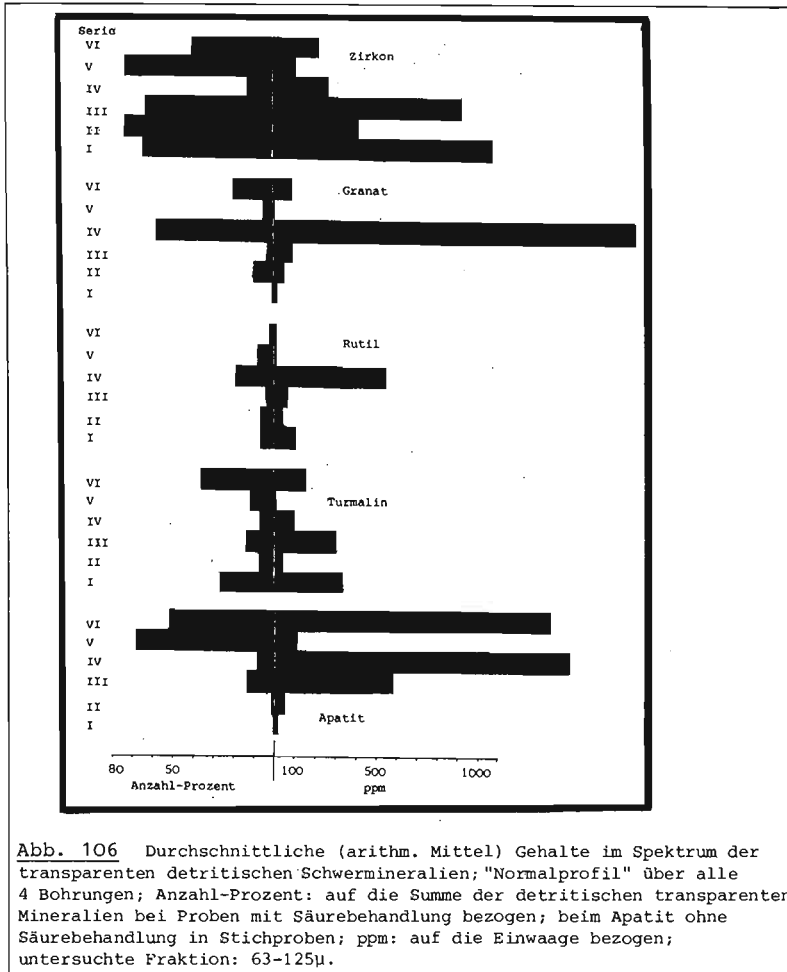
Die einzelnen Serien führen zum Teil qualitativ sehr unterschiedliche Paragenesen der detritischen transparenten Schwermineralien (Abb. 106 und Tab. 15). Die quantitative Zusammensetzung schwankt auch innerhalb der Serien stark (Abb. 107-110, Tab. 15).

Die folgende zusammenfassende Darstellung der Entwicklung beschreibt ein "Normalprofil" über alle vier Bohrungen. Grundlegende laterale Unterschiede über die stratofazielle Differenzierung der Schichtenfolge hinaus ergeben sich durch die Schwermineralanalyse nicht.

In der Serie I herrscht stark Zirkon vor, der überwiegend relativ groß und gerundet ist und auch in rötlichen Exemplaren auftritt. Daneben findet sich Turmalin -idiomorphe Kristalle sind relativ selten- und etwas Rutil. Granat, Apatit und andere treten meist stark zurück.

Im unteren Teil der Serie II findet sich -bei Abnahme der absoluten Anteile- die gleiche Paragenese wie in der Serie I. Hinzu treten unweit der Basis Granat und Apatit in erhöhten Anteilen. Zirkon ist deutlich häufiger idiomorph oder scherbübig geformt. Turmalin tritt stark zurück. Im Top leitet ein beprobter Horizont nach der Schwermineralvergesellschaftung zur Serie IV über.

Die Serie III ist zwar von den anderen Serien zum Teil abgrenzbar, doch finden sich in ihr Horizonte, die schwermineralogisch anderen Serien (am ehesten Serie II) entsprechen. Daher zeigt diese Serie sehr unterschiedliche Paragenesen und bildet kein einheitlich spezifisches Spektrum aus. Die Vergesellschaftung aus vulkanitischen Horizonten und vulkanitischen Geröllen, die am ehesten als typisch anzusehen ist, zeichnet sich durch einen hohen relativen Zirkonanteil -oft bizarr oder idiomorph geformt- und verhältnismäßig viel Turmalin, sehr wenig Rutil und Granat und einen



stark ansteigenden Apatitanteil (oft idiomorph) aus. Hinzu tritt ein in einigen Proben hoher Gehalt an Hornblenden und etwas Orthopyroxene. Überwiegend treten diese Mineralien aber nicht auf.

Serie IV zeichnet sich durch ein Vorherrschen von Apatit und Granat (vor allem Almandin) und erhöhte Rutilanteile aus.

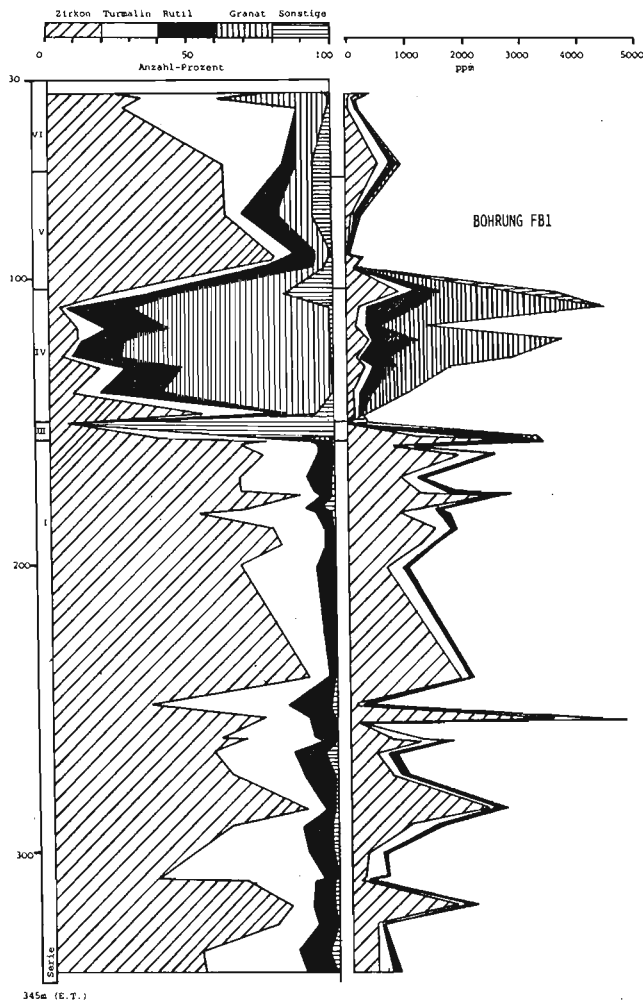


Abb. 107 Transparente detritische säureunlösliche Schwerminerale: relative (Anzahl-Prozent, bezogen auf die Summe der detrit. transp. säureunlöslichen Mineralien) und absolute (ppm, auf die Einwaage bezogen) Anteile; Entwicklung in der Schichtenfolge der Bohrung FB1.

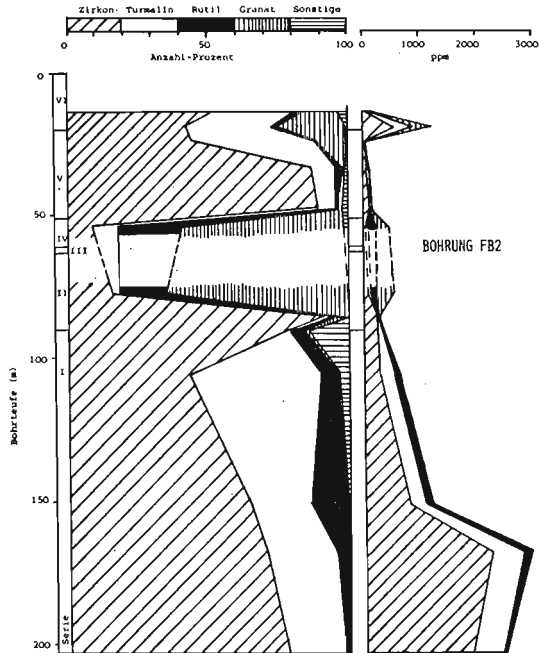


Abb. 108 Transparente detritische säureunlösliche Schwerminerale: Entwicklung in der Schichtenfolge der Bohrung FB2.

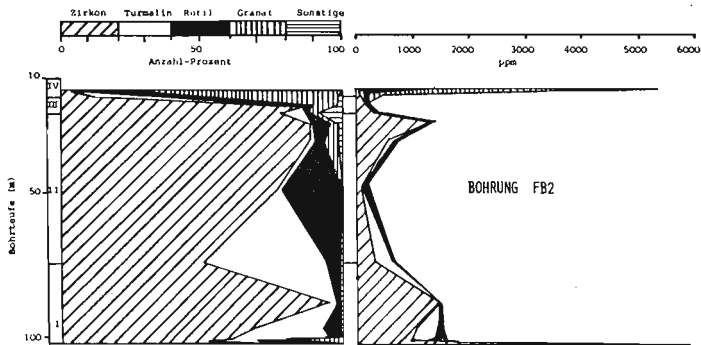


Abb. 109 Transparente detritische säureunlösliche Schwerminerale: relative (Anzahl-Prozent, auf die Summe der detr. transp. säureunlös. Schwerminerale bezogen) und absolute (ppm, auf die Einwaage bezogen) Anteile; Entwicklung in der Schichtenfolge der Bohrung FB3.

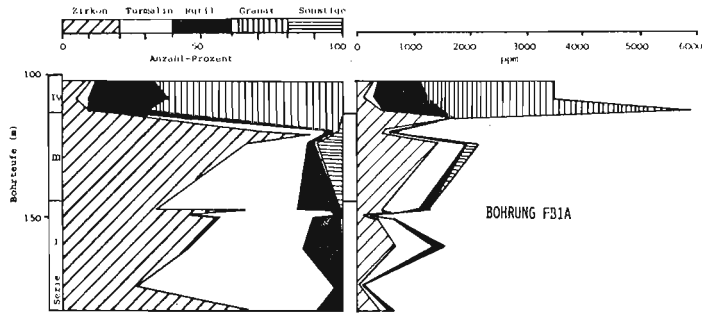


Abb. 110 Transparente detritische säureunlösliche Schwermineralien: relative (Anzahl-Prozent, auf die Summe der detr. transp. säureunl. Schwermineralien bezogen) und absolute (ppm, auf die Einwaage bezogen) Anteile; Entwicklung in der Schichtenfolge der Bohrung FB1a.

Tab. 15 →

Die detritischen transparenten Schwermineralien der Fraktion 63-125µ:

"in Proben"	- Proben, in denen das betreffende Mineral auftritt (Anzahl) /Anzahl der untersuchten Proben
%	- Anzahl-Prozent; 100% = Summe der detritischen transparenten säureunlöslichen Schwerminerale
ppm	- Anteil des Minerals an der untersuchten Fraktion
Min	- Mindestwert
Max	- Höchstwert
Ø	- Durchschnittswert (arithmetisches Mittel)
Sonstige	- Mineralien, die in den meisten Proben nicht oder nur untergeordnet auftreten
-	- fehlt
(+)	- nur in einzelnen Körnern und wenigen (max. 3) Horizonten
+	- mehrfach auftretend, in der Regel aber <1% in der Einzelprobe
++	- in einzelnen Proben >5% (im allgemeinen aber nicht oder nur in Spuren)
Serie IIIa	- 3 vulkanogene Horizonte der Serie III (die anderen 3 untersuchten Proben der Serie III ähneln in ihrer Ausbildung sehr stark den Serien II, IV bzw. V.)
Apatit	- zum Teil >100%, da sein Anteil -als säurelösliches Mineral- auf die Summe der säureunlöslichen Mineralien (=100%) bezogen wird.

Mineral	Serie	I	II	III	IIIa	IV	V	VI	VII
Zirkon	in Proben	46/46	9/9	6/6	3/3	14/14	7/7	6/6	1/3
	% Min	26	16	6	6	5	45	23	
	Max	97	90	100	98	54	89	62	
	Ø	64	73	63	47	13	73	40	
	ppm Min	25	44	26	26	44	16	64	
	Max	4397	1245	1773	1456	924	244	558	
	Ø	1079	418	930	682	270	107	226	
Turmalin	in Proben	46/46	8/9	4/6	2/3	13/14	7/7	6/6	1/3
	% Min	1	0	0	0	0	5	21	
	Max	70	43	35	22	25	43	60	
	Ø	27	7	14	15	7	12	36	
	ppm Min	49	0	0	0	0	3	44	
	Max	794	281	1129	479	294	14	373	
	Ø	336	41	305	224	95	10	157	
Rutil	in Proben	44/46	9/9	4/6	2/3	14/14	7/7	5/6	0/3
	% Min	0	1	0	0	4	1	0	
	Max	15	22	10	4	29	18	5	
	Ø	7	7	3	1	19	8	2	
	ppm Min	0	5	0	0	9	1	0	
	Max	656	88	319	33	1071	36	48	
	Ø	105	37	64	19	544	14	13	
Granat	in Proben	12/46	7/9	4/6	2/3	14/14	7/7	6/6	1/3
	% Min	0	0	0	0	11	1	5	
	Max	27	65	15	2	76	13	40	
	Ø	1	10	3	1	58	5	20	
	ppm Min	0	0	0	0	28	1	19	
	Max	490	344	495	15	4120	19	304	
	Ø	13	52	88	10	1787	6	91	
Apatit	in Proben	2/8	2/2	3/4	1/2	4/4	1/1	3/3	1/1
	% Min	0	7	0	0	24		251	
	Max	22	13	526	526	200		797	
	Ø	3	10	136	263	81	679	514	
	ppm Min	0	32	0	0	553		830	
	Max	89	72	2122	2122	2971		2255	
	Ø	14	52	581	1061	1453	112	1345	
<u>Sonstige:</u>									
Beryll		-	-	-	-	+	-	+	
Chloritoid		-	-	-	-	(+)	-	-	
Hornblende		-	-	+	++	+	(+)	-	
Korund		+	-	+	+	-	-	-	
Monazit		+	++	+	-	+	+	+	
Ortho-Pyroxen		(+)	-	+	+	-	-	-	
Skapolith (?)		(+)	-	-	-	-	-	-	
Spinell		+	+	+	-	+	+	+	
Staurolith		+	-	-	-	-	-	-	
Titanit		-	-	-	-	-	-	(+)	
Topas		(+)	-	+	+	-	-	-	
Vesuvian		-	(+)	-	-	-	(+)	(+)	
Xenotim		+	+	-	-	+	+	+	

Tab. 15

Zirkon tritt zurück, Turmalin findet sich nur noch in kleinen Anteilen. Typisch sind auch rundliche kryptokristalline Glaukonitaggregate, die sich in allen Proben dieser Serie in Spuren finden.

Zur Serie V erfolgt ein deutlicher quantitativer Wechsel: während der absolute Anteil aller Minerale abnimmt, erhöht sich der relative Anteil des Zirkons und des Apatits; Turmalin, Rutil und Granat finden sich weiter in kleinen Mengen. Im Top ist ein Übergang zur Serie VI zu beobachten.

In der Serie VI ist bei wieder ansteigendem absolutem Gesamtmineralgehalt ein Vorherrschen von Apatit, und daneben Zirkon und Turmalin, feststellbar. Granat -hier zum Teil in abweichender mikrokristalliner aggregatartiger Form- findet sich weiter, Rutil tritt stark zurück.

Der überschobene Phyllitkomplex der Serie VII weist für eine quantitative Analyse bei weitem zu geringe Anteile transparenter Schwerminerale auf. Die auftretenden Schwerminerale ähneln denjenigen der Serie VI und der Serie I. Zirkon, rundlich und scherbzig, zum Teil rot, scheint vorzuherrschen, zusammen mit Turmalin (Schörl), der rundlich oder scherbzig ausgebildet ist. Granat und auch Apatit finden sich in kleinen Anteilen.

2.3.3. Beschreibung der auftretenden Schwerminerale

Die auftretenden Schwerminerale werden in den folgenden Kapiteln in alphabetischer Reihenfolge aufgelistet.

2.3.2.1. Detritische transparente Schwerminerale

Anatas: siehe authigene Schwerminerale (S. 176); selten detritisch.

Apatit tritt in unterschiedlichen Anteilen in allen Serien auf. In der Serie IV und in vielen Proben der Serien II, V und VI beherrscht er das Spektrum der transparenten Schwerminerale. Er findet sich in unterschiedlicher Form:

- idiomorph prismatisch (kurz- bis langsäulig; s. Taf. 2, Fig. 9-15, 17, 18);
- scherbzig
- säulig oder scherbzig, kantengerundet (Taf. 2, Fig. 16);
- gut gerundet (Taf. 2, Fig. 19).

Die Lichtbrechung liegt bei etwa $n=1,635$ (Fluorapatit).

Neben dem vorherrschenden farblosen Apatit tritt in der Serie III zum Teil in großen Anteilen säuliger Apatit auf, der durch axiale Einschlüsse braungelblich bis graubräunlich verfärbt ist und Pleochroismus vorspiegelt (Taf. 2, Fig. 9-12). Alle Übergänge zu normalem, einschlußfreiem

Apatit finden sich. Diese spezielle Varietät tritt zum Teil auch in den Serien IV und V auf; hier findet sie sich in Form zerbrochener (Taf. 2 Fig. 17) und/oder gerundeter (Taf. 2 Fig. 16) Körner.

Beryll: Farblos, schwach gelblich oder blau; scherbzig und säulig; Einzelkörner in den Serien IV und V.

Brookit: siehe authigene Schwerminerale (S. 177); selten detritisch.

Chloritoid: Grünlichblaues Fragment, 1 Korn in der Serie IV.

Glaukonit: Grüne, mikro- bis kryptokristalline Aggregate, rundlich, in allen Horizonten der Serie IV (Taf. 2, Fig. 25).

Granat findet sich, je nach Serie, in sehr unterschiedlichen Anteilen und in unterschiedlicher Form:

1. Mikrokristalline Aggregate, Verwachsungen mit Ton/Glimmer und Quarz, farblos bis schwach gelblich; partiell Verfärbungen durch mikrokristalline Fremdmineraleinschlüsse; unbekannte Genese; mit den angewandten Methoden keine weitere Identifizierung möglich; in den Serien V und vor allem VI, in anderen Serien stark untergeordnet.
2. Almandin-Pyrop, rosa-violett; bei weitem vorherrschender Granat in den Serien I bis IV, aber auch in den Serien V und VI auftretend.
3. Andradit, gelblich; durch Farbe, Lichtbrechung und Röntgenbeugung identifiziert; untergeordnet, in Einzelproben der Serie IV auch etwas häufiger, aber nicht prozentual erfaßt.

Almandin und Pyrop treten nebeneinander auf; in einer Röntgenbeugungsanalyse liegen bei $d=2,57$ und $d=2,58$ zwei scharfe Reflexe unmittelbar nebeneinander. Almandin herrscht im allgemeinen deutlich vor (überwiegend: $n=1,76$ bis $n=1,79$; oft $n=1,79$).

Almandin (-Pyrop) und Andradit treten in gleichartiger Form auf. Im Durchlicht sind sie überwiegend völlig farblos. Gerundete Körner überwiegen; sie sind oft kugelig, also vom idiomorphen Habitus geprägt (Taf. 2, Fig. 2). Unregelmäßig gerundete Formen sind ebenfalls häufig zu beobachten (Taf. 2, Fig. 1, 3, 5, 6). Daneben treten idiomorphe Kristalle (Taf. 2, Fig. 4), wachstumsbehinderte Formen (Taf. 2, Fig. 5) und scherbzig zerbrochene Körner auf. Die Granate haben teilweise eine mehr oder minder glatte Oberfläche (Taf. 2, Fig. 3), zeigen aber überwiegend eine typische treppige Korrosion, die teilweise soweit geht, daß die primäre Form nicht mehr sichtbar ist (Taf. 2, Fig. 7+8). Bizarr-treppig geätzte Granate bilden bei kleineren Körnern die zweithäufigste Gruppe (Tab. 16).

Untersuchte Fraktion	Form +idiomorph	gerundet	scherbig	treppig geätzt, bizarr
63-125µ	17	46	6	31
125-500µ	42	43	2	13

Tab. 16 Anteile der verschiedenen Granatformen bei unterschiedlicher Korngröße (Anzahl-%).

In der größeren Fraktion treten die bizarren Formen zugunsten von idiomorphen Granaten zurück. Die kleinen bizarren Granate sind Bruchstücke von ursprünglich größeren Exemplaren. Im Dünnschliff werden sie in dolomitischen Rißfüllungen beobachtet, in denen manchmal verschiedene Teile größerer Granate verdriftet sind: die ursprünglich rundlichen oder idiomorphen Granate sind hier beim tektonischen Zerschneiden des Gesteins zerstückelt worden. Insgesamt ist der Granat das größte auftretende Schwermineral (s. Kap. C.2.3.3.2.).

Hornblende findet sich in idiomorphen, meist zerbrochenen Kristallen (Taf. 2, Fig. 20+21), die in dickeren Spaltstücken braun, in dünnen Partien grünlich gefärbt erscheinen. Die Lichtbrechung liegt bei $n=1,665$, die Auslöschungsschiefe bei $12-14^\circ$. Hornblenden finden sich vereinzelt in vulkanogenen Horizonten der Serie III, mit idiomorphem Apatit und wenig Zirkon vergesellschaftet. Vereinzelt treten sie als eckige bis kantenrunde Körner in der Serie IV (untergeordnet in der Serie V) auf.

Korund: eiförmig-gerundet (Serie I);

 xenomorph-unregelmäßig, Gruben, farblos-gelbfleckig (Serie III);

 tafelig-idiomorph, farblos (Serie IV);

jeweils nur in einzelnen Körnern.

Monazit: gelblich, meist + grau, korrodiert; eiförmig gerundet oder idiomorph, in gedrunenen Kristallen (Taf. 2, Fig. 22+23); in unterschiedlichen Anteilen, meist untergeordnet, in allen Serien; verstärkt zum Teil in der Serie II. Exakte quantitative Erfassung durch die Verwechslungsmöglichkeiten, v.a. mit ebenfalls oft korrodierten Zirkonen, nicht möglich.

Ortho-Pyroxene: einzelne braungelbliche, z.T. fast farblose idiomorphe Kristalle in vulkanogenen Gesteinen der Serie III; gerade Auslöschung (Bronzit-Enstatit?).

Bei einem scherbigen-kantenrunden Korn mit blaßrosa-grünlichem Pleochroismus in der Serie I handelt es sich möglicherweise um Hypersthen.

Rutil tritt in sehr unterschiedlicher Form in fast allen Proben auf. Serielle Unterschiede nach seiner Ausbildung wurden nicht beobachtet. Er findet sich in Form idiomorpher säuliger Kristalle (Taf. 1, Fig. 20), zum Teil als Aggregate, als scherbige Bruchstücke, zum Teil kantenrund, und als gerundete Körner in gelben, braunen und roten Farbtönen mit allen Übergängen. Oft ist er stark opakisiert. Selten werden Verwachsungen mit Brookit und Aufwachsungen von Brookit auf Rutilkörnern beobachtet. Kryptobis mikrokristalline TiO_2 -Aggregate, oft in fast opaken Massen, sowie opakes Leukoxen bestehen nach Röntgenbeugungsanalysen meist aus Rutil.

Skapolith (?): 1 farbloses, alteriertes kantenrundes Korn, Serie I.

Spinell tritt in kleinen Anteilen in einem großen Teil der Proben aller Serien auf, verstärkt in der Serie I (vereinzelt mehrere Anzahl-Prozent). Er ist zum Teil gelblich, überwiegend aber rotbraun gefärbt. Selten zeigt er idiomorphe Umrisse, meist findet er sich in Form von kleinen Scherben mit muscheligem Bruch (Taf. 2, Fig. 24). Diese Form ist ererbt: in Quarzitgeröllen sind Spinelle ebenso ausgebildet.

Staurolith: Gerundete gelbliche Körner, sehr vereinzelt, in der Serie I; Verwechslungen mit Turmalin sind bei den seriellen Untersuchungen nicht auszuschließen.

Titanit: Farblos-blaßgelblich, rechteckig-kantenrund oder unregelmäßige Form, sehr wenige Körner in der Serie VI.

Topas: Farblos, unregelmäßig-rundlich; Einzelkörner in der Serie III; farblos, säulig, 1 Kristall in der Serie I.

Turmalin findet sich in fast allen Proben in unterschiedlichen Formen und Farben.

Bei weitem vorherrschend sind bräunlich-oliv pleochroitische, auch grünliche Exemplare (Schörl). Häufig sind auch blaßgelblich-bräunliche Farben (Dravit). Blaue Turmaline in unterschiedlichen Tönungen finden sich als Einzelexemplare in vielen Proben aller Serien. Farbloser Elbait tritt äußerst selten auf und ist stets sehr gut gerundet, oft kugelig. Die anderen Farbvarietäten scheinen nicht formabhängig zu sein.

Säulige Exemplare sind oft völlig idiomorph, meist aber zerbrochen und /oder kantengerundet (Taf. 1, Fig. 16+17). Häufig sind winzige opake Erzeinschlüsse, die vor allem die säuligen Turmaline -aber auch andere Formen- dispers, oft wolkig angereichert, zum Teil auch orientiert, durchstäuben (Taf. 1, Fig. 17).

Kugelige, eiförmige (Taf. 1, Fig. 18) und unregelmäßig gerundete Turmaline treten ebenso auf, wie scherbzig zerbrochene Exemplare. Es gibt Übergänge zwischen diesen Formen.

Eine häufige Erscheinung ist Turmalin, meist in säuliger Form, der mechanisch zersplittert erscheint. Die Fragmente sind mit Quarz, Serizit, Chlorit oder -meist abweichend gefärbtem- Turmalin verkittet (Taf. 1, Fig. 19). Zum Teil treten Anwachssäume aus anders gefärbtem (farblos, blaßgrünlich oder bläulich) Turmalin auf, die im allgemeinen zu einem Längenwachstum der säuligen, manchmal oval-rundlichen Körner führen. Zum Teil sind auch orientiert eingewachsene Serizitschüppchen zu beobachten, die vornehmlich an den Kopfflächen von Säulen, an den Enden länglich-rundlicher Körner oder bei der Verheilung zerbrochener Kristalle (Taf. 1, Fig. 16) Nähte bilden, die den Serizitnähten der Quarze in Taunusquarziten ähneln.

Die mechanische Zersplitterung und die Neubildungen sind ererbt; so treten diese Erscheinungen in Quarzitgerölln auf (Taf. 1, Fig. 25), auch sind derartige Turmaline manchmal gerundet.

Serie	Form	gerundet	scherbig	säulig	tektonisiert, Neubildungen
	Korngröße				
I	63-125µ	33	40	20	7
	125-500µ	33	33	20	14
IV	63-125µ	10	42	43	5
VI	63-125µ	13	35	45	7

Tab. 17 Turmalinformen: durchschnittliche (arithm. Mittel) Häufigkeiten in den einzelnen Serien, in denen genügend Mineralien zur statistischen Auswertung vorlagen (Angaben in Anzahl-Prozent).

Bezüglich der Form des Turmalins zeigen sich serielle Unterschiede (Tab. 17). Die Häufigkeit der Formen ist in der Serie I in gröberen und feineren Fraktionen fast gleich, mit dem Unterschied, daß sich in der groben Fraktion der Anteil der tektonisierten Turmaline und solchen mit Neubildungen auf Kosten von scherbzigem Turmalin verdoppelt.

Vesuvian (?): Blaßgrünlich, leichter Pleochroismus, kantenrunde Bruchstücke; je 1 Korn in den Serien II, V und VI.

Xenotim: Farblos-grau oder blaßrosa; idiomorph tafelig, kurzsäulig, scherbilg, unregelmäßig gerundet bis eiförmig; bei der seriellen Auswertung nicht exakt quantifizierbar, da Verwechslungsmöglichkeit mit Zirkon; Einzelkörner in den Serien I, II, IV, V und VI.

Zirkon ist das einzige Schwermineral, das in allen untersuchten Proben mit transparenten Schwermineralien auftritt. Er erscheint in einer Vielzahl von Formen, Farben und Erhaltungszuständen.

Formen: -idiomorph, kurz- bis langprismatisch, vollständig oder mit Wachstumsbehinderungen (Taf. 1, Fig. 1-5, 11, 12);
-gerundet, unregelmäßige Form, mit oder ohne Gruben (Taf. 1, Fig. 9);
-gerundet, eiförmig-kugelig, mit oder ohne Gruben (Taf. 1, Fig. 6, 7, 13);
-rundlich, z.T. eiförmig, mit runden Gruben und negativen Kristallabdrücken;
-bizarr, Einzelmineral, mehr oder minder abgerundet;
-bizarr, aggregatartig (Taf. 1, Fig. 8);
-die vorgenannten Formen, zerbrochen und wieder verheilt (Taf. 1, Fig. 10), mit Neubildungen, die zum Teil gerundet sind; die Erhaltung in Form zerbrochener und verheilte Körner ist detritisch ererbt: in Quarzitzeröllen findet sich der Zirkon bereits in der gleichen Form (Taf. 1, Fig. 24);
-rundlich, mit rundlichen Neubildungen an den Kopfsenden (Längswachstum);
-Bruchstücke aller Formen, wieder gerundet.

Farbe und Erhaltung:

-klar, farblos, v.a. idiomorph, auch rundlich oder unregelmäßig, selten mit Neubildungen;
-gelblich-grau bis bräunlich, zum Teil fast opak; alle Formen, vor allem gerundet; Färbung durch Korrosion etc. (metamikte Zirkone);
-Zonarzirkone (Taf. 1, Fig. 11-15); vornehmlich idiomorph, aber auch rundlich oder bizarr; Zonierung unabhängig von der Form oft parallel zur randlichen Begrenzung (primäre Formen!); Zonierung bei farblosen und gefärbten Zirkonen, sowohl eng-, als auch weitständig;
-rosa-rot-violett; vornehmlich gerundet (Taf. 1, Fig. 7), aber auch idiomorph und mit -zum Teil rötlichen- Neubildungen.

Serie	Korngröße	Form gerundet	scherbig	bizar	idiomorph	idiomorph -zonar	rötlich
I	63-125µ	77	6	8	7	2	2
	125-500µ	75	7	10	8		4
II	63-125µ	48	20	9	11	10	+
III	63-125µ	33	10	30	19	8	-
IV	63-125µ	59	8	13	13	6	+
V	63-125µ	43	13	19	13	10	+
VI	63-125µ	64	9	10	10	6	3

Tab. 18 Häufigkeit der Zirkonformen (vereinfacht) und der rötlichen Zirkone in den einzelnen Serien (arithm. Mittel in Anzahl-Prozent);
+ = Anteil 0-0,5%; - = nicht beobachtet.

Die sedimentären Serien unterscheiden sich deutlich in den Zirkonformen (Tab. 18). Dabei ergeben sich in den Serie I keine signifikanten Unterschiede zwischen größeren und kleineren Zirkonen. in den übrigen Serien finden sich kaum Zirkone, die größer als 125µ sind.

2.3.2.2. Authigene transparente Schwerminerale

Anatas: Überwiegend gelblich, selten bläulich; unterschiedliche Formen:

- tafelige Einzelkristalle (Taf. 3, Fig. 2) oder Aggregate;
- kleine tafelige Aufwachsungen auf Quarz, opake Mineralien etc.;
- mikrokristalline Verwachsungen mit Rutil, Brookit, opakem Material (Leukoxen);
- bipyramidale Kristalle (Taf. 3, Fig. 1); in einzelnen Horizonten der Serien II und III in größeren Anteilen;
- alle Formen treten auch zerbrochen oder kantenrund auf.

Bei bipyramidalen Anatasen, die gern hydrothermal entstehen (TRÖGER 1967), ist ein steter Übergang von völlig idiomorphen zu rundlichen oder bizarren, wachstumsbehinderten Kristallen zu beobachten.

Tafelige Anatase, die nach TRÖGER (1967) unter kühleren, hydrischen Bedingungen im Sediment entstehen, sind hier meist als idiomorphe Neubildungen auf gerundeten detritischen Körnern eindeutig diagenetischer Herkunft. Einige Anataskörner und -aggregate sind ihrerseits gerundet, gehören also zum Detritus.

Baryt: Farblos, unregelmäßige Form; oft kantenrund oder bizarr, deutlich als Zwickelfüllung (Taf. 3 Fig. 3), zum Teil auch tafelig, selten ange-

deutet schalig oder strahlig; häufig eingewachsene Serizitschüppchen oder opake Einstüßungen.

Alle Formen treten gemeinsam in den gleichen Horizonten, zum Teil auch in Geröllen auf, die tektonisiert sind. Baryt tritt in von Probe zu Probe stark schwankenden Anteilen auf; häufig, vor allem im unteren Teil der Schichtenfolge, fehlt er vollständig.

Brookit: Gelblich-gelbbräunlich; scherbige, streifige Fragmente, zum Teil Aggregate, zum Teil mit anderen TiO_2 -Mineralien verwachsen; Brookit tritt untergeordnet in allen Serien auf: authigen in der Matrix, in Dolomitement (auch in Rissen); zuweilen auch gerundet auf detritischen Körnern, also detritisch.

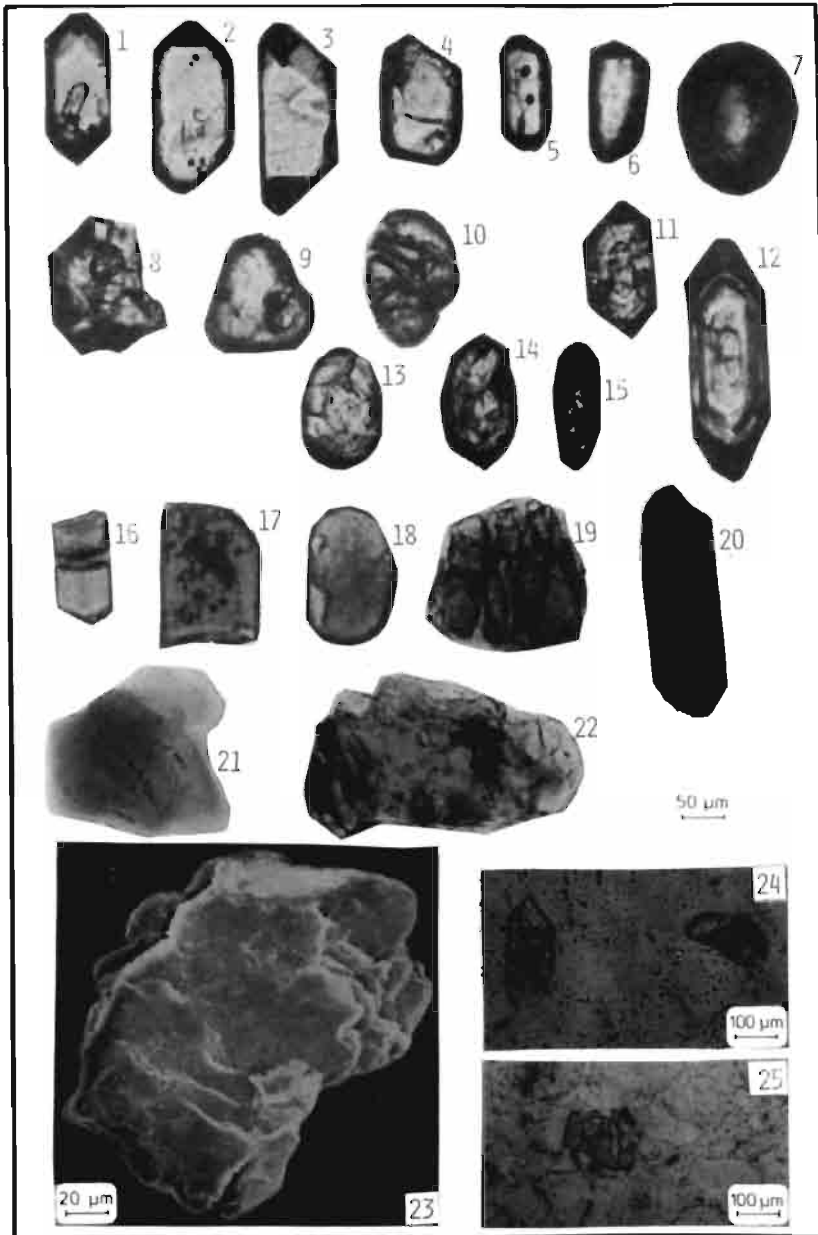
Sphalerit (Zinkblende): Farblos bis gelblichgrau oder bräunlich, bis (fast) opak; selten klare, farblose Kristallscherben, meist unregelmäßig geformte, scherbige oder bizarre "erdig" wirkende Partikel (Taf. 3 Fig. 4A); nach Dünnschliffbetrachtungen als Zwickelfüllung zwischen detritischen Körnern, in Kaolinit-Serizit-Chlorit-Filz (Matrix) und in Karbonatzement (Taf. 3, Fig. 4B); stark schwankende Anteile, fehlt in der Serie I fast vollständig.

2.3.2.3. Opake Schwerminerale

Chalkopyrit findet sich sehr vereinzelt als idiomorphe Bildung mit bis zu 1 mm großen Kristallen in dolomitischen Rißfüllungen, vor allem innerhalb verbliebener Hohlräume; er tritt in Spuren in den Serien I (unmittelbar im Top), II, III und IV auf.

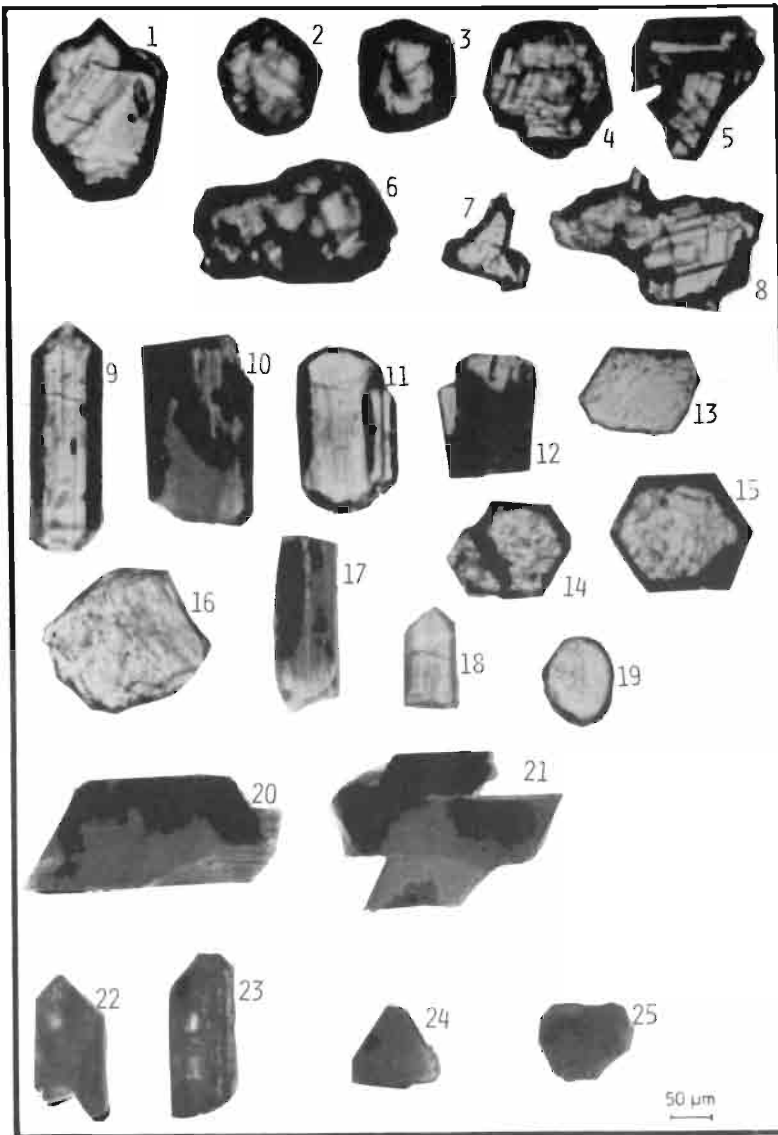
Hämatit-Limonit erscheint in Form mikro- bis kryptokristalliner erdiger Aggregate und als krypto- bis mikrokristalline Vererzung von klastischen Körnern, Tonmatrix und Karbonatzement auf.

Die Hämatitisierung drückt sich, je nach Intensität, in Rotfärbung unterschiedlicher Tönung aus, die bis zur völligen Opakisierung geht. Hämatitische Körner finden sich vereinzelt in allen Serien, verstärkt aber naturgemäß in der Serie I in Rothorizonten. Hier ist röntgenographisch nachgewiesener Hämatit häufig mit amorphen, nicht auskristallisierten Bildungen (stark ansteigende Basislinie im Diffraktogramm in einem Bereich etwa zwischen 3,0 und 4,5 Å; Kieselsäure?) verbunden.



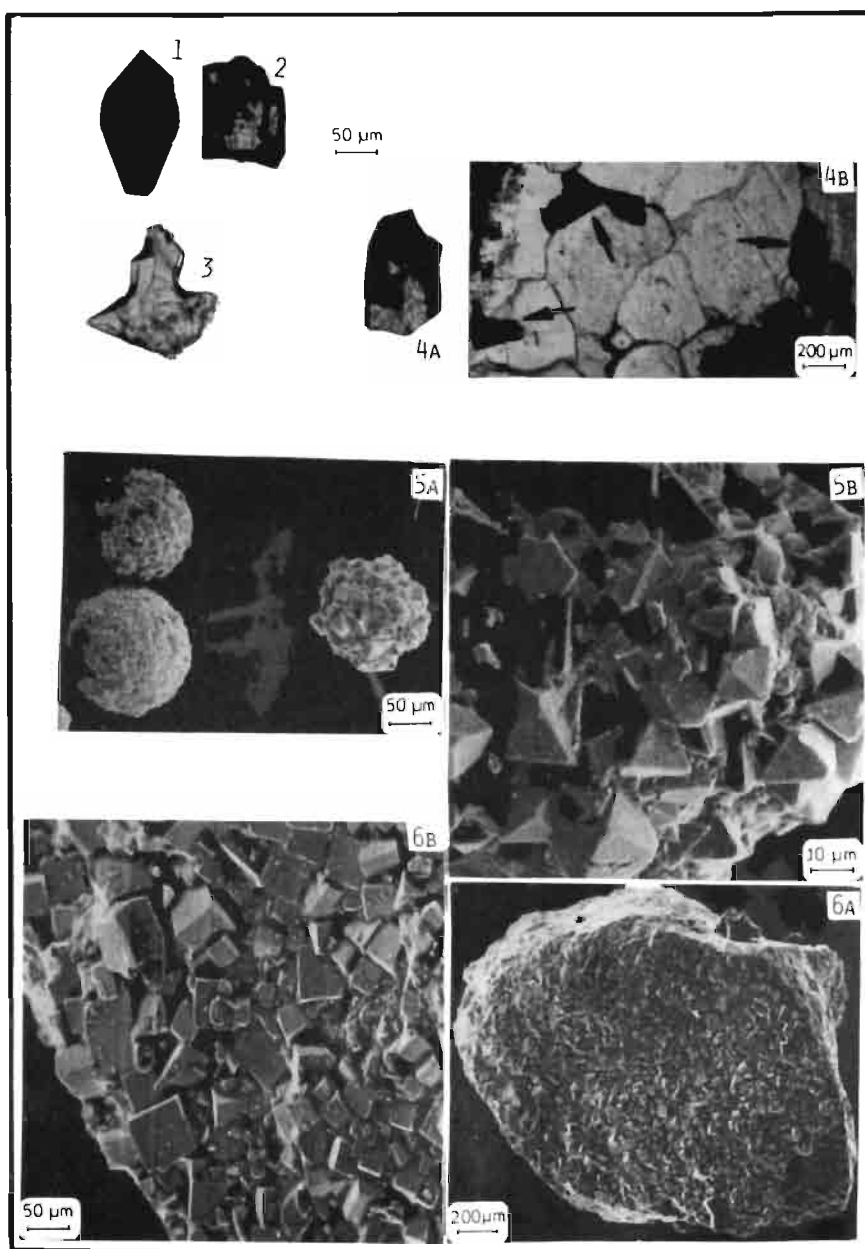
Tafel 1: Detritische Körner im Schwermineralkonzentrat; wenn keine andere Angabe erfolgt, stammen die Mineralien aus Sandsteinen oder aus der sandigen Matrix von Konglomeraten, und wurden die Aufnahmen unter dem Polarisationsmikroskop bei Einschaltung eines Polarisators angefertigt. Die römische Ziffer bezeichnet die jeweilige Serie.

- 1: Zirkon, kurzsäulig, mit Fremdeinschlüssen; FB2/53,6m/V
- 2: " , kurzsäulig, leicht kantenrund; FB3/97,0m/I
- 3: " , kurzsäulig unsymmetrisch; FB3/97,0m/I
- 4: " , kurzsäulig kantenrund; FB1/156,6m/I: aus Quarzitgeröll
- 5: " , kurzsäulig gerundet; Herkunft wie 4
- 6: " , gerundet; Herkunft wie 4
- 7: " , vollkommen gerundet, rotes Exemplar; FB1/181,6m/I
- 8: " , bizarr begrenztes Aggregat; FB2/90,0m/II
- 9: " , gut gerundet mit Grube; FB1/161,0m/I
- 10: " , gut gerundet, zerbrochen und mit Ton verheilt (detritisch ererbter Zustand); FB1a/160,6m/I
- 11: " , kurzsäulig, zonar; FB1/285,2m/I
- 12: " , eher langsäulig, zonar; FB2/90,0m/II
- 13: " , eiförmig, zonar; FB3/31,3m/II
- 14: " , xenomorph/hypidiomorph, zonar; FB1/117,2m/IV
- 15: " , rundlich, zonar; FB1/156,6/I
- 16: Turmalin, braun, säulig, zerbrochen und mit Serizit verheilt (detritisch ererbter Zustand); FB1a/112,0m/IV
- 17: " , braun, Bruchstück aus Säule mit opaken Einschlüssen; FB1/161,0m/I
- 18: " , braun, gut gerundet, rundliche Gruben; FB1/161,0m/I
- 19: " , braun, unregelmäßiges Bruchstück, zerbrochen und mit weniger intensiv gefärbtem Turmalin verheilt (detritisch ererbter Zustand); FB1a/160,6m/I
- 20: Rutil, dunkelbraun, säulig-kantenrund; FB2/53,6m/V
- 21: Biotit, gerundetes Blättchen; FB3/15,3m/IV
- 22: Chlorit, unregelmäßig geformt, partiell fleckige (dunkel) Oxidation; FB1/36,5m/VI
- 23: Muskovit, gerundetes Schüppchen; FB2/9,5m/VI; REM-Aufnahme
- 24: 2 Zirkone; 1 rundliches Exemplar, zerbrochen und wieder verheilt, siehe Fig. 10; 1 kurzsäuliges Individuum; Dünnschliff aus einem Quarzitgeröll; FB2/53,7m/IV; 1 Polarisator
- 25: Turmalin, unregelmäßig zerbrochen (siehe Fig. 19); Dünnschliff aus einem Quarzitgeröll, vernähte Korngrenzen der Quarzsubindividuen; FB1/261,0m/I; 1 Polarisator



Tafel 2: Detritische Körner im Schwermineralkonzentrat; wenn keine andere Angabe erfolgt, stammen die Mineralien aus Sandsteinen oder aus der sandigen Matrix von Konglomeraten, und wurden die Aufnahmen unter dem Polarisationsmikroskop bei Einschaltung eines Polarisators angefertigt. Die römische Ziffer bezeichnet die jeweilige Serie.

- 1: Granat, gerundet, schwach angeätzte Oberfläche; FB1/121,5m/IV
- 2: " , idiomorphe Gesamtform, gut gerundet; FB2/53,6m/V
- 3: " , kantenrund mit Gruben, Oberfläche frei von jeder Korrosion; FB1/139,5m/IV
- 4: " , idiomorph, treppig angeätzte Oberfläche; FB1/117,2m/IV
- 5: " , xenomorph (rundliche Wachstumsbehinderungen); FB1a/112,0m/IV
- 6: " , unregelmäßige Form, gut gerundet; FB1a/102,1m/IV
- 7: " , bizarr begrenztes Bruchstück; FB1/117,2m/IV
- 8: " , bizarr begrenzt, treppig geätzte Oberfläche; FB1/117,2m/IV
- 9: Apatit, relativ langsäulig, Fremdeinschlüsse, schwach pleochroitisch; FB1/150,5m/III: tuffartiger grüner Ton
- 10: " , Bruchstück aus Säule, durch submikroskopische Fremdeinschlüsse stark pleochroitisch; Herkunft wie 9
- 11: " , kurzsäulige verwachsene Kristalle, schwach pleochroitisch; Herkunft wie 9
- 12: " , kurzsäulige verwachsene Kristalle; größeres Individuum stark pleochroitisch durch axial angeordnete bzw. angereicherte Fremdeinschlüsse, kleines Individuum farblos; Herkunft wie 9
- 13: " , kurzprismatisch, farblos; Herkunft wie 9
- 14: " , Verwachsung von 2 Kristallen, Aufsicht $\perp c$, im Gitter eingeregelter dunkle Fremdeinschlüsse; Herkunft wie 9
- 15: " , idiomorph, Aufsicht $\perp c$, im Gitter eingeregelter dunkle Fremdeinschlüsse; Herkunft wie 9
- 16: " , scherbügelgerundet, schwach pleochroitisch; FB136,5m/VI
- 17: " , Bruchstück aus Säule, stark pleochroitisch durch axial angeordnete Fremdeinschlüsse (braun); FB1a/112,0m/IV
- 18: " , kurzsäulig, farblos; FB1a/112,0m/IV
- 19: " , gut gerundet, farblos; FB1a/112,0m/IV
- 20: Hornblende, eckiges Spaltstück, braun; Herkunft wie 9
- 21: " , eckiges Spaltstück, braun; Herkunft wie 9
- 22: Monazit, kurzsäulig, schwach korrodiert; FB3/31,3m/II
- 23: " , kurzsäulig, mit Zonierung, schwach korrodiert; FB3/25,3m/II
- 24: Spinell, muscheliges Bruchstück, rotbraun; FB3/47,9m/II
- 25: Glaukonit, mikrokristallines rundes Aggregat; FB1/131,3m/IV



Tafel 3: Neugebildete Schwermineralien aus Sandsteinen

- 1: Anatas, bipyramidal, gelblich; FB3/15,3m/IV; Körnerpräparat, 1 Polarisator
- 2: " tafelig, gelblich; FB3/31,3m/II; Körnerpräparat, 1 Polarisator
- 3: Baryt, farblos, xenomorphe Zwickelfüllung; FB1/175,0m/I; Körnerpräparat, 1 Polarisator
- 4A: Sphalerit, unregelmäßig-xenomorph, gelbbraunlich; FB2/23,8m/V; Körnerpräparat, 1 Polarisator
- 4B: Sphalerit (Pfeile), xenomorph in sparitischer Dolomitfüllung eines Klüftchens; FB2/111,2m/I; Dünnschliff, 1 Polarisator
- 5A: Pyrit in kugeligen Aggregaten mit jeweils unterschiedlicher bevorzugter Größe der Einzelkristalle (vorwiegend Oktaeder); FB1/341,4m/I; REM-Aufnahme
- 5B: -Ausschnitt aus 5A
- 6A: Pyrit in Form vorwiegend würfelförmiger Kristalle als Umkrustung eines detritischen Kornes; FB1/152,4m/III; REM-Aufnahme
- 6B: -Ausschnitt aus 6A

Leukoxen tritt in opaken gerundeten Körnern, oft wahrscheinlich als Umkrustung von Quarz oder Rutil, und als aggregatartige kryptokristalline Verwachsung unterschiedlicher TiO_2 -Minerale auf, die nach röntgenographischem Befund überwiegend aus Rutil bestehen; Leukoxen tritt in kleineren Anteilen in allen Serien, verstärkt in den Serien II und III auf.

Pyrit findet sich ebenfalls als Umkrustung detritischer Körner -hier in würfelförmigem Habitus- (Taf. 3, Fig. 6A+6B) und in Form winziger Partikel, die manchmal ebenfalls würfelförmig sind, innerhalb von detritischen Gesteinsbruchstücken. Häufig tritt er aber auch in Form einzelner Würfel und Aggregate mit Durchmessern von bis über 500 Mikron auf. Zum Teil finden sich solche Neubildungen als dichter Kluffbelag. Eine häufige Erscheinung sind Kugeln, die aus unterschiedlich großen (Taf. 3, Fig. 5A) Oktaedern (Taf. 3, Abb. 5B) bestehen, und die wahrscheinlich aus organischen Resten hervorgegangen sind.

Eine exakte quantitative Erfassung der einzelnen opaken Schwermineraltypen war mit den angewandten Methoden nicht möglich. Generelles zur Entwicklung wird in Kapitel C.2.3.4.2. ausgeführt (s.a. Tab. 22).

2.3.3. Faktoren, die die schwermineralogische Zusammensetzung bestimmen

2.3.3.1. Einfluß von Liefergesteinen und Hydrodynamik

Die Serien I, IV, V und VI bilden im Dreiecksdiagramm Zirkon-Turmalin-Granat (Abb. 111) abgegrenzte Gruppen, zum Teil mit wenigen "Ausbrechern" meist aus dem Top oder der Basis der Serien. Diese Paragenesen unterscheiden sich so deutlich voneinander, daß sie sicherlich liefergesteinsbedingt sind; dies bestätigt sich in anderen Beobachtungen, wie der Form der Minerale und dem unterschiedlichen Apatitanteil. Die Serie III zeichnet sich vor den übrigen Serien durch zusätzlich auftretende Hornblenden, idiomorphe Apatite und spezifisch geformte Zirkone aus. Die Serien II und V zeigen eine große Ähnlichkeit miteinander; qualitativ lehnen sie sich auch an die Serie IV an. Eine Probe der Serie II führt auch quantitativ das gleiche Schwermineralspektrum wie die Serie IV.

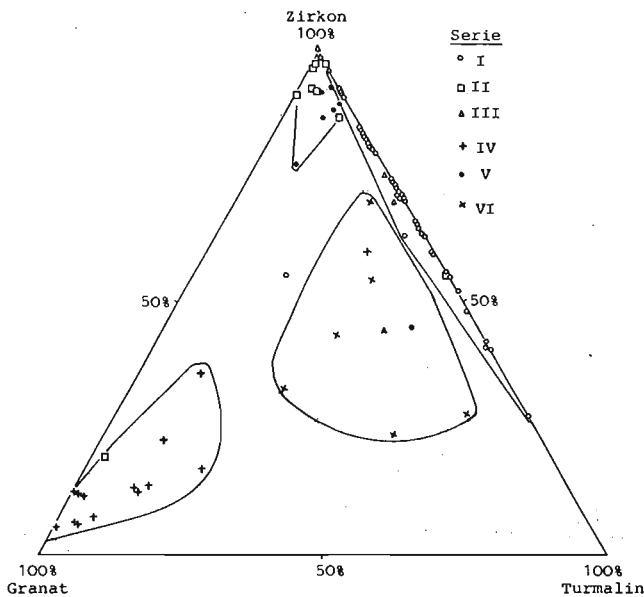


Abb. 111 Dreistoffdiagramm: Zirkon-Turmalin-Granat (Fraktion 63-125µ).

Der absolute Anteil aller detritischen transparenten Schwermineralien ist in den Serien II und vor allem V gering (Tab. 15, Abb. 107-110). Dies weist auf hydrodynamische Einflüsse hin. Unmittelbar ist dies nicht nachweisbar: die untersuchten Proben aller Serien haben im Durchschnitt ähnliche mittlere Korndurchmesser und ähnliche Korngrößenverteilungen. Wahrscheinlich drückt sich hier das energetische und materielle Potential des gesamten Ablagerungsraumes aus. In einem Areal mit ausschließlich relativ feinklastischen Schüttungen sind Sandsteine vor der Ablagerung sicherlich differenzierteren Einflüssen unterworfen worden, als etwa gleich strukturierte Sandsteine aus Umgebungen mit insgesamt gröberen Schüttungen (Serie IV), in denen nur die hydrodynamischen Bedingungen im unmittelbaren Ablagerungsraum Einfluß nehmen. Mögen auch die Bedingungen am Ort der Ablagerung ähnlich, und die sich daraus ergebenden Korngrößenverteilungen gleich sein, so könnte eine vorhergehende Vorsortierung in einem Raum mit insgesamt geringen Turbulenzen nach dem Äquivalenzprinzip die sich gemäß ihrer Dichte schneller ablagernden schweren Mineralien bereits zu einem großen Teil aus dem transportierten Material entfernt haben.

Die Serie I zeichnet sich durch eine relativ einfache Liefergesteinsparagenese aus (s. Kap. C.1.2.1.2. und C.2.5.2.1.1.). Die Anteile der Liefergesteine - vor allem Phyllite und Quarzite - schwanken zwar, doch führen diese Gesteine auffallend ähnliche Schwermineralien, wenn auch in unterschiedlichen Proportionen: in Quarziten, die aus Sandsteinen hervorgegangen sind, ist der absolute Schwermineralgehalt naturgemäß höher, als in Phylliten, die aus Ton-Siltsteinen entstanden sind. Da, wie nachgewiesen wurde (Kap. C.2.2.6.), die Art der Liefergesteine die Korngrößenverteilung beeinflusst, ist schwer auszumachen, ob Hydrodynamik oder Liefergestein der dominierende Faktor ist: treten in feineren Sedimenten weniger Schwermineralien auf, kann dies hydrodynamisch bedingt sein; es kann aber auch so begründet werden, daß hier Phyllite, die ja weniger Schwermineralien führen, die Liefergesteine waren, und daß durch diese tonreicheren Liefergesteine auch das Sediment feiner wurde. Auch der Umstand, daß in feineren und schwermineralärmeren Schichten der relative Turmalinanteil steigt, muß nicht hydrodynamisch bedingt sein; es kann auch bedeuten, daß in Phylliten der Turmalinanteil größer als in Quarziten ist. Diese Einschränkungen müssen für alle Serien gemacht werden, da die Gesetzmäßigkeit Liefergestein-Korngrößenverteilung für die gesamte Abfolge nachgewiesen wurde.

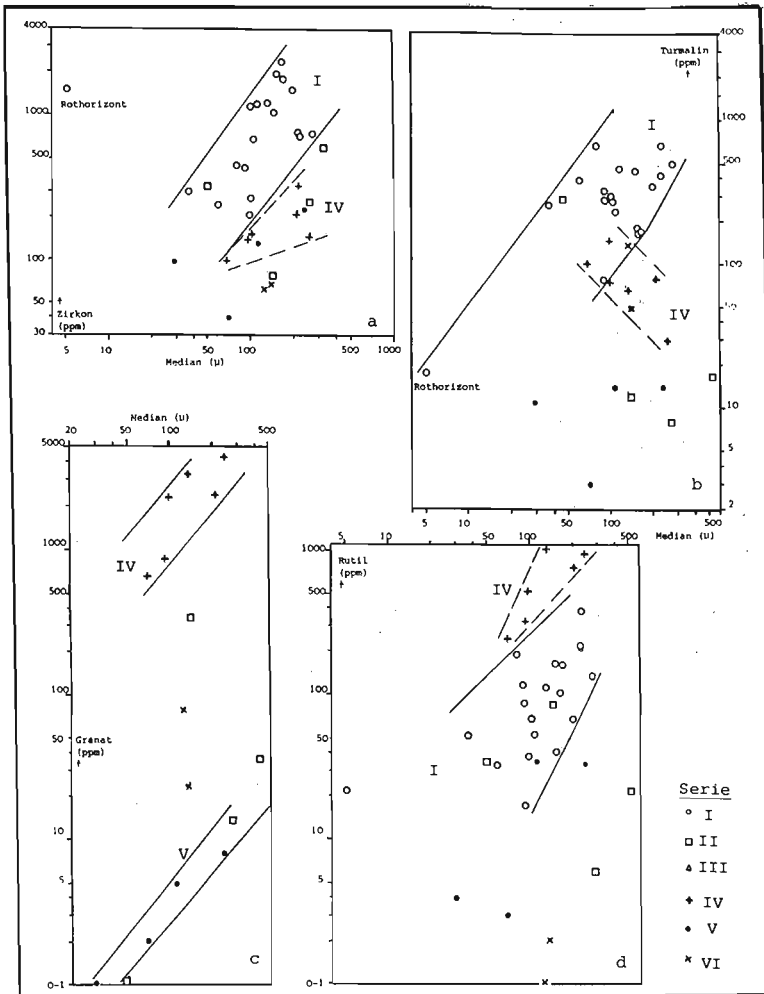


Abb. 112 Transparente detritische Schwerminerale, Abhängigkeit des absoluten (auf die Einwaage bezogenen) Anteils der Hauptkomponenten vom mittleren Korndurchmesser des Sediments; der Median wurde durch Dünnschliffanalysen ermittelt; durch Striche wurden in den Abbildungen zur Verdeutlichung Proben einzelner Serien abgegrenzt, bei denen -meist positive- Zusammenhänge zwischen Schwermineralgehalt und Median bestehen.

So kann nur festgestellt werden, daß die Schwermineralparagenese sich dem Äquivalenzprinzip entsprechend verhält; ob sie in erster Linie von ihr kontrolliert wird, muß offen bleiben. Der absolute Anteil der Hauptkomponenten steigt mit zunehmendem Median (s.a. Abb. 112). Folgende Rangkorrelationskoeffizienten (nach SPEARMAN) wurden für die Serie I ermittelt:

Zirkon (ppm) / Median - $r=+0,662$ (signifikant mit 99% Sicherheit);

Rutil (ppm) / Median - $r=+0,566$ (signifikant mit 99% Sicherheit);

Turmalin (ppm)/Median - $r=+0,308$ (nicht signifikant).

Die Angaben zum Median beruhen auf Dünnschliffanalysen. Die Korrelationen gelten jeweils für 20 Proben. Berechnungen mit Daten aus Sieb- und Schlämmanalysen ergaben nur sehr undeutliche oder keine Trends.

Die schweren Minerale Zirkon ($D=4,7\text{g/cm}^3$) und Rutil ($D=4,3\text{g/cm}^3$) sind signifikant abhängig von der mittleren Korngröße. Der leichtere Turmalin ($D=3,2\text{g/cm}^3$) hingegen wird in größeren Ablagerungen in geringerem Umfang angereichert, daher ist der Trend hier undeutlich und die Korrelation nicht signifikant.

Rothorizonte wurden bei den Berechnungen nicht berücksichtigt; sie zeigen fast immer wesentlich überhöhte Zirkonanteile im Verhältnis zur mittleren Korngröße; bei Dünnschliffanalysen tritt dies in einer Probe hervor (Abb. 112). Dies ist ein weiterer Hinweis darauf, daß in Rothorizonten eine sekundär verfeinerte Korngrößenverteilung (Verwitterung, Bodenbildung) vorliegt.

In den anderen Serien ist der Zusammenhang zwischen dem absoluten Anteil einzelner Schwerminerale und dem Median ebenfalls zumindest im Trend vorhanden, allerdings meist nicht signifikant (Abb. 112).

Dies und der Umstand, daß derartige Zusammenhänge nur über einzelne Serien, und nicht über die Gesamtfolge zu verfolgen sind, zeigt, daß innerhalb der Serien vornehmlich Hydrodynamik, zwischen den Serien unterschiedliche Liefergesteinsassoziationen für Veränderungen verantwortlich sein dürften.

Vornehmlich in der Serie II, aber auch zum Beispiel bei einigen Mineralien in der Serie IV (Abb. 112b) ist kein positiver Zusammenhang zwischen Schwermineralführung und Median zu beobachten. Sowohl nach Sieb- und Schlämmanalysen, als auch nach Dünnschliffanalysen (Abb. 112) streuen die Proben der Serie II unabhängig vom Median und dem Anteil der einzelnen Schwerminerale. Die Serie II ist durch krasse Wechsel in den Liefergesteinsparagenesen gekennzeichnet; meist am ehesten der Serie V ähnelnd, vermittelt sie auch zu den Serien IV einerseits und I andererseits.

Abb. 113 Diagramm Zirkon/Rutil

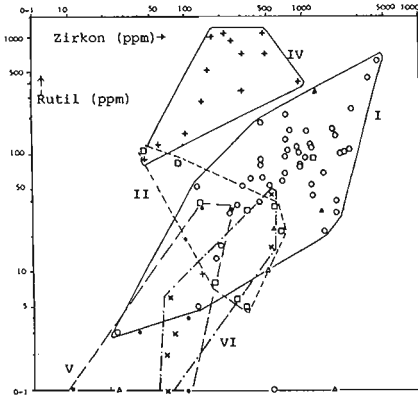


Abb. 115 Diagramm Turmalin/Rutil

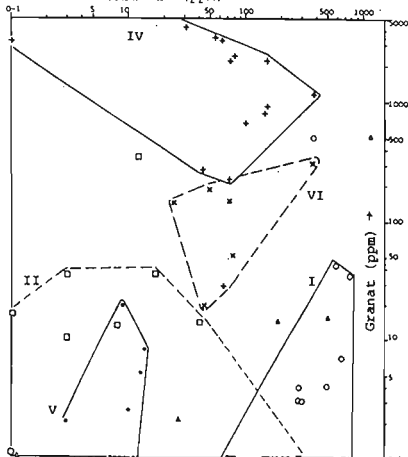
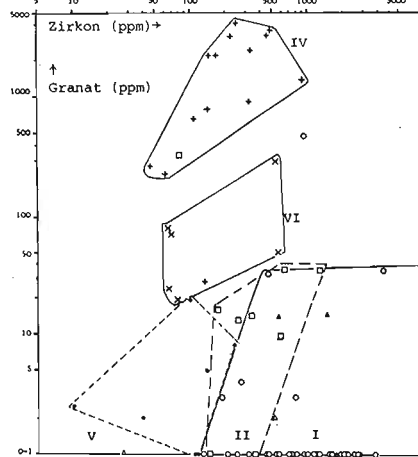
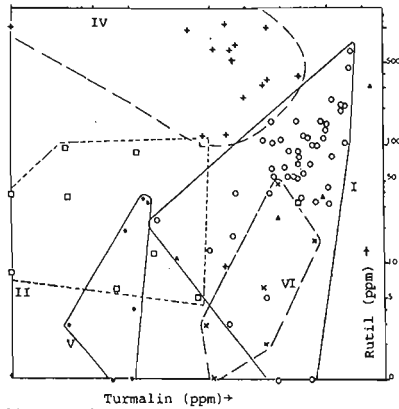


Abb. 114 Diagramm Zirkon/Granat

Abb. 116 Diagramm Turmalin/Granat

Abb. 113-118: Absolute Anteile, bezogen auf die Fraktion 63-125 μ .

Die von den Proben einzelner Serien belegten Felder sind überwiegend -wenn sie nicht zu weit streuen- durch Linien begrenzt und mit der Serienbezeichnung I-VI versehen.

Serie	
• I	+ IV
□ II	• V
△ III	× VI

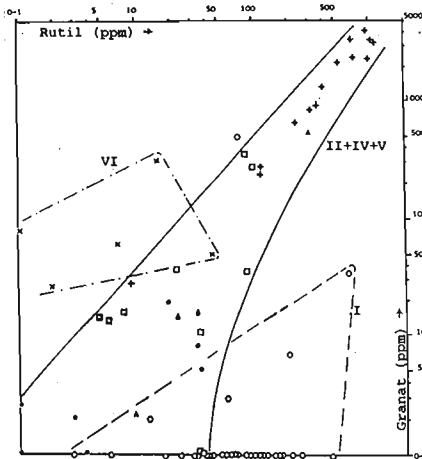


Abb. 117
Diagramm Granat/Rutil

Serie
○ I
□ II
△ III
+ IV
• V
* VI

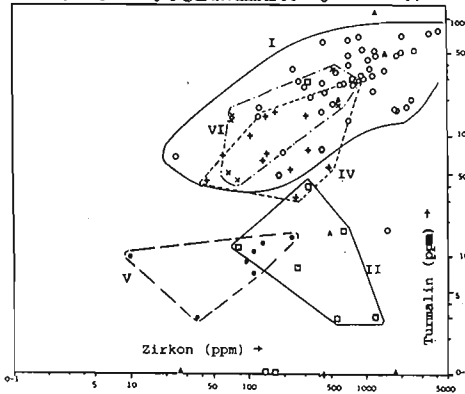


Abb. 118
Diagramm Zirkon/Turmalin

Bei direktem Vergleich der absoluten Anteile von Schwermineralien zeigt sich oft ebenfalls eine positive Korrelierbarkeit (Abb. 113-118).

Die Schwermineralien tendieren im allgemeinen dazu, gemeinsam in äquivalenter Weise zu- oder abzunehmen. Der Umstand, daß dies beim Turmalin am undeutlichsten ausgebildet ist, bestätigt den Schluß, daß diese Schwankungen innerhalb von Serien in erster Linie hydrodynamisch bedingt sind: der relativ leichte Turmalin reagiert kaum merklich auf energetisch bedingte Anreicherungsverfahren. Andererseits zeigt die Beobachtung, daß die Anteile verschiedener Mineralien in der Serie II unabhängig voneinander oder sogar gegenläufig (Abb. 113, 118) schwanken, daß hierfür eher Änder-

rungen in der Liefergesteinsparagenese verantwortlich sind.

Beim direkten Vergleich der Anteile in der Serie I zeigen sich bei den drei Hauptkomponenten in 46 Proben Korrelationskoeffizienten, die mit einer Sicherheit von 99% signifikant sind:

Zirkon/Turmalin: $r=+0,491$ (s.a. Abb. 118)

Zirkon/Rutil : $r=+0,550$ (s.a. Abb. 113)

Turmalin/Rutil: $r=+0,514$ (s.a. Abb. 115).

Bis auf den in der Serie VI vorhandenen und in der Serie I meist fehlenden Granat scheint die Schwermineralparagenese in diesen beiden Serien fast identisch zu sein (s. a. Abb. 113, 115, 118).

Beim Vergleich der Anteile von Granat und Rutil (Abb. 117) zeigt sich eine Entwicklung über die Serien V, II und IV. Rutil und Granat verhalten sich in diesen Serien äquivalent. Der Korrelationskoeffizient erhöht sich bei Berücksichtigung aller Serien gegenüber der Betrachtung einzelner Serien:

Serie II: $r=+0,167$ (nicht signifikant für 9 Proben)

Serie V: $r=+0,607$ (nicht signifikant für 7 Proben)

Serie IV: $r=+0,761$ (signifikant mit 99% Sicherheit bei 14 Proben)

insgesamt $r=+0,866$ (signifikant mit 99% Sicherheit bei 30 Proben).

Dies könnte ein Hinweis darauf sein, daß Granat und Rutil in diesen drei Serien aus einem gemeinsamen Liefergesteinskomplex stammen, dessen Derivate in unterschiedlichem Ausmaß in den Detritus eingehen. Der Granat der Serie VI ist anders ausgebildet (meist mikrokristallin, s. Kap. C.2.3.2.1.) und kaum mit Rutil vergesellschaftet. In der Serie I ist der Rutilgehalt zwar höher, aber der Granat fehlt überwiegend. Beim Vergleich der Anteile von Zirkon und Turmalin miteinander und mit Rutil oder Granat zeigen sich ähnliche Zusammenhänge nicht. Sie stammen aus einer Reihe verschiedener Liefergesteine, so daß sie in den einzelnen Serien quantitativ verschiedene Verhältnisse zueinander und zu anderen Serien bilden. Das entspricht der Beobachtung, daß in den einzelnen Serien spezifische Zirkon- und Turmalinformen in unterschiedlichen Anteilen vorliegen.

2.3.3.2. Einfluß der Korngrößenfraktion

Für die Hauptkomponenten wurden die größten Körner (Breite, entsprechend dem Verhalten beim Sieben) gemessen und quantitative Veränderungen zwischen den Fraktionen 63-125 μ und 125-500 μ untersucht. In der Fraktion >500 μ lagen nur sehr wenige Schwermineralkörner vor.

Mineral	Maximalgröße
Zirkon	200µ
Turmalin	590µ (meist bis 280µ)
Rutil	375µ (meist bis 160µ)
Granat	400µ

Tab. 19
Gemessene maximale Breite
der Hauptkomponenten im
Spektrum der detritischen
Schwerminerale

Bei den Hauptkomponenten gibt es bestimmte Maximalgrößen, die unabhängig von der Korngröße des Sediments nicht überschritten wurden (Tab. 19).

Qualitativ zeigen sich keine Unterschiede bei den untersuchten Fraktionen. Die quantitativen Unterschiede werden in Tabelle 20 für die Serie I einerseits und summarisch für die Serien II, IV und VI andererseits wiedergegeben.

Serie I		Zirkon	Turmalin	Rutil	Granat	
13 Proben						
	1) 63-125µ	1144	336	173	39	absolut (ppm)
	2) 125-500µ	30	47	5	8	
	1)/2)	37	7	35	5	
	63-125µ	64	22	7	2	relativ (%)
	125-500µ	23	68	3	3	
Serie I						
1 Konglomerat-Horizont						
	1) 63-125µ	903	712	107	-	absolut (ppm)
	2) 125-500µ	5733	1739	861	-	
	1)/2)	0,16	0,41	0,12	-	
	63-125µ	52	40	6	-	relativ (%)
	125-500µ	68	20	10	-	
Serien II, IV, VI						
5 Proben						
	1) 63-125µ	299	79	255	1032	absolut (ppm)
	2) 125-500µ	6	4	13	369	
	1)/2)	50	20	20	3	
	63-125µ	18	7	5	54	relativ (%)
	125-500µ	7	3	2	81	

Tab. 20 Durchschnittliche Anteile (arithm. Mittel) der Hauptkomponenten im Spektrum der detritischen transparenten säureunlöslichen Schwerminerale; die einzelnen Proben zeigen innerhalb der Serien den gleichen Trend wie die Durchschnittswerte der entsprechenden Serien.
1)/2) - Quotient aus 1) und 2)

Das Verhältnis der absoluten Anteile in beiden untersuchten Fraktionen, 1)/2) = 63-125µ(ppm):125-500µ(ppm) ist umso kleiner, je höher der Anteil der Komponenten in der größeren Fraktion ist, je größer also die durchschnittliche Korngröße der Schwerminerale ist. Die relativen Anteile der größeren Minerale steigen in der größeren Fraktion.

Danach sind in der Serie I Zirkon und Rutil im Durchschnitt kleiner, als Turmalin und Granat. In den übrigen Serien ist Zirkon die kleinste Hauptkomponente; er ist auch kleiner, als im Durchschnitt der Serie I. Tur-

malin und Rutil haben eine etwa gleiche mittlere Korngröße und sind größer als Zirkon; Turmalin ist kleiner, Rutil größer als in der Serie I. Bei weitem die größte Hauptkomponente ist hier der Granat. Aber auch er bleibt im Durchschnitt bei einer Korngröße unter 125μ .

In den untersuchten Sandsteinen sind diese Beobachtungen zu den maximalen und durchschnittlichen Korngrößen der Schwerminerale auf die Eigenschaften der Liefergesteine zurückzuführen. Dagegen ist die deutliche Anreicherung von Zirkon, Turmalin und Rutil und die relative Anreicherung von Zirkon und Rutil gegenüber dem Turmalin, die in der gröberen Fraktion eines Quarzitkonglomerates der Serie I beobachtet werden (Tab. 20), sicherlich durch hydrodynamische Anreicherungsvorgänge bedingt. Die maximale Größe der Schwerminerale ist in diesem Horizont nicht höher, als in den Sandsteinen der Serie I. Vielmehr sind in diesem grobklastischen Horizont Mineralien mit den auch in den Sandsteinen gemessenen Maximalgrößen angereichert.

In der Serie III werden keine transparenten Schwerminerale beobachtet, die größer als 125μ sind.

2.3.4. Herkunft der Schwerminerale

2.3.4.1. Liefergesteine der transparenten detritischen Schwerminerale

Der Herkunft der Hauptkomponenten wurde auf vier Wegen nachgegangen:

- in Dünnschliffbetrachtungen
- durch gezielte Untersuchung von Geröllen
- durch statistischen Vergleich mit anderen detritischen Bestandteilen
- durch stichprobenartige Analyse möglicher Liefergesteinstypen aus der Umgebung von Düppenweiler.

Konkret und etwas intensiver geschah dies für die aus einer verhältnismäßig einfachen Paragenese von Klastika aufgebauten Serie I. In den übrigen, bunt zusammengesetzten Serien war dies nur bedingt möglich, da vielfältige Liefergesteine auftreten.

Der Zirkon der Serie I stammt in erster Linie aus Quarziten. Sein absoluter Anteil läßt sich mit einer Sicherheit von 95% positiv mit dem Quarzitanteil an den klastischen Gesteinsbruchstücken korrelieren ($r=+0,52$ bei 16 Proben). Dies bestätigt sich auch im Dünnschliff: In Quarzitgeröllen findet sich der Zirkon bereits in der mannigfaltigen Form, in der er im Sandstein auftritt (s.a. Taf. I, Fig. 10+24). Die vorherrschenden re-

lativ großen gerundeten Zirkone, die in dieser Serie oft eiförmig sind, und rötliche Zirkone treten aber nicht nur in Quarziten, sondern zuweilen auch in Phylliten auf. Phyllite sind also auch Liefergesteine der Schwermineralien, allerdings in geringerem Umfang.

Rote Zirkone, die nach ZIMMERLE (1972, 1976a) meist letztendlich aus präkambrischen kristallinen Liefergesteinen stammen, sind hier zuweilen -nur ganz vereinzelt- auch idiomorph und weisen zum Teil gerundete und nicht gerundete, rötliche oder farblose neugebildete Säume auf. Sie treten in den Serien I und VI ebenso wie in der Bohrung Saar 1 (ZIMMERLE 1976a) in unterkarbonischen Sedimentgesteinen in Anteilen von 0 bis 4 Anzahl-Prozent der Zirkone auf und sind relativ groß (>125µ).

Der Turmalin der Serie I stammt sowohl aus Quarziten, als auch aus Phylliten. Im Dünnschliff wird er zuweilen in schiefrigen Gesteinsbruchstücken in einer durchbewegten, zersplitterten und wieder verheilten Form, zum Teil mit Neubildungen beobachtet. Diese Ausbildung, wie sie auch in der Sandfraktion auftritt (Taf. 1, Fig. 19), findet sich zuweilen ähnlich in Quarziten (Taf. 1, Fig. 25), wenn hier das Zerbrechen im Vergleich mit Phylliten auch weniger extrem ist.

Ein Vergleich der relativen Schwermineralanteile (Abb. 119) und der Form von Zirkon (Abb. 120) und Turmalin (Abb. 121) zwischen Sandsteinen sowie Konglomeraten der Serie I mit der Ausbildung von Taunusquarziten aus den südwestlichen Randbereichen des Hunsrücks (Sierck, Kesslingen) zeigt eine deutliche Übereinstimmung.

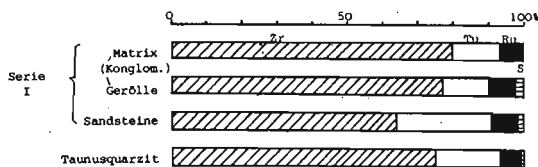


Abb. 119 Relative Anteile der transparenten detritischen Schwerminerale in Matrix und Geröllen von Konglomerathorizonten sowie Sandsteinen der Serie I von Düppenweiler und in Taunusquarziten des SW-Hunsrücks; Zr=Zirkon; Tu=Turmalin; Ru=Rutil; S=Sonstige (v.a. Spinell, Monazit).

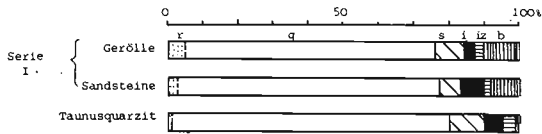


Abb. 120 Anteile unterschiedlicher Zirkonformen in Geröllen und Sandsteinen aus der Serie I von Düppenweiler und in Taunusquarziten des SW-Hunsrücks; g=gerundet; s=scherbig; i=idiomorph; iz=idiomorph+zonar; b=bizarr; r=rötlich (stark überwiegend gerundet).

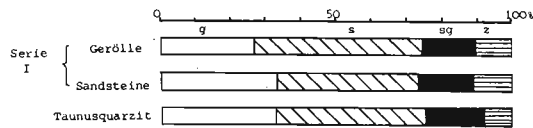


Abb. 121 Anteile verschiedener Turmalinformen in Geröllen und Sandsteinen aus der Serie I von Düppenweiler und in Taunusquarziten des SW-Hunsrücks; g=gerundet; s=scherbig; sg=säulig; z=zersplittert (zerbrochen, verheilt, Neubildungen).

Der absolute Anteil der Schwerminerale in den beiden untersuchten Taunusquarzitproben ist aber wesentlich geringer, als in den Sandsteinen der Serie I (Tab. 21). Noch höher als in den Sandsteinen sind die Schwermineralgehalte in der Matrix und -verstärkt- in Geröllen von Konglomeraten der Serie I (Tab. 21).

	Taunus-quarzite	Serie I / Düppenweiler		
		Sandsteine	Kgl.-Matrix	Gerölle
Zirkon	390	1079	2383	4286
Tourmalin	86	336	403	646
Rutil	37	105	171	368

Tab. 21 Durchschnittliche (arithm. Mittel) absolute Anteile der transparenten Schwerminerale in Taunusquarziten (2 Proben) sowie Sandsteinen (46 Proben) und Konglomeraten (3 Proben) der Serie I von Düppenweiler; Angaben in ppm, bezogen auf die Einwaage in der Fraktion 63-125µ.

Die Differenz zwischen Quarzitgeröllen und Matrix bzw. Sandsteinen in der Serie I weist darauf hin, daß in Sandsteinen eine Verdünnung der Schwermineralkonzentration in der untersuchten Fraktion durch Beimischung von in dieser Fraktion schwermineralärmeren Gesteinen (Phyllite, feinstkörnige Quarzite) gegenüber dem Quarzitetritus vorliegt. Einzelne sandige Horizonte weisen auch ähnliche Schwermineralgehalte wie die Gerölle auf (vgl. Tab. 15). Der Unterschied zu den Taunusquarziten ist so zu erklären,

daß die untersuchten beiden Proben relativ feinkörnig sind und daher in der untersuchten Fraktion gemäß dem Äquivalenzprinzip nur wenig Schwermineralien auftreten. Im Dünnschliff zeigt sich, daß die Taunusquarzite relativ viele kleine Schwerminerale -v.a. Zirkon- führen. Die stichprobenartige vergleichende Schwermineralanalyse erhärtet insgesamt den Verdacht, daß der Quarziddetritus der Serie I Taunusquarziten entspricht.

Die Ausbildung der wenigen in Phyllitdetritus gefundenen Schwermineralien entspricht derjenigen in den Quarziten qualitativ. Das gleiche gilt für die überschiebenden Phyllite der Serie VII. Eine Phyllitprobe aus der metamorphen Hunsrücksüdrandzone (Grünschieferserie im Simmertal), die zum stichprobenartigen Vergleich hinzugezogen wurde, zeigt ähnliche gerundete und bizarre Zirkone und tektonisch zersplitterte und metamorph weitergewachsene Turmaline, wie sie als Klastika in den Serien von Düppenweiler auftreten.

Die Schwermineralien der Serie I sind überwiegend polyzyklischer, aus metamorphisierten Sedimentgesteinen stammender Detritus, zum Teil mit Neubildungen und Deformationen, die in Verbindung mit der vorhergehenden Metamorphose zu sehen sind. Liefergesteine vom Typus der älteren Hunsrückgesteine (Taunusquarzite, Metamorphite der Hunsrücksüdrandzone) können in Betracht gezogen werden.

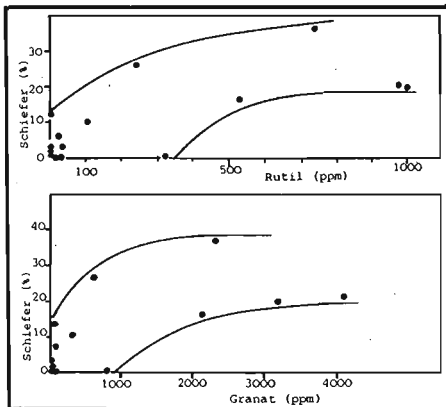


Abb. 122 Diagramme:

- a) Schiefer/Rutil
- b) Schiefer/Granat;

Schiefer = Anteil der schieferigen Klastika an den detritischen Gesteinsbruchstücken im Dünnschliff (Anzahl-%);

Granat und Rutil: absoluter Anteil an der Einwaage der Fraktion 63-125 μ ;

Schiefer/Granat: $r=+0,72$
(signifikant, 99% Sicherheit);

Schiefer/Rutil: $r=+0,57$
(signifikant, 95% Sicherheit);

bei jeweils 15 Proben der Serien II, IV und V.

In den Serien II, IV und V ist der Granat (und der mit ihm vergesellschaftete Rutil; s. Kap. C.2.3.3.1., Abb. 117) eine beherrschende Erscheinung im Schwermineralspektrum.

Im Dünnschliff wurde Granat nur als Einzelkorn, aber nicht innerhalb detritischer Gesteinsbruchstücke angetroffen. Der mit ihm vergesellschaftete Rutil wurde im Dünnschliff insgesamt nur selten beobachtet. Er scheint in schiefrigen Quarz-Glimmer(-Feldspat)-Fragmenten aufzutreten. Statistisch bestätigt sich dies: nicht nur der Rutil, sondern auch der Granat sind mit dem Anteil schiefriger Klastika an den detritischen Gesteinsbruchstücken signifikant positiv korrelierbar (Abb. 122).

Der verstärkt auftretende Apatit wird häufig in vertonten Vulkanitfragmenten wiedergefunden. Für andere Mineralien und deren spezielle Formen wurden in den Serien II, IV und V keine typischen Liefergesteine nachgewiesen.

In der Serie III führen die sauren Vulkanite folgende Schwermineralien:

- idiomorphe Apatitsäulchen, z.T. durch Einschlüsse pleochroitisch erscheinend (tuffverdächtige grüne Tonsteine);
- klare, idiomorphe, rundliche oder bizarr-xenomorphe Zirkone, oft mit Wachstumsbehinderung; meist in kleinen Anteilen (sowohl in tuffverdächtigen grünen Tonen, als auch in Porphyrgeröllen);
- zuweilen Hornblenden, die in den meisten tuffverdächtigen Horizonten und Porphyrgeröllen korrodiert sind, aber zum Teil auch frisch auftreten;
- sehr untergeordnet fragliche Pyroxene (grüne Tone).

In einigen tuffverdächtigen grünen Ton-/Silthorizonten treten daneben auch idiomorph-zonare, bizarr-metamikte und gerundete metamikte Zirkone, verschiedene Turmalinformen, Rutil und Granat auf. Dies weist darauf hin, daß es sich hier eher um Tuffite oder umgelagerte Tuffe mit Beimengungen von älteren, v.a. metamorphen Klastika handelt. Ein Horizont aus grünem tonigen Material ist frei von derartigen metamorphen Beimengungen; hier könnte es sich durchaus um eine Tufflage handeln.

Eingeschaltete sandige bis feinkonglomeratistische Schichten der Serie III entsprechen in ihrer schwermineralogischen Zusammensetzung derjenigen der Serie II (oberer Teil) oder IV.

Die Serie VI entspricht qualitativ zum Teil der Ausbildung der überschiebenden Phyllite: es finden sich neben einem verhältnismäßig hohen relativen Turmalinanteil gerundete, zum Teil rötliche und verhältnismäßig große Zirkone. Doch treten in der Serie VI einerseits andere Minerale hinzu (Granat, Apatit), andererseits erscheinen die Phyllite bei weitem schwermineralärmer als die Sandsteine der Serie VI. Die Schwermineralien in Phylliten reichen mengenmäßig nicht zu einer statistischen Auswertung

aus; dies trifft auch für einige Horizonte der Serie VI zu, die sich demnach vornehmlich aus phyllitischem Detritus aufbauen dürften.

Insgesamt müssen neben Phylliten, die denjenigen des hangenden Komplexes entsprechen, andere Liefergesteine am Detritus der Serie VI beteiligt sein. Die mit den überschiebenden Phylliten vergesellschafteten Quarzite haben zwar höhere absolute Schwermineralgehalte als die Phyllite; doch auch in ihnen finden sich keine Granate, und die Mineralformen weichen in ihrer Häufigkeitsverteilung von denjenigen der Serie VI ab: so sind etwa 97% des Zirkons gerundet.

Der Ausbildung des Schwermineralspektrums der hangenden Phyllite würde eine Probe aus Phylliten der metamorphen Hunsrücksüdrandzone entsprechen (s. S. 195).

Auch im Gneis von Wartenstein (Hunsrücksüdrand; s. MEYER 1975) treten typische Formen auf, wie sie in der Serie VI, zum Teil auch in der Serie V (Top) zu finden sind:

- idiomorphe, oft metamikte und bizarre Zirkone neben anderen, vor allem rundlichen Formen;
- zersplitterte und weitergewachsene Turmaline (Schörl und Dravit) neben den vorherrschenden runden, scherbigen und säuligen Formen;
- Granat in beiden Formen, die in Düppenweiler in den Serien V und VI auftreten (idiomorpher und gerundeter Almandin, mikrokristalline Aggregate);

Rutil findet sich allerdings nur in kleinen Anteilen.

Diese Überlegungen können nur zeigen, daß Gesteine vom "Typus Hunsrück" und "Hunsrücksüdrand" durchaus als Liefergesteine der klastischen Serien von Düppenweiler infrage kommen. Für einen echten Nachweis -sofern dies überhaupt möglich ist- sind weitaus differenziertere, spezifische Untersuchungen notwendig.

Insgesamt sind für den größten Teil der Klastika -bis auf die Serie III- metamorphe Liefergesteine vorauszusetzen, die zum Teil als metamorphisierte Sedimentite polyzyklische ältere Klastika vererben (z.B. runde, zum Teil rote Zirkone in den Serien I und VI). Andererseits liefern sie neugebildete (Granat, idiomorpher und bizarrer Zonarzirkon in quarzitischen Schiefern) oder metamorph überprägte (zerbrochene und wieder verheilte Zirkone und Turmaline, Anwachsäume, Aggregate aus rundlichen Körnern) Schwermineralien, die zum Teil auch aus Tiefengesteinen stammen können.

Vulkanitdetritus ist ebenfalls zum Teil alteriert (teils kaolinisiert und karbonatisiert, teils vergrünt). Er ist Lieferant von überwiegend farblosen, idiomorphen, runden und bizarren, oft wachstumsbehinderten Zirkonen, idiomorphen Apatiten und Hornblenden (sowie den damit vergesellschafteten Biotiten und nicht/kaum unlöslichen Quarzen) in den Serien II bis V.

Die Hornblenden und spezifische, pleochroitisch erscheinende Apatite in den Serien IV und V entsprechen der Ausbildung der Schwerminerale aus pyroklastischem Material der Serie III.

2.3.4.2. Die Entstehung der authigenen Schwerminerale

Bei vielen der hier eingestuftten Minerale treten auch detritische Exemplare auf. Dies trifft zum Teil für den Anatas zu, der zuweilen als gerundeter Saum an detritischen Körnern oder in tafeliger Form in Geröllen (Quarzite der Serie I) auftritt. Da aber die authigenen Bildungen dieser Minerale deutlich vorherrschen und eine quantitativ abgesicherte Differenzierung authigen/detritisch nicht möglich ist, wird hier nur auf die authigenen Formen eingegangen.

Hämatit ist ein Produkt oxidierender Verwitterungsbedingungen in Rothorizonten; er erhöht hier den Gesamtschwermineralgehalt des Sediments erheblich (s. Tab. 22). Umgelagerte hämatitische Gesteinsbruchstücke (meist in der Sandfraktion, im Dünnschliff erkennbar) sind ein Indiz dafür, daß die Oxidation in liegenden Schichten bereits vor der Ablagerung des höheren Teils der Abfolge abgeschlossen war.

Die meisten auftretenden authigenen Mineralien repräsentieren ein Milieu mit reduzierenden Bedingungen zur Zeit ihrer Bildung.

Baryt, Spalerit, Chalkopyrit, ein Teil des Pyrits und u.U. der bipyramidale Anatas sind in Zusammenhang mit der Dolomitisierung der Gesteine entstanden, die in Schwächezonen von Rissen ausgeht. Chalkopyrit kann gelegentlich makroskopisch in Hohlräumen von dolomitischen Rißfüllungen beobachtet werden. Sphalerit findet sich mikroskopisch in scherbigen, z.T. bizarren Formen vor allem in sparitischem Dolomit, der das Nebengestein verdrängt (s.a. Taf. 3, Fig. 4B). Baryt wurde im Dünnschliff nicht identifiziert, doch bildet er im Schwermineralkonzentrat xenomorphe Formen, die für sekundäre Zwickelfüllungen typisch sind (Taf. 3 Fig. 3). Er tritt in aufgelockerten dolomitisierten Bereichen meist zusammen mit Kupferkies,

Serie	Sphalerit (ppm)	Baryt (ppm)	TiO ₂ (ppm)	Summe d. Transp.	Opake (%)	Form der Opaken
I	3	2	20	25	1,27/0,8 +)	+ (+) (+)
II	7	6	51	64	0,54	+ + +
III	+	13	80	93	1,84	+ - +
IV	6	83/1*	28	117/35*	0,33	+ + +
V	78	3	20	101	1,20	+ + +
VI	19	2	6	27	0,59	+ (+) +
VII	-	+	+		1,0-5,0	+ - +

Tab. 22 Absolute Anteile der authigenen Schwermineralien an der Einwaage in der Fraktion 63-125µ; arithmetisches Mittel für die einzelnen Serien;

+) einschließlich (höherer Wert) bzw. ausschließlich der Rothorizonte
 * einschließlich bzw. ausschließlich einer Probe mit extrem hohem Anteil
 - fehlt (+) selten + vorhanden (bei Form der opaken: häufig)

TiO₂ = Anatas, Brookit, mikrokristalline Aggregate

Zinkblende und/oder auch bipyramidalem Anatas auf. Pyrite finden sich unter anderem in bis zu millimetergroßen Würfeln als Kluffbeläge und treten in dolomitisierten Partien oft in großen Anteilen idiomorph in der Sandfraktion auf.

Die Dolomitisierung erfaßt bestimmte Zonen, vor allem in Grenzbereichen von Serien, die Schwächezonen bilden (Top der Serie I, verstärkt in den Serien II, III und V, auch in den Serien IV und VI). Typisch für diese Imprägnation über Schwächezonen sind die sich von Probe zu Probe kraß ändernden Anteile der authigenen Minerale, die in großen Anteilen in den Serien III-V auftreten (Tab. 22).

Die Dolomitisierung und die damit verbundene Neubildung von Schwermineralien könnte durch hydrothermale Imprägnation bedingt sein, wie sie in der Saarsenke und ihrer Begrenzung häufig zu ähnlichen Mineralparagenesen geführt hat. Durch den geringen Diageneseegrad in den sedimentären Serien, der im besten Falle für kühle Restlösungen sprechen würde, und die insgesamt niedrigen Anteile der authigenen Mineralien erscheint aber eine hydrothermale Imprägnation weniger wahrscheinlich. Eher handelt es sich um Lösungen aus Formationswässern, die bei der Kompaktion der tonreichen Gesteine ausgepreßt wurden (s.a. Kap. D.5.).

Anderer Entstehung ist der Pyrit, wenn er kugelförmig bzw. als kugelförmiges Aggregat (Taf. 3 Fig. 5) vor allem in feinkörnigeren Schichten und in der tonigen Matrix von Sandstein (Taf. 12 Fig. 3) auftritt. Zum Teil handelt es sich um pyritisierte Sporen. Mikrokristalliner Pyrit durchstäubt häufig das Gestein, vor allem feinkörnige Schichten. Verbunden mit seltenem, röntgenographisch

nachgewiesenem Gips kann er in laminierten tonigen Gesteinen als Indikator des aus dem Ablagerungsraum ererbten Milieus im Sediment dienen, ebenso wie der hier auftretende Siderit. Kugelige Pyritaggregate sind, ähnlich wie Sphärosiderite, Indikatoren eines reduzierenden Milieus, das durch Organismenreste bedingt ist.

Auch der tafelige Anatas und ein Teil des Brookits und der mikrokristallinen TiO_2 -Aggregate sind, soweit sie nicht sogar detritisch ererbt sind, eher ein Ergebnis einer im Sediment erfolgten Alterierung, als einer extern initiierten Imprägnation. Diese Bildungen treten im allgemeinen in allen Proben in recht konstanten niedrigen Anteilen (0-50ppm) auf. Leicht erhöhte Anteile weisen demgegenüber Rothorizonte auf.

Im übrigen setzen sich nach Röntgenbeugungsanalysen die auftretenden opaken Schwerminerale, abgesehen von Hämatit in Rothorizonten und von Leukoxen, ausschließlich aus Pyrit zusammen, der offenbar zahlreiche detritische Körner umkrustet. Diese Umkrustung muß überwiegend nach der Ablagerung stattgefunden haben: umkrustete Körner treten in Sandsteinen bis zu den größten Fraktionen auf; nach dem hydrodynamischen Äquivalenzprinzip sind vorher umkrustete, große Körner durch die Pyritrinde zu schwer, um in der jeweils gerade noch transportierbaren Kornklasse bewegt zu werden.

Bis auf die Rothorizonte deutet das Spektrum der authigenen Schwerminerale (Sphalerit, Chalkopyrit, Pyrit) eher auf reduzierende Bedingungen, teils bereits durch den Ablagerungsraum bedingt, teils vielleicht durch äussere Einflüsse. Im Ablagerungsraum und innerhalb des Sedimentes werden Organismenreste eine große Rolle gespielt haben, im Sediment ebenso das später in eine Auflockerungszone eingedrungene allochthone Erdöl.

Es lassen sich somit drei Vorgänge unterscheiden, die zur Bildung authigener Schwerminerale geführt haben:

- 1.) Innerhalb des Sediments bildeten sich in einem geschlossenen System mit aus dem Ablagerungsraum ererbtem Chemismus Mineralien, die mehr oder minder die gesamte Abfolge gleichmäßig durchsetzen (Titanoxide, Pyrit aus Organismenresten).
- 2.) Durch Oxidation in Zusammenhang mit Bodenbildungen entstanden in schichtkonformen Rothorizonten u.a. Hämatit und Titanoxide.
- 3.) Bei der Dolomitisierung in Schwächezonen -verstärkt in den Serien II, III, IV und V- bildeten sich authigen Baryt, Chalkopyrit, idiomorpher Pyrit, Sphalerit und bipyramidaler Anatas mit krassen Schwankungen der Anteile und Paragenesen in den Einzelproben.

2.3.5. Zusammenfassung

Es werden unterschiedliche Paragenesen detritischer Schwerminerale beobachtet, die vor allem in verschiedenen Serien durch unterschiedliche Liefergesteine bedingt sind. Als Liefergesteine kommen die Gesteine des Hunsrücks und seines metamorphen Südrandes in Frage. Zwischen den Serien, die sich durch unterschiedliche Mineralparagenesen auszeichnen, sind Übergänge zu beobachten.

Die quantitativen Schwankungen der Schwermineralführung sind hingegen zum größeren Teil hydrodynamisch, durch Sortierungsvorgänge, bedingt.

Ausbildung (Form, Größe und Erhaltung) der klastischen Schwerminerale sind detritisch ererbt. Es finden sich polyzyklische gerundete Minerale und erstmals umgelagerte Metamorphe, wahrscheinlich auch plutonische und in geringerem Umfang sedimentäre Produkte sowie metamorph und diagenetisch - vor der Umlagerung - alterierte Bildungen. Die Schwermineralparagenesen zeugen durch ihre bunte und rasch wechselnde Zusammensetzung sowie durch die unveränderten Mineralformen von der großen Immaturität der Ablagerungen. An ungerundeten Idiomorphen oder auch bizarr-xenomorphen Mineralen zeigt sich die geringe mechanische Beanspruchung durch Transportmechanismen. Häufig auftretender, zum Teil frischer Granat, und der große Apatitgehalt sind zumindest für die Serien II-VI Indikatoren dafür, daß auch chemische Einflüsse nicht sehr tiefgreifend waren. Granat und Apatit sind unter sauren Bedingungen nicht stabil. Abtragung, Transport und Ablagerung sowie Überdeckung des Detritus erfolgten somit rasch, die Minerale waren während dieser Vorgänge und innerhalb des Sediments keinem tiefgreifend sauren Milieu ausgesetzt.

Die Authigenese von Schwermineralen in den sedimentären Serien war von Bedingungen abhängig, die sich teils über das Milieu des Ablagerungsraums, teils vielleicht durch sekundäre Einflüsse in Verbindung mit Dolomitisierung über Risse einstellten.

In der Serie I sind vor allem in Zusammenhang mit Rothorizonten auch Produkte eines oxidierenden Milieus zu finden.

2.4. Tonmineralien

2.4.1. Überblick

Im Folgenden wird der Begriff "Tonmineralien" synonym mit der Bezeichnung "Phyllosilikate" benutzt, da die Untersuchungen ergaben, daß die größeren Fraktionen die gleiche Phyllosilikatparagenese wie die Tonmineralfraktion ($<2\mu$) führen (Kap. C.2.4.2.4.). Die Tonmineralien wurden in erster Linie röntgenographisch identifiziert. Zum Teil wurde mittels Rasterelektronenmikroskopie, Dünnschliffbetrachtungen und Schwermineralogie (Glimmer etc. im Streupräparat) ergänzenden Charakteristika nachgegangen.

Röntgenographisch wurden insgesamt 143 Proben, oft mehrfach, in Teilbereichen oder mit verschiedenen Methoden (Kap. B.7.) tonmineralogisch untersucht. Davon wurden 126 Ton- und Siltsteine, 10 Gerölle und 3 Proben aus möglichen Liefergesteinstypen in orientierten Pasten der Fraktion $<2\mu$ analysiert. Im vorliegenden Kapitel wird auf diese Analysen zurückgegriffen, soweit nicht eine andere Methode angegeben ist. In 10 tonarmen Sandsteinen wurde die Fraktion $<10\mu$ tonmineralogisch untersucht. Zum Vergleich der Tonmineralparagenesen in verschiedenen großen Tonpartikeln wurden insgesamt 51 Analysen von orientierten Pasten der Fraktionen $<1\mu$, $<2\mu$, $2-63\mu$ und $>63\mu$ durchgeführt. In orientierten Pasten der Fraktion $<2\mu$ wurden 10 Gerölle und in Pulverpräparaten 15 Gerölle untersucht. Zum Vergleich der Analyse von Pulverpräparaten mit derjenigen von orientierten Pasten und zur Untersuchung von Tonhäutchen, alterierten (z.B. pyritisierten) Partien oder Kluffbelägen wurden weitere 28 Analysen von Pulverpräparaten durchgeführt.

Bei der Auswertung der Ergebnisse wurde im wesentlichen auf die von THOREZ (1975, 1976) vorgestellte Methodik zurückgegriffen (s.a. Kap. B.7.).

Als Tonminerale treten in der erbohrten Schichtenfolge hauptsächlich Illit, Kaolinit, Chlorit und (10-14Sm)-Wechselagerungsminerale in sehr unterschiedlichen Proportionen auf. Die durchschnittlichen Werte für Ton- und Siltsteine sowie für Gerölle sind in Tabelle 23 wiedergegeben.

	n	Illit (%)	Kaolinit (%)	Chlorit (%)	Wechsel. (%)	Illitkr. (mm)	Illitch. I(002)/I(001)
Tonsteine	126	62	25	7	6	4,5	0,68
Gerölle	25	60	28	6	6	3,0	0,46

Tab. 23 Arithmetisches Mittel der Anteile von Illit, Kaolinit, Chlorit und (10-14Sm)-Wechselagerungsminerale am Tonmineralspektrum sowie der Illitkristallinität und des Illitchemismus in der Schichtenfolge von Düppenweiler; n=Probenzahl;
Ton- und Siltsteine: orientierte Pasten der Fraktion $<2\mu$;
Gerölle: Pulverpräparate.

Demnach ist die durchschnittliche quantitative Zusammensetzung der Ton- und Siltsteine und der Gerölle fast identisch. Die höhere Illitkristallinität und der relative Fe-Mg-Reichtum der Gerölle, die in Pulverpräparaten untersucht wurden, sind unter Umständen methodisch bedingt (s. Kap. C.2.4.2.4.).

2.4.2. Ausbildung und Vergesellschaftung der auftretenden Tonminerale

2.4.2.1. Auftretende Tonminerale

Der Illit ist das die Schichtenfolge beherrschende Tonmineral (Tab. 23). Er tritt -je nach Serie- mit unterschiedlicher Kristallinität und verschiedenem Chemismus auf (Kap. C.2.4.2.2., C.2.4.2.3., Tab. 24, Abb. 130-135). Er ist überwiegend deutlich dioktaedrisch ausgebildet und Fe-Mg-arm. Dort, wo dies weniger deutlich ist (niedriges $I(002)/I(001)$ -Verhältnis), treten nach Dünnschliff- und Schwermineralstudien neben detritischen Muskovit (Taf. 1 Fig. 21) auch Biotite (Taf. 1 Fig. 23) auf. Demnach dürfte in diesem Fall auch die Tonfraktion durch ein Muskovit-Biotit-Gemisch charakterisiert sein.

Kaolinit (sensu strictu) findet sich in fast allen Proben. Er kann in allen Serien durch kombinierte Analysen (s. Kap. B.7.) oder auch direkt durch getrennte, leicht versetzte Peaks von Kaolinit und Chlorit im Röntgendiffraktogramm (s. Abb. 128) eindeutig nachgewiesen werden.

Chlorit ist eisenreich, wahrscheinlich etwa vom Typ des Rhipidoliths. Die (001)-, (003)- und (005)-Reflexe sind sehr klein, die (002)- und (004)-Reflexe vergleichsweise hoch. Das Verhältnis $C(002)/C(001)$ liegt nach Vergleichen von normal analysierten Proben mit in HCl gekochtem Material zwischen 1 und 11, im Durchschnitt etwa bei 4. Ähnliche Werte ergeben sich in Proben, in denen der C(002)-Peak gegen den Kaolinit(001)-Reflex versetzt ist, und die Intensität des C(002)-Peaks zumindest geschätzt werden kann. Beim Erhitzen auf 490°C wächst der C(001)-Reflex um das 1,5- bis 4,0-fache, während der C(002)-Reflex wesentlich kleiner wird. Typisch ist die grüne Farbe großer detritischer Blättchen (Taf. 1 Fig. 22) im Schwermineralkonzentrat und im Dünnschliff sowie anomale Interferenzfarben (sowohl braun, als auch blau und violett).

(10-14Sm)-Wechselagerungsminerale finden sich in allen Übergängen von illitfreien, bentonitartigen Formen bis zum offenen Illit.

(10-14C)-Wechselagerungsminerale sind zwar in vielen Proben, jedoch fast stets nur in Spuren vorhanden.

Glimmerartige Mineralien vom Typ Paragonit oder Margarit mit einem (001)-Reflex bei etwa 9,7Å finden sich gemeinsam mit hochkristallinem muskovitartigem Illit in Phylliten und in Phyllitdetritus, jedoch in so kleinen Anteilen, daß eine exakte Identifizierung nicht möglich ist.

2.4.2.2. Vergesellschaftungen der Tonmineralien

Es tritt eine große Anzahl verschiedener Paragenesen der Tonmineralien auf (Tab. 24). Es werden sechs Haupttypen vor allem nach dem Auftreten bzw. Fehlen der einzelnen Mineralien unterschieden. Eine weitere Differenzierung innerhalb der Gruppen erfolgt anhand der unterschiedlichen Anteile der Mineralien, der Illitkristallinität und des Illitchemismus.

Typ	n		I	K	C	ML	Ix	Ich	auf tretend in	
Ia	24	Min Max Ø	66 88 80	14 28 19	- - -	- 7 1	2,8 3,9 3,3	0,53 0,90 0,74	Silt- und Tonstein, auch Sandstein	Serie I
Ib	21	Min Max Ø	65 85 79	12 28 20	- - -	- 13 1	4,0 6,2 4,8	0,38 0,86 0,68	zum Teil Rothorizonte	
Ic	5	Min Max Ø	66 78 72	20 26 23	- - -	- 14 5	4,9 5,4 5,1	0,64 0,86 0,77	zum Teil Rothorizonte	
Id	2	Min Max Ø	79 80 80	20 21 20	- - -	- - -	4,0 5,8 4,9	1,0 1,0 1,0	Rothorizonte (+ amorphes Material; ansteigende Basis)	
Ie	1		92	8	-	-	2,7	0,68	Sandstein	
Ø Ia-Ie	53		79	20	-	1	4,1	0,73	(Fraktion <2µ)	
If	3	Min Max Ø	72 78 74	14 15 15	+ 7 3	6 11 8	3,0 3,3 3,1	0,36 0,40 0,38	Pulverpräparate: Rothorizont +Gerölle	
Gerölle:									Pulverpräparate	
Phyllit	10		83	14	2	1	2,6	0,44		
Tonstein	4		79	21	-	-	3,1	0,28		
Quarzit	1		74	21	4	-	4,2	0,37		
Sandstein	1		56	38	-	6	3,1	0,33		
Kaolinst.	1		29	60	-	11	ca. 5	0,85		
Ø	17		77	20	1	2	3,0	0,42		
Ig	3	Min Max Ø	68 83 77	17 23 19	- 9 4	- - -	2,4 3,2 2,7	0,31 0,38 0,35	Sandsteine, matrixarm: Fraktion <10µ	

Tab. 24 Die charakteristischen Tonmineralparagenesen in den Forschungsbohrungen Düppenweiler; n=Probenzahl; Min=Mindestwert; Max=Höchstwert; Ø=Arithmet. Mittel; I=Illit; K=Kaolinit; C=Chlorit; ML=(10-14Sm)-mixed layers; Ix=Illitkristallinität; Ich=Illitchemismus: Verhältnis I(002)/I(001); wo nicht anders bezeichnet, wurden orientierte Pasten der Fraktion <2µ aus Ton- und Siltsteinen untersucht; Anteile der Tonminerale in Prozent der Tonmineralien; Kaolinst.=Kaolinisiertes Metamorphitgeröll

Tab. 24 (Fortsetzung)

Typ	n		I	K	C	ML	Ix	Ich	auf tretend in:
IIa	9	Min Max Ø	40 87 63	8 30 19	5 32 18	- + +	2,3 3,8 2,8	0,40 0,78 0,62	Serien VI und VII
IIb	9	Min Max Ø	31 63 53	14 39 24	8 24 17	- 12 7	3,2 7,6 4,2	0,51 0,82 0,65	Serien II, V, VI, (III) I-Krist. in VI am höchsten, in III am niedrigsten
IIc	18	Min Max Ø	48 83 58	3 29 18	7 23 14	7 15 10	2,5 6,4 4,6	0,33 0,90 0,59	Serien II, IV, V
IId	9	Min Max Ø	26 51 35	16 57 33	3 22 14	6 21 13	3,2 7,0 5,0	0,59 0,95 0,78	Serien II, IV, V
IIe	4	Min Max Ø	31 53 43	34 48 39	5 23 11	5 10 9	3,8 4,2 4,1	0,64 0,74 0,69	Serie IV
IIIf	4	Min Max Ø	25 46 38	24 35 27	10 15 13	13 23 20	6,0 6,5 6,2	0,56 0,92 0,70	Serien II, V
Ø II	53		51	24	15	9	4,4	0,65	
Gerölle	1		47	30	23	-	2,3	0,59	Tonstein, Serie VI
	1		55	16	19	10	3,8	0,71	Tonstein, Serie IV
	1		20	67	13	+	?	0,61	Porphy, Serie III (Pulverp.)
IIIa	6	Min Max Ø	57 72 63	12 35 28	- + +	+	3,7 6,0 4,7	0,47 0,65 0,55	Serie III und ihre Begrenzung zu den Serien II und IV
IIIb	3	Min Max Ø	68 79 75	2 5 4	- 10 6	12 17 15	5,9 6,6 5,9	0,46 0,50 0,46	Serie III (grüne Tone)
IIIc	5	Min Max Ø	26 39 32	39 56 48	- - -	12 35 20	6,0 9,0 7,5	0,50 0,70 0,62	Serie II, Basis der Serie III
IIId	1		39	35	-	26	?	0,79	Serie III (grüner Ton)
Ø III	15		54	30	1	15	6,0	0,57	
Geröll	1		48	52	+	+	?	0,77	Heller Dolomit
IV	2	Min Max Ø	- - -	56 87 72	13 44 28	- - -	- - -	- - -	Serien II und VII
Geröll	1		-	24	76	-	-	-	Kaolinisiertes metamorphes Geröll, Serie VI
V	2	Min Max Ø	- - -	64 89 76	- - -	11 36 24	- - -	- - -	Serie III, grüne Tone
Gerölle	1		-	89	-	11	-	-	Porphy, Serie III
	1		-	41	-	59	-	-	Dolomit mit grünl. Flasern, Serie III (Pulverpr.)
	1		22	49	-	29	?	0,38	Fossilf. Karbonat, Serie III (Pulverpr.)
VI	1		-	100	-	-	-	-	Violett/schwärzlicher Silt- stein, Serie I

Der Durchschnittswert für die Haupttypen I bis V wird in Tabelle 24 für Analysen orientierter Pasten der Fraktion $<2\mu$ aus Ton- und Siltsteinen angegeben; die Werte für Gerölle und mit anderen Methoden untersuchten Proben werden jeweils gesondert aufgeführt.

Die 76 Proben des Typs I zeichnen sich durch das Vorherrschen von Illit und Kaolinit aus. Wechsellagerungsminerale fehlen meist ebenso wie Chlorit. In groben Fraktionen (Typ If+Ig) und Geröllen treten zuweilen (10-14Sm)-mixed layers und rudimentärer Chlorit auf (Abb. 123). Die Illitkristallinität schwankt stark. In Geröllen (If), groben Fraktionen (Ie-Ig) und grauen Ton- und Siltsteinen (Ia) ist sie sehr gut, in Rothorizonten sehr schlecht (Ib-Ie). Der Illit ist serizitartig ausgebildet, also Fe/Mg-arm. In Rothorizonten tritt dies besonders deutlich hervor ($I(002)/I(001)=1,0$; Typ Id).

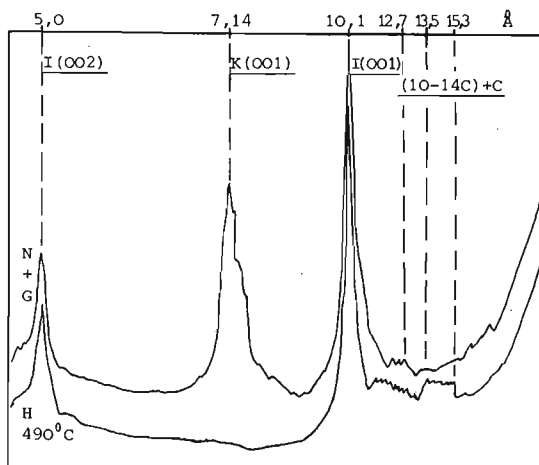


Abb. 123 Röntgenbeugungsaufnahme: Serie I, roter geröllführender Siltstein; Pulverpräparat des Gesamtgesteins (ohne Gerölle); Typ Ic: Illit mit niedriger Kristallinität, ebenso Kaolinit im normalen (N) und glykolisierten (G) Präparat, der nach Erhitzen (H) zusammengebrochen ist; im erhitzten Präparat finden sich (10-14C)-mixed layers und rudimentärer Chlorit zwischen 13,5 und 15,3 Å.

Bei den 56 Proben des Typs II tritt zu Illit und Kaolinit der Chlorit. Wechsellagerungsminerale v.a. vom Typ (10-14Sm) finden sich in unterschiedlichen Anteilen: zum Teil fehlen sie fast ganz (Typ Ila), teils lehnen sie sich stark an den Illit an (Ila-Ild; s. Abb. 124, 125), teils haben sie Maxima bei etwa 11Å (IIf; Abb. 126). Bei einigen Proben wird

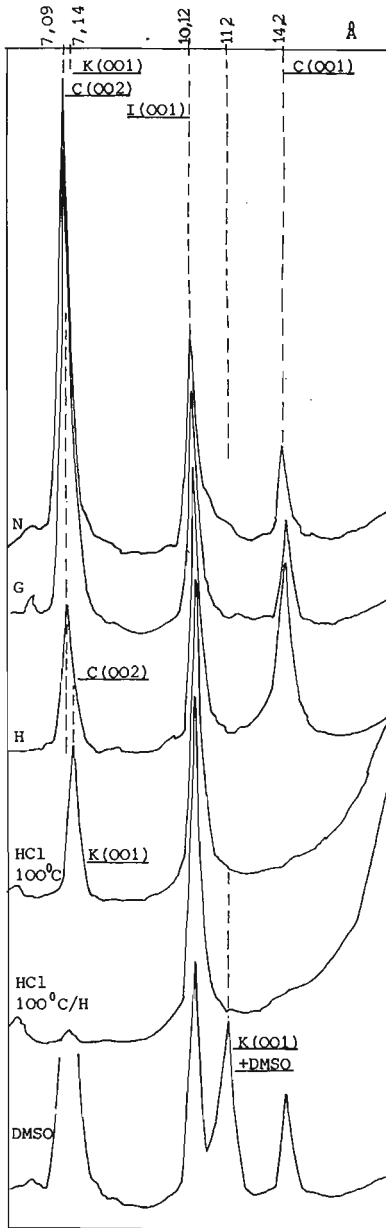


Abb. 124

Röntgenbeugungsaufnahmen:
grüne Grauwacke der Serie VI;
Typ I Ia;
Illit, Kaolinit, Chlorit, stark
untergeordnet an den Illit ange-
lehnte (10-14SM) mixed layers.
N=Normalpräparat; (10-14SM) mixed
layers als Schulter am Illit zum
kleineren Winkel hin;
G=Glykolisiertes Präparat;
(10-14SM) mixed layers quellen;
Schulter am Illit verschwindet,
hier nur schwache Plateaubildung
zwischen 10 und 14 Å;
H=auf 490°C erhitztes Präparat;
der Kaolinit bricht zusammen; bei
7,09Å bleibt nur der C(002)-Reflex;
der C(001)-Reflex wächst stark an;
HCl/100°C =in HCl gekochte Probe;
der Chlorit verschwindet, bei
7,14 Å bleibt der K(001)-Reflex;
durch Subtraktion dieses K(001)
Peaks vom 7 Å - Reflex im Normal-
präparat (N) ist ersichtlich, daß
der C(002)-Reflex höher ist, als
der C(001)-Reflex (im Gegensatz
zu den Verhältnissen im erhitzten
Präparat);
HCl/100°C/H die in HCl gekochte
Probe, auf 490°C erhitzt;
auch der Kaolinit bricht zusammen,
es bleibt nur der Illit;
DMSO=KCl-gesättigte, mit DMSO
bedampfte Probe;
der Kaolinit nimmt DMSO-Moleküle
in sein Gitter auf; der Gitterab-
stand vergrößert sich, wo dies ge-
schieht, auf 11,2 Å;

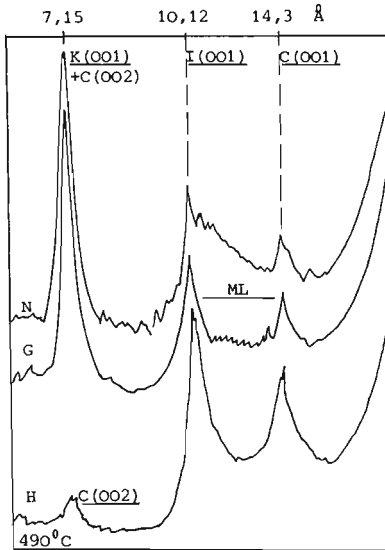


Abb. 125

Röntgenbeugungsaufnahmen:
Serie V, dunkelgrauer
Tonstein, Typ IIId;
Illit; Kaolinit; Chlorit,
dessen (001)-Reflex beim
Erhitzen stark anwächst und
dessen (002)-Reflex nach dem
Erhitzen sehr klein ist;
(10-14SM) mixed layers, an den
Illit angelehnt, Maximum vermut-
lich bei etwa 11Å, nach dem
Glykolisieren durch Quellen
Plateau zwischen 10 und 14 Å,
beim Erhitzen auf 10 Å zusamen-
brechend.

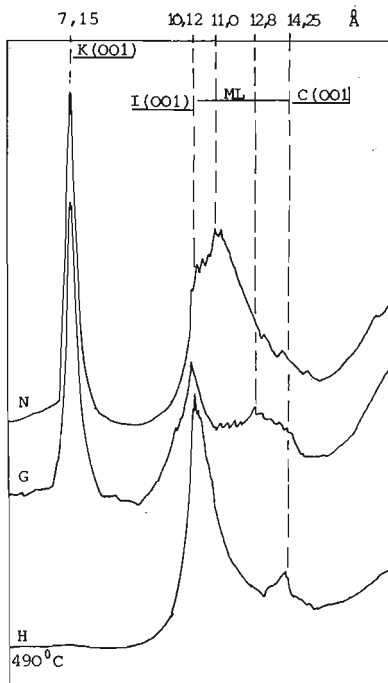


Abb. 126

Röntgenbeugungsaufnahmen:
grauer Tonstein aus laminierten
Ton- und Siltsteinen der Serie II;
Typ IIIf; Illit, Kaolinit, beim Erhitzen
zusammenbrechend, etwas Chlorit, dessen
(001)-Reflex beim Erhitzen anwächst;
(10-14SM) mixed layers mit einem Maxi-
mum bei 11 Å; beim Glykolisieren
(G) Plateaubildung zwischen 10 und
14 Å mit einem schwachen Maximum bei
12,8 Å; beim Erhitzen auf den Gitter-
abstand des Illits zusammenbrechend.

ein hoher Kaolinitanteil registriert (IIId-IIIf). Der Illit ist häufig gut kristallisiert (v.a. Typ IIa), zum Teil aber auch schlecht (Typ IIc).

Bei den 16 Proben vom Typ III finden sich die Tonminerale Illit, Kaolinit und (10-14Sm)-mixed layers. Chlorit fehlt meist. Die Illitkristallinität ist schlecht (IIIa) bis sehr schlecht (IIIc). Der Illit erscheint eisenreicher, als bei den Typen I und II. Der Kaolinitanteil ist meist hoch (IIIa, c, d), zuweilen aber auch niedrig (IIIb). Die Wechsellagerungsminerale bilden im Normaldiffraktogramm meist ein Maximum bei $11\text{\AA}$ (Abb. 127). Das Tonmineralspektrum eines Dolomitgerölls besteht ausschließlich aus Illit und vorherrschendem Kaolinit.

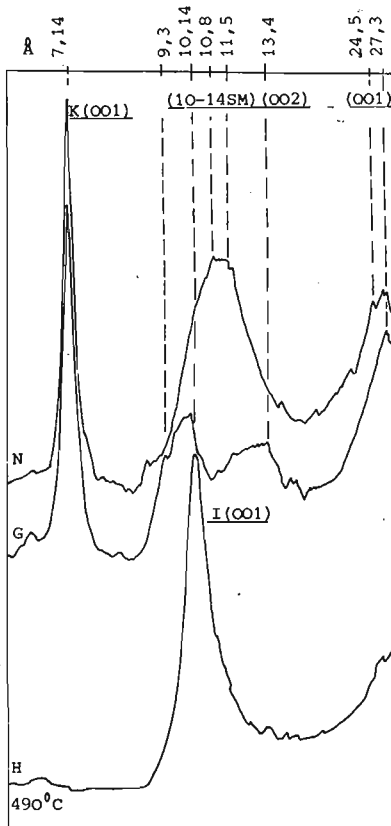


Abb. 127

Röntgenbeugungsaufnahme eines Gesamtgesteins-Pulverpräparates aus grünem Silt, der aus pyroklastischem Material besteht; Serie III, Typ IIIId;

Kaolinit, beim Erhitzen (H) zusammenbrechend; wenig Illit; (10-14Sm)-Wechsellagerungsminerale mit einem Maximum zwischen $10,8$ und $11,5\text{\AA}$; nach Glykolisieren kein einheitliches Plateau, sondern mehrere Maxima zwischen $9,3$ und $13,4\text{\AA}$; beim Erhitzen auf den Gitterabstand des Illits zusammenbrechend; die (OO1)-Reflexe der mixed layers sind im Anlaufberg rechts im Diffraktogramm angedeutet.

-damit fast regelmäßige Wechsellagerung-

Unter Typ IV sind drei Proben zusammengefaßt, die sich ausschließlich aus Kaolinit und Chlorit zusammensetzen (Abb. 128).

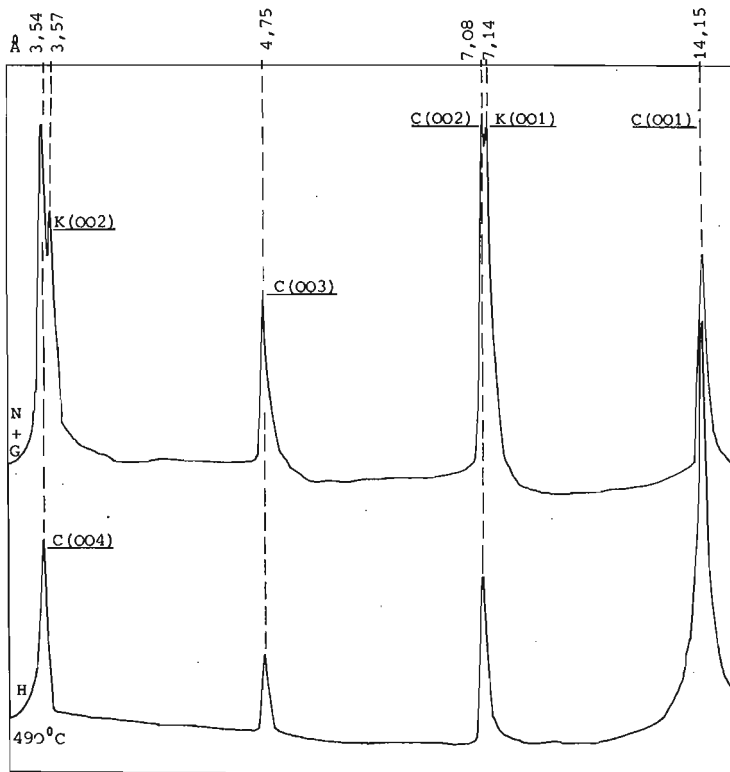


Abb. 128 Röntgenbeugungsaufnahmen eines Pulverpräparates von einem kaolinisierten schiefrigen, auch Quarz und Albit führenden grünen Geröll; Serie VI; Typ IV; Kaolinit und Chlorit mit scharfen, hier getrennt zu beobachtenden Reflexen.

Die fünf Proben vom Typ V bestehen dagegen aus Kaolinit und (10-14Sm)-Wechselagerungsmineralen; kleinere Illit-Anteile werden wahrscheinlich durch die mixed layers überlagert (Abb. 129). In einem Geröll wurde Illit nachgewiesen.

Eine Probe (Typ VI) besteht ausschließlich aus Kaolinit.

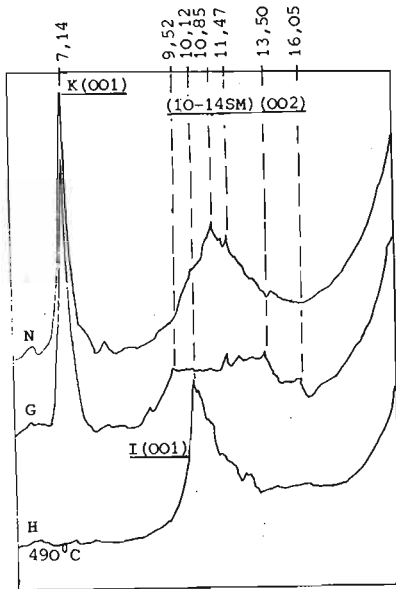


Abb. 129

Röntgenbeugungsaufnahme eines sandigen Horizontes mit karbonatisch-vulkanitischem Detritus aus der Serie III; Pulverpräparat des Gesamtgesteins;

Typ V;

Illit und Kaolinit, der beim Erhitzen (H) zusammenbricht; Wechsellagerungsminerale mit einem Maximum im Normaldiffraktogramm (N) bei 10,85Å; beim Glykolisieren (G) Plateaubildung zwischen 9,52 und 13,5Å, sowie verflachte Fortsetzung bis 16,05Å; bei THOREZ (1975) werden für mixed layers ähnliche Ausbildungen beschrieben:

- 1) K, (I-M)₊ aus Bentoniten (Mon. 51);
- 2) (Mu-Bei)R (Mon. 80)
(=Muskovit-Beidellit)

2.4.2.3. Tonmineralvergesellschaftungen in den einzelnen Serien

Die Durchschnittswerte (arithm. Mittel) für die Anteile der Tonmineralien, die Illitkristallinität und das I(002)/I(001)-Verhältnis in den Serien von Düppenweiler werden in Tabelle 25 angegeben. Die Entwicklung der Tonmineralparagenesen über die Serien ist für die einzelnen Bohrungen in den Abbildungen 130 bis 133 dargestellt; in die Profile gehen ausschließlich Werte aus Analysen orientierter Pasten der Fraktion <2µ von Ton- und Siltsteinen ein. Grundsätzlich fällt das starke Schwanken der Anteile der Mineralien, aber auch der Illitkristallinität auf. Trotz eines relativ großen Schwankungsbereichs ist der Illit in der Regel deutlich dioktaedrisch bzw. Fe-Mg-arm (Abb. 134, 135). Die Illitkristallinität und das I(002)/I(001)-Verhältnis verlaufen, im Profil betrachtet (Abb. 130-132) meist gegenläufig. Demnach ist höherkristalliner Illit in der Regel Fe-Mg-ärmer, als schlechter kristallisierter Illit. Dieser Zusammenhang ist allerdings nicht in allen Proben und allen Serien festzustellen (s. Abb. 133) und vor allem nicht über die gesamte Abfolge durch signifikante Korrelationen nachweisbar.

Serie	n	I	K	C	ML	Ix	Ich	
VII, Boden	1	58	22	8	12	2,5	0,90	-Phyllite aus Bodenbildungshorizont, rötlich
	1	85	15	-	-	2,0	0,75	-Phyllite, Lesesteine in rotem Boden über den Bohrungen
	1	79	18	1	2	3,0	0,42	-dito, Pulverpräparat
VII	4	50	27	23	-	2,6	0,63	
VI	9	59	22	18	1	3,3	0,69	
V	10	50	24	13	13	4,9	0,69	
IV	19	49	28	15	8	4,3	0,62	
III	12	55	25	4	16	5,7	0,56	
II	13	39	33	11	17	5,8	0,61	
I	55	77	22	-	1	4,1	0,73	

Tab. 25 Tonmineralien: wenn nicht anders angegeben, durchschnittliche Anteile (arithm. Mittel) am Tonmineralspektrum der Fraktion <2 μ (orientierte Pasten) in Prozent; Illitkristallinität (Ix) und Illitchemismus (Ich = I(002)/I(001)); n=Probenzahl; I=Illit; K=Kaolinit; C=Chlorit; ML=(10-14Sm) - mixed layers.

In fast allen Proben der Serie I tritt die Vergesellschaftung des Typs I auf, die sich durch das Vorherrschen von Illit und Kaolinit auszeichnet. Die Kristallinität ist primär recht hoch (~epizonal, s. Abb. 134, 135), doch werden verschiedene Stufen der Degradation beobachtet. Die höchste Kristallinität findet sich in Geröllen. In Rothorizonten nimmt sie deutlich ab; teilweise tritt hier offener Illit in Übergängen zu (10-14Sm)-Wechsellagerungsmineralen auf. Der Kaolinit verhält sich, gemäß der Breite des K(001)-Reflexes auf halber Höhe, dem Illit äquivalent (S. Kap. 2.4.3. und Abb. 137). Der Illit ist besonders deutlich muskovitisch/serizitisch ausgebildet (hohes I(002)/I(001)-Verhältnis, s. Tab. 25). Dies entspricht dem mikroskopischen Befund; Serizit tritt in der Matrix und innerhalb von Quarzitklastika auf, größere Muskovitblättchen finden sich im Schwermineralkonzentrat und können einzeln, vor allem aber in Aggregaten, als Klastika oder innerhalb von detritischen, vornehmlich schiefrigen Gesteinsbruchstücken beobachtet werden. Ton- und Siltsteine bauen sich zu einem großen Teil aus meist schichtparallel eingeregelter Serizitschüppchen auf.

Die Serie II vermittelt zwischen der Serie I und den Serien III bzw. IV. In ihrem unteren Teil wird ein Tonmineralspektrum angetroffen, das jenem der Serie I entspricht. Im oberen Teil treten neben Horizonten aus vulkanitischem Detritus bzw. pyroklastischen Lagen auch chloritführende Gesteine auf, die in der Ausbildung des Tonmineralspektrums an die Serien IV und V erinnern. Die vulkanogenen Horizonte erscheinen im übrigen bis auf eine Probe, die sich nur aus Kaolinit und (10-14Sm)-Wechsellagerungsmineralen

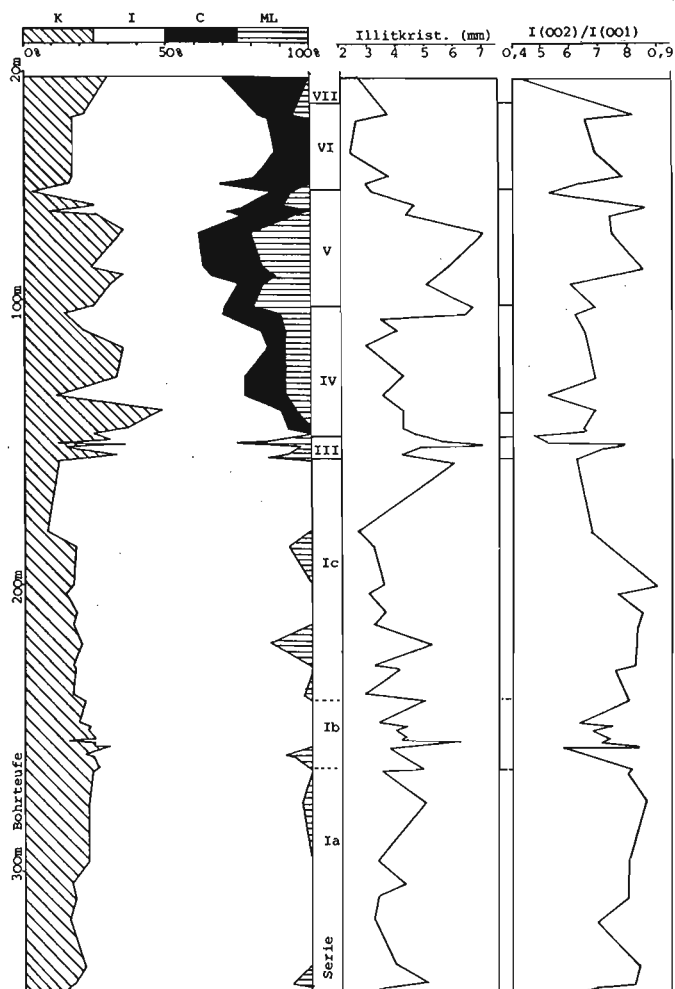


Abb. 130 Tonmineralien in der Schichtenfolge der Bohrung FB1:
K=Kaolinit; I=Illit; C=Chlorit; ML=(10-14Sm) - mixed layers;
Serien I-VII; ausschließlich Ergebnisse von Analysen orientierter
Pasten der Fraktion <2 μ .

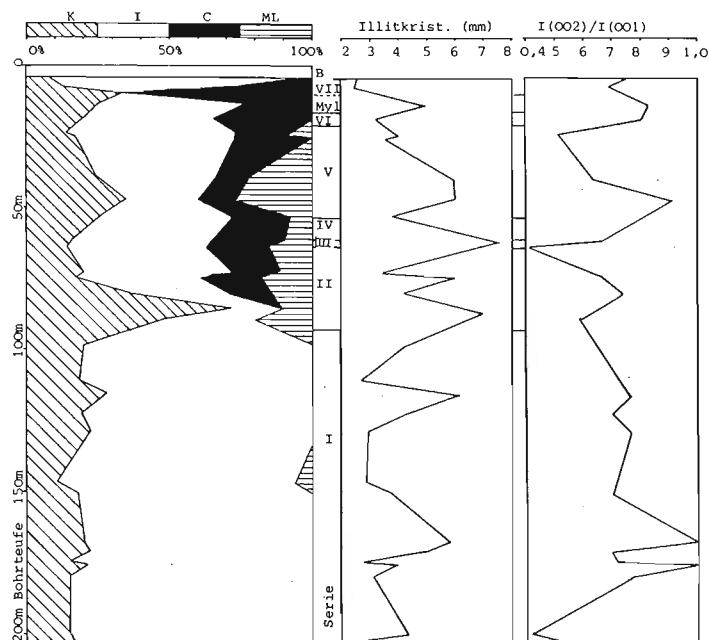


Abb. 131 Tonmineralien in der Schichtenfolge der Bohrung FB2:
K=Kaolinit; I=Illit; C=Chlorit; ML=(10-14Sm) - mixed layers;
Serien I-VII; ausschließlich Ergebnisse von Analysen orientierter
Pasten der Fraktion $<2\mu$; B=Boden (rezent).

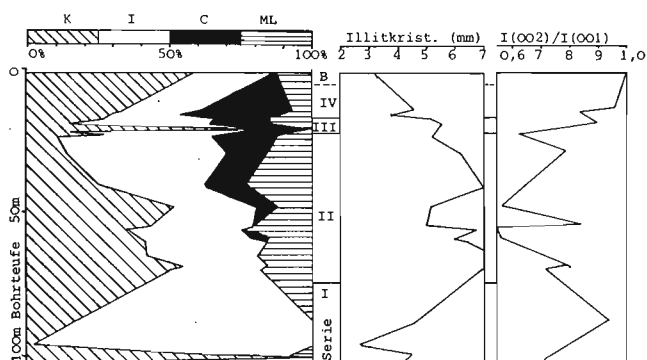


Abb. 132 Tonmineralien in der Schichtenfolge der Bohrung FB3:
K=Kaolinit; I=Illit; C=Chlorit; ML=(10-14Sm) - mixed layers;
Serien I-IV; B=Boden (rezent); ausschließlich Ergebnisse von Ana-
lysen orientierter Pasten der Fraktion $<2\mu$.

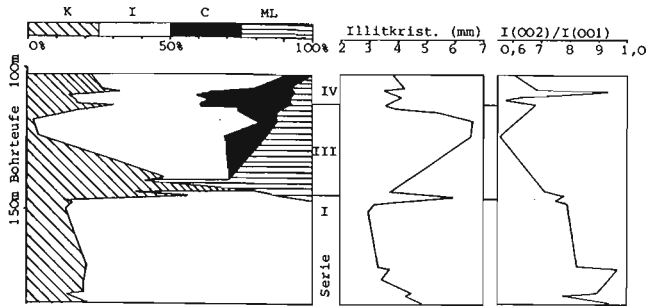


Abb. 133 Tonmineralien in der Schichtenfolge der Bohrung FBla: K=Kaolinit; I=Illit; C=Chlorit; ML=(10-14Sm) - mixed layers; Serien I-IV; ausschließlich Ergebnisse von Analysen orientierter Pasten der Fraktion <2 μ .

zusammensetzt, in der Profildarstellung (Abb. 130-133) nicht, da von ihnen in der Regel nur Pulverpräparate untersucht werden konnten.

Für die Serie III sind vulkanogene grüne Tonschichten und vulkanitischer Detritus, v.a. in Geröllen, typisch; diese Gesteine zeichnen sich durch hohe Anteile von Kaolinit und (10-14Sm)-mixed layers und niedrige Illitkristallinität aus. Demgegenüber wird in der Tonmatrix und in den meisten Tonlagen ein erhöhter Illitgehalt mit stark schwankender Kristallinität beobachtet. Das I(002)/I(001)-Verhältnis deutet auch hier insgesamt auf muskovitischen Charakter des Illits, ist aber -und verstärkt in den vulkanogenen Horizonten- kleiner, als in den anderen Serien. Dies ist durch Biotit bedingt, der im Schwermineralkonzentrat und im Dünnschliff in Form großer Blättchen, vor allem als Bestandteil von Vulkaniten, auftritt. Chlorit, der sich untergeordnet in einigen Proben der Serie III findet, ist sicherlich meist detritisch -vergesellschaftet mit hochkristallinem Illit, z. T. Granat etc., doch findet er sich zuweilen auch in kleinen Anteilen als Alterationsprodukt von Biotit in Vulkaniten.

Die Serie III zeigt zudem den höchsten Anteil von (10-14Sm)-Wechselagerungsmineralen in der Schichtenfolge, wenn man die vulkanogenen Gesteine in dieser Serie betrachtet. Vulkanitische Gerölle bestehen im Tonmineralspektrum meist ausschließlich aus Kaolinit und Illit/Smectit-Wechselagerungen, die zum Teil den Charakter von Bentoniten haben (s.a. Abb. 127, 129). Identische Paragenesen zeigen einige Horizonte im Top der Serie II; es sind dies Sandsteine und Tonsteine, die sich überwiegend oder

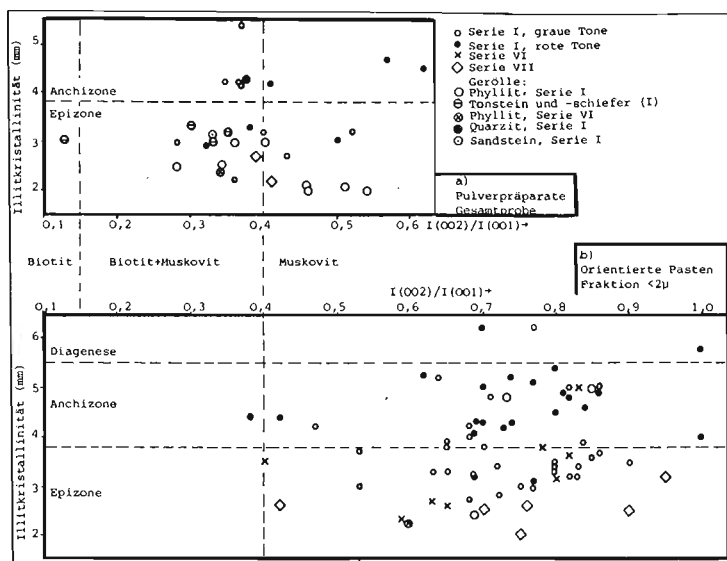


Abb. 134 Diagramm Illitkristallinität - $I(002)/I(001)$ nach ESQUEVIN (1969) und DUNOYER de SEGONZAC (1969) für die Serien I, VI und VII, die durch Phyllite bzw. phyllitischen Detritus gekennzeichnet sind.

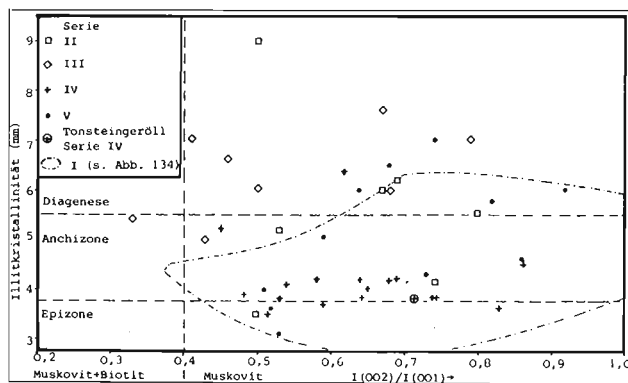


Abb. 135 Diagramm Illitkristallinität - $I(002)/I(001)$ nach ESQUEVIN (1969) und DUNOYER de SEGONZAC (1969) für orientierte Pasten der Fraktion <2μ aus den Serien II-V sowie die Umhüllende der Serie I (aus Abb. 134b).

ausschließlich aus alteriertem vulkanitischem Detritus aufbauen, wie bei Sandsteinen auch im Dünnschliff zu sehen ist.

Die Serien IV und V ähneln einander tonmineralogisch sehr. Illit, Kaolinit, Chlorit und Illit/Smectit Wechsellagerungsminerale treten in großen Anteilen auf. Quantitäten und Ausbildung der einzelnen Minerale schwanken zum Teil erheblich.

Innerhalb der Serie V verschwinden die mixed layers zum Top hin, die Illitkristallinität erhöht sich. Dies leitet zur Serie VI über, in der neben dem vorherrschenden, relativ hochkristallinen Illit vor allem Kaolinit und Chlorit auftreten.

Die überschlebenden Phyllite der Serie VII entsprechen in der Tonmineralparagenese weitgehend der Serie VI.

2.4.2.4. Tonmineralvergesellschaftung in verschiedenen Korngrößenfraktionen

Es wurden jeweils die gleichen Proben in orientierten Pasten der Fraktion $<2\mu$ und in Pulverpräparaten untersucht. Sodann wurden bestimmte Korngrößenfraktionen getrennt untersucht. Die Ergebnisse werden in Tabelle 26 einerseits für die Serie I, andererseits aus statistischen Gründen für die restlichen Serien insgesamt im Durchschnitt dargestellt.

I	K	C	ML	Ix	Ich	n	untersucht:		
69	25	1	5	3,9	0,42	8	Pulver <2μ	Serie I	
65	29	-	6	4,6	0,63				
43	23	24	10	3,5	0,43	9	Pulver <2μ	Serien II-VII	
53	24	16	8	3,7	0,55				
79	11	-	10	4,3	0,34	4	<1μ <2μ 2-63μ >63μ	Serie I	
83	17	-	-	4,2	0,83				
83	16	-	1	4,0	0,43				
85	15	-	-	4,8	0,47				
53	20	14	13	4,9	0,37	14	<1μ <2μ	Serien II-VII	
52	24	12	12	4,5	0,52				
54	19	12	15	5,3	0,42	9	<2μ 2-63μ >63μ		
48	27	12	13	5,6	0,40				
44	29	12	14	5,8	0,44				

Tab. 26 Tonmineralparagenesen bei unterschiedlicher Methodik und in unterschiedlichen Korngrößenfraktionen in jeweils den gleichen Proben; arithmetisches Mittel; I=Illit; K=Kaolinit; C=Chlorit; ML=(10-14Sm)-mixed layers; Ix=Illitkristallinität; Ich=I(002)/I(001); n=Anzahl der untersuchten Proben.

Die beiden angewandten Methoden führten ebenso, wie die Analyse unterschiedlicher Korngrößenfraktionen zu quantitativ weitgehend äquivalenten Ergebnissen. Dies gilt nicht nur für die in Tabelle 26 dargestellten Durchschnittswerte, sondern auch für die einzelnen Proben.

Gewisse Unterschiede zeigen sich aber doch. So werden in Pulverpräparaten im Vergleich mit orientierten Pasten eisenreichere Illite und etwas mehr Chlorit beobachtet. Da dies bei der Analyse von einzelnen Kornklassen nicht in diesem Umfang zutrifft, mag die Differenz in erster Linie methodisch bedingt sein; so könnte durch die Fraktionierung in Suspension eine gravitative Trennung nach der Dichte der Mineralien zu einer Ausdünnung des Anteils an schweren Mineralien (Biotit, Chlorit) im Gegensatz zur Zusammensetzung des gesamten, im Pulverpräparat untersuchten Gestein, führen. Dies kann hier aber nicht eindeutig nachgewiesen werden. So scheint erstaunlicherweise der Illit nach dem $I(002)/I(001)$ -Verhältnis bei Korngrößen zwischen 1 und 2μ insbesondere in der Serie I Mg-Fe-ärmer, als größere und kleinere Illitkristalle zu sein (Tab. 26).

Der Umstand, daß die qualitative und -mit geringfügigen Einschränkungen- auch die quantitative Zusammensetzung und die Illitkristallinität in allen untersuchten Fraktionen gleich bleibt, und auch der Vergesellschaftung in Geröllen gleicht (Tab. 24), beweist, daß das gesamte Tonmineralspektrum detritisch ererbt ist, bzw., daß keine diagenetischen Neubildungen vorliegen.

2.4.3. Liefergesteine, Alterationen

Die überschiebenden Phyllite sind sicherlich vom gleichen Gesteinstyp, wie die Liefergesteine des Phyllitdetritus insbesondere in den Serien I und VI. Es handelt sich um parametamorphe Ton- und Sandstein-Wechselagerungen. Insbesondere besteht eine große Ähnlichkeit in der Tonmineralparagenese mit dem Detritus der Serie VI. Die niedrigere Illitkristallinität in den Tönen der Serie VI ist durch Degradation des Illits bei Prozessen zwischen Erosion/Abtragung des Liefergesteins bis zur Ablagerung des Detritus zu erklären. Zudem bestehen die Klastika der Serie VI zwar weitgehend aus Phylliten vom Typ der überschiebenden Einheit, doch sind auch andere Liefergesteine beteiligt.

Die Vergesellschaftung der Tonminerale in der Serie I unterscheidet sich sowohl in Tonsteinen, als auch in Phyllitklasten von derjenigen der

hängenden Phyllite vor allem durch das Fehlen des Chlorits. In den überschiebenden Phylliten zeigt sich jedoch, daß mit Annäherung an Bodenbildungen im höchsten Teil der Bohrungen der Chloritgehalt stark abnimmt; in einer Phyllitprobe, die oberhalb der Bohrungen aus rotem Boden entnommen wurde, ist die Tonmineralvergesellschaftung identisch mit derjenigen in Phyllitgeröllen der Serie I (vgl. Tab. 24 und Tab. 25); diese Übereinstimmung geht soweit, daß in beiden Gesteinen Paragonit akzessorisch auftritt. In einigen Tonhorizonten und vor allem in Phyllitgeröllen der Serie I findet sich neben kleinen Anteilen von (10-14C)-Wechselagerungsmineralen auch etwas meist sehr schlecht auskristallisierter Chlorit (Abb 123).

Dies unterstützt den Verdacht, daß für die Serie I der gleiche Liefergesteinskomplex mit ursprünglich chloritführenden Phylliten infrage kommt, wie für die Serie VI, also Gesteine vom Typ der überschiebenden Metamorphite. Ähnlich wie in dem roten Boden oberhalb der Bohrungen wurde auch in der Serie I der eisenreiche Chlorit (Kap. C.2.4.2.1.) zerstört. Nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1976) enthalten Böden aus Metamorphiten häufig Chlorite, die im Laufe der Bodenbildung vor allem in stark saurem Milieu völlig zersetzt werden. Nach TRÖGER (1967) zerfällt der Chlorit bei intensiver Verwitterung unter sauren Bedingungen unter Bildung von Mg-Fe-Karbonaten mit oder ohne Limonit und SiO₂-Gel. In den Rothorizonten der Serie I, die vor allem mit Phyllitdetritus vergesellschaftet sind, in denen also Chlorite zu erwarten wären, könnte der röntgenographisch nachgewiesene Hämatit unter anderem auch aus dem Eisen von zersetztem Chlorit entstanden sein. Amorphes Material tritt ebenfalls auf, wie stark erhöhte Basislinien im Röntgendiffraktogramm zeigen. Der Karbonatgehalt ist in Rothorizonten etwas erhöht und signifikant korrelierbar mit der abnehmenden Illitkristallinität (Abb. 136). Illit und Kaolinit sind gemäß der Breite ihrer Reflexe auf halber Höhe in äquivalenter Weise degradiert: die Breite der Reflexe von Illit und Kaolinit ist mit 99% Sicherheit positiv korrelierbar. Die schlechteste Kristallinität tritt in Rothorizonten auf (Abb. 137). Eine Neubildung von Kaolinit ist nicht erfolgt, da das Kaolinit/Illit-Verhältnis in allen Horizonten der Serie I, unabhängig von der Kristallinität der Mineralien, mit 2/8 gleichbleibt. Illit und Kaolinit, die beide primär höherkristallin waren, wurden vor allem in Rothorizonten gemeinsam degradiert.

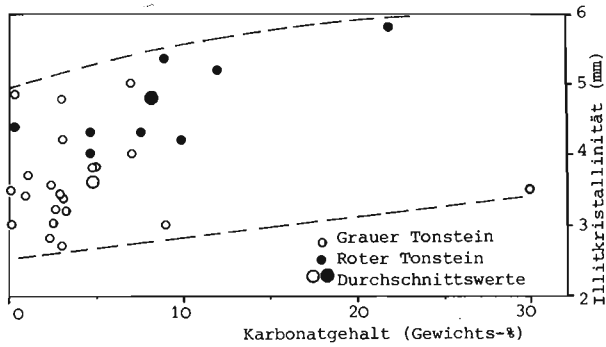


Abb. 136 Diagramm: HCl-lösliches Material (Gew.-%) / Illitkristallinität (mm); $r=+0,433$ (mit 95% Sicherheit signifikant bei 29 Proben); ausschließlich Proben aus der Serie I.

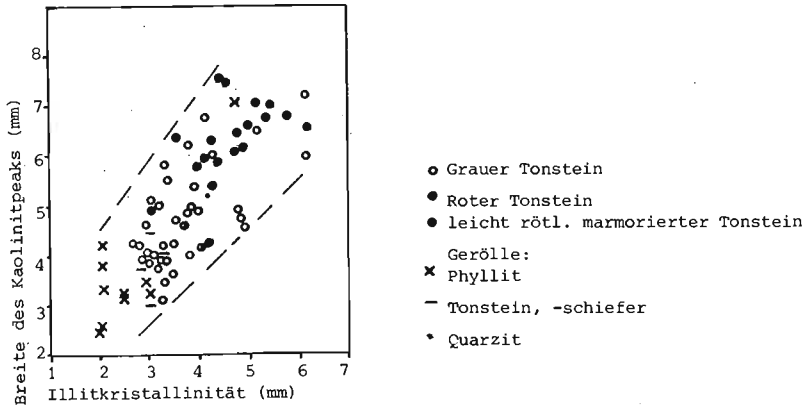


Abb. 137 Diagramm: Breite des Illit(001)-Reflexes (=Illitkristallinität) / Breite des Kaolinit(001)-Reflexes, jeweils auf halber Peakhöhe; Angabe in mm. $r=+0,712$ (mit 99% Sicherheit signifikant bei 52 Proben) bei Ton- und Siltsteinen; unter Berücksichtigung der Gerölle ergibt sich ein Korrelationskoeffizient $r=+0,857$ (mit 99% Sicherheit signifikant bei 69 Proben); ausschließlich Proben der chloritfreien Serie I.

Der zweite Liefergesteinstyp der Serie I, der Quarzit ("Taurusquarzit"), führt naturgemäß kaum Tonmineralien und dürfte somit nur unwesentlich an Tonen dieser Serie beteiligt sein. Eine untersuchte Stichprobe (Tab. 24) zeigt jedoch ebenso wie graue, mehr oder weniger schiefrige Tonsteingerölle, eine Tonmineralvergesellschaftung, die fast identisch mit derjenigen von Phylliten ist. Nach der Illitkristallinität zu urteilen, ist der Metamorphosegrad dieser Gesteine aber niedriger, als jener der epimetamorphen Phyllite: der Quarzit ist demnach anchimetamorph, die Tonsteine liegen im unteren Bereich der epizonalen Metamorphose, im Grenzbereich zur Anchizone.

Die (10-14Sm) mixed layers der Serien II-V, vor allem im oberen Teil der Serie II und in der Serie III, sind vorwiegend Abbauprodukte der -vorwiegend detritischen- Eruptiva. Das gleiche gilt für den zum Teil verstärkt auftretenden Kaolinit. Der in einigen Lagen recht hohe Gehalt an muskovitartigem Illit weist ebenso wie Chlorit darauf hin, daß hier nicht nur vulkanitisches, sondern auch metamorphes Material umgelagert wurde. Die äußerst schlechte Kristallinität des Illits und der erhebliche Anteil an Kaolinit und (10-14Sm)-Wechselagerungsmineralen in Vulkanitgeröllen und vornehmlich aus Eruptiva aufgebauten Ton-, Silt- und Sandsteinen sowie in wahrscheinlichen Tufflagen sind Indikatoren für den niedrigen Diageneseegrad der Schichtenfolge und zeigen, daß in den übrigen Serien auch die höhere Illitkristallinität detritisch ererbt ist. Dies gilt auch für den überwiegenden Teil der tuffverdächtigen Tone der Serie III: die Illitkristallinität ist erheblich höher, als in eindeutig vulkanogenen Gesteinen, wie Porphyngeröllen; in diesen grünlichen Tonen ist also nicht nur vulkanitisches Material, sondern auch vermutlich metamorpher Detritus vorhanden. Damit handelt es sich hier nicht um Tuffe; zumindest in einem der grünen Tonhorizonte ist jedoch die Paragenese der Tonmineralien sehr ähnlich, wie in den Vulkanitgeröllen; hier handelt es sich -dies bestätigt sich in Schwermineral- und Dünnschliffanalysen (s.a. Taf. 6, Fig. 2)- um einen Tuffhorizont.

Der für den oberen Teil der Serie II und die Serien IV und V typische Chlorit ist vom gleichen Typ, wie derjenige in der Serie VI bzw. in den hangenden Phylliten. Dies deutet auf epizonale Liefergesteine, wahrscheinlich Parametamorphite, wie die überschiebende metamorphe Einheit auch. Die relativ niedrige Illitkristallinität, die nach ESQUEVIN (1969) und DUNOYER de SEGONZAC (1969) an der Grenze zwischen Anchi- und Epimetamorphose liegt, ist ein Resultat der Durchmischung metamorpher (Schiefer,

Phyllite, u.U. Gneise) und nicht metamorpher (Vulkanite, Karbonate, Ton- und Sandsteine etc.) Liefergesteine.

Der Kaolinit, der in der gesamten Schichtenfolge in fast allen Proben auftritt, wird als Produkt kontinentaler Verwitterung gesehen. Er ist nicht in situ entstanden, wie für die Serie I gezeigt wurde (S. 219), sondern wurde detritisch abgelagert. Da Kaolinit in eher saurem Milieu zu entstehen pflegt, ist in den übrigen Serien, in denen Granat und Apatit als in saurem Milieu instabile Mineralien in großen Anteilen und oft frischer Erhaltung auftreten, eine sekundäre Bildung des Kaolinitis ebenfalls unwahrscheinlich.

2.4.4. Zusammenfassung

Es werden unterschiedliche Tonmineralparagenesen ausgemacht. Sie schwanken von Serie zu Serie qualitativ, und innerhalb der meisten Serien (bis auf die Serie I) quantitativ beträchtlich. Die Serie II bildet einen Übergang zwischen den Serien I und III bzw. IV; die Serie V vermittelt zwischen den Serien IV und VI.

Das Tonmineralspektrum ist, wie auch die Illitkristallinität detritisch ererbt. Es treten vulkanitische, sedimentäre und vor allem in unterschiedlichem Ausmaß metamorphe Liefergesteine auf. Phyllite vom Typ der Serie VII bilden den Detritus der Serie VI und möglicherweise der Serie I. Illit und Kaolinit wurden in den Gesteinen der Serie I, auch in Zusammenhang mit Bodenbildungen, degradiert; gleichzeitig war eine Zerstörung des wahrscheinlich detritisch angelieferten Chlorits möglich.

Das Tonmineralspektrum der Serie III zeigt, daß sie sich überwiegend aus alterierten Vulkaniten zusammensetzt, die allerdings, mehr oder weniger mit metamorphem Detritus vermischt, umgelagert wurden. Wahrscheinlich treten aber auch Tuffhorizonte auf.

Der Kaolinit weist auf ein Liefergebiet mit terrestrischer Verwitterung hin. Die Ausbildung der Tonmineralien, vor allem in der aus vulkanogenem Material aufgebauten Serie III ist ein Indikator für den niedrigen Diagenesegrad der Gesteine.

2.5. Gefüge und Mineralbestand

2.5.1. Überblick

Dem Gefüge und dem Mineralbestand der Serien von Düppenweiler wurde vor allem mittels mikroskopischer Untersuchungen nachgegangen. Neben den Dünnschliffuntersuchungen gingen auch die Ergebnisse von Schwermineralogie und Tonmineralogie sowie zusätzliche röntgenographische und raster-elektronenmikroskopische Analysen in die Betrachtungen ein.

Im Dünnschliff wurden 132 Proben qualitativ beschreibend studiert. Darüberhinaus wurde in den 58 Proben der Modalbestand numerisch erfaßt, in denen auch die Korngrößenverteilung untersucht wurde (Kap. C.2.2.). Der Zahl der numerisch zum Modalbestand zu analysierenden Proben waren vom Zeitaufwand her Grenzen gesetzt. Eine relativ vollständige Abfolge wurde für die Bohrung FBI untersucht. In den anderen Bohrungen erfolgte eine Analyse meist nur stichprobenartig, wobei ein größeres Gewicht auf die in der Bohrung FBI nicht angetroffene Serie II gelegt wurde.

Evident ist der rasche, abrupte quantitative Wechsel auch innerhalb von Serien (Abb. 138-140). Er ist zum Teil von der Korngröße des Gesteins abhängig: In feineren Gesteinen sind Einzelglimmer und Quarze im Vergleich zu detritischen Gesteinsbruchstücken natürlich häufiger, als in größeren Gesteinen. Dieser Zusammenhang ist aber nur bedingt maßgebend, da Gesteine mit überwiegend ähnlichen Korngrößen analysiert wurden und die Paragenesen oft auch qualitativ wechseln: in einzelnen Schichten und vor allem in den verschiedenen Serien treten zum Teil gänzlich unterschiedliche Klastika auf. So sind in den Serien II, IV und V Vulkanite ein wichtiger Bestandteil des Detritus, während sie in den Serien I und VI gänzlich fehlen.

In der Profildarstellung (Abb. 138-140) sind Übergänge zwischen diesen qualitativ verschiedenen Paragenesen zu beobachten. Die relativ einfache Vergesellschaftung der Serie I, die sich so gut wie ausschließlich aus detritischen Metamorphiten aufbaut, setzt sich bis in die Basis der Serie II fort, die sich ansonsten durch eine wesentlich buntere Vergesellschaftung der Klastika auszeichnet. Sie ähnelt überwiegend der Serie IV, was ihren Mineralinhalt betrifft; im Top finden sich auch Schichten, die den v.a. aus Vulkaniten aufgebauten Gesteinen der Serie III ähneln. Ebenso leitet die Serie V, die über weite Strecken der Serie IV ähnelt, in ihrem oberen Teil zur Serie VI über.

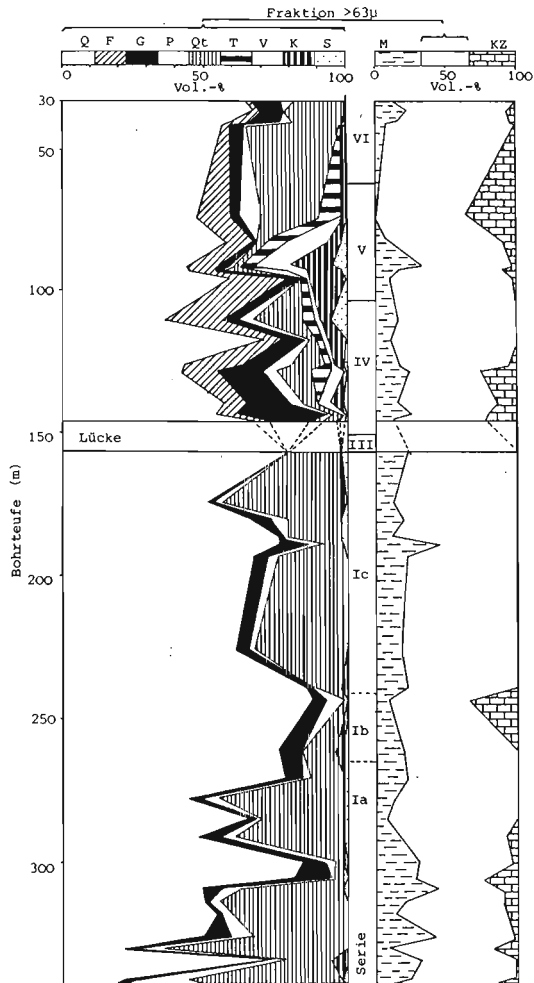


Abb. 138 Modalbestand der Sandsteine nach Dünn-
schliffanalysen; Bohrung FB1;
Linke Säule=Sandfraktion; rechte Säule=Gesamtgestein;
Q=Quarz; F=Feldspat; G=Glimmer; P=Phyllit+andere schief-
rige Gesteine; Qt=Quarzit; T=Tiefengesteine; V=Vulkanite;
K=Karbonat; S=Sedimentite als detritische Körner;
M=Tonmatrix; KZ=Karbonatzement.

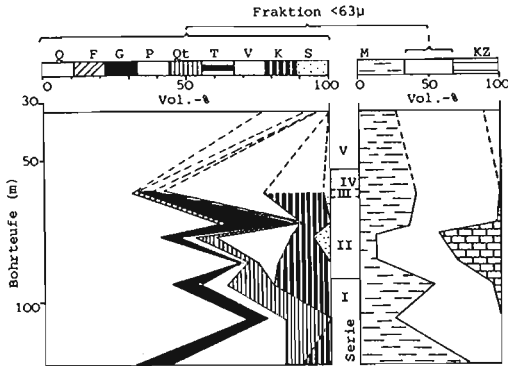


Abb. 139
Modalbestand der Sand-
steine nach Dünnschliff-
analysen;
Bohrung FB2, Ausschnitt;
Erläuterungen s.
Abb. 138.

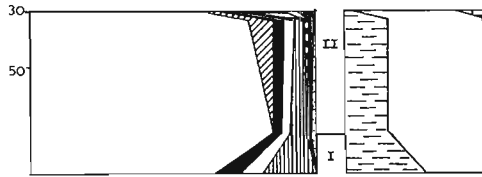


Abb. 140
Modalbestand der Sand-
steine nach Dünnschliff-
analysen;
Bohrung FB3, Ausschnitt;
Erläuterungen s.
Abb. 138.

Die Kornformen sind über die sechs sedimentären Serien ähnlich ausgeprägt: es treten alle Kornformen von eckig (angular) bis gut gerundet (well rounded) auf, doch überwiegen die schlechter gerundeten Formen (Tafel 9). Es finden sich detritische Körner mit winzigen tonigen Aufwachsungen (Taf. 9, Fig 2+6), mit Stoßmarken (Taf. 9 Fig. 5) und muschelig zerbrochene Quarzkörner (Taf. 9, Fig. 6).

2.5.2. Charakterisierung der einzelnen Serien

2.5.2.1. Serie I

2.5.2.1.1. Detritus

Die Serie I ist durch eine einfache Liefergesteinsparagenese mit stark vorherrschenden Quarzit- und Phyllitklastika gekennzeichnet (Abb. 138-140).

Bei Quarziten vom Habitus der Taunusquarzite sind die Einzelminerale im allgemeinen noch gut zu unterscheiden. Zuweilen sind auf ihrer Oberfläche idiomorphe Quarzkristalle zu beobachten (Taf. 7, Fig. 1). Häufig

sind vernähte Korngrenzen zwischen den Einzelquarzen innerhalb detritischer Quarzitkörner zu beobachten (Taf. 4, Fig. 1; Taf. 7, Fig. 2). An diesen Nähten ist meist Serizit beteiligt, zum Teil bestehen sie vorwiegend aus Quarzzement. Diese Quarzite waren ursprünglich relativ gut -allerdings sicherlich nicht sehr gut!- sortierte Sandsteine. Der Anteil an serizitischer Tonmatrix ist relativ gering. Schiefer- und Tonschieferfragmente in den gleichen Korngrößen, wie die Einzelquarze, treten innerhalb der Quarzite stets in kleineren Anteilen auf. Die Quarzindividuen zeigen unterschiedlich stark undulöse Auslöschung. Eine orientierte Verwachsung und Auslängung ist meist nicht zu beobachten. Blasenbahnen überqueren allerdings häufig mehrere Einzelkomponenten der Quarzite. Im Schwermineralspektrum herrschen die ultrastabilen Mineralien Turmalin, Rutil und vor allem Zirkon bei weitem vor. Die Schwerminerale sind innerhalb der Quarzite häufig zerbrochen (Taf. 1, Fig. 24+25). Neben den vorherrschenden gut gerundeten, z.T. eiförmigen und kugelförmigen Zirkonen treten häufig wenig oder nicht gerundete, zerbrochene oder idiomorphe und auch bizarre Exemplare auf. Vor allem die eiförmig gerundeten Zirkone sind oft rötlich gefärbt (s. Kap. C.2.3.2.1., Tab. 18). Daneben werden innerhalb der detritischen Quarzite Hämatit- sowie Leukoxenaggregate und Pyrit beobachtet. Detritischer Muskovit und Muskovitaggregate treten in kleinen Anteilen auf. Feldspäte wurden nicht gefunden, Karbonatkörner sind selten.

Die detritischen Phyllite ähneln in ihrer Ausbildung jenen in der überschiebenden metamorphen Einheit und den klastischen Phylliten der Serie VI. Sie bauen sich aus mehr oder minder intensiv verfäلتelten Lagen von Serizit/Muskovit, Quarz und Dolomit bzw., seltener, Siderit in unterschiedlichen Anteilen auf (Taf. 4, Fig. 6). Die Schieferung verläuft stets parallel zur ursprünglichen Schichtung der primären Ton-/Sand-Wechsellagerungen. Der Quarz ist überwiegend stark tektonisiert; er erscheint oft mylonitisch, in feinste Körner ausgewalzt und rekristallisiert und zeigt häufig eine zur Schieferung parallel verlaufende Beanspruchung. Die phyllitischen Lagen bauen sich vornehmlich aus Serizit auf. In quarzitischen Lagen sind nicht eingeregelter einzelne Muskovitblättchen zu beobachten. Chlorit, der nur stark untergeordnet auftritt, ist zum Teil intensiv mit den serizitischen Lagen verwachsen, findet sich aber auch in einzelnen Aggregaten, zum Teil in den quarzitischen Partien. Die Karbonate sind meist zwischen unterschiedliche Phyllit- bzw. Quarzitlagen eingeschaltet. Dolomit ist in Lagen und Zwickeln in unterschiedlichem Ausmaß vertreten. Siderit bildet zuweilen körnige Lagen mit Auslöschungskreuz

in den Einzelkörnern.

Daneben treten, meist nur in der Sandfraktion, folgende Gesteinstypen als Klastika auf: Tonschiefer (Taf. 10, Fig. 3; Taf. 4, Fig. 5), schiefrige Tonsteine (Taf. 4, Fig. 3), quarzitische Schiefer bzw. schlefrige Quarzite (Taf. 4, Fig. 4) und mehr oder weniger geschieferte oder quarzitisierte Sandsteine. Quarzitische Gesteine mit Chertcharakter sind meist deutlich tektonisch durchbewegt. Sandsteine, die auch in Form grober Gerölle auftreten, sehen den mit Quarzitkonglomeraten der Serie I vergesellschafteten Sandsteinen sehr ähnlich (Tonmatrix, z.T. Karbonat in Zwischenräumen oder als detritische Körner, detritische Quarzitkörner etc.), scheinen aber meist besser sortiert und etwas karbonatreicher zu sein. Stark tektonisch durchbewegte, oft mylonitische Quarzitklastika (Taf. 4, Fig. 2+5) entsprechen den quarzitischen Partien der Phyllite. Stark kaolinisierte Gesteine unbekannter Herkunft finden sich in kleinen Anteilen, auch als Gerölle.

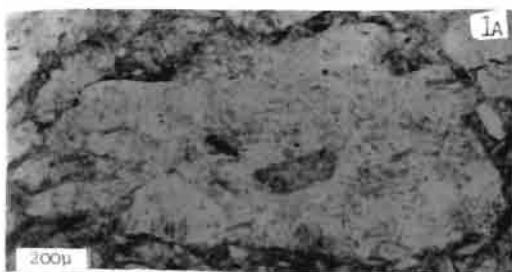
Einzelquarze, die ebenfalls als Gerölle auftreten, zeigen unterschiedliche, oft intensive undulöse Auslöschung. Zum Teil sind in Quarzkörnern mylonitische Bahnen zu beobachten; diese Quarzkörner sehen den quarzitischen Lagen in Phyllitklastika ähnlich. Viele Quarzkörner der Sandfraktion zeigen auch periphere Serizitkräusen; es handelt sich um Bruchstücke der "Taunusquarzite", die an den serizitischen Nähten zerbrochen sind und diese Nähte beim Zerschlagen, beim Transport bis zur Ablagerung nicht verloren haben. Daß dieser Serizit keine Neubildung innerhalb der Serie I ist, zeigt sich unter anderem daran, daß die Orientierung der Serizitschüppchen bei verschiedenen benachbarten Quarzkörnern unterschiedlich ist, während sie innerhalb der Taunusquarzite vorwiegend senkrecht zur Druckrichtung entstehen, also parallel zueinander angeordnet sind.

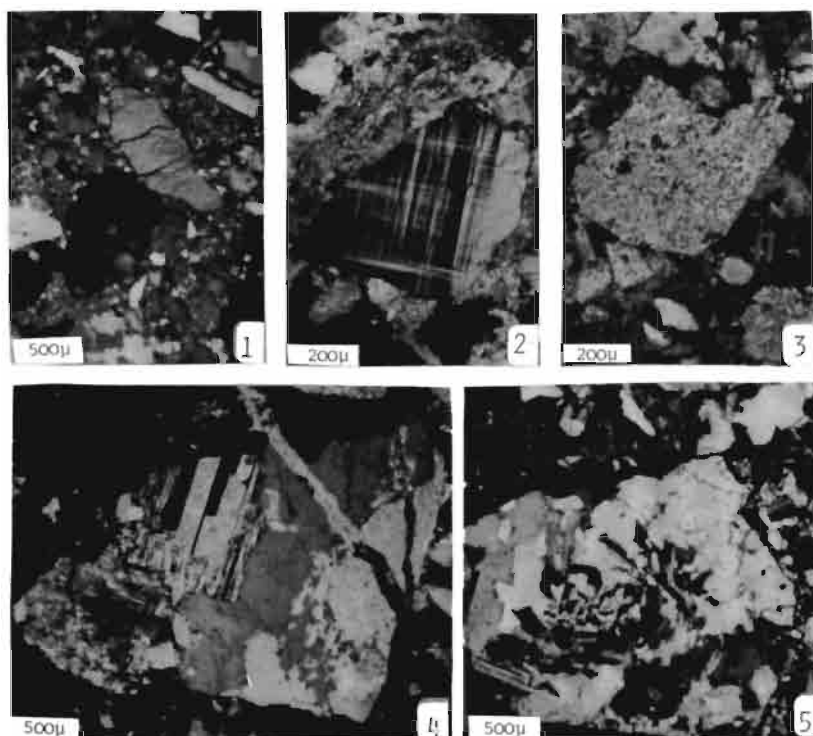
Muskovit ist ein häufiger Bestandteil des Detritus. Er tritt in einzelnen Blättchen und in Stapeln bzw. Aggregaten in allen Korngrößen, mit Durchmessern bis zu mehreren 100µ auf.

Karbonate sind schwer einzuordnen, da detritische Karbonatkörner oft in Zement umgewandelt zu sein scheinen. Klastische Einzelkörner treten aber durchaus auf. Zuweilen werden umgelagerte Ooide oder deren Bruchstücke angetroffen. Vereinzelt können auch in zementierten Partien noch die Reste ursprünglich detritischer Körner -zum Beispiel durch Tonsäume- identifiziert werden.

Tafel 4: Metamorphe detritische Gesteinsbruchstücke, Serie I

- 1: Quarzit vom Typ "Taunusquarzit"; Vernähung der Subindividuen mit Serizit und Kieselsäure; die ohnehin breiten Nähte erscheinen durch die Aufsicht senkrecht zur Hauptverwachsungsebene besonders beherrschend; FB2/105,8m; 1A: 1Polarisator; 1B: + Nicols
- 2: Mylonitischer Quarzit bzw. stark ausgewalztes Quarzaggregat; FB1/174,0m; + Nicols
- 3: Oxydiertes schiefriiges Tonaggregat, Quarzitfragmente mit vernähten Subindividuen; FB1/334,1m; 1 Polarisator
- 4: Schieferiger glimmerführender Quarzit; FB2/105,8m; + Nicols
- 5: Tonschiefer und ausgewalztes Quarzaggregat (untere Bildhälfte); FB1 /341,4m; + Nicols
- 6: Phyllitfragment; Wechsellagerung von Serizit (links), mylonitischem Quarz (links und rechts der Mitte) und Dolomit (Mitte); FB1/252,0m; + Nicols

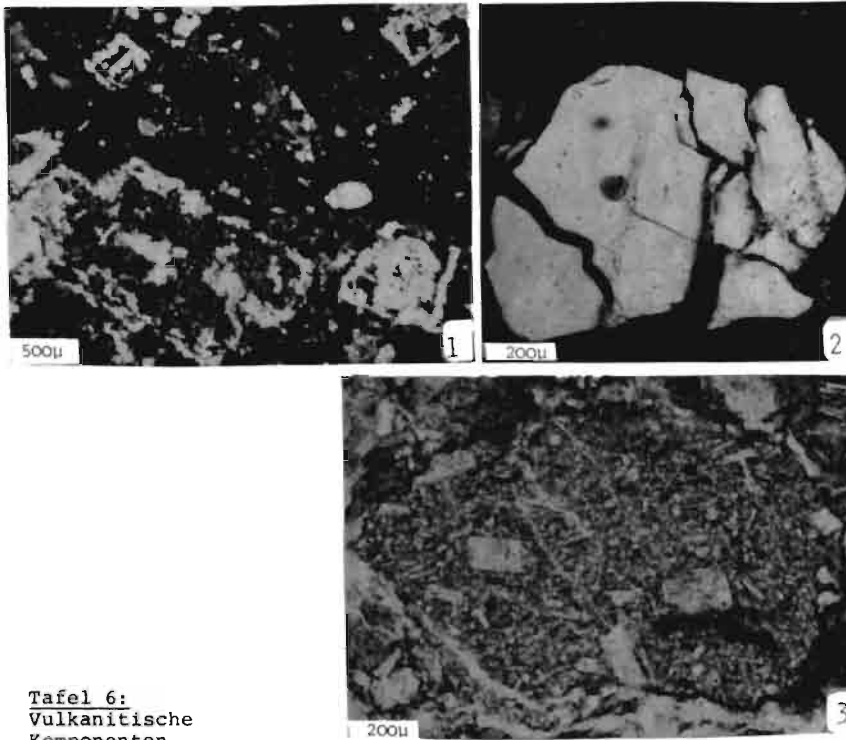




Tafel 5: Feldspäte in detritischen Körnern

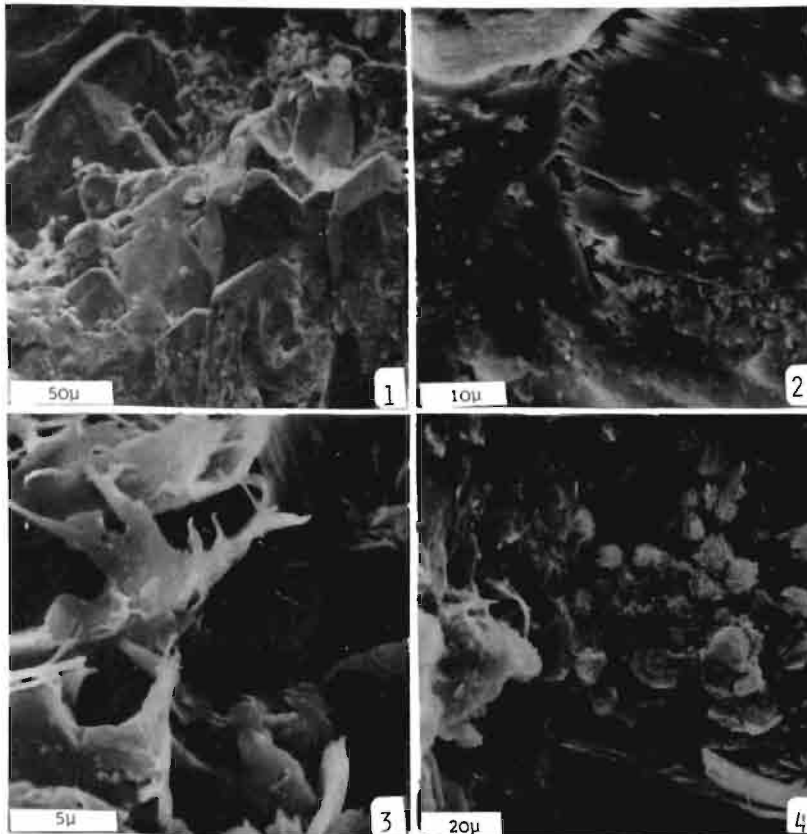
- 1: Perthit und Vulkanit (dunkles Korn); FB1/92,Om/Serie V
- 2: Mikroklin mit charakteristischer Vergitterung; FB1/118,2m/Serie IV
- 3: stark serizitisierter Plagioklas; FB1/95,Om/Serie V
- 4: Verwachsung von Quarz, polysynthetisch verzwillingtem Plagioklas (Albit) und korrodiertem Kalifeldspat; mit Dolomit verheilte Riß durchquert die tonige Matrix und das detritische Korn; FB2/62,4m/Serie III
- 5: Quarz-Feldspat-Aggregat mit schichtgranitischer Verwachsung; FB2/62,4m/Serie III

Alle Aufnahmen dieser Tafel: +Nicols



Tafel 6:
Vulkanitische
Komponenten

- 1: Vulkanitgeröll, stark alteriert; in toniger (Kaolinit/Illit-Smectit-Wechselagerungsminerale) Grundmasse sind die Feldspäte partiell dolomitisiert (hell), partiell kaolinisiert; daneben sind einige kleinere rundliche Quarzkörner zu sehen; FB1a/121,0m/Serie III; +Nicols
- 2: Quarzkorn, rundlich, scherbige Fragmentierung durch Abkühlungs-Schwundrisse und Verheilung mit Ton und Kieselsäure; keine undulöse Auslöschung; in der tonigen grünen vulkanitischen Grundmasse sind solche vulkanitischen Quarzkörner ein deutlicher Hinweis darauf, daß hier pyroklastisches Material auf primärem Lager liegt; FB2/61,5m/Serie III; +Nicols
- 3: Feldspatreiche stark alterierte (kaolinisierte) Vulkanitkomponente mit ophitischem Gefüge der Feldspatleisten, aus pyroklastischem Horizont (wie 2); FB2/61,5m/Serie III; 1 Polarisator



Tafel 7: Ererbte Erscheinungen auf der Oberfläche detritischer Körner in REM-Aufnahmen

- 1: Quarzkristalle in Quarzitkorn vom Habitus "Taunusquarzit"; FB2/202,5m/Serie I;
- 2: Mit Quarz und Serizit "vernähte" Korngrenzen zwischen Subindividuen eines detritischen Quarzitkorns; FB2/202,5m/Serie I
- 3: Ausgefaserter authigener Illit auf detritischem Phyllitfragment; FB1/40,Om/Serie VI
- 4: Chloritrosetten auf Glimmerblättchen eines Phyllitfragments; FB1/40,Om/Serie VI

Sphärosideritische Körner können zum Teil aus Phylliten stammen und wären somit detritisch; dies ist jedoch fraglich, da sie nicht nur in den Phyllitklastika, sondern auch eindeutig als Neubildung in Silt- und Tonsteinen auftreten (Taf. 12, Fig. 1+2).

Im Schwermineralspektrum fällt neben den ultrastabilen Mineralen Zirkon, Rutil und Turmalin der in fast allen Proben der Serie auftretende meist rötliche Spinell auf, der sich in der gleichen Ausbildung (s. Kap. C.2.3.2.1., Taf. 2, Fig. 24) auch innerhalb von Quarzitgeröllen findet.

2.5.2.1.2. Bindemittel

Es gibt alle Übergänge von Ton- und Siltstein, die stets auch Sandkörner führen (Taf. 10, Fig. 1), zu mehr oder minder tonreichen Sandsteinen und Konglomeraten. Die grobklastischeren Gesteine haben immer eine Matrix aus Quarz und Phyllosilikaten, die in ihrer Zusammensetzung einerseits den Ton- bzw. Siltsteinen der Serie, andererseits den gröberen Klastika entsprechen. Oft erfolgt ein stufenloser Übergang vom feinsten bis zum größten Material, sodaß hier der Begriff Matrix bei Unterschreiten einer bestimmten Korngröße willkürlich erscheint. In der Matrix ist eine Abgrenzung zu beobachten: Quarz tritt bei Korngrößen $< 1\mu$ nicht mehr auf. Dies geht aus Röntgenbeugungsanalysen dieser Fraktion hervor.

Der Ton ist, da er die gleiche Vergesellschaftung wie die gröberen Partikel zeigt, primäres Ablagerungsprodukt. Dies wird dadurch bestätigt, daß selbst in relativ dichtgepackten Sandsteinen die Korngrenzen von Tonmineralien (v.a. Serizit/Illit) gesäumt sind. Langkontakte von Sandkörnern ohne Tonsaum treten allerdings auch auf. Hier werden die Körner zum Teil durch Kieselsäure miteinander "verschweißt" (Drucklösung), so daß eine Unterscheidung solcher Partien von grobkörnigerem Quarzitetritus oft schwerfällt.

Häufig finden sich auch mechanisch verformte Gesteinspartikel -vor allem Glimmer bzw. Glimmeraggregate (s. Taf. 8)-, die partiell eine Pseudomatrix bilden.

Dolomitische und -untergeordnet- sideritische Zwickelfüllungen sind eine häufige Erscheinung (in einem Fall bis zu 20% des Gesteins). Es sind dies sparitische Bildungen, manchmal deutlich aus detritischen Körnern rekrutiert und mit unterschiedlichen Tonbeimengungen. Erfassen diese Zemente größere Partien, so kommt es verstärkt zu Verdrängungen kieseliger Bereiche durch Dolomit. In diesem Fall geht die Zementierung oft eindeutig

von Rissen aus. Der Dolomitzement in Rissen wird in Einzelfällen partiell durch Siderit oder neugebildeten Quarz (Taf. 14, Fig. 1) vertreten. Insgesamt ist aber der Dolomitzement in der Serie I gegenüber den anderen Serien eine eher untergeordnete Erscheinung (s.a. Tab. 27).

In wenigen Horizonten tritt in feineren Lagen verstärkt mikritischer Dolomitzement auf, in dem die detritischen Körner schwimmen; hier dürfte es sich um primär abgelagertes Karbonat handeln (Taf. 13, Fig. 1).

Zuweilen in Sand- und v.a. Siltsteinen auftretende Sphärosiderite (Taf. 12, Fig. 1+2) und Pyritkugeln (Taf. 12, Fig. 3; Taf. 3, Fig. 5) sind wahrscheinlich frühdiagenetische Produkte in einem durch Organismenreste bedingten reduzierenden Milieu.

2.5.2.1.3. Rothorizonte

Rothorizonte, die vorwiegend mit Phyllitkonglomeraten vergesellschaftet sind, führen Klastika, die denjenigen aus Phyllitkonglomeraten entsprechen (Phyllite, Schiefer, mylonitische Quarze etc.). Die Rotfärbung erfaßt vorwiegend die feinste Tonmatrix, die von mikro- bis kryptokristallinem Hämatit durchsetzt ist. Häufig sind auch völlig opakisierte kleinere Partien. Im allgemeinen erfaßt die Rotfärbung das Gestein schichtparallel, entweder unabhängig von der Korngröße, oder aber in vielen Fällen die feinkörnigeren Schichten bevorzugend; vereinzelt kommt es zur Ausbildung hämatitischer Krusten, die frei von detritischen Gesteinsbruchstücken sind, und die für Oxidation während einer Sedimentationsunterbrechung sprechen; diese schichtparallelen Hämatitkrusten erreichen allerdings nur die Stärke von maximal wenigen 100µ (Taf. 11, Fig. 3).

In intensiv rotgefärbten Gesteinen erfaßt die Hämatitisierung auch Gesteinsbruchstücke, wie Phyllite bzw. Schiefer, in denen die Oxidation bevorzugt in einzelnen Lagen stattfindet, die sich offenbar aus leichter oxidierbaren Mineralien wie u.U. Chlorit aufbauen. Karbonatkörner zeigen einen randlichen dünnen Hämatitüberzug, zum Teil auch in Rissen.

Andere, insgesamt nicht rotgefärbte Ton-, Silt- und Sandsteine sind von einzelnen rotgefärbten Körnern durchsetzt. Oft sind dies eindeutig abgrenzbare detritische Gesteinsfragmente, meist Schiefer (Taf. 4, Fig. 3), von denen ausgehend zum Teil auch ihre Umgebung verfärbt ist. Hier handelt es sich möglicherweise um umgelagerte, bereits vorher oxidierte Gesteinsbruchstücke. Eine andere mögliche Ursache liegt darin, daß nur bestimmte Mineralien bzw. detritische Gesteinsbruchstücke mit bestimmten Mineralien,

wie Pyrit, Biotit oder auch Chlorit, die im Sediment verteilt auftreten, die Voraussetzung zur Bildung von Eisenoxiden besitzen. Dies ist bei Gesteinen, die sich nur aus quarzitischem Material aufbauen, nicht möglich, da sie fast nur aus Quarz und eisenfreiem bzw. extrem eisenarmem Illit/Serizit bestehen (Kap. C.2.4.2.1.; C.2.4.2., S. 206).

Vereinzelte ist in rotvioioletten Horizonten eine mit Auflösungserscheinungen instabiler Klastika verbundene mikrokristalline Silifizierung des Gesteins zu beobachten (Taf. 11., Fig. 2).

In gebänderten Silt-/Sandsteinen finden sich manchmal dünne, nur Bruchteile von Millimetern starke rotgefärbte Lagen, während andere, vornehmlich feinere Schichten von der Rotfärbung nicht betroffen sind (Taf. 11, Fig. 4). Im Gegensatz zu den oben geschilderten Erscheinungen handelt es sich hier möglicherweise nicht um Oxidation unmittelbar an der Oberfläche, sondern im Inneren des Gesteinsverbandes, indem saure Porenwässer eher imstande waren, größere Schichten zu durchfließen und eisenhaltige Mineralien zu oxidieren, als in feinkörnigen Schichten.

2.5.2.2. Serie II

2.5.2.2.1. Detritus

Die Serie II bildet bezüglich des klastischen Materials einen Übergang zwischen den Serie I und III bzw. IV. Im unteren Teil findet sich eine Paragenese, die identisch mit jener der Serie I ist. Im oberen Teil wird die Vergesellschaftung deutlich bunter, indem sich das Spektrum des Detritus erweitert:

Undulöse und mylonitische Quarze, Quarzite und Schieferbruchstücke sowie Muskovit finden sich zunächst weiter. Hinzu treten Quarze ohne undulöse Auslöschung bzw. mit nur schwach ausgeprägter undulöser Auslöschung, oft mit idiomorphen oder rundlichen Umrissen, sowie angulare grobkristalline Quarz-Feldspatverwachsungen (s. Taf. 5, Fig. 4).

Zum Top der Serie hin nimmt der Anteil dieser Komponenten weiter zu, zugleich finden sich als Einzelkörner kantenrunde Feldspäte: es sind dies Plagioklase mit starker Albitvorherrschaft; zuweilen wird auch Mikroclin beobachtet. Myrmekitartige Verwachsungen werden ebenso angetroffen, wie perthitische Verwachsungen (s. Taf. 5, Fig. 1) und Quarze mit Feldspateinschlüssen. Als Liefergesteine kommen zum Beispiel Granite, Pegmatite und Orthogneise in Betracht. In Tabelle 27 und den Abbildungen 138-140 und 144 ist diese weitgespannte Gruppe unter dem Begriff "Tiefengesteine"

zusammengefaßt. Die Feldspäte sind zum Teil frisch, zum Teil aber auch mehr oder minder, oft fast vollständig serizitisiert (s. Taf. 5, Fig. 3), oder partiell karbonatisiert. Dies kann innerhalb des Dünnschliffbereichs bei verschiedenen Feldspatindividuen in sehr unterschiedlichem Ausmaß der Fall sein. Die Einzelfeldspäte stammen sicherlich überwiegend aus den oben genannten kristallinen Gesteinen.

Darüberhinaus treten zahlreiche andere Gesteinstypen unbekannter Herkunft, wie feinstkörnige Kieselgesteine (Chert) auf.

Im Top der Serie II finden sich darüberhinaus als wichtiger Bestandteil des Detritus saure Ergußgesteine, die überwiegend denjenigen der Serie III entsprechen (Taf. 6, Fig. 1+3). Sie sind mehr oder minder stark, oft vollständig kaolinisiert-karbonatisiert. Das vulkanitische Material bildet in manchen Lagen auch die Grundmasse des Gesteins (s.u.).

Biotit findet sich im oberen Teil der Serie II häufiger, Muskovit tritt zurück, verschwindet aber nicht. Zum Teil ist auch karbonatischer Detritus abgrenzbar bzw. von Zement zu unterscheiden.

Innerhalb der Serie II wechseln die klastischen Paragenesen von Schicht zu Schicht beträchtlich. Sogar Vergesellschaftungen vom Typ der Serie I werden in feineren Schichten noch im oberen Teil der Serie II beobachtet.

2.5.2.2. Bindemittel der Sandsteine

Die mineralogische Zusammensetzung des Bindemittels ist von der Vergesellschaftung des Detritus abhängig. Im unteren Teil der Serie II gleicht es demjenigen der Serie I; hier handelt es sich überwiegend um serizitischen Tonfz. Im oberen Teil wird eine ausgesprochene Tonmatrix nur noch in einigen Horizonten beobachtet. Sie besteht aus einem mikrokristallinen Gefüge von Phyllosilikaten (Kaolinit, Illit-Serizit, Chlorit), Quarz und Karbonat. In anderen Schichten liegen die Körner in unmittelbarem Verband; Zwickel sind durch zerdrückte instabilere Klastika (Pseudomatrix) oder durch Karbonatzement gefüllt. In wiederum anderen Lagen ist das Gestein gänzlich durch sparitischen Dolomit zementiert. Vor allem im Top der Serie wird die Grundmasse durch vulkanitisches Material gebildet: es besteht aus Feldspatleisten, die mehr oder minder kaolinisiert sind, Biotit, Tonmineralien und Karbonat, das manchmal deutlich Alterierungsprodukt von Vulkaniten ist.

Der Dolomit hat offenbar mehrere Quellen:

- 1.) Zum Teil sind detritische Karbonatkörner identifizierbar.
- 2.) Karbonat als isolierte Zwickelfüllung zwischen Quarzkörnern ist wahrscheinlich von der Mobilisierung detritischer Körner abzuleiten.
- 3.) Eine tiefgreifende Zementierung erfolgte mit Vorliebe von Rissen aus, in denen Dolomit zum Teil recht grobspätig kristallisierte; selten ist er mit Kieselsäure in Form von Quarzadern vergesellschaftet (Taf. 14, Fig. 1). Dolomit ist die vorherrschende Rißfüllung. Die tiefgreifende tektonische Zerstückelung des Gesteins in einigen Horizonten drückt sich im Dünnschliff durch eine oft tiefgreifende Dolomitierung aus, die, von zahlreichen kleinen Rissen ausgehend, große Teile des Gesteins erfaßt und klastische Körner verdrängt. Sideritische Rißfüllungen werden selten und ausschließlich in feinkörnigen Gesteinen beobachtet.

2.5.2.2.3. Die Natur des vulkanogenen Materials

Einige der im Top der Serie II auftretenden Horizonte mit vulkanitischem Material erwecken den Eindruck von Tuffen, da auch das Bindemittel vulkanitisch ist (S. 236). Einzelquarze innerhalb der Grundmasse haben zum Teil die typische, rundliche, halb idiomorphe Ausbildung von Hochquarzen, wie sie in Eruptiva entstehen. Andere Quarze sind in situ in kleine scharfkantige Splitter zerbrochen, die durch das tonige Bindemittel voneinander getrennt sind (Taf. 6, Fig. 2). Hierbei könnte es sich um einen Schrumpfungseffekt in erkaltender Lava handeln. Einige Schichten zeigen auch weitgehend erhaltene Feldspatleisten, die in anderen Horizonten vollständig alteriert sind.

Das vulkanitische Material -dies gilt für gröbere, wie für feine tonige Partien- zeigt keine Einregelung der Komponenten (kein Fließgefüge), sondern eine wirre Anordnung. Falls es in situ entstanden ist, dann sicher nicht durch einen Lavafluß, sondern durch ausgeworfene pyroklastische Produkte. Zwei Gesichtspunkte sind es aber vor allem, die einer unmittelbar an Ort und Stelle stattfindenden vulkanischen Entstehung widersprechen:

- 1.) Meist sind die vulkanitischen Komponenten mit anderen klastischen, oft metamorphen Bestandteilen vergesellschaftet. In der Matrix tritt ein höherer Chloritanteil und höherkristalliner Illit als in einzelnen vulkanitischen Komponenten auf.

- 2.) Die texturell-stratofaziellen Eigenarten ändern sich innerhalb der Serie II mit dem Auftreten von vulkanitischem Material nicht; es findet lediglich ein Wechsel im Detritus statt.

2.5.2.3. Serie III

2.5.2.3.1. Gerölle in Konglomeraten

Der Detritus der Serie III baut sich fast ausschließlich aus Karbonaten und sauren Vulkaniten auf. Die stark rekristallisierten Karbonate (aus-schließlich Dolomite nach eigenen Röntgenbeugungsanalysen) werden von STAPF (nicht abgeschlossen) analysiert. Die Vulkanite wurden von MIHM (1976, 1978) in fünf Porphyrtypen unterteilt. Sie ähneln auffallend den im Top der Serie II auftretenden Vulkaniten, sind hier, in der Serie III, aber noch tiefgreifender, fast immer vollständig kaolinisiert-karbonati-siert (Taf. 6, Fig. 1).

2.5.2.3.2. Tonsteine und Bindemittel der Konglomerate

Grüne Tonsteine bauen sich zu einem erheblichen Teil aus vulkanitischem Material auf.

Ein Horizont besteht ausschließlich aus vulkanogenen Komponenten. Er ist im mikroskopischen Bereich aus Eruptivgesteinsaggregaten mit schwachen Unterschieden in ihrer inneren Textur und Struktur, aus einer vornehmlich kaolinitischen Tongrundmasse mit Feldspatleisten und Einzelquarzen aufgebaut. Diese nicht undulösen Quarze haben rundliche bis subidiomorphe Umrisse und sind oft in situ in zahlreiche scharfgratige Bruchstücke zersplittert. Die Zersplitterung kann durch Schrumpfung des Quarzes bei der Erhaltung des pyroklastischen Materials erklärt werden. Zumindest dieser eine Horizont dürfte das Produkt eines an Ort und Stelle stattfindenden Aschefalls, also ein Tuff sein.

Die anderen tonigen grünen Gesteine der Serie III, die makroskopisch recht ähnlich ausgebildet sind, zeigen mikroskopisch Beimengungen von eindeutig detritischem, z.B. metamorphem Material. Dies bestätigt sich in der Tonmineralanalyse durch die erhöhte Illitkristallinität und insgesamt höhere Illit- und Chloritanteile im Vergleich zu vulkanogenem Material, und in der Schwermineraluntersuchung durch zuweilen auftretenden Granat. Bei diesen Schichten handelt es sich um Tuffite bzw. umgelagerte Tuffe. Graue tonige Horizonte zeigen unter dem Mikroskop ein Gemenge aus zahlreichen, schichtparallel eingeregelter Serizitschüppchen und Quarz, zum

Teil undulös auslöschend. Der Karbonatanteil ist mit weniger als fünf Prozent gering. Die gleiche Zusammensetzung zeigen auch die grauen Tone, die die Matrix der Vulkanit-Dolomit-Konglomerate bilden. Die Matrix besteht somit aus einem völlig anderen Material, als die Gerölle. Sie erinnert mikroskopisch an Tonsteine der Serien I oder IV, und tonmineralogisch an die Ausbildung der Serie II, IV und V.

2.5.2.3.3. Siltige, sandige und feinkonglomeratistische Einschaltungen

Zwei jeweils etwa 10cm starke gradierte Lagen bestehen aus arenitischem, sparitisch ausgebildetem Dolomit mit Quarz- und Vulkanitkomponenten. Der Dolomit dürfte sich, gemäß der Geröllparagenese der Konglomerate, aber auch gemäß dem mikroskopischen Bild, aus -fossilführendem- Karbonatdetritus und karbonatisierten, in Teilbereichen kaolinisierten Vulkaniten rekrutieren. Die Dolomitisierung, zumindest aber die Rekristallisierung des Dolomits, ist nach der Ablagerung der arenitischen Schichten erfolgt. Die ursprünglichen detritischen Körner haben als Kristallisationskeime gedient; dadurch ist die Gradierung trotz der angularen, Korngrenzen überschreitenden Rekristallisation noch sichtbar.

Zwei homogene Arenithorizonte, dm-stark, bauen sich aus dem gleichen Material wie die geschilderten gradierten Lagen auf. Sie führen darüber hinaus vereinzelt millimetergroße Geröllchen.

Zwei flaserige, graubraune Sand-Silt Wechsellagerungsfolgen, jeweils etwa 20cm mächtig, setzten sich vor allem aus Serizitschüppchen und undulösem Quarz zusammen. Im allgemeinen herrscht im Tonmineralspektrum Illit/Serizit vor, doch sind einzelne grünliche Tonfasern kaolinitreicher und führen verstärkt bentonitartige Wechsellagerungsminerale (Abb. 129).

Ein 1m mächtiger feinkonglomeratischer Horizont zeigt eine äußerst bunte Vergesellschaftung des Detritus; er ähnelt dem oberen Teil der Serie II bzw. der Serie IV (s. Taf. 5, Flg. 4+5).

2.5.2.4. Serie IV

2.5.2.4.1. Detritus

Es liegt eine äußerst bunte Vergesellschaftung mit stark wechselnden Anteilen der einzelnen Komponenten vor. Die Klastika erinnern an die im oberen Teil der Serie II auftretende Paragenese, doch findet sich in der Serie IV ein größerer Anteil metamorpher Bestandteile sowie von Feldspäten.

Auffällig sind grobkristalline Quarzaggregate und Quarz-Feldspat-Verwachsungen (s. Taf. 5, Fig. 4), perthitische Bildungen (Taf. 5, Fig. 1), mikrographische (Taf. 5, Fig. 5) und myrmekitische Verwachsungen (relativ selten) und Feldspateinschlüsse in Quarz (seltener auch umgekehrt). Ebenso wie in der Serie II und in der hybriden Ausbildung der Serie III stammen diese Fragmente aus Gesteinen etwa des Typus Granit - Pegmatit - Orthogneis.

Es treten verschiedene Vulkanittypen als Klastika auf. Umgewandelte Porphyre, die an jene der Serie III erinnern, überwiegen vor allem im unteren Teil der Serie. Andere saure Vulkanite mit verkieselter Grundmasse sind offenbar anderer Natur. Auch unterschiedlich strukturierte vulkanitische Grundmassen, z.T. mit Feldspatleisten, finden sich als detritische Körner. MIHM (1978) unterscheidet verschiedene saure, intermediäre und auch basische Vulkanitkomponenten (s. Kap. D.4.3.).

Metamorphes Material herrscht unter den Gesteinsbruchstücken vor. Neben den o.g. möglichen Orthogneisen, die im Einzelfall schwer von plutonischen Gesteinsbruchstücken zu unterscheiden sind, finden sich Quarzite, Tonschiefer und geschleiferte Tonsteine. Gesteine vom Typ "Taurusquarzit" sind hier selten und fehlen meist gänzlich.

Auch Sedimentgesteine finden sich als Klastika. Sand- Silt- und Tonsteine treten in allen Übergängen zu Quarziten und Schieferen auf. Daneben sind unterschiedliche Karbonatkörner, z.T. fossilführend, zu beobachten. Ein weiterer Bestandteil sind chertartige, z.T. geschleiferte und tonige Gesteinsbruchstücke unbekannter Herkunft.

Quarzkörner zeigen sehr unterschiedliche Ausbildung. Sie sind in sehr unterschiedlichem Ausmaß undulös; ein kleiner Teil löscht nicht oder nur schwach undulös aus, der größte Teil jedoch stark undulös, manche sind mylonitisch. Sehr selten werden Gangquarze mit Helminthstruktur beobachtet.

Bei den meisten Feldspäten handelt es sich um albitreiche Plagioklase. Daneben treten auch Kalifeldspäte auf; im Dünnschliff findet sich zum Beispiel häufiger, jeweils in kleinen Anteilen, Mikroklin (Taf. 5 Fig. 2). Die Feldspäte sind zum Teil frisch, zum Teil auch in unterschiedlichem Ausmaß serizitisiert. Verzwillingte Plagioklase zeigen dies oft zoniert, parallel zu Zwillingslamellen (Taf. 5 Fig. 3). Ganz oder teilweise karbonatisierte Feldspäte waren in den karbonatisierten Partien ursprünglich calciumreiche Plagioklase.

Sowohl Muskovit, als auch Chlorit und seltener Biotit (Taf. 1, Fig. 21) finden sich als Einzelblättchen, wie auch in Aggregaten. Sie sind oft im Gesteinsverband mechanisch deformiert worden (Taf. 8).

Eine auffallende Erscheinung im Schwermineralkonzentrat, im Dünnschliff fast nie anzutreffen, sind Glaukonitaggregate, rundlich, aus kryptkristallinem tiefgrünem Glaukonit, die in der gesamten Serie in kleinen Anteilen auftreten. Das Schwermineralspektrum der Serie IV zeichnet sich vor allem durch den außerordentlich hohen Granatgehalt aus.

2.5.2.4.2. Bindemittel

Überwiegend ist eine tonige Matrix, die sich aus Illit-Serizit, Chlorit, Kaolinit, Illit-Smectit-Wechselagerungsmineralen und Quarz zusammensetzt, zu beobachten.

Eine häufige Erscheinung ist eine von dünnen Rissen ausgehende Dolomitisierung mit Verdrängung der Klastika. Dolomitzement mit darin schwimmenden Klastika kann für eine frühe, synsedimentäre Bildung des Karbonats sprechen. Die Verdrängungserscheinungen machen dies aber unsicher: es ist nicht auszuschließen, daß durch die tiefgreifende Verdrängung die Klastika nur noch inselförmig zurückblieben, während ursprünglich direkte Kornkontakte der detritischen Körner vorlagen. Dies ist in unmittelbarer Nachbarschaft von Rissen mit besonders intensiver, aber auch unregelmäßiger Verdrängung zum Teil nachweisbar: hier sind auch "Reliktinseln" von Tonmatrix und Detritus innerhalb vollständig dolomitisierter Partien zu beobachten.

Andererseits sind manchmal, vor allem bei größeren Klastika, die primären randlichen Begrenzungen noch sichtbar; geht man davon aus, daß in solchen Partien nicht die kleinen Partikel in noch größerem Umfang als die größeren verdrängt wurden, ist das ursprüngliche Gefüge in manchen Schichten tatsächlich ein mittelbares, indem die Klastika bereits primär im Karbonat schwammen, das später diagenetisch zu Dolomitzement rekristallisierte.

Der Dolomitzement ist überwiegend spaltig: innerhalb des Gesteinsverbandes führt er häufig, dispers verteilt, Ton, bzw. ist in der primären Tonmatrix gewachsen. In anderen Fällen ist er rein, ohne erkennbare Fremdeinschlüsse, und gröber, als bei Anwesenheit von Ton. Insgesamt überwiegt feinspaltiger Zement. Kristalle, die mehrere Sandkörner umschließen, treten nur sehr selten auf. Die Kristallgröße wechselt innerhalb des Mikro-

bereichs rasch. Eine Orientierung der Kristalle im Zement ist nie, eine zonierete Anordnung gelten zu beobachten. Einzig in -vor allem breiteren- Rissen sind unterschiedliche Zonen auszumachen. Zentral ist der Zement grobspartitisch, zur Peripherie hin wird er feinspätiger und führt zunehmend Nebengesteinsfragmente sowie mehr oder minder dispers Ton. Randlich sind diese Risse zum Teil von Adern mit opakem Belag begleitet.

Frühdiagenetischer Siderit tritt in der Serie IV nur sehr untergeordnet auf. Er findet sich hier, ähnlich wie in der Serie I (Kap. C.2.5.2.1.2.), innerhalb siltig-toniger Wechsellagerungen in den größeren Partien als Mikrokonkretionen bzw. Sphärosiderite, mit Einschlüssen des primären Detritus. Selten wird Siderit als Füllung von Haarrissen beobachtet.

2.5.2.5. Serie V

2.5.2.5.1. Detritus

Die Serie V bildet bezüglich ihres Inhalts einen Übergang zwischen den Serien IV und VI (Abb. 138). In ihrem unteren Teil findet sich eine ähnliche Vergesellschaftung, wie in der Serie IV (s.a. Taf. 5, Fig. 1+3). Im Top der Serie V gewinnen metamorphe Klastika die Vorherrschaft. Als Gesteinsbruchstücke treten in der Sandfraktion schiefrige Gesteine und vor allem Quarzite auf. Die Quarzite sind sehr schlecht sortierte quarzitisierte Sandsteine mit verzahnten Korngrenzen. Die Einzelquarze dieser Quarzite zeigen eine mittlere bis starke undulöse Auslöschung und sind in sehr unterschiedlichem Ausmaß voneinander zu unterscheiden: zum Teil ist eine primäre Tonmatrix in diesen Quarziten vorhanden, zum Teil sind die Einzelquarze unmittelbar miteinander verwachsen. Die schiefrigen Gesteine treten in Form von Glimmeraggregaten mit einem unterschiedlichen Anteil eingelagerter, ausgewalzter kleiner Quarze in der Siltfraktion auf.

Als Einzelminerale herrschen undulös auslöschende Quarze vor. Die relativ selten auftretenden Quarze mit schwacher undulöser Auslöschung erreichen recht große Durchmesser ($>150\mu$). Albitreiche Feldspäte treten weiterhin auf. Größere Glimmer sind ein häufiger Bestandteil des Detritus. Muskovit herrscht vor, Chlorit mit anomalen Interferenzfarben ist ebenfalls häufig.

2.5.2.5.2. Bindemittel und Gefüge

Im unteren Teil verhält sich die primäre Matrix, entsprechend dem größeren Detritus, ähnlich wie in der Serie IV: Sie setzt sich aus Illit-Seri-

zit, Chlorit, Kaolinit, Illit-Smectit-Wechselagerungsmineralen und Quarz zusammen. Im oberen Teil der Serie V nimmt der Anteil der Tonmatrix am Gesamtgestein ab (S. Abb. 138); sie beschränkt sich auf Zwickelfüllungen und einzelne Serizitschüppchen auf Korngrenzen. Die oft flachen angularen Quarze, die häufigen Glimmer und Glimmeraggregate sind zum Teil schichtparallel eingeregelt. Glimmer sind in manchen dieser Lagen deutlich angereichert.

Die Gefügezerstörungen nehmen in diesem Bereich nach oben hin deutlich zu. Dolomitzement, in dem detritische Körner schwimmen, und der diese detritischen Körner verdrängt (Taf. 13, Fig. 3), geht in manchen Horizonten deutlich von Rissen aus; in anderen Bereichen ist dies nicht sichtbar. Hier ist der Zement mikritisch bis mikrosparitisch; von primären Bildungen ist er zum Teil nur dadurch zu unterscheiden, daß er in lagigen Zonen angereichert ist, die Schichtung vorspiegeln, aber tatsächlich schräg oder senkrecht zur Schichtung verlaufen, wie lagige Korngrößenunterschiede und die Einregelung flacher Körner zeigen. Zum Teil ist zu belegen, daß die Dehnung der Risse während der Dolomitausfällung weiter erfolgte: dies zeigt sich an Dolomitekristallen, die die Risse stegartig überbrücken (Taf. 14, Fig. 2).

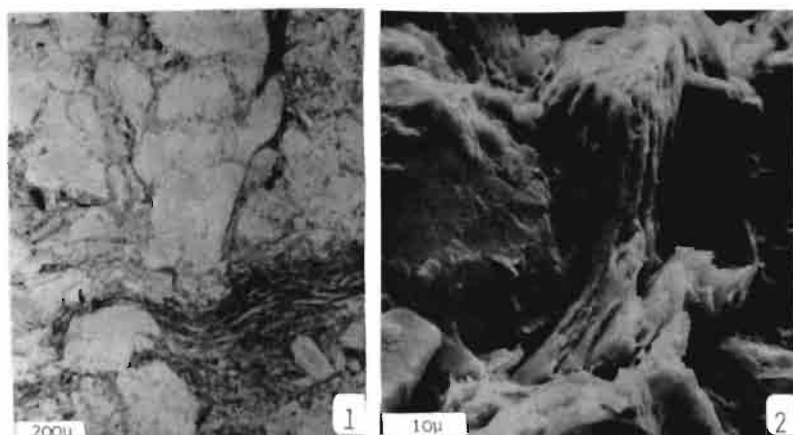
Andere Bereiche sind silifiziert. Diese Partien "schwimmen" inselförmig innerhalb von karbonatisch zementierten Zonen, von denen ausgehend wiederum die kieseligen Gesteine verdrängt werden (Taf. 14, Fig. 3). Einzelquarze zeigen hier oft Anzeichen von mechanischer Zerstörung, wie Zerreibsel.

Vereinzelt auftretende hämatitische Tönhäutchen sind dagegen schichtparallele Bildungen.

2.5.2.6. Serie VI

Die für den obersten Teil der Serie V beschriebenen Merkmale gelten weiter. So wird der Hauptteil des Detritus in der Sandfraktion durch mylonitische Quarzite, stark undulöse Quarze, Muskovit, Schieferbruchstücke mit Chlorit-, Serizit- und Karbonatlagen gebildet. Albit findet sich in kleineren Anteilen und stammt aus isometrischen Quarz-Feldspat-Aggregaten. Chlorit ist in einigen Horizonten deutlich oxidiert (Taf. 1, Fig. 22). Serizit (Taf. 7 Fig. 3) und Chlorit (Taf. 7 Fig. 4) treten zuweilen in detritisch erbter authigener Form auf und in klastischen Phyllitfragmenten auf.

Vor allem Gesteine in Partien ohne größere Matrixanteile sind oft stark

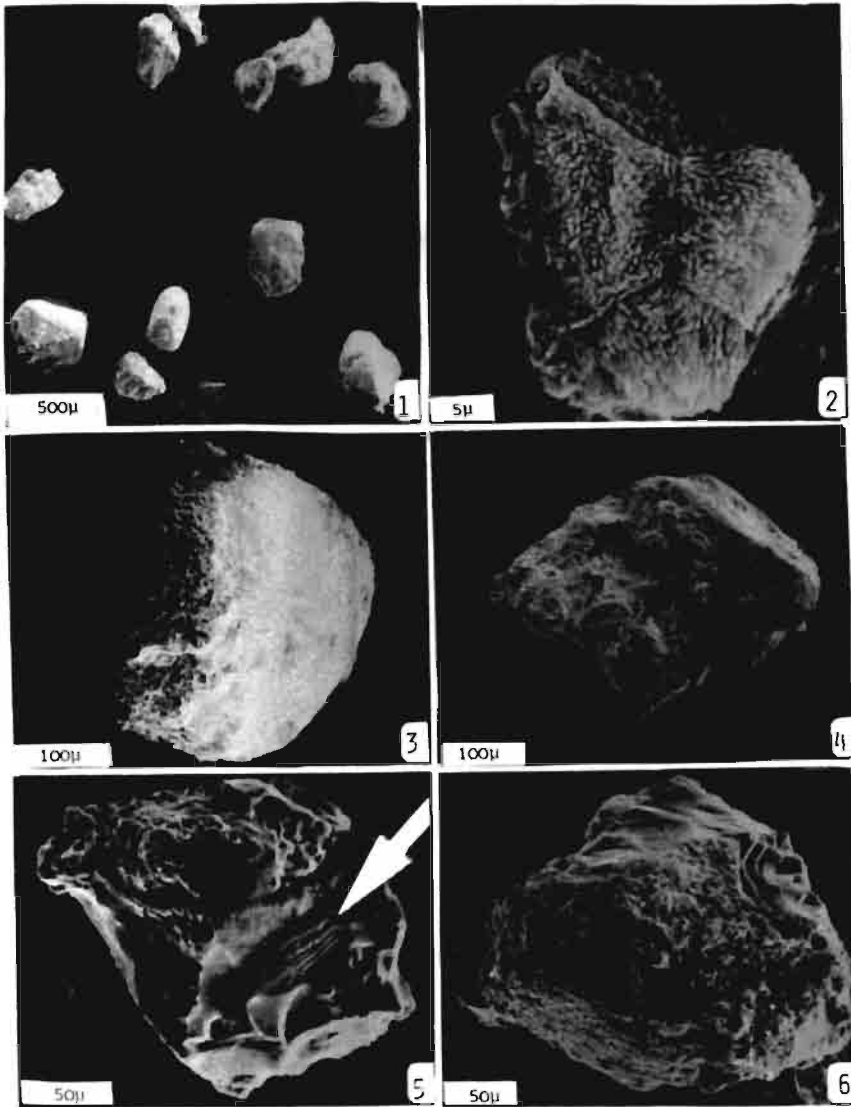


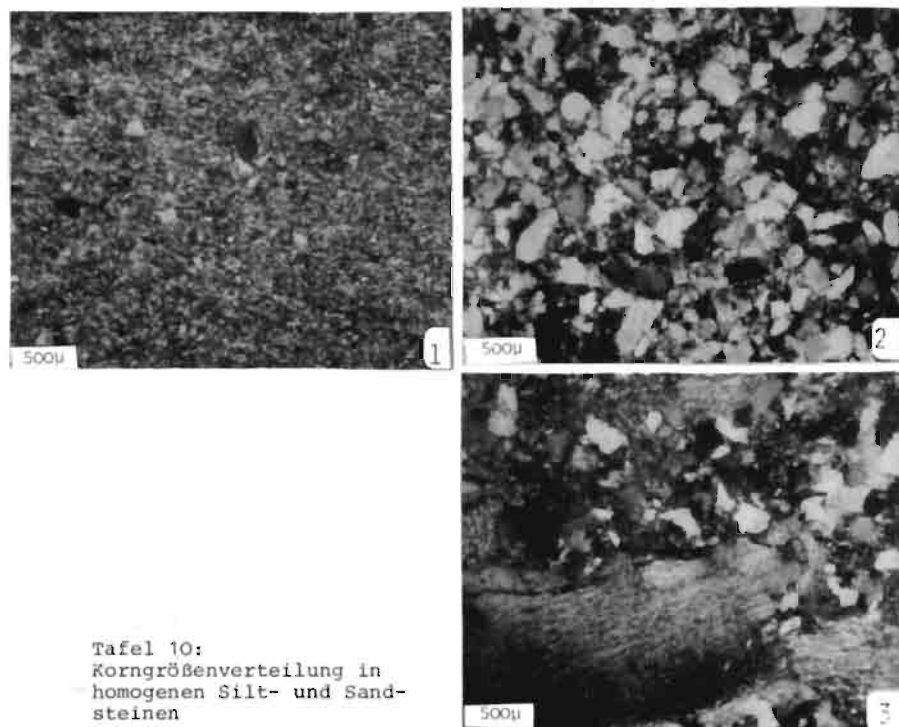
Tafel 8: Mechanische Deformation von Gesteinsbruchstücken

- 1: Verbiegen eines Schieferbruchstücks durch darüberliegendes Quarzitkorn mit vernähten Subindividuen; Das Schieferfragment zerfasert an seinem links im Bild befindlichen Ende, ein darunterliegendes Tonaggregat ist zu einer Zwickelfüllung deformiert (Pseudomatrixbildung); FB2/105,8m/Serie I; 1 Polarisator
- 2: Glimmeraggregat, durch ein Sandkorn (links) verbogen; FB1/40,0m/Serie VI; REM-Aufnahme

Tafel 9: Form der detritischen Körner (REM-Aufnahmen)

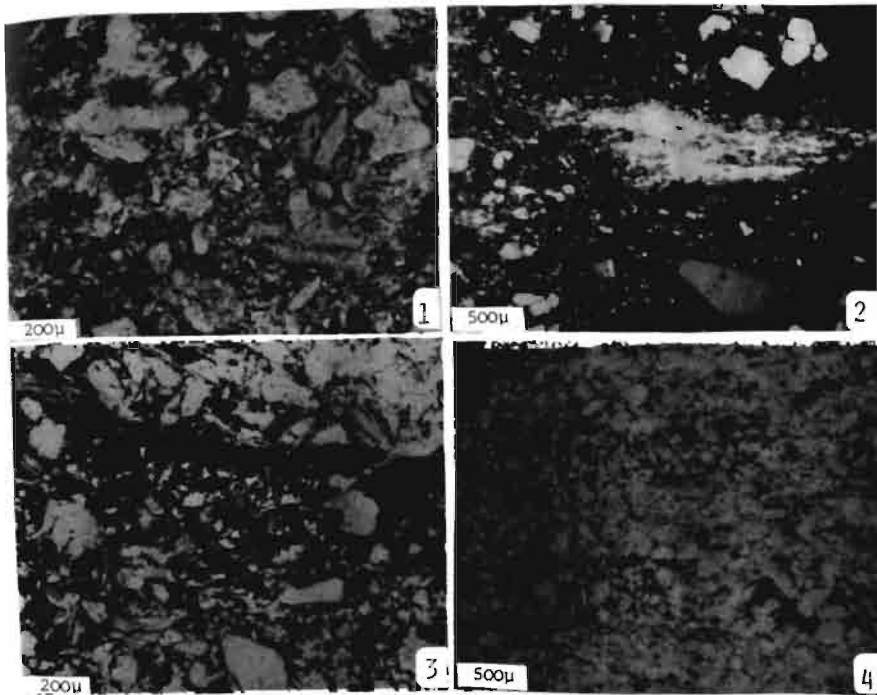
- 1: Schlecht gerundete (meist angulare bis subangulare) Quarzkörner; FB3/25,3m/Serie II
- 2: Detritisches Schieferfragment, Oberfläche von wurmartigen Aufwachsungen unbekannter Zusammensetzung und Genese übersät; FB2/202,5m/Serie I
- 3: Kugeliges Quarzkorn wahrscheinlich vulkanitischer Herkunft; FB2/25,3m/Serie II
- 4: Angulares Quarzkorn; FB2/202,5m/Serie I
- 5: Angulares Quarzkorn; Stoßmarke (Pfeil); FB2/202,5m/Serie I
- 6: Subangulares Quarzkorn mit Tonaufwachsungen; muscheliges, scharftiges Zerbrechen als Hinweis auf hohe Energetik; FB3/25,3m/Serie II





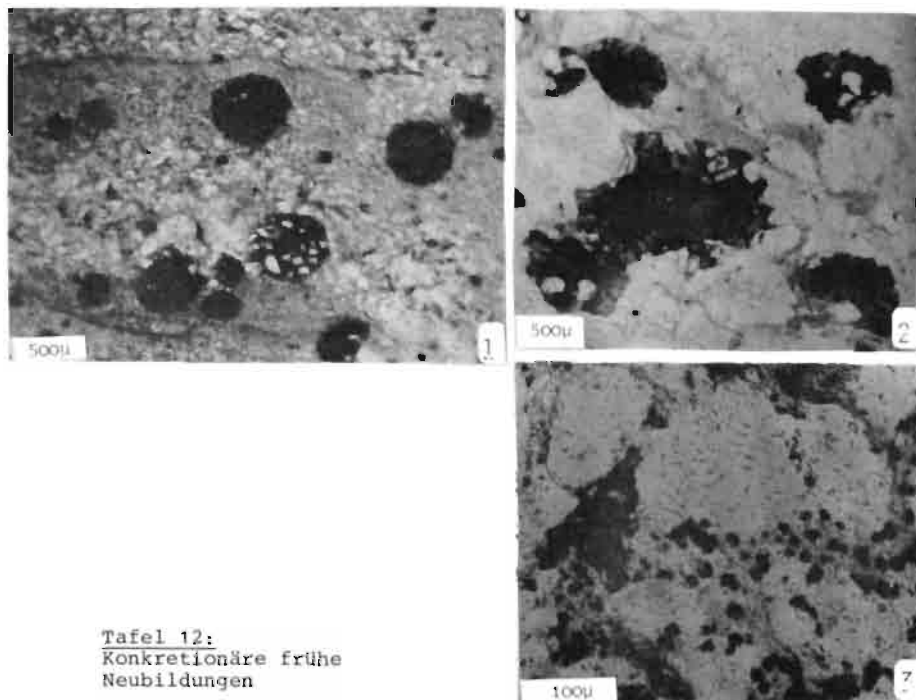
Tafel 10:
Korngrößenverteilung in
homogenen Silt- und Sand-
steinen

- 1: Mittelsiltstein, vornehmlich aus Serizit und Quarz aufgebaut, mit einzelnen Sandkörnern (Quarz); Körnungstyp D1 (Kap. C.2); FB1/340,6m/Serie I; + Nicols
- 2: Feinsandstein, mäßig sortiert, Quarzkörner in primärer Serizitmatrix; Körnungstyp D3 (Kap. C.2); FB1/285,2m/Serie I; + Nicols
- 3: Mittelsandstein, sehr schlecht sortiert; Serizitmatrix, Quarzkörner, metamorphe Gesteinsbruchstücke (vornehmlich Schiefer, auch Quarzite); Körnungstyp D2 (Kap. C.2.); FB1/341,9m/Serie I; + Nicols



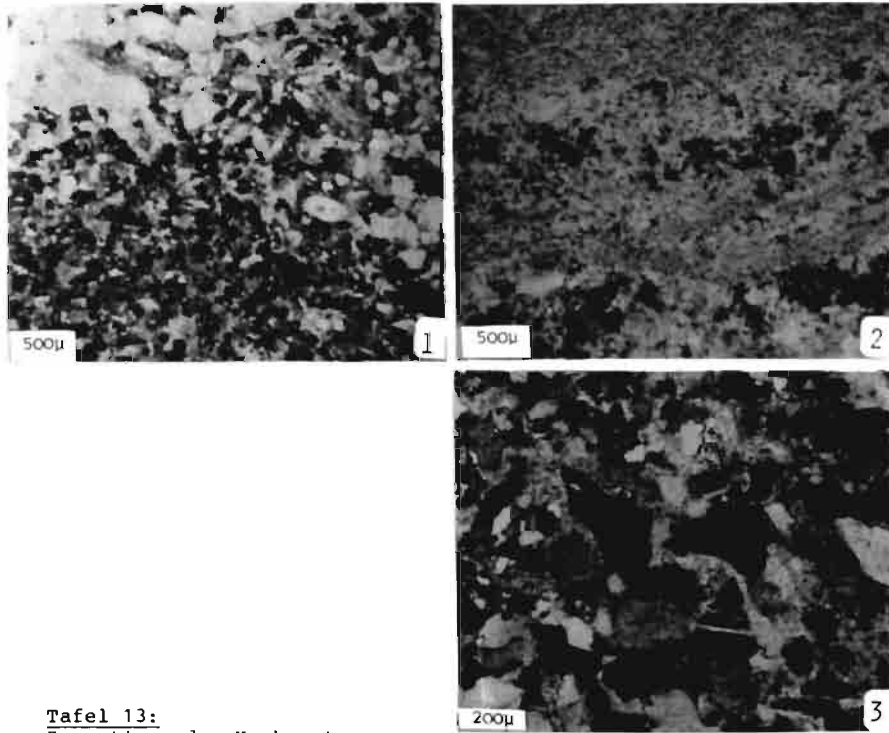
Tafel 11: Rotfärbungen in Gesteinen der Serie I

- 1: Oxidation in tonigem Sandstein, die auch einen Teil der größeren Gesteinsbruchstücke erfaßt; FB2/127,4m; 1 Polarisator
- 2: Auflösung detritischer Gesteinsbruchstücke (Mitte: quarzitischer Schiefer) durch starke Oxidation in schwarzvioletter sandigem Tonstein, dessen Grundmasse ausschließlich aus Quarz und Kaolinit besteht; FB3/101,7m; + Nicols
- 3: Roter Sandstein mit schichtparalleler hämatitischer Krustenbildung; FB3/88,2m; 1 Polarisator
- 4: Gebänderter Sandstein, Gradierung in einzelnen Schichten, Hämatitisierung in den größeren Lagen; postsedimentäre Oxidation innerhalb des Sediments in den wasserleitenden Schichten; FB1/270,5m; 1 Polarisator



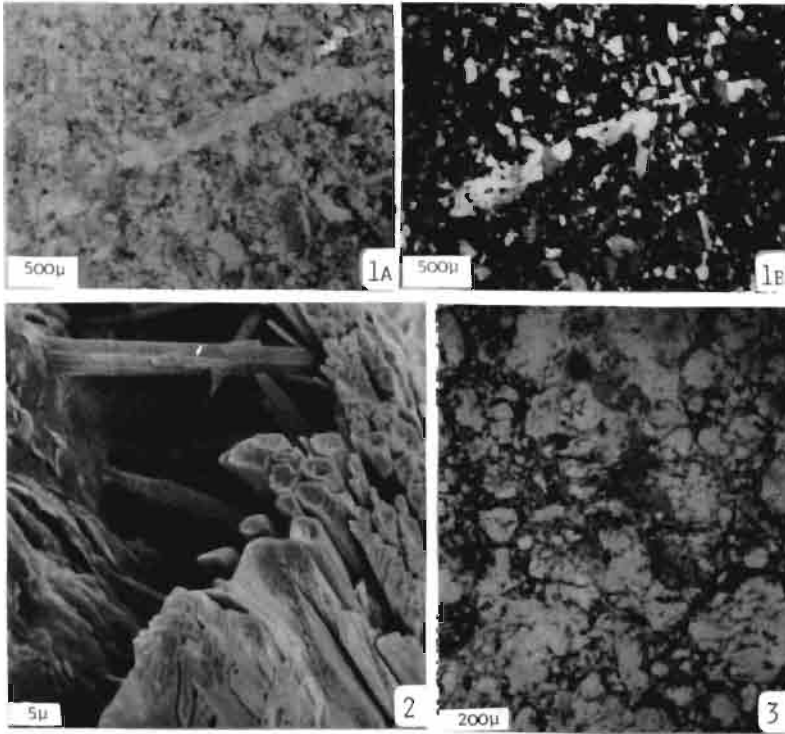
Tafel 12:
Konkretionäre frühe
Neubildungen

- 1: Unregelmäßige Ton-/Sandstein-Wechselagerung mit Gradierung;
Sphärosiderite als Bildungen unter reduzierenden Bedingungen,
von Organismenresten ausgehend; FB1/248,1m/Serie I; 1 Polarisator
- 2: Konkretionäre Siderithildungen, auch zwickelfüllend, in grobem Sand-
stein mit Phyllit- und Quarzdetritus; FB1/262,6m/Serie I; 1 Polari-
sator
- 3: feine Pyritkonkretionen, häufig kugelig, in der tonigen Matrix
eines Sandsteins; Bildungen unter reduzierenden Bedingungen,
durch Organismenreste bedingt; FB2/183,0m/Serie I; 1 Polarisator



Tafel 13:
Zementierendes Karbonat

- 1: Grober Sandstein mit Tonmatrix über feinem Sandstein mit mikro-sparitischem Dolomitcement, in dem die klastischen Körner "schwimmen" (primärer Zement); FB1/243,6m/Serie I; 1 Polarisator
- 2: Karbonat (vornehmlich Siderit) in den gröberen Schichten einer gebänderten Ton-/Silt-Wechselfolge (frühe Inkrustierung); FB1/144,5m/Serie IV; 1 Polarisator
- 3: Sandstein mit sparitischem Dolomitcement, der die detritischen Körner (Quarz, Plagioklas) verdrängt; FB1/74,2m/Serie V; + Nicols



Tafel 14: Diagenetische Neubildungen

- 1: Riß in Sandstein, durch Karbonat (dunklere Flecken in 1a) und Quarz verheilt; FB3/32,Om/Serie II; 1A: 1 Polarisator; 1B: + Nicols
- 2: Karbonatische Rißfüllung, palisadenförmig 2 Bruchstücke aus Sandstein verbindend, der durch ungleichmäßige Setzung zerbrochen ist; FB2/25,9m/Serie V; REM-Aufnahme
- 3: Zementierung und Verdrängung des Detritus in stark zerbrochenem Sandstein mit völlig zerstörtem Gefüge; zementierendes Mineral ist Dolomit; FB1/62,O/Serie V (höchster Teil); 1 Polarisator

mechanisch deformiert. Glimmer und Glimmeraggregate sind verbogen (Taf. 8, Fig. 2). Mylonitische Quarze und Quarzite sind erneut zerbrochen, Risse mit rekristallisiertem Quarzzerreißel verheilt. Dolomit verdrängt, von Rissen ausgehend, große Teile des Gesteins. Er ist hier oft grobspätig. Gesteine mit höheren Ton- Siltanteilen (matrixreiche Konglomerate und Sandsteine) sind durchschnittlich in wesentlich geringerem Ausmaß von solchen Deformationen betroffen. Hier sind manchmal einzelne Klastika zerbrochen und dolomitische Rißfüllungen enden an der Begrenzung von Klastika. Die Matrix ist karbonatarm, Verdrängungen finden innerhalb des Gesteinsverbandes kaum statt.

Die Beanspruchung des Gesteins steigert sich nach oben hin. Die eigentliche mylonitische Überschiebungsbahn, die makroskopisch abgegrenzt wurde, scheint die Serie VI nur in geringem Ausmaß zu erfassen: Stichproben aus dieser Bahn zeigen nur Gesteine, die der überschiebenden metamorphen Einheit entsprechen.

2.5.2.7. Serie VII / Überschiebende Phyllite

Eine exakte mikroskopische Beschreibung der Phyllite erfolgte durch PORTH (1960), HERING, PORTH, REHKOPF & ZIMMERLE (1978) und WEBER (1978).

Darüberhinaus wird auf die Beschreibung in Kapitel C.1.2.7.2 und für den Phyllitdetritus der Serie I in Kapitel C.2.5.2.1.1. und der Serie VI in Kapitel C.2.5.2.6. verwiesen. Die Überschiebenden Phyllite bieten mikroskopisch das gleiche Bild, wie diese detritischen Phyllitfragmente.

Es handelt sich um epimetamorphe Ton/Sand-Wechselagerungen. Die tonigen Bestandteile sind in phyllitische Serizit/Chlorit-Lagen, die Sande in Quarzite umgewandelt. Die Schieferung dieser verfälschten Gesteine verläuft parallel zur Schichtung. Die Wechselagerung der Phyllosilikate und der Quarzitlagen erfolgt in Mikron- bis Dezimeterabständen, ist also recht unregelmäßig. Eingeschaltet ist Dolomit, oft in der Schichtung (=Schieferung) zwischen feineren und gröberen Lagen, aber auch in Rissen schräg oder senkrecht dazu. Die quarzitischen Lagen sind stark mylonitisiert; die stark undulösen Körner sind zerbrochen und ausgewalzt.

2.5.3. Paragenesen und Klassifizierung der Sandsteine

Nachdem die Anteile der detritischen Komponenten und das Bindemittel in den einzelnen Serien ausführlich vorgestellt wurde, werden hier typische Paragenesen zusammenfassend dargestellt. Die durchschnittlichen Anteile

Serie	n	Q	F	G	P	Qt	T	V	KD	Se	M	KZ
VI	4	63	3	9mc	2	23	-	-	+	+	15	3
V	6	55	13	3mbc	2	9	5	7	6	+	16	13
IV	9	51	10	13mbc	5	10	3	3	4	1	16	12
(III)	1	31	1	6b	-	-	3	36	20	2	39	+
II	6	66	3	6mb	2	4	3	7	7	2	20	17
I	32	58	-	5m	8	27	-	-	2	+	26	5

Tab. 27 Durchschnittliche Anteile von Liefergesteinstypen, Matrix und Zement für die einzelnen Serien; arithm. Mittel; Angabe in Anzahl-Prozent: Q bis Se - Fraktion >63µ; M + KZ - Gesamtgestein; n=Probenzahl; Q=Quarz; F=Feldspat; G=Glimmer + Chlorit; P=Phyllit einschl. Tonschiefer; Qt=Quarzit; T=Tiefengesteine im weitesten Sinne; KD=Karbonatdetritus; Se=klastische nichtkarbonatische Sedimentite; M=Matrix <63µ; KZ=Karbonatzement; m=Muskovit; b=Biotit; c=Chlorit; +) - nicht ermittelbar, da innig mit Matrix verwachsen. Für die Serie III wird nur eine typisch erscheinende Probe exemplarisch angegeben: eine numerische Analyse war in der Serie III im allgemeinen nicht zweckmäßig, da in den charakteristischen vulkanogenen Horizonten eine Differenzierung Einzelmineral/Gesteinsbruchstück/Matrix bzw. Grundmasse nicht mit der nötigen Genauigkeit erfolgen kann.

der klastischen Komponenten, der Tonmatrix und des Karbonatzementes werden in Tabelle 27 wiedergegeben.

Vier typische Assoziationen treten auf:

- Die erste Paragenese wird von meist stark undulösem Quarz und Quarzitbruchstücken, sowie in geringeren Anteilen von phyllitischen Klastika beherrscht. Der Karbonatgehalt ist gering (Tab. 27). Als Glimmer tritt nur Muskovit auf. Diese Assoziation ist typisch für die Serie I und findet sich auch in den Basisschichten der Serie II.
- Die Paragenese, die in der Serie VI auftritt ist der ersten Vergesellschaftung sehr ähnlich, doch treten Feldspäte und als Phyllosilikat der Chlorit hinzu.
- Als dritter Typ findet sich eine bunte Vergesellschaftung mit einem breiten Spektrum der Klastika: neben unterschiedlich ausgebildetem Quarz treten Feldspäte, Phyllite, Quarzite, Tiefengesteine, Vulkanite und Sedimentite sowie an Phyllosilikate Muskovit, Biotit und Chlorit auf. Der Karbonatgehalt ist deutlich höher, als in den beiden o.g. Paragenesen. Diese Assoziation ist typisch für die Serie II (bis auf die Basis), IV, V (bis auf den oberen Teil) und einzelne Schichten der Serie III. Allerdings findet sich in der Serie II meist kein Chlorit.
- Die vierte Paragenese baut sich überwiegend aus vulkanogenem und karbonatischem Material auf. Der Quarzanteil ist relativ gering, der Quarz

oft gering oder nicht undulös auslöschend. Feldspäte treten, da sie meist umgewandelt (karbonatisiert und kaolinisiert) sind, nur in kleinen Anteilen auf. Als Glimmer ist der Biotit typisch. Diese Paragenese ist charakteristisch für die Serie III und wenige Schichten im Top der Serie II.

Die Klassifizierung der Gesteine in der arenitischen Korngrößenklasse (Abb. 141) erfolgte nach dem System von PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1972) an 58 Proben. Nach diesem Schema haben Sandsteine einen Matrixanteil ($<30\mu$) von weniger als 15%, Grauwacken einen Matrixanteil zwischen 15 und 75%. Gesteine mit mehr als 75% Matrix sind "mudstones". Für Sandsteine und Grauwacken wird die weitere Klassifizierung jeweils nach dem Verhältnis der Anteile von Quarz, Feldspat und detritischen Gesteinsbruchstücken vorgenommen (s. Abb. 141).

In der vorliegenden Schichtenfolge wurden, unabhängig von Serien, 12 Proben als Sandsteine und 46 Proben als Grauwacken eingeordnet.

Der überwiegende Teil der Proben (44) besteht aus "Gesteinsbruchstückführenden Grauwacken". Daneben treten "Quarzwacken" (2 Proben), "Gesteinsbruchstückführende Sandsteine" (9 Proben), "Sublithischer Sandstein" (1 Probe) und "Subarkosen" (2 Proben) auf. Quarzsandstein ($>95\%$ Quarz) wurde nicht gefunden.

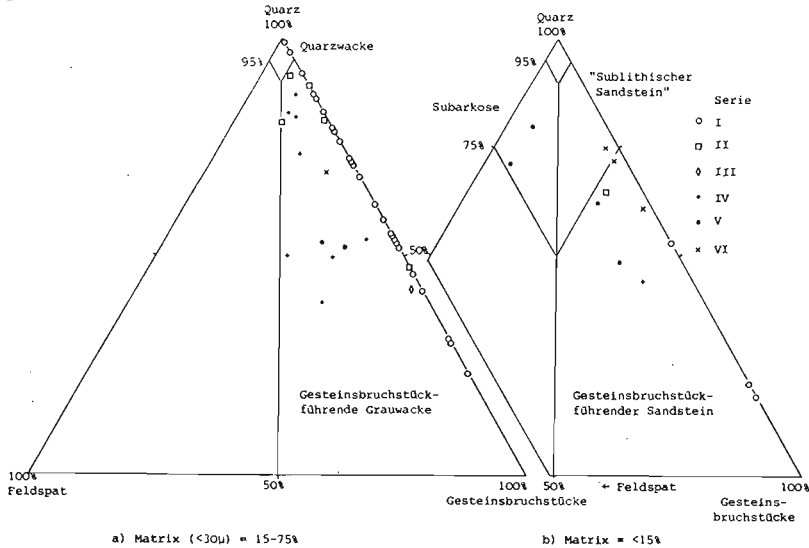


Abb. 141 Klassifizierung der Sandsteine nach dem System von PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1972).

2.5.4. Das Auftreten von Karbonat und Gips

Die Karbonate wurden dünnstliffmikroskopisch und röntgenographisch identifiziert. Der Karbonatgehalt der einzelnen Schichten wurde teils in Dünnstliffanalysen, teils durch Sieb- und Schlämmanalysen bestimmt. Es wird auf die Anmerkungen zur Methodik in Kapitel B.9. verwiesen.

Nach Röntgenbeugungsanalysen treten als Karbonate fast ausschließlich Dolomit und, weit seltener, Siderit auf. Calcit findet sich lediglich in einer einzigen Rißfüllung neben Dolomit. Der Dolomit ist stets stöchiometrisch ausgeglichen. In der Dünnstliffbetrachtung für die einzelnen Serien (Kap. C.2.5.2.) wurde dargelegt, daß Dolomit sowohl als Detritus, als auch zementierend auftritt.

In den Einzelproben verhalten sich nach Dünnstliffanalysen detritische Karbonate und Karbonatzement gegenläufig (Abb. 138-140). Dies ist methodisch bedingt: In zementierten Partien ist detritisches Karbonat meist nicht mehr identifizierbar. Auch die Tonmatrix ist in mit Karbonat zementierten Bereichen nicht quantitativ erfaßbar. Betrachtet man die durchschnittlichen Anteile in den Serien (Tab. 27), so zeigt sich, daß sich detritisches Karbonat und Karbonatzement gleichgerichtet verhalten: in den Serien I und VI treten sie nur untergeordnet auf, in den Serien II, IV und V sind ihre Anteile höher. Die Tonmatrix zeigt keine nachweisbare Beziehung zum Karbonatzement.

Bei Berücksichtigung des gesamten, nicht in Detritus/Zement differenzierten Karbonatgehaltes aus Sieb- und Schlämmanalysen zeigt sich, daß in den einzelnen Serien der Karbonatanteil in Tonsteinen durchschnittlich geringer als in Sand- und Siltsteinen ist (Tab. 28). Allgemein handelt es sich bei den Peliten nach CORRENS (1949) um mergelige Tone, in der Serie I zum Teil auch um hochprozentige Tonsteine. Mergel treten demnach nicht auf.

Serie	I	II	III	IV	V	VI
Sand- und Siltsteine	7,2	12,3	13,1	13,7	15,6	8,3
Tonsteine	4,8	10,0	12,3	12,0	10,4	keine Tonsteine

Tab. 28 Durchschnittliche (arithm. Mittel) Karbonatanteile (Gew.-%) für die einzelnen Serien nach Sieb- und Schlämmanalysen

Bei Betrachtung der gesamten Schichtenfolge ergibt sich kein korrelater Zusammenhang zwischen Korngrößenverteilung (Median bzw. Matrix) und Karbonatgehalt.

Ähnliche Ergebnisse stellen sich bei Berücksichtigung der einzelnen Serien für die Serien I, IV und VI ein (Abb. 142). In der Serie V zeigt sich

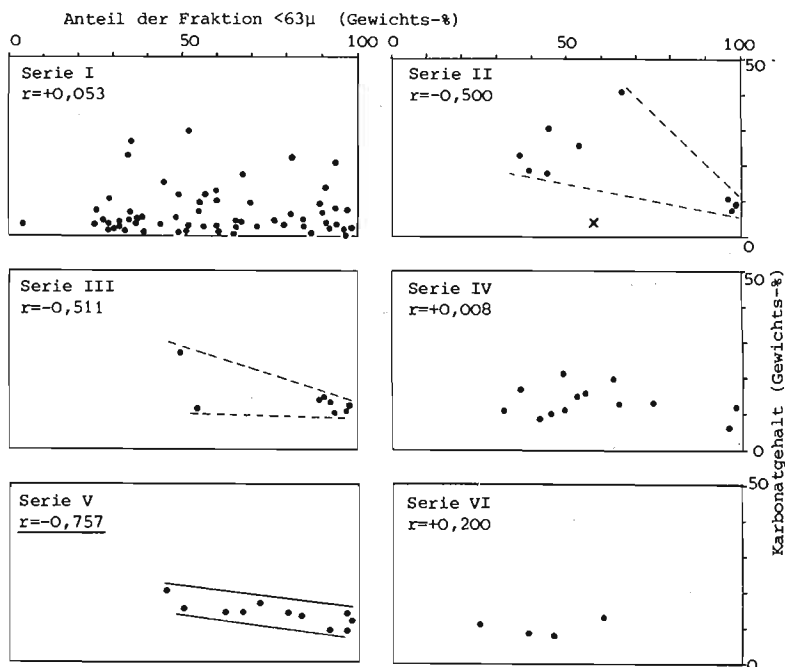


Abb. 142 Diagramm Feinanteil/Karbonatanteil aus Sieb- und Schlämmanalysen für die einzelnen Serien. Ein signifikanter Zusammenhang besteht nur bei der Serie V (Sicherheit 99%). Bei Dünnschliffanalysen ergeben sich ähnliche Tendenzen; x - 1 Probe in der Serie II, die in der Zusammensetzung des Detritus der Serie I entspricht.

ein signifikanter Zusammenhang, der in den Serien II und III in Ansätzen, nicht signifikant, wiedergefunden wird: nach Sieb- und Schlämmanalysen ist der Karbonatanteil mit dem Median mit 99% Sicherheit signifikant korrelierbar ($r=+0,811$ bei 11 Proben). Ein ähnlicher, wenngleich nicht signifikanter Zusammenhang ergibt sich für Dünnschliffbetrachtungen ($r=+0,771$ bei 6 Proben). Mit 99% negativ korrelierbar ist für die Serie V nach Sieb- und Schlämmanalysen der Karbonatanteil mit dem Matrixanteil (Fraktion <63μ): der Korrelationskoeffizient r beträgt bei 11 Proben $-0,757$ (Abb. 142). Nach Dünnschliffanalysen ergibt sich ebenfalls ein signifikanter Zusammenhang ($r=-0,886$; bei 6 Proben mit 95% Sicherheit signifikant).

Demnach zeigt der Karbonatgehalt bei einigen Serien keine Abhängigkeit von der Gesteinsstruktur, in anderen Serien nimmt er mit wachsender Korngröße und sinkendem Matrixanteil zu.

Der geringe Karbonatgehalt gerade in den feineren Gesteinen führt zu dem Schluß, daß es zu keiner größeren syndementären Karbonatausfällung kam.

Der Dolomit in den Sandsteinen stammt zu einem erheblichen Teil aus dem Detritus. Zum Teil wurde er als Zement aus der Porenlösung ausgefällt. Dies geschah, wie sich im Dünnschliff zeigt, in Schwächezonen, vorwiegend von Klüften ausgehend.

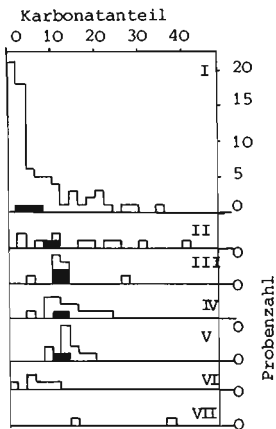


Abb. 143

Häufigkeitsverteilung des Karbonatgehaltes (Gewichtsprozent, Ergebnisse aus Sieb- und Schlämmanalysen) für die einzelnen Serien; dunkle Kästchen: Tonsteine; sonst Sand- und Siltsteine sowie wenige konglomeratische Schichten.

In der nur in geringem Ausmaß tektonisierten Serie I ist der Karbonatgehalt überwiegend gering (Tab. 27, Abb. 143). In nicht rot gefärbten Horizonten der Serie I treten die Karbonate vornehmlich als detritische Körner auf. Auch ein Teil der Karbonate in Rothorizonten ist detritisch. Innerhalb von Rothorizonten kam es wahrscheinlich darüberhinaus zur Neubildung von Dolomit (Kap. C.2.4.3., S. 219). Der Karbonatgehalt ist mit 2-9% auch in Tonsteinen geringer, als in anderen Serien (Abb. 143). Im Durchschnitt ist für die Serie I keine Beziehung zwischen dem Karbonatanteil und dem Matrixanteil (Abb. 142) oder zwischen Karbonatanteil und Median auszumachen. Auch hier ist aber zu beobachten, daß im Tonstein der Karbonatanteil im Durchschnitt geringer ist, als in grobkörnigeren Gesteinen (Tab. 28), daß eine primäre Karbonatausfällung also keine große oder keine Rolle spielte: syndementärer Dolomit würde sich vor allem auch in Tonsteinen bemerkbar machen. Dennoch treten in der Serie I einige wenige feinkörnige Schichten auf, die stärker dolomitisch zementiert sind, als hangende und liegende grobkörnigere Schichten, und in denen detritische Körner im Zement "schwimmen" (Taf. 13 Fig. 1). In diesen Horizonten

dürfte der Zement aus synsedimentär abgelagertem Karbonat bestehen. Durch die Rekristallisation des Dolomits ist allerdings nicht endgültig feststellbar, ob hier verstärkt detritische Karbonatkörner abgelagert wurden, oder ob Karbonat chemisch ausgefällt wurde.

Vor allem in den stark tektonisierten Serien II, III, IV und V schwankt der Karbonatanteil von Schicht zu Schicht beträchtlich. Da die quantitativen Analysen zu Korngrößenverteilung und Modalbestand, in denen auch der Karbonatanteil erfaßt wurde, in möglichst gering tektonisierten bzw. alterierten Horizonten vorgenommen wurden, kommt dies in den Darstellungen zur quantitativen Zusammensetzung der Gesteine nur in eingeschränktem Maße zum Ausdruck (Abb. 138-142). Im Durchschnitt ist der Karbonatgehalt in den Serien II-V höher, als in den Serien I und VI (Tab. 27+28). In den Tonsteinen liegt der Karbonatanteil gleichbleibend bei 10-12% (Abb. 143). Der primäre Karbonatgehalt in Tonsteinen und der Anteil detritischen Karbonats in Silt- und Sandsteinen ist höher, als in den Serien I und VI (Tab. 27). Jedoch auch der Anteil von Dolomitement, der vor allem in tektonisierten Zonen, von Rissen ausgehend, ausgefällt wurde, ist beträchtlich höher (Tab. 27). In Laminiten zeigt sich, daß die tonigen Partien bei der Deformation plastisch reagierten: Risse schlossen sich oft durch die Tonlagen wieder (Abb. 16, 20, 21). Größere Gesteine zerbrachen unter tektonischem Druck, die entstandenen Risse wurden mit Karbonatzement verfüllt. Bei Dehnung überbrückte der Zement zum Teil stegartig die sich verbrelternden Klüftchen progressiv (Taf. 14 Fig. 2). In matrixärmeren Gesteinen drang, von diesen Rissen ausgehend, der Zement in den Porenraum der Gesteine vor. Teilweise konnte der Dolomit bei der Zementierung auch die Quarzkörner, Feldspäte und wahrscheinlich auch die Tonminerallien der Matrix auflösen und verdrängen (Taf. 13 Fig. 3; Taf. 14 Fig. 3).

Nach Dünnschliffbetrachtungen zeigen die Serie VI und VII, also auch die metamorphe, überschiebende Einheit, bezüglich des Zerbrechens der Gesteine und der Zementierungsvorgänge, ähnliche Erscheinungen.

Gips wurde ausschließlich durch Röntgenbeugungsanalysen in unterschiedlichen Gesteinen der Serien I bis V nachgewiesen.

Die größten Gipsbeimengungen finden sich in tonig-siltigen Wechsellagerungen der Serien II und IV, die intensiv zerbrochen und in Partien stark dolomitisiert sind. Deutliche Gipsanteile treten auch in Ton- und Siltsteinen der Serien I und V, in Sandsteinen der Serie I und zuweilen in

Rothorizonten auf. Insgesamt ist der Gipsanteil gering und auf wenige Proben beschränkt.

Gern ist der auftretende Gips mit Dolomit, Siderit und Pyrit vergesellschaftet. Er tritt in Horizonten auf, in denen eine primäre bzw. vom primären Ablagerungsmilieu induzierte Entstehung möglich ist. In Rothorizonten und pyritisierten Partien geht er vermutlich über Pyrit von Organismenresten aus. In Ton- und Silsteinen der Serien II und V läßt er sich sowohl mit Charakteristika des Ablagerungsmilieus (ruhige Bedingungen etc.), als auch mit diagenetischen Neubildungen wie Baryt vereinbaren.

2.5.5. Zusammenfassung

Es sind sehr unterschiedliche detritische Paragenesen zu beobachten, die die Serien zum Teil scharf gegeneinander abgrenzen. Auf der anderen Seite treten auch Übergänge zwischen diesen Vergesellschaftungen auf. Die detritischen Assoziationen schwanken von Schicht zu Schicht quantitativ, und in einigen Serien auch qualitativ deutlich. Es wurde Detritus abgelagert, der aus unterschiedlichen Sedimentiten, Magmatiten und Metamorphiten stammt. Die Matrix setzt sich aus kleineren detritischen Partikeln der gleichen Liefergesteine wie die großen Klastika zusammen. Die Körner sind meist noch eckig und wenig gerundet.

In Rothorizonten der Serie I sind vor allem Phyllosilikate degradiert, Chlorit tritt nicht auf, klastische Gesteinsbruchstücke sind im Zuge von Verwitterungsvorgängen in einigen Fällen aufgelöst worden. Andere Partikel wurden wahrscheinlich nach der Oxidation nochmals umgelagert.

Vulkanogene Gesteine der Serie III sind größtenteils umgelagert. In zumindest einem Fall scheint aber ein Tuff auf primärem Lager zu liegen.

Das vorherrschende Karbonat ist Dolomit. Er ist zum Teil detritisch abgelagert worden. Vor allem im oberen Teil der Schichtenfolge kann er, in Auflockerungszonen von Rissen ausgehend, auch als Zement ausgefällt werden und das primäre detritische Material verdrängen. Eine chemische synsedimentäre Ausfällung dürfte keine Rolle gespielt haben. Sphärosiderite sind ebenso wie kugelliger Pyrit durch Organismenreste bedingt, die ein reduzierendes Milieu schufen.

D. ENTWICKLUNG DES ABLAGERUNGSMODELLS UND SEINE PALAEOGEOGRAPHISCHE STELLUNG

1. SYNOPTISCHE DARSTELLUNG DES MODALBESTANDES

Die Hauptkomponenten in den Serien von Düppenweiler sind, bis auf den in allen Serien vorherrschenden Quarz, in der Abbildung 144 dargestellt. Dabei wird zwischen den beiden nördlichen Bohrungen, in denen die Serie II weitgehend fehlt, und den beiden südlich gelegenen Bohrungen, in denen die Serie II auftritt, unterschieden.

Die Serie I zeigt eine einheitliche, relativ einfache Paragenese mit Detritus von Quarziten und Phylliten. Im Schwermineralspektrum herrschen Zirkon sowie Turmalin und Rutil vor. Als Tonminerale treten fast ausschließlich relativ hochkristalliner Illit/Serizit und Kaolinit auf. Dies setzt sich bis in die Basisschichten der Serie II fort. Weiter nach oben treten in der Serie II zusätzlich Detritus von weiteren Metamorphiten und Tiefengesteinen und Feldspäte auf. Noch höher finden sich daneben auch Apatit und Granat, Chlorit und (10-14Sm)-Wechselagerungsminerale sowie vulkanitischer Detritus.

Die Serie III baut sich vorwiegend aus umgelagerten Vulkaniten und Karbonaten auf. Eingeschaltet sind buntklastische Horizonte, die aus Detritus von verschiedenen Sedimentiten, Magmatiten und Metamorphiten bestehen, und deren lithologische Paragenese jener im oberen Teil der Serie II entspricht.

Auch die Serie IV und der untere Teil der Serie V zeigen eine ähnliche, bunte Paragenese, wie der obere Teil der Serie II, wobei vor allem quantitativ gewisse Unterschiede zu beobachten sind. Im oberen Teil der Serie V erfolgt eine Überleitung zur Serie VI, die sich, ähnlich wie die Serie I, vor allem aus Phyllit- und Quarzitetritus zusammensetzt. Gegenüber der Serie I treten in der Serie VI zusätzlich Chlorit, Apatit und Granat auf.

Die Art der Aufeinanderfolge der Paragenesen zeigt eine gewisse Zyklizität. Symmetrisch zu der zentralen Serie III, die sich durch nicht metamorphen vulkanitischen und karbonatischen Detritus auszeichnet, finden sich liegend, im oberen Teil der Serie II, und hangend, in der Serie IV und im unteren Teil der Serie V, Gesteine mit einer äußerst bunten Vergesellschaftung der Klastika. Die Serie II leitet in ihrem unteren Teil zur Serie I, die Serie V in ihrem oberen Teil zur Serie VI über. Die Serien I und VI bauen sich aus dem Detritus vor allem von Phylliten und Quarziten auf.

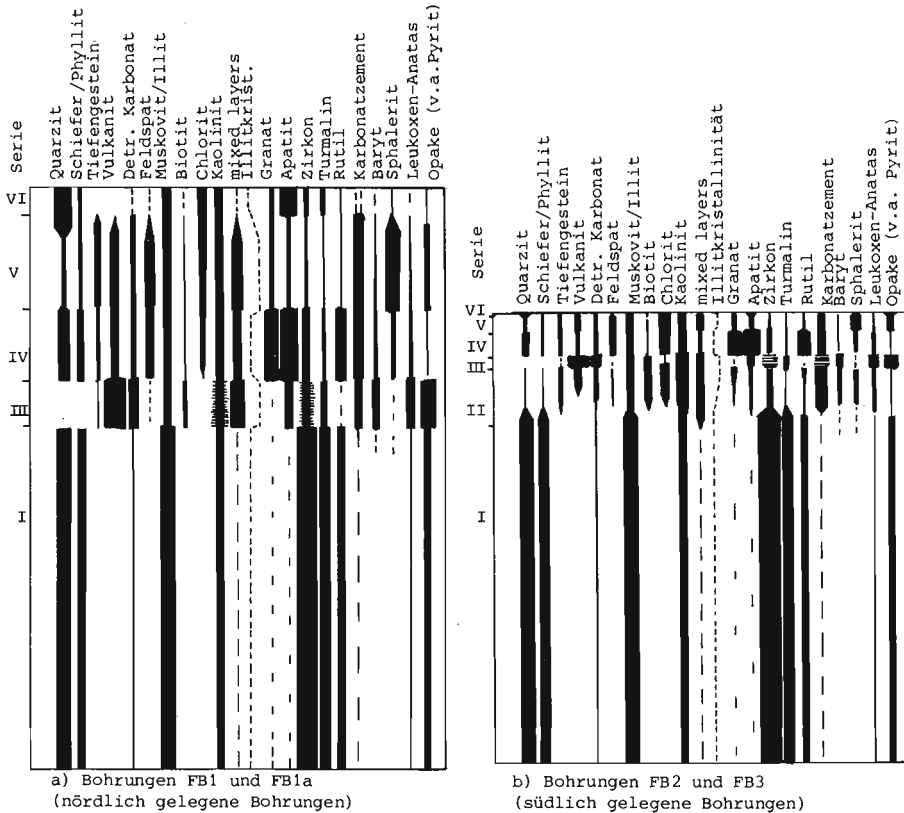


Abb. 144 Schematisierte Darstellung des Auftretens der wichtigsten klastischen und neugebildeten Bestandteilen der Schichtenfolge; der Quarz ist nicht dargestellt, da er überall die Hauptkomponente ist. Die Linie, die die Illitkristallinität wiedergibt, verläuft bei besserer Kristallinität links. Die Balkenbreite gibt, bei verschiedenem Maßstab in der Darstellung der einzelnen Komponenten, die quantitative Entwicklung dieser Komponenten wieder. Die Darstellung berücksichtigt die überschlägigen wahren Mächtigkeiten der Serien zueinander.
 | in Spuren auftretend ■ von Schicht zu Schicht schwankende Anteile.

In groben Zügen kann man drei Vergesellschaftungen unterscheiden:

- metamorpher Detritus (Typ A, Serien I und VI)
- bunte Vergesellschaftung (Typ B, beherrscht die Serien II, IV und V)
- nicht metamorpher, vulkanitischer und karbonatischer Detritus (Typ C, Serie III).

Die Schichtenfolge bildet somit einen Zyklus vom Typ ABCBA.

Es wurde in Kapitel C.1.1.1.1. erläutert, daß keine Überkippung von grossen Teilen der Schichtenfolge vorliegt, die sich in der Wiederholung von Serien auswirkt. So gilt auch die geschilderte Zyklizität nur eingeschränkt. Die Serie VI gleicht der Serie I nicht in letzter Konsequenz: es treten in ihr Chlorit, Granat, Apatit sowie in kleinen Anteilen vulkanitischer und plutonitischer Detritus auf, die in der Serie I fehlen. Epiquarzitische Klastika, wahrscheinlich aus phyllitischen Serien, kennzeichnen die Serie VI. In der Serie I treten dagegen in größeren Anteilen Quarzite mit deutlicher erkennbarem sedimentärem Gefüge ("Taunusquarzite") und feinschuppige, schiefrige Glimmeraggregate auf. Ein Pendant der Serie IV -mit bunter Vergesellschaftung des Detritus in konglomeratischer Ausbildung- fehlt im Liegenden der Serie III. Die Entwicklung der Mineralien Chlorit, Granat und Apatit erfolgt nicht zyklisch, sondern eher mit einer statistischen Zunahme von unten nach oben, also vom älteren zum jüngeren hin (Abb. 106-108, 130-133, Tab. 15+25). Pleochroitisch erscheinender Apatit und Hornblende (Kap. C. 2.3.2.1.) werden nur oberhalb der Serie III als Detritus angetroffen.

Auch authigene Neubildungen treten mit spezifischen Schwerpunkten auf. Vor allem die an reduzierende Bedingungen gebundenen Mineralien werden erst im obersten Teil der Serie I und darüber beobachtet. Karbonatzement nimmt zum Hangenden hin zu, ebenso Sphalerit. Auch Baryt und Kupferkies (in Spuren) finden sich nur im oberen Teil der Schichtenfolge. Die Gesteinspartien im Bereich der Serie III sind besonders stark durch Neubildungen geprägt.

Die Entwicklung im lithologischen Inhalt -sowohl der Klastika, als auch der Neubildungen- vollzieht sich in allen Bohrungen in äquivalenter Weise. Quantitativ sind keine gravierenden Unterschiede zwischen den Bohrungen festzustellen, die über die innerhalb einer Bohrung von Schicht zu Schicht beobachtbaren Schwankungen hinausgehen (s. Abb. 107-110, 130-133, 138-140). Daher erscheint es opportun, in den speziellen Abschnitten dieser Arbeit zu Schwermineralogie, Tonmineralien und mikrographischer Petrographie, aber auch zur Kongrößenverteilung, vereinfachte "Normalprofile" und Diagramme, ohne Differenzierung nach einzelnen Bohrungen, wiederzugeben. Die gleichartige Ausbildung zeigt, daß die Serien in allen Bohrungen dem gleichen Ablagerungsraum angehören.

2. DER ABLAGERUNGSRAUM

2.1. Hinweise auf die kontinentalen Bedingungen im Ablagerungsraum

Die sedimentären Serien von Düppenweiler werden als Ablagerungen eines Alluvialfächers und eines vorgelagerten lakustrinen Raumes gedeutet. Der im Kleinbereich rasche laterale wie vertikale Wechsel in der Stratofazies gibt ein reich gegliedertes kontinentales Relief während der Ablagerung wieder, wie es für Alluvialfächer in einem Bereich mit stetigem Wechsel zwischen Ablagerung und Abtragung, mit migrierenden Wasserläufen, episodisch stark schwankender Wasserführung, gelegentlichen Schlamm- und Schuttströmen, mit zeitweiligem partiellem Trockenfallen und der Bildung von Böden (Kap. C.1.2.1.3., C.2.3.4.2., C.2.4.3., C.2.5.2.1.3.) sowie Verzahnungen mit einem lakustrinen Bereich (Abb. 145) typisch ist.

Kaolinit als kontinentales Verwitterungsprodukt ist in den untersuchten Gesteinen stets vorhanden und tritt in einem Rothorizont der Serie I sogar als einziges Tonmineral auf (s. Kap. C.2.4.2.2.). Auch die in vielen Horizonten auftretenden, extrem gut erhaltenen Sporen und Pflanzenhäckselsprengungen sprechen dafür, daß der Detritus unmittelbar aus einem kontinentalen Abtragungsgebiet stammt. In der ganzen Serie fehlen dagegen marine Fossilien. Wenn sie angetroffen werden, sind sie offenbar umgelagert (Kap. A.5. und C.1.2.3.2.).

Für ein nahes Liefergebiet spricht auch die Immaturität der klastischen Gesteine, die soweit geht, daß der unmittelbare Einfluß der Liefergesteinsstruktur auf die Korngrößenverteilung nachweisbar ist (Kap. C.2.2.6.). Dabei sind die Korngrößenverteilungen und die granulometrischen Kennwerte typisch für fluviale, zum Teil auch für lakustrine Bildungen. Auch die mechanisch instabilen Phyllitklastika deuten auf ein sehr nahes Liefergebiet hin. Der Anteil von Phyllitdetritus steigert sich in der Serie V und ist in der Serie VI sehr hoch; nachdem der Komplex, zu dem die Metamorphite der Serie VII gehörten, als Lieferant für einen großen Teil des Detritus in der Serie VI gedient hatte, wurden die noch nicht abgetragenen Phyllite als größerer Block auf den Sedimentstapel aufgeschoben. Da die sedimentären Serien unmittelbar vor der detritusliefernden Scholle der Phyllite lagen (Abb. 145), waren sie selbst dem Abtragungsniveau sehr nahe.

2.2. Ausdehnung des Sedimentkomplexes

Durch die Dimension des Aufbruchs von Düppenweiler und die Rekonstruktion der wahren Mächtigkeiten der erbohrten Schichtenfolge (Kap. C.1.1.3.) steht fest, daß der einer Beobachtung zugängliche Teil des Komplexes eine Breite von gut 300m (in NNE-SSW-Richtung), eine Länge von mindestens 270m und eine Mächtigkeit von wenigstens 165m hat. Sicher bildet jede der vier konglomeratischen Serien einen gesonderten Fächerkörper. Die Probleme bei der stratofaziellen Bestandsaufnahme im Bohrkern (Kap. B.2.) bedingen, daß nicht zu entscheiden ist, inwieweit diese Serien noch in sich gegliedert sind. Bei einem angenommenen durchschnittlichen Böschungswinkel von 5° (NILSEN 1982) ist der proximal-distale Mindestabstand zwischen Scheitel und Basis des in der Serie I -als der mächtigsten erbohrten Serie- erfaßten Fächerkörpers auf gut 1km zu veranschlagen. Da die Basis in den Bohrungen nicht erfaßt wird (Kap. A.3.) und da nicht davon auszugehen ist, daß die Bohrungen den Bereich mit den größten Mächtigkeiten des Alluvialfächers erfassen, dürfte der Alluvialfächer und die einzelnen Fächerkörper insgesamt mächtiger, als die in den Bohrungen angetroffene Schichtenfolge sein. Daher kann eine Ausdehnung des Alluvialfächers von einigen Kilometern konzediert werden. Die gleichen Dimensionen werden auch von den Sortierungsvorgängen verlangt, die sich in Form reiferer Sedimente widerspiegeln, wie sie sich in distaleren Bereichen des Alluvialfächers oder mit dem Fächer verzahnten limnischen Arealen (Abb. 145) mit Tonsteinen oder Laminiten einstellen. Es ist nicht auszuschließen, daß die Abfolge von Düppenweiler nur einen Ausschnitt aus einer Serie von lateral miteinander verzahnten Alluvialfächern darstellt.

2.3. Ablagerungsbedingungen

Sedimente, die durch Korngrößenverteilung, Geröllform und Stratofazies als fluviale Bildungen charakterisiert sind, bilden den größeren Teil der Schichtenfolge.

Grobe Konglomerate sind überwiegend proximale Ablagerungen aus der Nähe des Fächerscheitels. Feinere Gesteine sprechen, wenn sie mit den groben Konglomeraten unmittelbar wechsellagern, für nachlassende Strömung, sei es durch zurückgehende Gesamtwasserführung, sei es durch Auffüllung des betreffenden Wasserlaufes mit klastischem Material und Verlagerung der Hauptwasserrinnen und der Hauptsedimentation. Umfangreichere Serien mit

feineren Gesteinen, wie an der Basis der Serie I, sind Produkte distalerer Bereiche. Feinere Konglomerate sowie homogene und geröllführende Sandsteine wurden in verwilderten Wasserläufen etwa des "midfan"-Bereiches sedimentiert. Geröllführende Sandsteine und feine Konglomerate mit sehr schlechter Sortierung und hohem Tonanteil, parallel geschichtet und oft gradiert, wurden als Produkte episodischer Schichtfluten rasch abgelagert. Silt- und Tonsteine sedimentierten aus uniformer Suspension bei rasch nachlassender Turbulenz in den proximalen Fächerbereichen bei stetigen Wechsellagerungen mit gröberen Gesteinen, zum Teil gradiert aus ihnen hervorgehend.

In distaleren Arealen mit insgesamt feiner Sedimentation wurden die Ton-, Silt- und feinen Sandsteine in Übergangsbereichen mit flach-deltaischem (Untiefen) und limnischem Charakter abgelagert (Abb. 145). Hier herrschten verhältnismäßig ruhige Bedingungen vor, die durch Flaser- und Linsenschichtung oder parallele Lamination sowie durch kleindimensionale Rippen gekennzeichnet sind. Auch diese feinkörnigen Ablagerungen sind im Durchschnitt schlecht sortiert. Bioturbation und seltene Spurenfossilien zeigen, daß hier Leben möglich war (Kap. C.1.2.1.3., Abb. 50+51).

Konglomerate, geröllführende Sand- und Tonsteine der Serien I und III sowie die Brekzien der Serie VI, die durch extrem schlechte Sortierung, oft durch in toniger Matrix schwimmende Gerölle und durch Rutschungserscheinungen charakterisiert sind, wurden in Form von Schlamm- und Schuttströmen abgelagert. Es kam hier episodisch zu raschen Schüttungen großer Gesteinsmassen, wie sie zum Beispiel bei sporadischen starken Regenfällen auftreten. Überwiegend sind aber sicherlich tektonische Bewegungen für ihre Entstehung verantwortlich, die durch die häufigen Änderungen der Ablagerungsbedingungen und der Liefergesteine belegt sind. Die vulkanitisch-karbonatischen Konglomerate der Serie III sind durch vorhergehenden Vulkanismus zu erklären, der zusätzliche Reliefenergie schuf. Die Pyroklastite bedeckten die vorher der Erosion ausgesetzten Gesteine und wurden daher zuerst abgetragen.

Die Phyllitdetritus führenden Schlammstrom-Ablagerungen der Serie I führten zu großen Sedimentakkumulationen, die in den Bereichen zwischen den in den Alluvialfächer eingeschnittenen Rinnen ("interchannel deposits") für längere Zeit oxidierenden Bedingungen ausgesetzt waren, und auf denen sich rote Böden bildeten. Mineralien wie Apatit und Chlorit sind bei Bodenbildungsvorgängen in saurem Milieu instabil und wurden daher zerstört. Illit und Kaolinit wurden unter diesen Bedingungen degradiert (Kap. C.2.4.3.), detritische Gesteins-

bruchstücke wurden aufgelöst (Taf. 11 Fig. 2). Dies führte zu einer sekundär verfälschten Korngrößenverteilung. Die Böden wurden sicherlich zum Teil wieder abgetragen. So sind die verbliebenen Rothorizonte im Top überwiegend deutlich erosiv abgeschnitten und in "normalen" grauen Sandsteinen finden sich oft oxidierte detritische Einzelkörner.

Das Einschneiden von Rinnen mit Abtragung und Umlagerung von klastischem Material zeigt sich vor allem im "mid-fan"-Bereich. Hier treten häufig sich verzahnende Schichten auf; dabei kommt es vereinzelt zur Verzahnung sandiger oder feinkonglomeratischer grauer Rinnensedimente mit den randlichen Überresten roter Verwitterungsböden (Abb. 43). In einigen Fällen wurden bereits abgelagerte Phyllitkonglomerate wieder aufgearbeitet: so finden sich in roten Tonsteinen der Serie Ib abgerollte Aggregate aus Phyllitdetritus (Abb. 44).

Geringe Sedimentationsraten bis hin zu Sedimentationsunterbrechungen sind auch außerhalb von Bodenbildungen häufige Erscheinungen. Dies äußert sich, besonders deutlich im unteren Teil der Serie I, aber auch in der Serie IV, in dünnen Tönhäutchen, die gröbere Sandstein- und Konglomeratlagen voneinander trennen. Zum Teil sind solche Tonlagen partiell erodiert oder durch darüberliegende Gerölle deformiert, zuweilen auseinandergerissen und an den Bruchstellen hochgebogen, wie es nur im konsolidierten oder trockengefallenen Ton auftritt.

Die Serien II und V bestehen aus distalen Bildungen eines dem Alluvialfächer vorgelagerten lakustrinen Raumes (Abb. 145). Die Ablagerung erfolgte aus dichter, schlecht sortierter Suspension, so daß in den Tonen stets sandige Beimengungen und in sandigen Lagen hohe Tonanteile vorliegen. Die meist parallele Schichtung zeigt, daß die Sedimentation flächenhaft erfolgte. Sand- und Siltsteinhorizonte zeigen häufig aber auch Schrägschichtung und Rippeln sowie sich verzahnende kleine Rinnen, die auf Transport in einzelndifferenzierten Teilbereichen hinweisen. Es dürfte sich um deltaische Bildungen am Übergang zwischen Alluvialfächer und lakustrinem Bereich handeln.

Typisches Kennzeichen der meisten Sedimente aller Serien ist deren rasche Ablagerung. Sie äußert sich in der äußerst schlechten Sortierung der Sedimente mit hohen Tonanteilen in Sandsteinen und Konglomeraten und mit Sandbeimengungen in Tonsteinen (s.o.). Häufige Rutschungsstrukturen, Belastungsmarken, convolute bedding und bruchartige Setzungserscheinungen einzelner Schichten und ganzer Schichtpakete finden sich vor allem in laminierten

Wechselfolgen aus dem lakustrinen Bereich (Serien II und V) und in aus Schlammströmen hervorgegangenen Konglomeraten (v.a. Serie III). Diese Erscheinungen sind sowohl Ausdruck einer raschen Sedimentation bzw. einer raschen Überdeckung, die eine schnelle und inhomogene Kompaktion der schlecht sortierten, wassergesättigten Ablagerungen zur Folge hatte, als auch der lateralen Diskontinuitäten im Gestein, die seitliche Ausgleichsbewegungen nach der Ablagerung, wie schichtparalleles Zergleiten, bedingten.

Das Auftreten der vor allem unter sauren Bedingungen instabilen Mineralien Apatit und Granat weist ebenfalls auf schnellen, kurzen Transport und rasche Ablagerung und Überdeckung hin.

Während Rothorizonte Zeugen von oxidierenden Bedingungen oberhalb des Wasserspiegels sind, ist das chemische Milieu innerhalb der Sedimente im allgemeinen eher von reduzierenden Verhältnissen gekennzeichnet. Sphärosiderite und Pyritkonkretionen sind Produkte eines von Organismenresten geschaffenen Mikromilieus mit reduzierenden Bildungsbedingungen.

In einigen wenigen Horizonten wird auf synsedimentäre Karbonatausfällung geschlossen (Kap. C.2.5.4.). In laminierten oder linsigen Wechsellagerungen liegen in den jeweils feineren Partien zuweilen die detritischen Körner mittelbar "schwimmend" in Dolomitement. Die synsedimentäre Karbonatausfällung wird als ein Hinweis auf warmaride Klimabedingungen gedeutet, wenn gleich nicht auszuschließen ist, daß die rekristallisierten Karbonate primär detritisch abgelagert wurden.

Der mehrfache Wechsel der Liefergesteine resultiert aus tektonischen Bewegungen, die nacheinander verschiedene Gesteinsschollen ins Abtragungsniveau hoben. In der Regel sind die einzelnen Serien in ihrer verschiedenen Zusammensetzung durch einen deutlichen Wechsel der Liefergesteine bedingt. Die tektonischen Bewegungen führten auch zur Veränderung der Ablagerungsbedingungen, wie der stratofazielle Wechsel an der Grenze zwischen Serien belegt.

Die andauernden Veränderungen der Stratofazies innerhalb von Serien erfolgten dagegen ohne Wechsel der Liefergesteine und sind unmittelbarer Ausdruck von Vorgängen, wie sie für Alluvialfächer typisch sind. Der vertikale Wechsel der Stratofazies steht in indirektem Zusammenhang zu den lateralen Faziesänderungen. Bestimmende Faktoren hierbei waren das bewegte Relief im Ablagerungsraum und die energiereichen und instabilen Verhältnisse, unter denen ein Alluvialfächer entsteht.

3. LIEFERGESTEINE UND LIEFERGEBIET

Die Phyllitklastika der Serien I und VI entsprechen einander weitgehend, bis auf den in der Serie I fehlenden Chlorit. Das Fehlen des Chlorits kann durch unterschiedliche Liefergesteine bedingt sein, ist aber wahrscheinlich, sekundär, auf Verwitterungsvorgänge zurückzuführen (Kap. C.2.4.3.). Die Phyllitfragmente sind mit den Phylliten der metamorphen Einheit (Serie VII) identisch. Es handelt sich um epizonale Phyllonite; vergleichbare Gesteine treten heute am Hunsrücksüdrand auf; die Metamorphite von Düppenweiler werden als Fortsetzung der metamorphen Hunsrücksüdrandzone angesehen (Kap. A.4.3.). Der Phyllitdetritus der Serien I und VI wurde von Gesteinen abgetragen, die der Fortsetzung der Hunsrücksüdrandzone entsprechen. Die Phyllitfragmente sind mechanisch wenig transportstabil und dürften maximal wenige Kilometer transportiert worden sein.

In der Serie VII treten dunkle Quarzite auf, die in die Phyllite eingeschuppt sind. Ihr Detritus findet sich immer wieder in den Serien I und VI. Diese dunklen Quarzite sind nach PORTH (1976) "makroskopisch nicht von denjenigen der Hahnenbachserie (Hunsrücksüdrand) zu unterscheiden".

Die grauen Quarzitgerölle der Serie I zeigen einen unterschiedlichen, meist geringen Metamorphosegrad. Eine Einordnung nach der Illitkristallinität gemäß DUNOYER DE SEGONZAC (1969) und ESQUEVIN (1969) weist den Quarziten anchazonalen Charakter zu. Schwermineralanalysen (Kap. C.2.3.4.1.) und Dünnschliffbetrachtungen (Kap. C.2.5.2.1.) erhärten den Verdacht, daß sie aus dem Komplex der Taunusquarzite stammen.

Die Phyllitklastika und die dunklen Quarzitklastika, die mit Gesteinen der metamorphen Hunsrücksüdrandzone parallelisierbar sind (PORTH 1976), und die Taunusquarzitgerölle entstammen dem Unterdevon des südlichen Hunsrücks.

Die äußerst bunte Vergesellschaftung der Serien II, IV und V kann auf zwei Ursachen zurückgeführt werden:

- 1.) Es lagen unterschiedliche Liefergesteine in verschiedenen Schollen vor.
- 2.) Eine ältere, buntklastische sedimentäre Serie wurde wiederaufbereitet, so daß der Detritus im Alluvialfächer auf zweiter Lagerstelle liegt.

Der Einfluß der verschiedenen Liefergesteinstypen ist in den verschiedenen Schichten sehr unterschiedlich. Bestimmte Komponenten können in einzelnen Schichten völlig fehlen. Der Karbonat- und Vulkanitdetritus, der für die Serie III typisch ist, aber auch in die bunte Vergesellschaftung

der Serien II, IV und V eingeht, ist von einem selbständigen Liefergebiet abzuleiten, da er in der Serie III das alleinige Material zum Aufbau zahlreicher Horizonte geliefert hat. Es ist somit wahrscheinlich, daß die bunte Vergesellschaftung der Serien II, IV und V auf unterschiedliche Liefergebiete zurückzuführen ist.

In dieser bunten Paragenese treten als Klastika neben nicht metamorphen Sedimentiten (Tonstein, Sandstein, Karbonat) und Vulkaniten unter anderem Tiefengesteine (Granite, Pegmatite), Gneise sowie epi- und anchimetamorphe Gesteine auf (Kap. C.2.5.2.2.1., C.2.5.2.4.2., C.2.5.2.5.1.). Das Abtragungsgebiet zeigt demnach eng benachbart Schollen von Gesteinen aus verschiedenen tektonischen Stockwerken (Abb. 145).

Ähnlich breite Spektren von detritischen Gesteinsfragmenten, die aus Vulkaniten, Tiefengesteinen, Sedimentiten und Metamorphiten stammen, werden aus oberdevonischen und karbonischen Grauwacken bzw. Arkosen und Konglomeraten der Bohrung Saar 1 beschrieben (KELCH & REIBLE 1976). Dabei geht ZIMMERLE (1976b) erst für die Zeit ab dem Westfalium von einem Liefergebiet im Norden aus.

Typisch für die bunte Vergesellschaftung der Serien von Düppenweiler ist der Detritus von diversen Tiefengesteinen, Gneisen sowie quarzitischen Schiefern. Bei den Einzelmineralen sind in unterschiedlichem Ausmaß serizitisierte Feldspäte, unter anderem auch Mikroklin, Chlorit und ein hoher Granatgehalt hervorzuheben. PORTH (1961) beschreibt in den metamorphen Serien des Soonwaldes am östlichen Hunsrücksüdrand auffallend ähnliche Vergesellschaftungen. Hier treten in der Hahnenbachserie unter anderem Gneise, Amphibolite und Quarzite, die alle sehr hohe Granatanteile aufweisen können, sowie Pegmatite auf. Obwohl die Granate bei PORTH (1961) nicht für jeden Gesteinstyp eingehend beschrieben wurden, ist doch das gemeinsame Auftreten kristalliner Gesteine mit z.T. auffallend hohen Granatgehalten und verschiedenen Granaten sowohl in den Serien von Düppenweiler, als auch im Soonwald bemerkenswert. Es ist nicht auszuschließen, daß der Detritus von chloritischen und granatführenden Metamorphiten und Tiefengesteinen der Serien II, IV und V sowie -in kleineren Anteilen- der Serien III und VI, einer älteren, vordevonischen Schuppe der metamorphen Hunsrücksüdrandzone, ähnlich dem Gneis von Wartenstein und anderen eingeschuppten älteren Metamorphiten in der Hahnenbachserie (PORTH 1961, MEYER 1975) oder den eingespießten Gneisen und Quarzitsandsteinen in der Zone zwischen Abentheuer und Mörschied (NÖRING 1939) am Hunsrücksüdrand, entstammen.

Riff- bzw. Riffschuttbildungen aus dem Mitteldevon und tiefsten Oberdevon sind aus der Bohrung Saar 1 (PAPROTH 1976) und aus dem SE-Hunsrück (MEYER 1975) bekannt. Demnach könnten die umgelagerten Riffgesteine der Serie III in den Bohrun- gen Düppenweiler, die aus dem Mitteldevon bis tiefsten Oberdevon stammen (Kap. A.5.), sowohl an der Mitteldeutschen Schwelle, als auch im Bereich des heutigen Hunsrücks abgetragen worden sein.

So vergleicht BIRENHEIDE (1977) *Amphipora*-Bruchstücke aus den Bohrun- gen Düppenweiler mit solchen aus dem Frasnium der Bohrung Saar 1. Auch die Größe der Karbonatblöcke der Serie III (Kap. C.1.2.3.2.) würde einen längeren Transport ausschließen. Die mit den Karbonatblöcken gemein- sam transportierten vulkanogenen Gesteine wurden vor der Abtragung alter- riert.

Die umgelagerten Sporen, die in den Serien I, II, IV und V auftreten, zeigen, daß auch oberdevonische klastische Sedimentite umgelagert wurden, die sich wiederum aus den Derivaten eines kontinentalen Liefergebietes aufbauten. Der ausgezeichnete Erhaltungszustand der Sporen ist so zu deu- ten, daß die oberdevonischen Sedimentite oberflächennah gelegen haben und nie tief abgesenkt waren, und daß nach der Abtragung kein weiter Transport bis zur Ablagerung in den Serien von Düppenweiler erfolgte. Auch der Erhaltungszustand der mittel- bis oberdevonischen Karbonate und der mit ihnen vergesellschafteten Vulkanite zeigt zum Beispiel durch die niedrige Illitkristallinität, die (10-14Sm)-Wechselagerungsminerale und die zum Teil frischen Hornblenden, daß diese Gesteine stets oberflä- chennah gelegen haben.

Die Schüttung des Detritus in den sedimentären Serien erfolgte aus nordwest- lichen bis nördlichen Richtungen (Kap. C.2.1.5.). Dies entspricht der Schüttungs- richtung, die ZIMMERLE (1976b) für den Detritus oberkarbonischer Schichten (v.a. Stephanium) in der Bohrung Saar 1 nach Vergleichen mit potentiellen, nördlich und südlich gelegenen Liefergesteinen und nach paläogeographischen Überlegungen vermutete. Das Liefergebiet für die sedimentären Serien von Düp- penweiler hatte ein hohes Relief. Dies zeigt sich in der Größe und der schlechten Sortierung der abgelagerten Klastika. Der in sämtlichen Gesteinen auftretende Kaolinit gilt als Indikator für kontinentale Verwitterung bei guter Drainage oder starker Erosion. Er ist damit typisch für die Oberläufe von Flüssen insbe- sondere in tektonisch aktiven Gebieten (CHAMLEY 1981). Er bildet sich hier vor allem bei der Verwitterung von Eruptiva oder kristallophyllitischen Gesteinen (CHAMLEY 1979), die die sedimentären Serien von Düppenweiler zu großen Teilen aufbauen. Die Bildung von Kaolinit steht somit im Gegensatz zur Entstehung von

Smectit, der sich eher bei langanhaltender Bodenbildung im Bereich von Unterläufen bildet (CHAMLEY 1981).

4. VULKANISMUS

4.1. Überblick

Das Verdienst der petrologischen Untersuchung der vulkanitischen Komponenten kommt in erster Linie MIHM (s. Kap. A.5.) zu. In der vorliegenden Arbeit hat sich der Verfasser weitgehend an die Anschauung von MIHM angelehnt. Zusätzlich wurden vulkanogene grüne Tonhorizonte studiert.

Vulkanitische Komponenten bauen in Vergesellschaftung mit umgelagerten Karbonaten zu größten Teil die Serie III auf. Die vulkanitischen Gesteine liegen zum größten Teil als Gerölle vor, die von MIHM (1978) fünf verschiedenen Porphyrtypen, darunter 3 Quarzporphyren, zugeordnet wurden. Daneben treten vulkanogene grüne Tonhorizonte auf. Die Porphyngerölle und die grünen Schichten sind durch sauren Vulkanismus gekennzeichnet.

Auch die bunten Vergesellschaftungen der Serien II, IV und V sowie einiger Schichten in der Serie III (s.a. Kap. C.1.2.3.3. und C.2.5.2.3.3.) führen neben klastischen Sedimentit-, Plutonit- und Metamorphitfragmenten detritische Vulkanitkomponenten. Diese können zum Teil sauren Chemismus aufweisen; zum Teil ähneln sie dann stark den Porphyren der Serie III. Daneben finden sich aber auch basische und intermediäre Vulkanite (MIHM 1978).

4.2. Die Vulkanite der Serie III

Nicht nur die Porphyngerölle der Serie III sind umgelagert, sondern auch der größere Teil der grünen Schichten besteht aus umgelagertem vulkanitischem Material, wie die Durchmischung mit unterschiedlichen detritischen Gesteinsbruchstücken zeigt (S. 196+221, Kap. C.2.5.2.3.2.). Einige -wenigstens zwei- grüne tonige Horizonte sind frei von solchen Beimischungen. Da sich in ihnen die Grundmasse aus vulkanitischem Material aufbaut und typische, hypidiomorphe, rundliche oder durch Schrumpfung zersplitterte (Taf. 6 Fig. 2) Quarze ohne undulöse Auslöschung darin auftreten, handelt es sich um Tuffhorizonte, also um Produkte eines syndementären Aschenfalls.

Bei der Förderung der Porphyre wurden mittel- bis oberdevonische Karbonate mitgerissen. Hierbei wurden einzelne Karbonatfragmente völlig von Porphy-

material ummantelt (Abb. 56). Die Porphyre wurden als Gerölle umgelagert und mit Riffschutt vermischt. Wahrscheinlich wurde das vulkanitische und karbonatische Material bereits vor der Ablagerung in den Serien von Düppenweiler einmal umgelagert. Hierfür spricht, daß einzelne Karbonatblöcke sich randlich aus karbonatischem und vulkanitischem Material zusammensetzen. Das Eindringen der Vulkanite in Frasniumschichten zeigt, daß der saure Vulkanismus zumindest jünger als die oberdevonischen Riffbildungen ist. Derweil die Porphyngerölle in auffallender Weise in der abgrenzbaren Serie III mit Tuffen und umgelagerten Tuffen vergesellschaftet und mit diesen durch eine ähnliche Mineralparagenese verwandt sind, ist anzunehmen, daß auch die zu Geröllen aufbereiteten Porphyre etwa synsedimentär sind.

Der synsedimentäre Vulkanismus erfolgte in Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen, die gleichzeitig zu Änderungen der Abtragungsgebiete und der Ablagerungsbedingungen führten (Kap. D.2.3.). Das vulkanitische Material trat an Randverwerfungen mit hoher Reliefenergie auf. Es lagerte als oberste Hülle auf den Gesteinen, die bisher den Detritus lieferten. Unter diesen Umständen erfolgte in Anschluß an den Vulkanismus, zum Teil auch zwischen verschiedenen vulkanischen Eruptionen, zuerst eine Umlagerung des zuoberst liegenden pyroklastischen Materials. Dabei kam es zuweilen auch zur Vermischung des vulkanitischen Materials mit Detritus einer bunten Vergesellschaftung. Diese bunte Vergesellschaftung ist identisch mit jener, die bereits in der Serie II abgelagert wurde, und jener, die in den Serien IV und V angetroffen wurde.

Das vulkanogene Material unterlag einer schnellen Verwitterung mit Kollinierung der Feldspäte, bei etwa warmfeuchtem Klima und guter Drainage. Im Übergangsbereich zwischen Abtragung und Ablagerung bei hoher Reliefenergie, die auch Voraussetzung zur Anlage des Alluvialfächers war, ist eine Umlagerung eines erheblichen Teils der Vulkanite und der mit ihnen vergesellschafteten Karbonate zu erwarten. Sie erfolgte sehr schnell in dichten Schlammströmen. Diese Schlammströme folgten in erster Linie dem Hauptzufuhrkanal des Alluvialfächers und breiteten sich, hiervon ausgehend, weiter aus. Daher finden sich in den nördlichen Bohrungen FB1 und FB1a, in denen auch in den rein klastischen Serien I und IV der proximale Fächerbereich durch die größeren Gerölle wiedergegeben wird, die größten Mächtigkeiten der Serie III und die bei weitem größten Gerölle -Karbonatblöcke wie Porphyngerölle- (Kap. C.2.1.3.). Die Schlammströme sind durch

deutliche Rutschungserscheinungen und schlierige Fließtexturen gekennzeichnet. Das vulkanitische Material bildete insgesamt keine mächtigen Akkumulationen; es stand daher rasch nicht mehr als Abtragungsprodukt zur Verfügung und findet sich in den Serien IV, V und VI nur noch zuweilen in kleinen und nach oben noch abnehmenden Anteilen als Detritus.

4.3. Zuordnung des Vulkanismus im regionalen Raum

Die sauren Vulkanite der Serie III von Düppenweiler stammen nach HENTSCHEL (1978) wahrscheinlich aus der Reihe Rhyolith-Quarzlatit-Dazit. Daneben treten latitisch-andesitische Typen auf; insgesamt "zeigen die Porphyre eine enge Beziehung zu Andesiten" (HENTSCHEL 1978). Eine Ähnlichkeit mit permischen Vulkaniten der Umgebung ist nach MIHM (1978) nicht gegeben.

Karbonische saure Vulkanite wie in der Serie III von Düppenweiler werden in zwei benachbarten Regionen des Varistikums beobachtet: im Lahn-Dill-Gebiet sowie im Bereich der nördlichen Vogesen und des Schwarzwaldes.

Im Lahn-Dill-Gebiet bildet nach FLICK (1979) Quarzkeratophyre und saure Tuffe im Unterkarbon den Abschluß der Eruptivtätigkeit. Der Umfang dieses Vulkanismus ist sehr gering: sein Flächenanteil an den sauren devonisch-karbonischen Eruptiva beträgt weit weniger als 1% (FLICK 1979).

Auch im Schwarzwald und den Vogesen werden unterkarbonische Quarzkeratophyre bzw. Rhyolithe angetroffen (ZIMMERLE 1976b, WEBER & BEHR 1983).

Es besteht keine direkte petrographische Verwandtschaft der sauren Ergußgesteine von Düppenweiler zu den Lahn-Dill-Vulkaniten (HENTSCHEL 1978), MIHM 1978) oder denjenigen der nördlichen Vogesen (MIHM 1978). Auch im Detritus der Bohrung Saar 1 werden nach MIHM (1978) keine vergleichbaren Vulkanitkomponenten angetroffen. Die Porphyrgerölle und Tuffe von Düppenweiler führen Hornblende und Biotit, während die Keratophyre und Quarzkeratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (HENTSCHEL 1978) und der nördlichen Vogesen (ZIMMERLE 1976b) frei von mafitischen Bestandteilen sind.

Der synsedimentäre karbonische Vulkanismus von Düppenweiler stellt somit einen eigenen Typ dar, der nach der Lage der Scholle von Düppenweiler eher dem nördlichen Randbereich der Mitteldeutschen Schwelle zuzuordnen ist. Er ist unmittelbar an die Schwächezone im Grenzbereich zwischen Hunsrück und Saarkarbonbecken bzw. zwischen Rhenoharzynikum und Saxothuringikum gebunden. Die Vulkanite des Lahn-Dill-Gebietes gehören hingegen dem Rhenoharzynikum, die Eruptiva der Vogesen und des Schwarzwaldes dem Saxothuringikum an.

MIHM (1978) und HENTSCHEL (1978) gingen bei ihren Betrachtungen von ober-devonischem Alter der sedimentären Serien von Düppenweiler aus. Da sie aber dem Karbon entstammen, erklärt sich die Sonderstellung der Vulkanite auch durch ihr geringeres Alter. Eher wäre ein Vergleich mit einem stark zersetzten Grobtuffhorizont in dem wahrscheinlich unterkarbonischen Teil der Schichtenfolge bei Eisen am Hunsrücksüdrand angebracht. Diese Vulkanite bestehen nach G. MÜLLER (1982) aus Dolomit, Quarz und Kaolinit, "sie enthalten sehr viel dünn-nadeligen Apatit und in seltenen Fällen sind Pseudomorphosen nach Feldspat-Kristallen zu erkennen".

Die umgelagerten Eruptiva der rein klastischen Serien II, IV und V von Düppenweiler decken ein weites Spektrum von sauren über intermediäre bis zu basischen Vulkaniten ab. So finden sich unter anderem Quarzporphyre, Porphyre, die nicht mit jenen der Serie III vergleichbar sind, Andesite und andesitische Mandelsteine, Trachyte sowie Spillite als Detritus (MIHM 1978). Auch wenn die Unterschiede zu den Lahn-Dill-Vulkaniten zum Teil durch sekundäre Alteration bedingt sein können, gehören die Fragmente basischer Ergußgesteine von Düppenweiler wohl nicht der Diabas-Spillit-Serie des Lahn-Dill-Gebiets an (HENTSCHEL 1978).

5. DIAGENESE

Der Diagenesegrad ist generell gering. In der Dünnschliffbetrachtung und unter dem Rasterelektronenmikroskop erscheinen ein primär-sedimentäres Gefüge und detritisch bedingte Kornformen. Mineralneubildungen im internen Verband der Sedimente treten stark zurück. So sind weder neugebildete Feldspäte, noch authigene Tonminerale zu beobachten. Neugebildeter Quarz ist selten.

Eine geringe Versenkungstiefe ist aus mehreren Punkten abzuleiten. Der geringe Inkohlungsgrad (Kap. A.5.) spricht für eine Überdeckung der sedimentären Abfolge von nicht mehr als 1000m, wahrscheinlich eher weniger. Aus der Tonmineralparagenese kann eine geringfügig größere Versenkungstiefe abgeleitet werden. Geht man davon aus, daß in Vulkaniten als Abbauprodukt Smectit entstehen kann, so wären das Fehlen von Smectit in reiner Form und die illitarmen (10-14Sm)-mixed layers Indizien dafür, daß gerade ein diagenetischer Zustand erreicht ist, in dem Smectit in illit-Smectit-Wechselagerungsminerale übergeht. Nach dem Modell von BOLES & FRANK (1979) bleibt Smectit im Mittel bis zu Temperaturen von 70°C und Teufen von etwa 1400m stabil. Die illitkristallinität ist, gemessen an Horizonten, in denen sie nicht detritisch ererbt ist, gering und zeigt nach dem

Diagramm von DUNOYER DE SEGONZAC (1969) und ESQUEVIN (1969) einen Grad weit unterhalb der schwächsten Metamorphose an (Kap. C.2.4.3., S. 221, Abb. 135). Die Schichtenfolge wurde nichtsdestoweniger nach ihrer Ablagerung durch verschiedene Prozesse überprägt.

1.) Bodenbildungserscheinungen sind durch die Degradation von Illit und Kaolinit (Kap. 2.4.3., Abb. 137), die Bildung von Hämatit, Dolomit (Kap. C.2.4.3, Abb. 136) und zum Teil kryptokristallinem Quarz und die Zerstörung instabiler Mineralien -z.B. Apatit und Chlorit- und Gesteinsbruchstücke (Taf. 11 Fig. 2) gekennzeichnet.

2.) Synsedimentär bis frühdiagenetisch bildeten sich Sphärosiderite und konkretionäre Pyrite authigen als Produkte eines durch Organismenreste bedingten reduzierenden Milieus.

3.) In durch Setzungserscheinungen aufgelockerten Partien kommt es in Rissen und, von diesen Rissen ausgehend, auch im Sediment zur Bildung von Dolomit und untergeordnet Siderit, zum Teil mit Verdrängung detritischer Körner.

4.) In bestimmten Zonen, vor allem im oberen Teil der Schichtenfolge, kommt es zu tektonisch bedingtem Zerbrechen des Gesteins, teilweise bis zur Mylonitisierung führend, die bis in den Mikrobereich (Taf. 14 Fig. 3) erkennbar ist. Am deutlichsten ist dies in der mylonitischen Überschiebungsbahn zwischen der metamorphen Serie und der sedimentären, nicht metamorphen Abfolge. Auch die Schichten unmittelbar unterhalb der Überschiebungsbahn sind mylonitisiert. Die Mylonitisierung führt in den am stärksten beanspruchten Partien zum Zerbrechen/Zerreiben des Gesteins in einem Ausmaß, daß die detritischen Körner nicht nur auseinanderbrechen, sondern partiell durch sekundäre Kieselsäure/Quarz-Neubildung wieder in anderer Anordnung zusammenwachsen, so daß das primäre Gefüge nicht mehr erkennbar ist. Meist erfolgt -auch in der mylonitischen Überschiebungsbahn- in den tektonisch zerbrochenen Partien eine Dolomitisierung in der gleichen Form, wie sie in Zusammenhang mit Setzungserscheinungen beschrieben worden ist: die Dolomitisierung geht von Rissen aus und verdrängt im Extremfall große Gesteinspartien. Wenn der Dolomit hauptsächlich die Matrix und den Porenraum durchdringt, ist er nicht ohne weiteres von primärer Karbonatmatrix zu unterscheiden, die ebenfalls zuweilen auftritt.

Der Dolomitcement ist innerhalb des Gesteinsgefüges ~~meist~~ mikrosparitisch, oft auch mikritisch ausgebildet. Dies kann in Abhängigkeit von der meist

in großen Anteilen vorhandenen primären Tonmatrix gesehen werden: durch die geringe Permeabilität der Sedimente wurde das Dolomitwachstum gehemmt.

Vor allem in mehrere Millimeter breiten Klüften ist die Zementierung grob-spätiger, oft zoniert, und vergrößert sich zum Klüftinneren hin. Das in das Nebengestein eindringende Karbonat führte in Randbereichen partiell zu einer Zerspaltung dieses Nebengesteins. In Dehnungsrisen wurde der sich allmählich erweiternde Hohlraum zuweilen durch Karbonatpalisaden stegartig überbrückt (Taf. 14 Fig. 2).

Die Lösungen, die zur Dolomitbildung führten, wurden über die Klüfte transportiert. Aus diesen Lösungen bildeten sich neben Karbonat auch Baryt, Chalkopyrit, Sphalerit und ein Teil des Pyrits. Die Lösungen können auf kühle juvenile hydrothermale Restlösungen zurückgeführt werden, wie sie in der Umgebung -zum Beispiel in den südöstlich gelegenen Rotliegendporphyriliten- zu ähnlichen Mineralparagenesen geführt haben.

Möglicherweise stellen die Lösungen aber auch Formationswässer dar, die bei der Kompaktion der tonreichen Gesteine ausgepreßt wurden. Hierfür spricht vor allem der Umstand, daß die Dolomitisierung in gleicher Weise auch die durch Setzung im nur schwach konsolidierten Zustand zerbrochenen Partien erfaßt. Nach der Kompaktion der Tone und der tonreichen Sandsteine und Konglomerate war eine weitere Zirkulation von Porenwässern und somit die Um- und Neubildung von Mineralien im Gesteinsverband behindert. Die frühe Zementierung der durch Setzung oder Tektonik zerbrochenen Gesteine und das plastische Reagieren von tonigem Material (Kap. C.1.1.1.2.) stabilisierten die Schwächezonen bzw. schlossen die Auflockerungszonen wieder gegenüber externen diagenetischen Einflüssen.

Der geringe Diageneseegrad hat somit zwei Gründe:

- die Folge wurde nach ihrer Absenkung nie tief abgesenkt und, abgesehen von begrenzten Zonen, wie der Überschiebungsbahn zwischen den Serien VI und VII, nie starken tektonischen Scherbewegungen ausgesetzt.
- das Gestein wurde von externen Einflüssen durch den hohen Tongehalt, die Plastizität der Gesteine und die rasche Zementierung von Schwächezonen abgeschirmt.

6. ABLAGERUNGSMODELL

6.1. Allgemeines

Die anstehende bzw. erbohrte Schichtenfolge bildet einen lateral wie vertikal begrenzten Ausschnitt eines größeren Komplexes. Seine Abmessungen sind nicht bekannt, da die Basis der sedimentären Schichtenfolge nicht erbohrt wurde. Die in Kapitel C.1.1.3. angegebene Mächtigkeit von insgesamt etwa 160m und die laterale Erstreckung von mehreren Kilometern (Kap. D.2.2.) dürften diesen sedimentären Körper aber größenordnungsmäßig umreißen.

Die Schüttung des Materials erfolgte generell aus Nordwesten bis Norden (Kap. C.2.1.5.). Der hauptsächlichste Lieferweg des klastischen Materials, also der vom Fächerscheitel ausgehende Hauptkanal, ist im Norden, jenseits der Bohrungen FB1 und FB1a zu suchen (Abb. 145), da in diese Richtung die maximale Geröllgröße in den Serien I, III und -bedingt- IV zunimmt (Kap. C.2.1.3.) und der Anteil tonig-siltiger Ablagerungen geringer als im Süden ist.

6.2. Entwicklung

In der ersten sedimentären Phase, die durch die tiefsten erbohrten Schichten dokumentiert ist, wurde phyllitischer Detritus aus der unmittelbaren Nähe, zum Teil in Form von Schlammströmen, und quarzitischer Detritus u.U. aus etwas größerer Entfernung unter fluviatilen Bedingungen abgelagert. In den basalen Schichten sind die Konglomerate fein, Sand- und Siltsteine häufig (Abb. 29). Die Schüttungen erfolgten sporadisch und bei unterschiedlicher Strömungsstärke bei gelegentlichen Sedimentationsunterbrechungen, wie unter anderem Tönhäutchen zwischen den einzelnen Schichten zeigen. Die Sedimentationsbedingungen waren verhältnismäßig ruhig, so daß Organismen in der Lage waren, das Sediment zum Teil bioturbat umzulagern. Schlammströme mit phyllitischem Detritus führten zur Ablagerung in und außerhalb von wasserführenden Transportrinnen. Auf trockengefallenen Arealen zwischen den Strömungsrinnen bildeten sich Böden unter oxidierenden Bedingungen. In den Transportkanälen hingegen lagerten sich aus dem Phyllitschutt nur die größeren Klastika ab, während die feineren Partikel, die entsprechend dem Liefergestein zum größten Teil der Tonfraktion angehören, weitertransportiert oder wieder ausgewaschen wurden. Dadurch sind die Phyllitkonglomerate meist matrixarm. Die gröbere sandige Matrix in

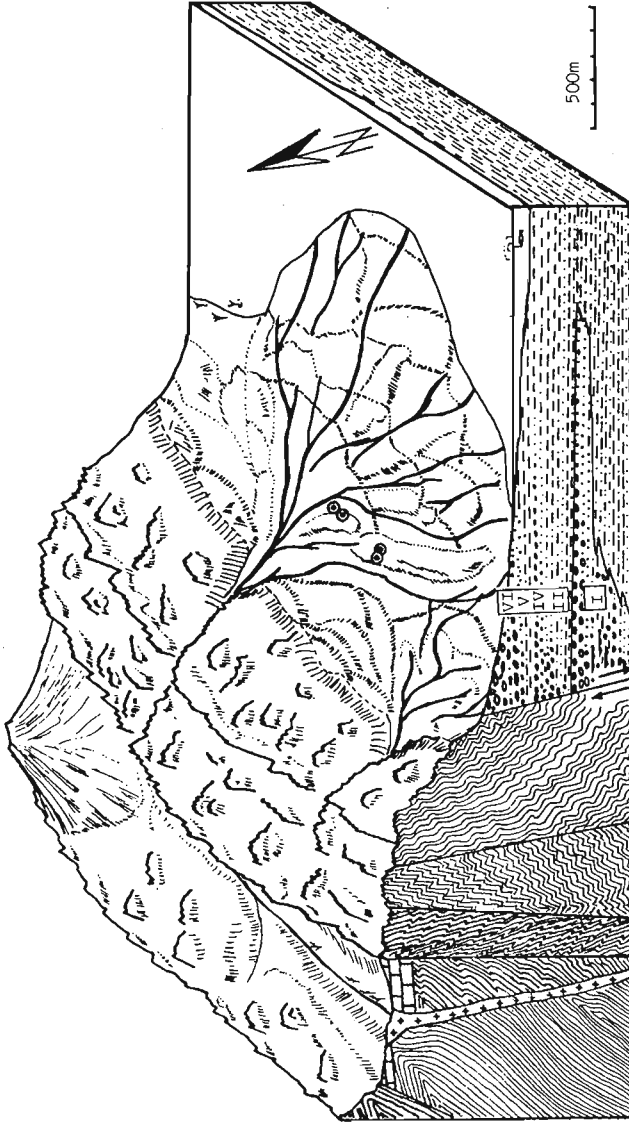


Abb. 145 Modell des Alluvialfächers von Düppenweiler und -stark schematisiert- seines Hinterlandes

• Lage der Bohrungen (s.a. Abb. 1b)

ältere Liefergesteine:

-  Riffkarbonate des Mittel- bis Oberdevons
-  Metamorphite, prämitteledevonisch

Gesteine des Karbons (Serien I, II, IV, V, VI):

-  Konglomerate
-  Sandsteine
-  geröllführende Tonsteine
-  Bodenebildungen
-  Silt- und Sandsteine
-  Tonsteine
-  saure Vulkanite

lakustrine Bildungen

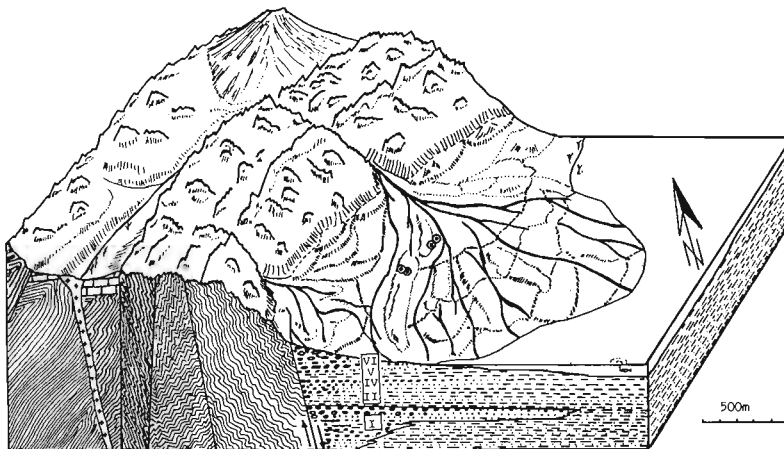


Abb. 145 Modell des Alluvialfächers von Düppenweiler und -stark schematisiert- seines Hinterlandes

⊙ Lage der Bohrungen (s.a. Abb. 1b)

Ältere Liefergesteine:

-  Riffkarbonate des Mittel- bis Oberdevons
-  Metamorphite, prämitteldevonisch

Gesteine des Karbons (Serien I, II, IV, V, VI):

Alluvialfächerablagerungen

-  Konglomerate
-  Sandsteine
-  geröllführende Tonsteine
-  Bodenbildungen

lakustrine Bildungen

-  Silt- und Sandsteine
-  Tonsteine
-  saure Vulkanitg

Quarzitkonglomeraten bleibt in den Rinnensedimenten zum größeren Teil erhalten.

In den Bohrungen FB2 und FB3, die nur 300m südlich der Bohrungen FB1 und FB1a liegen, sind der phyllitische Detritus und Rothorizonte in weit größerem Umfang zu beobachten als im Norden. Die Schichtenfolge in den bei den nördlich gelegenen Bohrungen ist ein Produkt höherenergetischer Rinnensedimentation, die zur Ablagerung auch von zum Teil groben Quarzitdetritus führte. Während der letztere über Wasserläufe, verstärkt von Norden her, herbeigeführt und in Rinnen abgelagert wurde, erfolgte die Ablagerung des Phyllitdetritus zwar zum Teil ebenfalls in diesen Rinnen, zum Teil aber auch aus Schlamm- und Schuttströmen. Diese "mudflows" lagerten in raschen Schüttungen Verwitterungsschutt unmittelbar von dem benachbart gelegenen metamorphen Komplex (Kap. D.2.1.) um und überdeckten mit diesem Schutt auch die randlichen Fächerbereiche und die Areale zwischen den Strömungsrinnen. Die südlichen Bohrungen waren insgesamt distaler und seitlich zum Fächerscheitel gelegen (Abb. 145), so daß über die gesamte Serie I nicht nur phyllitisches Material abgelagert wurde, sondern auch in geringerem Umfang als im Norden durch die Strömungsrinnen wieder erodiert wurde und sich auf den "interchannel-deposits" Verwitterungsböden bildeten. Neben dieser räumlichen Anordnung von höher- und tieferenergetischen Ablagerungsbedingungen zeichnet sich in der Mitte der Serie I für beide Gebiete ein Schichtenabschnitt ab, der auf verstärkte Schüttungen von phyllitischem Detritus und auf häufigere Bodenbildungen (Kap. C.1.2.1.1.) schließen läßt. Die verstärkte Schüttung von Phyllitdetritus wurde durch Schlammströme hervorgerufen. Auf diesen Ablagerungen konnten sich immer wieder Böden bilden. Die Schlammströme sind durch tektonische Bewegungen und/oder durch klimatische bedingte verstärkte Wasserführung zu erklären.

Die Entstehung und Erhaltung der Rothorizonte ist auf mehrere, einander vielleicht ergänzende Faktoren zurückzuführen. In Form der Schlammstromablagerungen lagen größere Sedimentakkumulationen in Arealen außerhalb der mehr oder minder permanent Wasser führenden Rinnen vor; so konnten sich unter oxidierenden Bedingungen Böden entwickeln. Die Phyllitfragmente führten im Gegensatz zu quarzitischem Detritus Chlorite und Pyrit, bei deren Verwitterung unter oxidierenden Bedingungen Eisenoxide gebildet wurden. Der Quarzitetritus besteht dagegen fast ausschließlich aus Quarz und eisenarmem bis eisenfreiem Serizit. Phyllitschutt lagerte sich in einem Fächerbereich ab,

der etwas abseits des Areal mit sich ständig verlagernden Wasserläufen weniger von einer Wiederabtragung betroffen war. Nach der Konsolidierung und Kompaktion der Ablagerungen sind matrixreiche Phyllitkonglomerate, deren Matrix tonig ist, und Tonsteine durch die geringe Permeabilität vor einer Auswaschung der Eisenoxide bzw. einer Bleichung geschützt. Die Quarzitkonglomerate mit ihrer sandigen Matrix und matrixarme Phyllitkonglomerate werden hingegen eher durch Porenwässer wieder sekundär gebleicht. So finden sich zuweilen Quarzitgerölle mit einem rötlichen Zentrum und grauer, offenbar sekundär entfärbter Peripherie.

Insgesamt zeichnet sich die Serie I durch eine Kornvergrößerungsentwicklung aus, innerhalb derer mehrere untergeordnete Kornvergrößerungssequenzen zu beobachten sind (Abb. 29+145). Es stellten sich im durchteuften Ablagerungsraum für jede dieser Sequenzen durch ein Vorbauen des Fächers -ähnlich wie bei einem wachsenden Delta- zunehmend proximale Bedingungen ein.

Der abrupte Fazieswechsel, der durch das Einsetzen der Serie II dokumentiert wird, ist das Ergebnis tektonischer Bewegungen. Sie führten zu einer Absenkung des Ablagerungsraumes in das Niveau eines lakustrinen Bereiches (Abb. 145). Darauf kam es zur Ablagerung laminierter Ton-, Silt- und Sandsteine unter ruhigen Bedingungen. Im Bereich der nördlichen Bohrungen ist die Serie II rudimentär entwickelt, weniger, weil hier randliche Bedingungen vorlagen, als vielmehr, wie weiter unten dargelegt wird, weil die Schichtenfolge teilweise abgerutscht ist. Die aktiven Störungen des Abtragungsgebietes befanden sich -im Vergleich zur Serie I- weiter nach N oder NW entfernt. Die feinen Gesteine im untersten Teil der Serie II bestehen aus dem gleichen detritischen Material wie die Sedimente der Serie I. Hierbei handelt es sich um eine Aufarbeitung von im Alluvialfächerbereich bereits abgelagertem Detritus. In der höheren Folge der Serie II werden Quarzite und Phyllite nur noch untergeordnet als Klastika zugeführt. Die tektonischen Umstellungen haben neue Liefergesteine aus unterschiedlichen Schollen und tektonischen Stockwerken, sowohl aus dem tieferen Untergrund, als auch aus der sedimentären Umhüllung (Kap. D.3.) ins Abtragungsniveau gehoben oder neue Lieferwege im Hinterland erschlossen.

Die Serie III baut sich aus pyroklastischem und umgelagertem vulkanitischem Material auf. Die Umlagerung von Vulkaniten und mit ihnen vergesellschafteten Karbonaten sowie anderen klastischen Gesteinen erfolgte zum größeren Teil durch Schlammströme, auch in Zusammenhang mit Rutschungen, aus nördlichen Richtungen, wie die Größe der Klastika und die nach Süden stark abnehmende Gesamtmächtigkeit der Serie zeigt. Die Schlammströme rissen zum Teil bereits abgelagertes Material mit. Zum Teil sind Schlammstromablage-

rungen mit anderen Schichten, wie Siltsteinlagen, verknäuelte. Oft ist das vorwiegend vulkanogene und karbonatische Material der Konglomerate und Siltsteine mit feinem Detritus einer bunteren Paragenese vermischt, die derjenigen des Detritus im oberen Teil der Serie II entspricht. Auch sind tonige, sandige und feinkonglomeratistische Schichten eingeschaltet, die sich vorwiegend aus dieser buntdetritischen Assoziation aufbauen.

Der syndementäre Vulkanismus, der in der Serie III in Form von Tuffhorizonten dokumentiert ist, ist in Zusammenhang mit der Tektonik zu sehen, die zur Anlage und Entwicklung des angetroffenen Alluvialfächers führte. Die Schlammströme der Serie III sind durch die Bedeckung des Abtragungsgebietes mit pyroklastischem Material bei hoher Reliefenergie und durch tektonische Bewegungen zu erklären. Diese tektonischen Aktivitäten brachten nicht nur bereits abgelagerten vulkanogen-karbonatischen Detritus der Serie III, sondern auch den Schichtenstapel der Serie II in seinem basalen Grenzbe- reich zur Serie I sowie die noch nicht vollständig konsolidierten Sedimente im Top der Serie I ins Rutschen (Kap. C.1.1.1.2., S. 48, Abb. 14+15). Unter Umständen kam es durch die hochenergetischen Schlammströme zu einer Erosion großer Teile der Serie II vor allem im Norden, wo die groben Schlamm- und Schuttstromablagerungen wesentlich mächtiger als im Süden entwickelt sind. Die rudimentäre Ausbildung der Serie II im Norden wäre dann durch Erosion bzw. Mitreißen der bereits abgelagerten Laminite zu erklären.

Die feinen Konglomerate, Sand-, Silt- und Tonsteine der Serie IV wurden unter deltaischen Bedingungen im Übergangsbereich zwischen Alluvialfächer und lakustrinen Raum abgelagert. Der Sedimentkörper baute sich fächerförmig, unter Umständen in Form eines Fächerdeltas im Sinne von NILSEN (1982) unter weitgehender Wasserbedeckung vor. Obwohl diese Vorschüttung insgesamt eine leichte Kornvergrößerungssequenz bildet, stellen die einzelnen episodischen Schüttungen Kornverfeinerungssequenzen dar, die oft mit einer Tonlage abschließen. Mehrere Meter mächtige sandige und feinkonglomeratistische Partien mit nur allmählich schwankenden Korngrößen spiegeln länger andauernde Perioden mit permanenter Ablagerung bei wechselnden energetischen Verhältnissen wider. Die überwiegend parallele Schichtung spricht für Ablagerung in breiten Rinnen oder durch Schichtfluten. Die Schüttung erfolgte auch hier aus nordwestlichen bis nördlichen Richtungen. Der Detritus ist von der gleichen bunten Liefergesteinsparagenese wie im oberen Teil der Serie II abzuleiten.

Eine erneute, tektonisch bedingte Absenkung des Sedimentationsraumes in den lakustrinen Bereich führte in der Serie V zur Ablagerung von Laminiten sowie von homogenen Ton-, Silt-, und Sandbänken unter ruhigen Bedingungen. Abgelagert wurde, abgesehen von den höchsten Schichtgliedern, auch hier eine ähnlich bunte Vergesellschaftung, wie in der Serie II. Trotz der stratofaziellen und lithologischen Ähnlichkeit bestehen Unterschiede zur Serie II. Abgesehen von makroskopisch sichtbaren Unterschieden, wie die dunklere Färbung der Tonsteine und das häufigere Auftreten dezimeter- bis meterstarker homogener Bänke in der Serie V, fehlen Mineralien wie Chlorit und Granat im unteren Teil der Serie II, während sie in der Serie V durchgehend auftreten (s.a. Kap. D.1.).

Für die Serien II, IV und V sowie einige Schichten der Serie III läßt die gleichzeitige Ablagerung sehr unterschiedlicher Klastika, die genetisch nicht miteinander verwandt sind und die aus verschiedenen Schollen bzw. tektonischen Stockwerken stammen (Kap. D.1., D.3.), an einen Zusammenfluß mehrerer Wasserläufe im Hinterland denken, die verschiedenen Liefergebieten entspringen. Allerdings liegen zum Beispiel in der Hahnenbachserie des Hunsrück Südrandes ähnlich unterschiedliche Gesteine, wenn auch ohne die nicht metamorphe Umhüllung, in recht enger Verschuppung vor. Die Ähnlichkeit eines Teils der Klastika in den sedimentären Serien von Düppenweiler mit den Gesteinen der Hahnenbachserie (s.a. MEYER 1975, PORTH 1976) und der rasche Wechsel der Anteile einzelner Liefergesteine am Gesamtspektrum, der den sandigen bzw. konglomeratischen Anteil und die Matrix der Gesteine in jeweils äquivalenter Weise erfaßt (Kap. C.2.2.6.), lassen auf ein kleines Einzugsgebiet mit relativ kurzen Transportwegen und mit einer engen Verschuppung sehr unterschiedlicher Gesteinskomplexe schließen (Abb. 145). Abtragung, Transport und Ablagerung erfolgten rasch, wie Struktur und Textur der Gesteine und die gute Erhaltung der weniger stabilen Mineralien wie Granat und Apatit zeigen.

Der Ablagerungsraum wurde zur Zeit der Ablagerung der Serien II, IV und V durch die Verzahnung des Alluvialfächers mit dem vorgelagerten lakustrinen Raum geprägt (Abb. 145).

Die sich plötzlich ändernden Verhältnisse, die durch die Grenze der Serien V und VI dokumentiert sind, hatten wieder tektonische Ursachen. Dies äußert sich in einer Änderung sowohl der Ablagerungsbedingungen, als auch der Liefergesteine. Zunächst trat, noch im Top der Serie V, die bunte Verge-

sellshaftung des Detritus zurück. Stattdessen begann die Ablagerung des Abtragungsschuttes von Metamorphiten der einfacheren Vergesellschaftung, die auch für die Serie VI typisch ist.

Die wirr geschichteten Brekzien der Serie VI, die, wie die Serie I, zu einem großen Teil aus mechanisch instabilem phyllitischem sowie quarzitischem Detritus aufgebaut sind, zeugen von einer Emporhebung und Abtragung eines metamorphen Gesteinskomplexes in der Nähe, der wahrscheinlich der Liefergesteinsscholle für den Phyllitdetritus in der Serie I angehört und der der metamorphen Einheit der Serie VII entspricht. Material einer bunten Vergesellschaftung von etwa der gleichen Zusammensetzung wie jene der Serien II, IV und V, die auch Granate führt, bildet in einigen Horizonten weiterhin einen kleinen Teil des Detritus. Die Sandsteine der Serie VI entstanden ebenso, wie die klarer geschichteten und etwas besser sortierten feinen Brekzien unter fluviatilen Verhältnissen. Der größere Teil der Brekzien wurde durch Schuttströme proximal, unmittelbar vor dem sich gegenüber dem Ablagerungsraum hebenden metamorphen Komplex abgelagert.

Schließlich schob sich ein großer Metamorphitkörper aus dem Liefergesteinskomplex relativ flach über die sedimentären Serien. Dieser Vorgang ist nicht auf ausgesprochene Einengungstektonik zurückzuführen, da für eine starke Einengung Hinweise in der sedimentären Abfolge fehlen, und er fand oberflächennah statt (WEBER 1978a; s.S. 286). Es könnte sich um ein gravitatives Abgleiten der metamorphen Scholle infolge ihrer relativen Hochlage gegenüber dem Alluvialfächer handeln. Diese relative Hochlage ist in Zusammenhang mit dem Einbrechen der Saarsenke zu sehen, das durch Abschiebungen der Südscholle entlang der Hunsrücksüdrandstörung das für die Bildung des Alluvialfächers notwendige Relief schuf (Abb. 145). Eine Fortsetzung der Abschiebungstektonik würde mit erklären, daß die in der Regel als Endstadium von Alluvialfächern anzusehende Wiederabtragung unterblieb. BLISSENBACH (1954) bemerkt hierzu, daß nur ungewöhnliche Erscheinungen wie Abschiebungen zur Erhaltung eines Alluvialfächers führen.

Der Zustand der sedimentären Serien von Düppenweiler zeigt, daß sie nie tief abgesenkt wurden (Kap. A.5., D.5.). Die Scholle muß seit ihrer Ablagerung stets in einer Position nahe der Oberfläche geblieben sein. Es ist nicht bekannt, welchen Umfang die Scholle ursprünglich besaß und wie weit sie abgetragen wurde.

7. TEKTONISCHE BEWEGUNGEN UND IHRE BEZIEHUNG ZU DEN SEDIMENTÄREN SERIEN VON DÜPPENWEILER

7.1. Die tektonische Stellung der Scholle

Die nicht metamorphen sedimentären Serien von Düppenweiler liegen, durch eine Mylonitbahn von ihr getrennt, unter einer Scholle mit älteren, metamorphen Sedimentgesteinen. Die nicht metamorphen Sedimentite fallen normal nach NW ein. Im Großen wird keine Verfaltung beobachtet. Die Unterschiede im Betrag des Einfallens, zum Teil mit Steilstehen und Überkipnungen, können durch Rutschungen und unterschiedliches Zerbrechen in Zusammenhang mit der Verstellung des Komplexes erklärt werden.

7.2. Tektonische Bewegungen als beherrschender Faktor für die Bildung und Entwicklung des Alluvialfächers

Tektonik ist das beherrschende Moment in der Entwicklung der Ablagerungen. Hebungen im Hinterland waren Voraussetzung für die Entstehung des Alluvialfächers. Dabei führten tektonische Bewegungen wiederholt zur Änderung der Ablagerungsbedingungen. Die mehrfachen Wechsel der Liefergesteine sind Ausdruck tektonischer Bewegungen, die im Hinterland nacheinander unterschiedliche Liefergesteinsschollen ins Abtragungsniveau hoben. Auch der synsedimentäre saure Vulkanismus ist in Zusammenhang mit der tektonischen Aktivität zu sehen.

Nicht zuletzt sind Kornvergrößerungssequenzen in den einzelnen Serien Ausdruck der tektonischen Bewegungen. So ist denkbar, daß ein allmähliches Absinken des Ablagerungsraumes zu erhöhtem Relief und dadurch zur Schüttung gröberer Klastika führte. Ein sich Vorbauen des Alluvialfächers kann, ähnlich wie im Delta, auch in distalen Bereichen zunehmend proximale Bedingungen und damit gröbere Schüttungen hervorrufen. In diesem Falle führte eine Hebung des Hinterlandes bzw. eine Senkung des Ablagerungsgebietes zwar zum Transport gröberen Materials infolge erhöhter Reliefenergie, doch wurde dieses Material zunächst proximal, am Fächerscheitel, abgelagert. Ein erneutes Vorbauen des Fächers führte dann in der Folge zu einer neuen Vergrößerungssequenz.

Kornvergrößerungssequenzen in Alluvialfächern werden vor allem für interne Becken im Old-Red-Komplex beschrieben. Sie werden hier als Ergebnis von wiederholter Belebung des Reliefs durch Tektonik – sei es durch Hebung des Hinterlandes, sei es durch allmähliche Absenkung des Ablagerungsraumes – interpretiert (LARSEN & STEEL 1978, STEEL et al. 1977, TURNER 1980). MIALL (1970) beschreibt Alluvialfächer im arktischen Kanada mit Vergrößerungssequenzen, die nach seiner Ansicht aus einer Wiederbelebung des Liefergebietes zum Beispiel durch Tektonik resul-

tieren. HEWARD (1978a+b) deutet Kornvergrößerungen in spanischen Alluvialfächern des Karbon als Produkt einer Hebung des Hinterlandes oder von Klimaänderungen. Die von LARSEN & STEEL (1978) und HEWARD (1978b) vorgeführten Kornvergrößerungssequenzen treten in Alluvialfächern auf, die mit lakustrinen Bereichen verzahnt sind.

Zahlreiche Alluvialfächer und andere grobklastische terrestrische Gesteinskomplexe sind auch durch Horizontalverschiebungen bedingt. Die Lateralverschiebungen vermögen im Grenzbereich der relativ zueinander verschobenen Schollen zu Dehnungstektonik, damit zu Abschiebungen und zur Anlage sedimentärer Becken zu führen (ARTHAUD et al. 1977). So sind nach McLAUGHLIN & NILSON (1982) die Alluvialfächersysteme an der San-Andreas-Störung in Kalifornien in durch Blattverschiebungen kontrollierten "pull apart basins" entstanden. GUILLOCHEAU & ROLET (1983) schildern Ablagerungen aus unterkarbonischen "pull apart"-Becken des Armorikanischen Massivs, die durch Vulkanismus, Olistholithe, Konglomerate, Schuttströme und synsedimentäre Gleitungen sowie ihre verhältnismäßig geringen Dimensionen, die oft in Kilometern zu messen sind, den Serien von Düppenweiler gleichen. So ist nicht auszuschließen, daß auch die Alluvialfächerablagerungen von Düppenweiler auf ähnliche Mechanismen zurückzuführen sind.

7.3. Die tektonische Verstellung der Scholle von Düppenweiler

Der Aufbruch von Düppenweiler gehört einer allseitig von Abschiebungen begrenzten Hochscholle an (Kap. A.4.1.; Abb. 2b). Die erbohrte sedimentäre Schichtenfolge fällt insgesamt relativ steil normal nach NW ein und gibt im Großen keine Hinweise auf Verfaltung (s. Kap. C.1.1.). Über den sedimentären Serien lagert ein älterer, wahrscheinlich unterdevonischer metamorpher Komplex. Sowohl die Überschiebungsbahn zwischen den Metamorphiten und den nicht metamorphen Serien, als auch Schichtung und Schieferung innerhalb der Metamorphite, die parallel zueinander verlaufen, fallen ebenfalls überwiegend nach NW ein (HERING et al. 1978).

Die südöstlich der untersuchten Serien gelegenen oberkarbonischen (mittl. Stefanium) fein- bis vorwiegend grobklastischen Gesteine fallen nach MÜLLER et al. (1967) sowie MÜLLER (pers. Mitt. 1985) mit einem Winkel von etwa 50° nach NW bis NNW ein (Abb. 146). Dies geht aus Übertageaufschlüssen und einem orientiert gezogenen Bohrkern hervor.

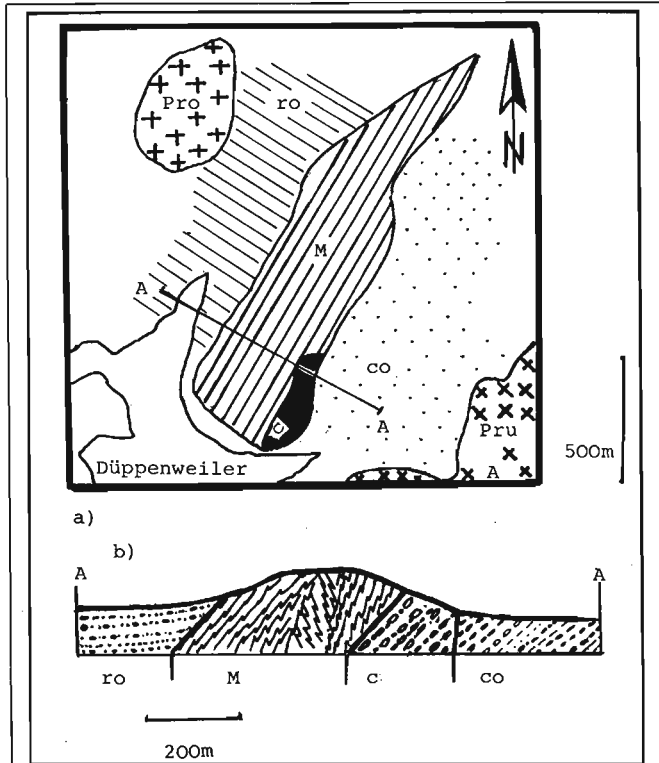


Abb. 146 Tektonische Situation der Scholle von Düppenweiler:
a) Geologische Karte der wichtigsten Einheiten
b) Profil A-A aus der Karte a)
c=Karbonsedimente des Mühlenbergs und der Forschungsbohrungen;
co=Oberkarbonsedimente; M=Metamorphite; ru=Unterrotliegendes;
ro=Oberrotliegendes; P=Porphyrostöcke; die Einheiten im Profil
sind durch Störungen begrenzt; zwischen c und co: seigere oder
NW-fallende Störung

Die Oberkarbonsedimente werden in einer etwa 200m südöstlich der untersuchten vier Bohrungen abgeteufte weiteren Bohrung bis zur Endteufe (ca. 90m) angetroffen (E. MÜLLER 1978). In ihnen tritt ein Kohleflöz auf und sie haben insgesamt einen höheren Inkohlungsgrad als die untersuchten Gesteine des Mühlenbergs (WOLF 1978b). Da unmittelbar südöstlich des Mühlenbergs in einer weiteren Bohrung ebenfalls Oberkarbon angetroffen wurde, steht die Störung zwischen den eindeutigen Oberkarbonserien im SE und den "Mühlenbergserien" entweder steil, oder sie fällt nach NW ein (mündl. Mitt. E. MÜLLER, Saarbrücken, 1985).

Nordwestlich der Scholle von Düppenweiler stehen Oberrotliegendesedimente an, die flach liegen (Abb. 146). Die Schleppung dieser Sedimente im Kontakt zu den Metamorphiten des Mühlenbergs, die von HERING et al. (1978) nach dem Verlauf der Grenze Metamorphite/Oberrotliegendes vermutet wurde, dürfte aber in Anbetracht der schlechten Aufschlußverhältnisse, der flachen Lagerung des Rotliegenden und des infrage kommenden niedrigen Schleppungsbetrages nicht nachweisbar sein.

Ebenso ist die muldenförmige Lagerung der Oberkarbonschichten, die für die Primsmulde gilt, nach E.Müller (pers. Mitt. 1985) für die nähere Umgebung von Düppenweiler nicht nachgewiesen.

Die Scholle von Düppenweiler liegt, was auch durch ein durchziehendes Schwererhock angezeigt wird (PORTH 1976; s.a. Kap. A.4.3.), im Bereich der westlichen Fortsetzung der Hunsrücksüdrandstörung dort, wo diese im Deckgebirge in mehrere Bahnen aufgespalten ist und sich in Form eines Bruchschollenmusters zeigt (SCHUNCK 1979). Die Metzger Störung als Fortsetzung der Hunsrücksüdrandstörung verläuft nur gut 1 km nordwestlich der Scholle von Düppenweiler (Abb. 2b). Der Block von Düppenweiler liegt unmittelbar nordwestlich des Kreuzungspunktes zweier Sättel, dem Sattel von Düppenweiler und dem Quersattel von Hargarten. Die Umgebung der Scholle ist durch Bruchtektonik gekennzeichnet. Die Magmen, die im Rotliegenden Rhyolithstöcke bildeten, drangen an den bruchtektonischen Fugen auf. Den Rhyolithstöcken wiederum kommt als Störkörper eine wichtige Rolle in der Struktur und Entwicklung des Bruchschollenmosaiks zu.

Die so charakterisierte Scholle von Düppenweiler ist durch zwei tektonische Haupterscheinungen geprägt. Dies ist einerseits die Überlagerung der Sedimentite durch den metamorphen Komplex, andererseits die Verkipfung des Blocks nach WNW, antithetisch zur listrischen Hunsrücksüdrandstörung, aber synthetisch zur Südflanke des Merziger Grabens.

Untersuchungen im Rahmen von vier Bohrungen vermögen natürlich keine erschöpfende Auskunft über regionale Tektonik zu geben. An dieser Stelle sollen somit in erster Linie ältere Vorstellungen zum tektonischen Werdegang der Scholle mit Hilfe der Erkenntnisse aus den Bohrungen überprüft und gegebenenfalls modifiziert werden.

Nach den bisherigen Vorstellungen wurden bei Düppenweiler Transgressionskonglomerate über einem metamorphen Grundgebirge abgelagert; demnach lägen beide Einheiten heute in überkippter Form vor (NÖRING 1939, BRITZ 1954, PORTH 1960, HERING et al. 1978). Die Verkipfung erfolgte dann etwa an der Wende Unter/Oberkarbon (BRITZ 1954, PORTH 1960, HERING et al. 1978). BRITZ (1954) sieht eine weitere Kippung während der Saalischen Phase, während PORTH (1960) sowie HERING et al. (1978) nur noch von vertikalen Aufwärtsbewegungen der Scholle nach ihrer Kippung ausgehen.

Nach KREBS (1976) sowie KREBS & WACHENDORF (1973) ist ein vertikaler Magmenaufstieg ohne Einengung größerer Krustenteile die Ursache für die Faltung des Varisikums. Im allgemeinen wird aber von Einengungstektonik für die Zeit der Faltung, die im Hunsrück im oberen Unterkarbon und

tiefsten Oberkarbon stattfand, ausgegangen (AHORNER & MURAWSKI 1975, KNEUPER 1974, 1976, WEBER & BEHR 1983). Das Rhenoharzynikum erfuhr dabei eine Einengung um 42 Prozent (WEBER 1978b).

Nach der Faltung ist von Dehnungstektonik auszugehen, die im Oberkarbon zum Einbrechen des Saarbeckens führte (AHORNER & MURAWSKI 1975, KNEUPER 1976, KREBS 1976). Die Abwärtsbewegung setzte unter Umständen bereits im Unterkarbon ein, da innerhalb des marinen Unterkarbons der Bohrung Saar 1 aufbereitetes Material des Frasniums gefunden wird (AHORNER & MURAWSKI 1975, PAPROTH 1976; s.a. Kap. A.4.2.).

Nach BECKER, KNEUPER & SCHALL (1969) setzten weitere Faltungsbewegungen innerhalb des Saarbeckens im höheren Unterrotliegenden ein. Eine verstärkte Füllung des Merziger Grabens mit Sedimenten ab den Kreuznacher Schichten des Oberrotliegenden (MÜLLER et al. 1981) spricht für die Anlage dieser Struktur ab dem Oberrotliegenden. Bereits seit den Waderner Schichten war an der südöstlichen Grabenschulter an Brüchen und Spalten Magma aufgestiegen; die Hebung dieser südöstlichen Grabenschulter im Oberrotliegenden steht möglicherweise im Zusammenhang mit Magmatismus entlang der Hunsrücksüdrandstörung und der Metzger Störung (MÜLLER et al. 1981). An der westlichen Fortsetzung der Hunsrücksüdrandstörung, die in die Metzger Störung einmündet (s. Abb. 2b), erfolgte im Karbon eine Hebung der Nordscholle, ab dem Oberrotliegenden und im Mesozoikum sank dieser Teil der Nordscholle als Merziger Graben mit einem Versatzbetrag von etwa 100-150m an seiner Südflanke ein (SCHUNCK 1979).

Da die sedimentären Serien von Düppenweiler insgesamt normal liegen, wurden sie entgegen den bisherigen Vorstellungen (s.S. 286) ursprünglich nicht als Transgressionskonglomerat auf dem metamorphen Komplex abgelagert. Für das Aneinandergrenzen der sedimentären, nicht metamorphen Serien und der metamorphen Scholle ist allein Tektonik verantwortlich.

Einengungsbewegungen im Rahmen der variszischen Gebirgsbildung führten ab dem höheren Unterkarbon zu einer engen Verschuppung unterschiedlicher Gesteinskomplexe auch aus verschiedenen tektonischen Stockwerken, wie sie heute zum Teil am Hunsrücksüdrand zu beobachten ist. Auch die Phyllite, die den größten Teil der metamorphen Scholle von Düppenweiler bilden, dürften sich aus mehreren miteinander verschachtelten Partien unterschiedlichen Metamorphosegrades aufbauen und sind mit anderen, kleineren Metamorphitblöcken (verschiedene Quarzite, metamorphe Vulkanite, Karbonate etc.) verschuppt (HERING et al. 1978).

Die Phyllite der Serie VII müssen bei einem radiometrischen Alter von 303 ± 9 Mio Jahren, das als Alter der Abkühlung auf 350°C gedeutet wird (Kap. A.5.), selbst bei einem für den Hunsrücksüdrand vermuteten erhöhten Temperaturgradienten von bis zu $100^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (AHORNER & MURAWSKI 1975, WEBER & BEHR 1983), am Ende des Westfaliums noch mindestens 3500m tief gelegen haben. Zwischen dem mittleren Westfalium und dem Zeitpunkt der Platznahme der metamorphen Scholle über den sedimentären Serien muß eine Hebung um wenigstens 3500m stattgefunden haben.

Nachdem derartige eng verschuppte Phyllite ins Abtragungsniveau gehoben waren, erfolgte die Ablagerung des Alluvialfächers von Düppenweiler in Zusammenhang mit dem Einbrechen der Saarsenke, also mit Dehnungstektonik. Einengungstektonik spielte fortan keine große Rolle mehr, wie auch der geringe Beanspruchungsgrad der sedimentären Serien zeigt. Die Überschiebung durch die Metamorphite war nach WEBER (1978a) ein oberflächennahes Ereignis, das zu einer bruchhaften Verformung der Konglomerate durch sprödes Materialverhalten bei niedrigen Temperaturen und geringen Umschließungsdrücken im Liegenden der Metamorphite führte. Die Platznahme der metamorphen Scholle fand, wie aus dem sedimentologischen Befund hervorgeht (Kap. D.6.2.), in Anschluß an die Ablagerung der sedimentären Serien, vielleicht durch gravitatives Abgleiten aus einer Hochlage statt.

Es besteht eine Diskrepanz zwischen der sporologischen Altersbestimmung der sedimentären Serien und ihrer Einordnung gemäß der radiometrischen Datierung der Metamorphite, auf die in Kap. D.8. eingegangen wird, die es aber notwendig macht, bereits an dieser Stelle auf mögliche tektonische Mechanismen bei unterkarbonischem und bei oberkarbonischem Alter der sedimentären Serien einzugehen.

Sind die Sedimentite -gemäß der sporologischen Datierung- unterkarbonisch, so liegen mit den Metamorphiten, dem Unterkarbon und dem Oberkarbon (Abb. 146) drei, von NW nach SE jeweils jüngere Schollen vor, wobei die jeweils ältere auf die jeweils jüngere Scholle aufgeschoben wurde.

Nimmt man für die sedimentären Serien des Mühlenbergs oberkarbonisches Alter an, sind sie unter Berücksichtigung der in etwa konkordanten Lagerung wahrscheinlich jünger als die südöstlich anschließenden Stefaniumschichten und liegen dann normal auf ihnen. Die Oberkarbonserien wären dann als ein, wenn auch intern gestörter Block verkippt worden. Die Überschiebung durch die Metamorphite erfolgte in diesem Fall unmittelbar nach der Ablagerung des Oberkarbons, worauf auch die sedimentäre Entwicklung hindeutet (Kap. D.6.2., S. 282), die Kippung möglicherweise gleichzeitig oder -wahrscheinlich- danach.

Da die Oberkarbonserien südöstlich der untersuchten Scholle in die Verstellung des Komplexes mit einbezogen sind, während Oberrotliegendschichten nordwestlich der Scholle horizontal liegen, erfolgte die Kippung in jedem Fall zwischen dem Stephanium und dem Oberrotliegenden. Der Unterrotliegendporphyr südöstlich der Scholle, der als Störkörper bei der Verkipfung

funktioniert haben kann, und die synthetische Verstellung in Richtung des Merziger Grabens, der sich ab dem Oberrotliegenden bildete (SCHUNCK 1979, MÜLLER et al. 1981), könnten als ein Hinweis für eine Verkipfung im Oberrotliegenden gedeutet werden. Da zu dieser Zeit und danach vor allem Dehnungstektonik die strukturelle Entwicklung in diesem Bereich beherrschte, sollte die Platznahme der Metamorphite auf den sedimentären Serien vor der Verkipfung stattgefunden haben. Dabei sind weitere, jüngere Aufschiebungsbewegungen der Metamorphite im Rahmen des Bruchschollenspiels natürlich möglich.

8. PALÄOGEOGRAPHISCHE UND STRATIGRAPHISCHE ZUSAMMENHÄNGE UND KONSEQUENZEN

Unabhängig von der stratigraphischen Einordnung vermitteln die sedimentären Serien von Düppenweiler folgende Erkenntnisse, die Rückschlüsse auf die paläogeographische Entwicklung in der Region zulassen:

1. Im westlichen Saarland erfolgten im Grenzbereich Rhenoharzynikum/Mittel-deutsche Kristallinschwellen Schüttungen grobklastischen Materials unter terrestrischen Bedingungen auf einem Alluvialfächer und in seiner Umgebung. Es gibt keine Hinweise auf marine Verhältnisse.
2. Die Schüttungen erfolgten aus einem in unmittelbarer Nachbarschaft nordwestlich gelegenen Liefergebiet.
3. Liefergesteine waren vornehmlich vormitteldevonische Epimetamorphite, die in ihrer Ausbildung den Gesteinen des südlichen Hunsrücks und vor allem seiner metamorphen Südrandzone gleichen.
4. Zusammen mit den vormitteldevonischen Klastika wurde Detritus von nicht metamorphen mittel- und oberdevonischen Gesteinen abgelagert.
5. Sehr gut erhaltene Sporen zeigen, daß im Oberdevon in unmittelbarer Nähe ein Festland oder Inseln mit Pflanzenwuchs vorhanden waren, während für das obere Mitteldevon und tiefste Oberdevon Riffprodukte nachweisbar sind.
6. Synsedimentärer karbonischer Vulkanismus förderte saure Eruptiva in einem Areal mit anstehenden mitteldevonischen bis oberdevonischen Riffbildungen, die mit einem Teil des vulkanitischen Materials umgelagert wurden.
7. Tektonische Bewegungen waren nicht nur Voraussetzung für die Entstehung des Alluvialfächers, sondern führten auch während seiner Bildung wiederholt zu Reliefbelebungen im Ablagerungsraum und Liefergebiet, wo nacheinander verschiedene Gesteinschollen abgetragen wurden.

8. Der rasche Wechsel der Liefergesteinsassoziationen und die gleichzeitige Ablagerung sehr unterschiedlicher Klastika in einzelnen Serien sind Hinweise auf einen sehr engen Schuppen-/Faltenbau des Liefergebietes.

Wenn die umgelagerten Quarzite der Serie I tatsächlich Taunusquarzite und wenn die Phyllite ins Unterdevon einzuordnen sind, so hat im nahegelegenen Liefergebiet, im heutigen südwestlichen Hunsrück bzw. unter dem Merziger Graben, eine anchi- bis epizonale Metamorphose im späteren Unterdevon oder frühen Mitteldevon stattgefunden. Für eine Faltung und Metamorphose auf der Mitteldeutschen Schwelle zu dieser Zeit sprechen radiometrische Datierungen (WEBER & BEHR 1983). In der Tiefbohrung Saar 1 wird ein Albitgranit, der nach radiometrischen Daten im Unterdevon metamorphisiert wurde, von einer Schichtenfolge des Mitteldevons bis Oberkarbons überlagert (LENZ & MÜLLER 1976). Die Metamorphose der devonischen und karbonischen Sedimente (TEICHMÜLLER et al. 1983, NÖLTNER & ZIMMERLE in Vorber.) wird in Zusammenhang mit der mächtigen Überlagerung und einem -vielleicht durch die Magmen des Rotliegenden- erhöhten geothermischen Gradienten gesehen (TEICHMÜLLER et al. 1983). Im Mitteldevon stabilisierte sich der Ablagerungsraum (AHORNER & MURAWSKI 1975, PAPROTH 1976). Im Raum um Düppenweiler kam es im Mitteldevon und untersten Oberdevon zu geringmächtigen Riffbildungen und im Oberdevon zur Ausbildung terrestrischer Areale unbekannter Ausdehnung. Geht man davon aus, daß die mittel- und oberdevonischen Gesteine im südwestlichen Hunsrück im Karbon abgetragen wurden, so ist für die Zeit von Mitteldevon bis Karbon in diesem Raum eine Metamorphose auszuschließen. Seit der Ablagerung im Karbon ist für die sedimentären Serien von Düppenweiler keine Metamorphose nachweisbar.

Am östlichen Hunsrücksüdrand (Eisen, Guldenbachtal) erfaßte eine postunterkarbonische Metamorphose auch Gesteine des Unterkarbons (MEYER 1970, G. MÜLLER 1982). Das radiometrisch ermittelte Metamorphosealter der Phyllite bei Düppenweiler, das für den Abschluß der Metamorphose gegen Ende des Westfaliums spricht (S. 287 ff.; WEBER 1978a), ist in Zusammenhang mit dieser postunterkarbonischen Metamorphose zu sehen. Es ist als Verjüngungsalter durch retrograde Metamorphose zu betrachten, da die Phyllite wahrscheinlich ursprünglich an der Wende Unter/Mitteldevon metamorphisierte Sedimentite des Unterdevons darstellen. Die etwa ab dem Ende des Unterkarbons einsetzende Verfaltung und Metamorphosierung des Rhenohertzynikums erfaßte die karbonischen Sedimentite von Düppenweiler nicht, sei es, weil sie sich im oberen Oberkarbon,

also nach der Metamorphose der Hunsrücksüdrandgesteine bildeten, oder sei es, weil sie auf dem Nordrand der stabilisierten Mitteldeutschen Schwelle abgelagert wurden.

Zwischen der Datierung der Alluvialfächerablagerungen auf sporologischem Wege (Kap. A.5.) und ihrer zeitlichen Einordnung in Zusammenhang mit der absoluten Altersbestimmung der Metamorphite (Kap. A.5., D.7.3., S. 287) ergibt sich eine Diskrepanz.

Wenn man davon ausgeht, daß die radiometrische Altersbestimmung signifikant ist, sind die klastischen Serien, und damit auch die Überschiebung der Phyllite über die Sedimentite, jüngeren Alters als unterkarbonisch. Es wäre zu diskutieren, ob die erbohrte Schichtenfolge wie die ebenfalls grobklastischen, südöstlich angrenzenden Oberkarbonsedimente (Abb. 146) aus dem Stefanium stammt. In diesem Falle wären die unterkarbonischen Sporen wie jene des Oberdevons (Kap. A.5.) umgelagerte Geisterfloren. Eine Einordnung in das Stefanium würde auch durch folgende Gesichtspunkte unterstützt:

1.) Die Fazies der grobklastischen Gesteine fügt sich grundsätzlich, wenn man von lokalen Besonderheiten, wie den Laminiten, absieht, widerspruchsfrei in die oberkarbonischen Molasseablagerungen der Saarsenke ein, die vor allem im nördlichen Randbereich grobklastisch ausgebildet sein können (KNEUPER 1966, 1974). Ähnliche Überlegungen führten G. MÜLLER (1982) zu der Vermutung, daß die sedimentären Serien von Düppenweiler eher in das Oberkarbon einzuordnen sind.

2.) Eine Schüttung aus nördlichen Richtungen, wie sie in den sedimentären Serien von Düppenweiler beobachtet wird (Kap. C.2.1.5.), hält ZIMMERLE (1976b) bezüglich der Sedimentite in der Bohrung Saar 1 erst für die Zeit ab dem Westfalium für wahrscheinlich.

3.) Die als mittleres Stefanium datierten Serien südöstlich der Bohrungen liegen offenbar, mit 50° nach NW bis WNW einfallend (MÜLLER et al. 1967), mehr oder weniger konkordant unter den untersuchten Serien, wenngleich Anzeichen für Störungen, auch zwischen den beiden Karbonfolgen, vorliegen (E.MÜLLER, pers. Mitt. 1985).

4.) Der höhere Inkohlungsgrad der südöstlich gelegenen Oberkarbonserien von $R_m=1,23$ an der Oberfläche und $R_m=1,30$ sowie $R_m=1,44$ in einer Bohrung (WOLF 1978b) gegenüber jenem der untersuchten Schichten (s. Kap. A.5.)

ist als normal anzusehen, wenn man davon ausgeht, daß die sedimentären Serien in den Bohrungen jünger als die oben genannten Oberkarbonsedimente sind.

Dennoch kann Oberkarbonalter für die Sedimentite des Mühlenbergs nicht als nachgewiesen angesehen werden. Die sporologische Datierung bleibt -als einzige unmittelbare Altersbestimmung der sedimentären Serien- ein Argument für Ablagerung im Unterkarbon. Die angetroffene Sporenassoziation ist laut DOUBINGER & RAUSCHER (1984) als Argument gegen Oberkarbonalter zu deuten. Die südöstlich gelegenen Oberkarbonserien zeigen, obwohl sie ebenfalls, in der typischen Fazies der Heusweiler Schichten, konglomeratisch ausgebildet sind, deutliche Unterschiede zu den untersuchten Schichten. So ist die Oberkarbonfolge durchweg rotgefärbt, es fehlen die Laminite und eine Vorherrschaft von Phyllit- und Quarzitedritus wird nicht beobachtet. Es ergibt sich somit ein derart tiefgreifend abweichendes fazielles Bild, daß aus diesem Blickwinkel oberkarbonisches Alter der untersuchten Serien des Mühlenbergs als unwahrscheinlich angesehen wird (E. MÜLLER, pers. Mitt. 1985).

Unterkarbonisches Alter der sedimentären Serien könnte bedeuten, daß die metamorphe Scholle nach der Ablagerung der Sedimentite um mindestens 3500m gehoben wurde. Dagegen spricht die sedimentäre und postsedimentäre Entwicklung der nicht metamorphen Serien (Kap. D.5., D.6.2., D.7.3.). Eine sekundäre Verjüngung des radiometrisch ermittelten Abschlußalters der Metamorphose wäre denkbar.

Nach ihrer Ablagerung, auch während der Überdeckung durch die Metamorphite und in der Zeit der tektonischen Verkipfung des Blocks (Kap. D.8.3.), verblieb die Scholle von Düppenweiler in einer Hochposition nahe der Oberfläche (Kap. D.5.). Die laterale Ausdehnung der Ablagerungen ist nicht bekannt, doch dürften sie ursprünglich ausgedehnter gewesen sein und entlang der Hunsrücksüdrandstörung vielleicht "Bajada"-artige (s. BLISSENBACH 1954), miteinander verzahnende Alluvialfächerkomplexe gebildet haben.

Über die weitere Umlagerungsgeschichte dieser sedimentären Serien gibt es durch die Schwermineralassoziationen Anhaltspunkte. Eine auffallende, granat- und rutilreiche Paragenese, die wahrscheinlich aus eingespießten höhermetamorphen Schuppen der Hunsrücksüdrandzone als Liefergesteinen stammt (Kap. C.2.3.4.1., D.3.), tritt im Detritus der sedimentären Serien,

vor allem der Serie IV von Düppenweiler auf (Kap. C.2.3.1.). BERNERS (1985: 154+231) beschreibt für den Luxemburger Sandstein, insbesondere für das Hettangium, im Nordosten des Pariser Beckens erhöhte Granatgehalte (durchschnittlich 15 Anzahl-Prozent der transparenten Schwerminerale) in Sandsteinen des SE-Gutlandes, die er auf eine Sedimentquelle bei der Siercker Schwelle, vom Westrand des Hunsrücks zurückführt. Auch in den Sanden von Mortinsart (oberste Trias) am Ostrand des Pariser Beckens wird, vor allem im Gebiet um Kédange/Lothringen, etwa 50km westlich von Düppenweiler, ein stark erhöhter Granatgehalt (durchschnittlich 30 Anzahl-Prozent), zusammen mit relativ hohen Rutilanteilen (im Schnitt etwa 20 Anzahl-Prozent), beobachtet, der von östlich gelegenen Liefergebieten abgeleitet wird (HENDRIKS 1982: 205ff.). Es ist somit wahrscheinlich, daß die Liefergesteine für diesen granatreichen Detritus im Luxemburger Sandstein und in den Sanden von Mortinsart im Umfeld der sedimentären Serien von Düppenweiler zu suchen sind, sei es am Hunsrücksüdrand, der den Detritus für die Serien von Düppenweiler lieferte, oder sei es von den klastischen Ablagerungen des Karbons, zu denen die Scholle von Düppenweiler gehört, und von denen am Ende der Trias und am Anfang des Jura größere Areale abgetragen wurden.

E. LITERATURVERZEICHNIS

- AHORNER, L. & MURAWSKI, H. (1975): Erdbebentätigkeit und geologischer Werdegang der Hunsrück-Südrand-Störung. — Z. dt. geol. Ges., 126, 63-82, 6 Abb., 1 Tab., Hannover.
- ARTHAUD, F., MEGARD, F. & SEGURET, M. (1977): Cadre tectonique des quelques bassins sédimentaires / Tectonic framework of some sedimentary basins. — Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 1, 1, 147-188, 24 Abb., 1 Taf., Pau.
- BECKER, H., KNEUPER, G. & SCHALL, A. (1969): Zur Paläomorphologie im Jungvaristikum des Saarlandes. — Geol. Rdsch., 58, 128-144, 12 Abb., Stuttgart.
- BEHR, H. (1978): Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. — Z. dt. geol. Ges., 129, 283-318, 9Abb., Hannover.
- BERNERS, H.P. (1985): Der Einfluß der Siercker Schwelle auf die Faziesverteilungen meso-känozoischer Sedimente im NE des Pariser Beckens. Ein Sedimentationsmodell zum Luxemburger Sandstein (Lias), spezielle Aspekte zur strukturellen Änderung der Beckenkonfiguration und zum naturräumlichen Potential. — Diss. RWTH Aachen, 320 S., 100 Abb., 24 Tab., Aachen.
- BIRENHEIDE, R. (1977): Paläontologische Betrachtung von fossilführenden Karbonatgeröllen in den Bohrungen Düppenweiler/Saar (Arbeitstitel). — Unveröffentlichter Bericht, 1 S., Frankfurt a.M..
- BLISSENBACH, E. (1954): Geology of alluvial fans in semi-arid regions. — Bull. Geol. Soc. Am., 65, 175-189, 7 Abb., 2 Taf., New York.
- BOLES, J.R. & FRANKS, ST.G. (1979): Clay diagenesis in Wilcox-sandstones of southwest Texas: Implications of Smectit diagenesis on sandstone cementation. — J. sediment. Petrol., 49, 1, 55-70, 9 Abb., Menasha.
- BRITZ, K.M. (1954): Alter und Tektonik des Altpaläozoikums von Düppenweiler (Saar). — Jber. Mitt. oberrrh. geol. Ver., N.F., 36, 5-11, 2 Abb., Stuttgart.
- BULL, W.B. (1963): Alluvial fan deposits in Western Fresno County, California. — J. Geol., 71, 243-251, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf., New York - Chicago - London.
- BULL, W.B. (1972): Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. — In: RIGBY, J.K. & HAMBLIN, W.K. (Hrsg.): Recognition of ancient sedimentary environments, Spec. pubs. Soc. econ. Paleont. Miner., 16, 63-83, Tulsa.
- BURGER, H. & SKALA, W. (1973): Ein Monte-Carlo-Verfahren zur Bestimmung der Korngrößenverteilung klastischer Sedimente aus Dünnschliffen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., Dtsch., 144, 1, 24-49, 10 Abb., 8 Tab., Stuttgart.

- CAILLEUX, A. (1952): Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. — Geol. Rdsch., 40, 11-19, 6 Abb., 4 Tab., Stuttgart.
- CARRARA, C. (1981): Morphometric data on beach and river pebbles in Italy. — Boll. Soc. Geol. It., 100, 393-413, 19 Abb., 8 Tab., Rom.
- CHAMLEY, H. (1979): North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the late Jurassic. — In: TALWANI, M., HAY, W. & RYAN, W.B.F. (Hrsg.): Deep drilling results in the atlantic ocean: continental margins and paleoenvironment, 342-361, 11 Abb., 1 Tab., Washington D.C..
- CHAMLEY, H. (1981): Long-term-trends in clay deposition in the ocean. — Oceanologica acta, N° SP, 105-110, 3 Abb..
- CORRENS, C.W. (1949): Einführung in die Mineralogie (Kristallographie und Petrographie). — 414 S., 405 Abb., 59 Tab. im Text, 1 Taf., Berlin-Göttingen-Heidelberg (Springer).
- DAL CIN, R. (1968): Climatic significance of roundness and percentage of quartz in conglomerates. — J. sediment. Petrol., 38, 4, 1094-1099, 3 Abb., Menasha.
- DOUBINGER, J. & RAUSCHER, R. (1984): Palynologische Untersuchungen an Bohrkernen aus den Bohrungen Düppenweiler/Saar (Arbeitstitel). — Unveröffentlichter Bericht, 2 S., Strassbourg.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969): Les minéraux argileux dans la diagenèse - passage au métamorphisme. — Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 29, 320 S., 109 Abb., 43 Tab., 2 Taf., Strassbourg.
- EIGENFELD, R. & EIGENFELD-MENDE, I. (1978): Die Zuordnung kristalliner Gerölle in Devon- und Kulmkonglomeraten zu Magmatiten und Metamorphiten innerhalb der Varisziden Deutschlands. — Z. dt. geol. Ges., 129, 319-357, 6 Abb., 7 Tab., 10 Taf., Hannover.
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur la cristallinité. — Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A., 3, 1, 147-154, 3 Abb., Pau.
- FAUTH, H. (1977): Spurenuntersuchungen an den Kernen der Forschungsbohrungen Düppenweiler. — Unveröffentlichter Bericht, 10 S., 5 Tab., Hannover.
- FIRTION, F. (1983): Korallen in einem Geröll der Bohrung FB1a/Düppenweiler/Saar. — Unveröffentlichte Notiz, 1 S., Saarbrücken.
- FLICK, H. (1979): Die Keratophyre und Quarzkeratophyre des Lahn-Dill-Gebietes. Petrographische Charakteristik und geologische Verbreitung. — Geol. Jb. Hess., 107, 27-43, 4 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Wiesbaden.
- FOLK R.L. & WARD W.C. (1957): Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. — J. sediment. Petrol., 27, 1, 3-26, 19 Abb., Menasha.

- FRIEDMAN, G.M. (1958): Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. — J.Geol., 66, 394-416, 9 Abb., 8 Tab., Chicago.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl u. Kohle, 12, 8, 605-613, 7 Abb., 2 Tab., Hamburg.
- FÜCHTBAUER, H. (1974): Sediments and sedimentary rocks 1. — In: ENGELHARDT, W. von, FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sedimentary petrology, Part II, 464 S., 199 Abb., 39 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).
- GIESE, P. (1978): Die Krustenstruktur des Varustikums und das Problem der Krustenverkürzung. — Z. dt. geol. Ges., 129, 513-520, 5 Abb., Hannover.
- GONZALES GARCIA, S. & SANCHEZ CAMAZANO, M. (1968): Differentiation of kaolinite from chlorite by treatment with dimethyl-sulfoxide. — Clay Minerals, 7, 447-450, 1 Abb., 3 Tab., Aberdeen.
- GREBE, H. (1873): Über die Sectionen Perl, Merzig, Wahlen, Lebach, Freudenburg und Kirf. — Z. dt. geol. Ges., 25, 769-770, Berlin.
- GUILLOCHEAU, F. & ROLET, J. (1983): La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire. Relations tectonique sédimentation. — Bull. soc. geol. et miner. Bretagne (C), 14, 2, 45-62, 5 Abb., 2 Tab., Rennes.
- HABICHT, H. (1978): Gesteinsphysikalische Untersuchungen in den Forschungsbohrungen Düppenweiler 1 und 1a. — Nicht veröffentlichter Arbeitsbericht, 12 S., 6 Abb., 2 Tab., Memmingen.
- HENDRIKS, F. (1982): Ein Modell der Rätssedimentation am Ostrand des Pariser Beckens. Untersuchungen zur Granulometrie, Schwermineralvergesellschaftung und Tongeologie. — Diss. RWTH Aachen, 294 S., 54 Abb., 22 Tab., Aachen.
- HENNINGSEN, D. (1967): Crushing of sedimentary rock samples and its effect on shape and number of heavy minerals. — Sedimentology, 8, 3, 253-256, 2 Tab., Amsterdam.
- HENTSCHEL, H. (1978): Vergleich zwischen Vulkanit-Komponenten in den Konglomeraten der Forschungsbohrungen Düppenweiler/Saar mit analogen Gesteinen der devonischen Magmatite des Lahn-Dill-Gebietes. — Unveröffentlichter Bericht, 4 S., Wiesbaden.
- HERING, O., PORTH, H., REHKOPF, G. & ZIMMERLE, W. (1978): Der Aufbruch von Düppenweiler/Saar. — Unveröffentlichter Bericht über die Untersuchung von Übertageaufschlüssen, 78 S., 2 Abb., Hannover-Saarbrücken-Wietze.

- HERING, O. & ZIMMERLE, W. (1976): Die Sandsteinfolge des Oberdevon.
— In: LANG, H.D. (Red.)/BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND
ROHSTOFFE UND GEOLOGISCHE LANDESÄMTER DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND
(Hrsg.): Geol. Jb., A27: Die Tiefbohrung Saar 1, 136-145, Abb. 31-36,
Hannover.
- HEWARD, A.P. (1978a): Alluvial fan and lacustrine sediments from the
Stephanian A and B (La Magdalena, Cññera-Mataliana and Sabero) coal-
fields, northern Spain. — Sedimentology, 25, 4, 451-488, 20 Abb.,
Amsterdam.
- HEWARD, A.P. (1978b): Alluvial fan sequence and megasequence models: with
examples from Westphalian D - Stephanian B coalfields, northern Spain.
— In: MIALL, A.B. (Hrsg.): Fluvial sedimentology, Can. Soc. Petrol.
Geol. Memoirs, 5, 669-772, Calgary.
- HJULSTRÖM, F. (1935): Studies in the morphological activity of rivers as
illustrated by the River Fyris. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala,
25, 221-528, 51 Abb., 38 Tab., 8 Taf., Uppsala.
- HJULSTRÖM, F. (1939): Transportation of detritus by moving water. — In:
TRASK, P.D. (Hrsg.): Recent marine sediments, Am. Assoc. Petrol. Geol.,
5-31, Tulsa.
- KALTERHERBERG, J. (1957): Über Anlagerungsgefüge in grobklastischen Sedi-
menten. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 104, 30-57, 10 Abb.,
Stuttgart.
- KELCH, H.J. & REIBLE, P. (1976): Beschreibung der Spülproben und Kerne der
Bohrung Saar 1. — In: LANG, H.D. (Red.) / BUNDESANSTALT FÜR GEO-
WISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE UND GEOLOGISCHE LANDESÄMTER DER BUNDES-
REPUBLIK DEUTSCHLAND (Hrsg.): Geol. Jb., A27: Die Tiefbohrung Saar 1,
29-89, Abb. 5, Tab. 5, Taf. 1, Hannover.
- KLOVAN, J.E. & IMBRIE, J. (1971): An algorithm and FORTRAN-IV program for
large-scale Q-mode factor analysis and calculation of factor scores.
— Math. Geol., 3, 1, 61-77, New York - London.
- KNEUPER, G. (1964): Grundzüge der Sedimentation und Tektonik im Saarkarbon
des Saarbrücker Hauptsattels. — Oberrhein. geol. Abh., 13, 1-49,
33 Abb., 8 Taf., Karlsruhe.
- KNEUPER, G. (1966): Zur Entstehung und Entwicklung der Saar-Nahe-Senke.
— Z. dt. geol. Ges., 117, 312-322, 5 Abb., Hannover.
- KNEUPER, G. (1974): Zur Sedimentation und Diagenese der oberkarbonischen
Molasse im Saarbecken. — Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie ver-
einigt mit Brennstoffchemie, 27, 289-291, Leinsfelden.
- KNEUPER, G. (1976): Regionalgeologische Folgerungen aus der Bohrung Saar 1.
— In: LANG, H.D. (Red.) / BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND
ROHSTOFFE UND GEOLOGISCHE LANDESÄMTER DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND
(Hrsg.): Geol. Jb., A27: Die Tiefbohrung Saar 1, 499-510, Abb. 125-128,
Tab. 23, Hannover.

- KONZAN, H.P. (1977): Ergebnisprotokoll der Sitzung vom 24.6.77 am Geologischen Landesamt des Saarlandes. — Unveröffentlichtes Protokoll, 6 S., Saarbrücken.
- KONZAN, H. P., MÜLLER, E. & REHKOPF, G. (1978): Profildarstellung der Forschungsbohrungen Düppenweiler/Saar. — 1 Abb., Saarbrücken.
- KREBS, W. (1970): Nachweis von Oberdevon in der Schwerspatgrube Eisen (Saargebiet) und die Folgerungen für die Paläogeographie und Lagerstättenkunde des Linksrheinischen Schiefergebirges. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 8, 465-480, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- KREBS, W. (1976): Zur geotektonischen Position der Bohrung Saar 1. — In: LANG, H.D. (Red.) / BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE UND GEOLOGISCHE LANDESÄMTER DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (Hrsg.): Geol. Jb., A27: Die Tiefbohrung Saar 1, 489-498, Abb. 124, Hannover.
- KREBS, W. & WACHENDORF, H. (1973): Proterozoic - Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe. — Bull. geol. Soc. Amer., 84, 2611-2629, 4 Abb., 3 Tab., New York-Boulder.
- KREBS, W. & ZIMMERLE, W. (1976): Paläogeographie der devonischen Karbonatfolgen. — In: LANG, H.D. (Red.) / BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE UND GEOLOGISCHE LANDESÄMTER DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (Hrsg.): Geol. Jb., A27: Die Tiefbohrung Saar 1, 171-177, Abb. 54, Tab. 6, Hannover.
- KUENEN, PH.D. (1965): Value of experiments in Geology. — Geol. mijnbouw, 44, 22-36, 12 Abb., 's-Gravenshage.
- KÜRSTEN, M. (1960): Zur Frage der Geröllorientierung in Flußläufen. — Geol. Rdsch., 49, 498-501, 3 Abb., Stuttgart.
- LANG, H.D. (Red.) / BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE UND GEOLOGISCHE LANDESÄMTER DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (Hrsg.), 1976): Die Tiefbohrung Saar 1, Geol. Jb., A27, 551 S., 128 Abb., 23 Tab., 32 Taf., Hannover.
- LARSEN, V. & STEEL R.J. (1978): The sedimentary history of a debris-flow dominated Devonian alluvial fan - a history of textural inversion. — Sedimentology, 25, 1, 37-60, 17 Abb., Amsterdam.
- LENZ, H. & MÜLLER, P. (1976): Radiometrische Altersbestimmungen am Kristallin der Bohrung Saar 1. — In: LANG, H.D. (Red.) / BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE UND GEOLOGISCHE LANDESÄMTER DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (Hrsg.): Geol. Jb., A27: Die Tiefbohrung Saar 1, 429-432, Abb. 101, Tab. 11, Hannover.
- LEPPLA, A. (1924): Über den Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. Begleitworte zu den Blättern Trier-Mettendorf und Mainz. — Z. dt. geol. Ges., Mber., 75, 80-87, Berlin.

- LEPPLA, A. (1925): Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. — Jb. preuß. geol. L.A., 45, 1-88, Berlin.
- MARTINS, L.R. (1965): Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. — J. sed. Petrol., 35, 768-770, Menasha.
- MASON, C.C. & FOLK, R.L. (1958): Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. — J. sed. Petrol., 28, 2, 211-226, 11 Abb., 2 Tab., Menasha.
- Mc LAUGHLIN, R.J. & NILSEN, T.H. (1982): Neogene non-marine sedimentation and tectonics in small pull-apart basins of the San Andreas Fault system, Sonoma County, California. — Sedimentology, 29, 6, 865-876, 9 Abb., Amsterdam.
- MEYER, D.E. (1970): Stratigraphie und Fazies des Paläozoikums im Guldenbachtal / SE-Hunsrück am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. — Diss. Univ. Bonn, 307 S., 70 Abb., 1 Kt., Bonn.
- MEYER, D.E. (1975): Geologischer Überblick über den südöstlichen Hunsrück und Beschreibung einer Exkursionsroute. — Decheniana, 128, 87-106, 1 Abb., 3 Tab., Bonn.
- MIALL, A.D. (1970): Devonian alluvial fans, Prince of Wales Island, Arctic Canada. — J. sed. Petrol., 40, 556-571, 9 Abb., 3 Tab., Menasha.
- MIHM, A. (1976): Vulkanitgerölle aus den Bohrungen bei Düppenweiler/Saar. — Unveröffentlichter Bericht, 3 S., Saarbrücken.
- MIHM, A. (1978): Vulkanitkomponenten in den devonischen Konglomeraten der Forschungsbohrung Düppenweiler. — Unveröffentlichter Bericht, 22 S., Saarbrücken.
- MISTIAEN, B. & ROHARD, J.C. (1983): Bestimmung von Korallen in Karbonatgeröllen aus den Bohrungen Düppenweiler/Saar (Arbeitstitel). — Unveröffentlichter Bericht, 2 S., Lille.
- MOILOLA, R.J. & WEISER, D. (1968): Textural parameters: an evaluation. — J. sed. Petrol., 38, 1, 45-53, 8 Abb., Menasha.
- MÜLLER, E. (1978): Bericht zum Vortrag bei der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1978 in Aachen. — Unveröffentlichter Bericht, 10 Seiten, Saarbrücken.
- MÜLLER, E., KLINKHAMMER, B.F. & GERMER, R. (1967): Schürfe und Bohrungen in Stefaniumschichten südöstlich des Aufbruchs von Düppenweiler (Arbeitstitel). — Verschiedene Unterlagen in den Akten des Geologischen Landesamtes des Saarlandes, unveröffentlicht, Saarbrücken.
- MÜLLER, E., ZÖLLER, L. & KONZAN, H.P. (1981): Jungtertiäre und quartäre Tektonik in der NE-Spitze der Merziger Grabenmulde (Saarland). — Eiszeitalter und Gegenwart, 31, 65-78, 5 Abb., Hannover.

- MÜLLER, G. (1982): Die Schwerspatgrube "Korb" bei Eisen. — In: VER-EINIGUNG DER FREUNDE DER MINERALOGIE UND GEOLOGIE IN HEIDELBERG E.V. (Hrsg.): Saarland / Tagungsheft zur VFMG-Sommertagung in Oberthal (N-Saarland), 97-115, 4 Abb., Heidelberg.
- MÜNZNER, H. & SCHNEIDERHÖHN, P. (1953): Das Sehnenschnittverfahren. — Heidelberg. Beitr. Miner. Petrol., 3, 456-471, 2 Abb., 7 Tab., Heidelberg.
- MURAWSKI, H. (1975): Die Grenzzone Hunsrück / Saar-Nahe-Senke als geologisch-geophysikalisches Problem. — Z. dt. geol. Ges., 126, 1, 49-62, 6 Abb., Hannover.
- NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG HANNOVER (Hrsg., 1977): Forschungsbohrungen Düppenweiler, Saarland. — In: Tätigkeitsbericht über die Gemeinschaftsaufgabe Bodenforschung, Haushaltsjahre 1975 und 1976, 6.2., 32-34, Abb. 18-19, Hannover.
- NILSEN, T.H. (1982): Alluvial fan deposits. — In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. (Hrsg.): Sandstone depositional environments, Am. Ass. Petrol. Geol., Memoir, 31, 49-86, 52 Abb., Tulsa.
- NÖLTNER, T. & ZIMMERLE, W. (in Vorbereitung): Anzeichen epizonaler Metamorphose im Devon der Tiefbohrung Saar 1 (Arbeitstitel). — Wietze.
- NÖRING, F.K. (1939): Das Unterdevon im westlichen Hunsrück. — Abh. preuß. Geol. L.-Anst., N.F., 192, 96 S., 11 Abb., 9 Taf., Berlin.
- OEKENTORP, K. (1983): Bestimmung von Korallen in Geröllen der Bohrungen Düppenweiler/Saar (Arbeitstitel). — Unveröffentlichter Bericht, 3 S., Münster.
- ODIN, J.L. (1980): Etude géochimique d'une carotte imprégnée de la Sarre. — Unveröffentlichter Bericht, 5 S., 2 Abb., 1 Tab., Talence.
- PAPROTH, E. (1976): Erläuterungen der biostratigraphischen Bestimmungen an Proben aus der Tiefbohrung Saar 1 und Versuch einer paläogeographischen Deutung. — In: LANG, H.D. (Red.) / BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE UND GEOLOGISCHE LANDESÄMTER DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (Hrsg.): Geol. Jb., A27: Die Tiefbohrung Saar 1, 393-398, Hannover.
- PAPROTH, E. & STETS, J. (1978): Notizen zur Paläogeographie und Tektonik im Raum Düppenweiler/Saarland. — Unveröffentlichter Bericht, 11 S., 4 Abb., 1 Kt., Krefeld.
- PARFENOFF, A., POMEROL, C. & TOURENQ, J. (1970): Les Minéraux en grains — Méthodes d'étude et détermination. — 550 S., 123 Abb., 25 Tab., 8 Taf., Paris (Masson et Cie).
- PASSEGA, R. (1957): Texture as characteristic of clastic deposition. — Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 41, 9, 1952-1984, 17 Abb., 4 Tab., Tulsa.
- PASSEGA, R. (1964): Grain size representation by CM patterns as a geological tool. — J. sed. Petrol., 34, 4, 830-847, 11 Abb., Menasha.

- PASSEGA, R. & BYRAMJEE, R. (1969): Grain size image of clastic deposits.
— *Sedimentology*, 13, 233-252, 5 Abb., Amsterdam.
- PETTIJOHN, F.J. (1957): *Sedimentary rocks* (3. Ausg.). — 628 S., 173 Abb.,
119 Tab., 40 Taf., New York - San Francisco - London (Harper & Row).
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1972): *Sand and Sandstone*.
— 618 S., 243 Abb., 64 Tab., Berlin - Heidelberg - New York
(Springer).
- PLAS, L. VAN DER (1966): The identification of detrital feldspars.
— *Developments in sedimentology*, 6, 305 S., 66 Abb., 40 Tab.,
Amsterdam - London - New York (Elsevier).
- PLAUMANN, S. (1978): Die Schwereanomalie am Südrand des Hunsrücks und ihre
Interpretation. — *Mainz. Geowiss. Mitt.*, 7, 171-181, 3 Abb., 1 Tab.,
Mainz.
- PORTH, H. (1960): Die metamorphe Zone von Düppenweiler/Saar. — Unveröff.
Dipl.-Arb. Univ. Göttingen, 58 S., 15 Abb., 4 Tab., 1 Kt.,
Göttingen...
- PORTH, H. (1961): Die Kristallinvorkommen am Südrand des Soonwaldes.
— *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 89, 85-113, 10 Abb., 3 Tab.,
Wiesbaden.
- PORTH, H. (1976): Stichworte Düppenweiler. — nicht veröffentlichter
Bericht, 6 S., 2 Abb., Hannover.
- QUIRING, H. (1936): Grundzüge der Geologie des Saarkohlebeckens. — *Abh.*
preuß. geol. L.A., N.F., 171, 7-37, 11 Abb., 10 Tab., Berlin.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. (1980): *Depositional sedimentary environments*
- with reference to terrigenous clastics (2. Ausg.). — 549 S.,
683 Abb., Berlin - Heidelberg - New York (Springer).
- RIEZEBOIS, P.A. (1982): Heavy mineral and grain size analysis of modern
river sediments from the Rio Magdalena Valley (Colombia). — *Publ.*
geol. Esp. Ingeominas, 7, 1-32, 10 Abb., 2 Tab., Bogota.
- RUCHIN, H. (1958): *Grundzüge der Lithologie*. — 806 S., 304 Abb., 46 Tab.,
Berlin (Akademie).
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1976): *Lehrbuch der Bodenkunde* (9. Auf-
lage, neubearb. v. SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.P., HARTGE, K.H. &
SCHWERTMANN, U.). — 394 S., 153 Abb., 76 Tab., Stuttgart (Enke).
- SCHIEHMENZ, S. (1960): Fazies und Paläogeographie der subalpinen Molasse
zwischen Bodensee und Isar. — *Beih. geol. Jb.*, 38, 1-119, 23 Abb.,
17 Tab., 6 Taf., Hannover.
- SCHMITT, PH. (1839): *Geognostische Studien am Littermonte. Saarlouis und*
Trier. — In: NÖRING, K. (1939): *Das Unterdevon im westlichen Huns-*
rück, *Abh. preuß. geol. L.A., N.F.*, 192, S. 9, Berlin.

- SCHRECK, H. (1976): Ein Schüttungsmodell des Luxemburger Sandsteins in der Mulde von Weilerbach (Luxemburg). - Untersuchung der Schwermineralführung, der Schrägschichtung, des Geröllspektrums und der durch die Faktorenanalyse aufgeschlüsselten Granulometrie des Sandsteins. — Diss. RWTH Aachen, 168 S., 41 Abb., 18 Tab., 3 Taf., Aachen.
- SCHRECK, H., PREUGSCHAT, F. & NIEMITZ, D. (1975): Ein FORTRAN IV - Programm zur Auswertung einer kombinierten Sieb- und Schlämmanalyse. — Münster. Forsch. Geol. Paläontol., 35, 89-110, 1 Abb., 1 Tab., Münster.
- SCHUNCK, K. (1979): Der Kreuzungsbereich Eifeler Nord-Süd-Zone und Saar-Nahe-Senke. -Luftbildgeologische Analyse eines Schollenmosaiks. — Diss. Univ. Frankfurt, 123 S., 83 Abb., 6 Tab., 4 Taf., Frankfurt a.M..
- SHARP, R.P. & NOBLES, L.H. (1953): Mudflows of 1941 at Wrightwood, southern California. — Bull. Geol. Soc. Am., 64, 547-560, 6 Abb., 2 Taf., New York.
- SINDOWSKI, K.H. (1957): Die synoptische Methode des Kornkurvenvergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. — Geol. Jb., 73, 235-275, 68 Abb., Hannover.
- SNEED, E.D. & FOLK, R.L. (1958): Pebbles in the lower Colorado-River, Texas. - A study in particle morphogenesis. — J. Geol., 66, 114-150, 22 Abb., 13 Tab., Chicago.
- SOLLE, G. (1942): Die Kondel-Gruppe (Oberkoblenz) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge, VI-X. — Abh. senck. naturforsch. Ges., 467, 157-240, 1 Abb., 4 Taf., Frankfurt a.M..
- STAHL, W. (1976): Forschungsbohrung Düppenweiler KB7 (=FB1): Kohlenstoff-Isotopenuntersuchungen an dem Material eines Bohrkerns. — Unveröff. Bericht, 5 S., Hannover.
- STAPF, K. (nicht abgeschlossen): Mikrofazielle und geochemische Untersuchungen von Karbonatgeröllen und Karbonathorizonten in den Bohrungen Düppenweiler/Saar (Arbeitstitel). — Mainz.
- STEEL, R.J., MAEHLE, S., NILSEN, H., ROE, S.L. & SPINNANGER, Å. (1977): Coarsening upwards cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian), Norway; sedimentary response to tectonic events. — Bull. geol. Soc. Am., 88, 1124-1134, 8 Abb., New York - Boulder.
- STOPPEL, D. (1976): Mikropaläontologische Untersuchungen (Conodonten) an Bohrkernen der Bohrungen Düppenweiler/Saar (Arbeitstitel). — Unveröff. Notiz, 1 S., Hannover.
- STREEL, M. (1976): Palynologische Untersuchungen an Kernen der Bohrungen Düppenweiler/Saar (Arbeitstitel). — Unveröffentlichter Bericht, 1 S., Lüttich.
- STREEL, M. (1981): Weitere palynologische Untersuchungen der sedimentären Serien von Düppenweiler/Saar (Arbeitstitel). — Unveröff. Bericht, 3 S., 1 Abb., Lüttich.

- STRUVE, W. (1976): Devonische und unterkarbonische Schaltiere aus der Tiefbohrung Saar 1. — In: LANG, H.D. (Red.) / BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE UND GEOLOGISCHE LANDESÄMTER DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (Hrsg.): Geol. Jb., A27: Die Tiefbohrung Saar 1, 350-365, Abb. 77-86, Taf. 28-32, Hannover.
- SUNDBORG, Å (1967): Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology. I. General views and graphic methods. — Geogr. Ann., A, 49, 333-343, 4 Abb., Stockholm.
- TEICHMÜLLER M., TEICHMÜLLER R. & LORENZ V. (1983): Inkohlung und Inkohlungsgradienten im Permokarbon der Saar-Nahe-Senke. — Ztschr. dt. geol. Ges., 134, 1, 153-210, 13 Abb., 8 Tab., Hannover.
- THOREZ, J. (1975): Phyllosilicates and clay minerals. A laboratory handbook for their X-ray diffraction analysis. — 579 S., zahlr. Abb. u. Tab., Dison (Lelotte).
- THOREZ, J. (1976): Practical identification of clay minerals. — 90 S., 37 Abb., 36 Tab., Dison (Lelotte).
- TRÖGER, W.E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale (Teil 2). — 822 S., 259 Abb., 16 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).
- TURNER, P. (1980): Continental red beds. — Developments in sedimentology, 29, 562 S., 308 Abb., 23 Tab., Amsterdam - Oxford - New York (Elsevier).
- VISHER, G.S. (1969): Grain size distributions and depositional processes. — J. sed. Petrol., 39, 3, 1074-1106, 21 Abb., 1 Tab., Menasha.
- WEBER, K. (1978a): Tonmineralogische und petrographische Untersuchungen sowie regionalgeologische Betrachtungen zu den sedimentären Serien in den Forschungsbohrungen Düppenweiler/Saar (Arbeitstitel). — Unveröffentlichter Bericht, 6 S., Göttingen.
- WEBER, K. (1978b): Das Bewegungsbild im Rhenoharzynikum - Abbild einer variszischen Subfluenz. — Z. dt. geol. Ges., 129, 249-281, 11 Abb., 1 Taf., Hannover.
- WEBER, K. (1981): The structural development of the Rheinische Schiefergebirge. — In: ZWART, H.J. & DORNSIEPEN, U.F. (Hrsg.): The variscan orogen in Europe, Geol. en mijnbouw, 60, 149-159, 6 Abb., Leiden.
- WEBER, K. & BEHR, H.J. (1983): Geodynamic interpretation of the Mid-European variscides. — In: MARTIN, H. & EDER, F.W. (Hrsg.): Intracontinental fold belts, 427-469, 9 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Berlin - Heidelberg (Springer).
- WEDEPOHL, K.H., MEYER, K. & MUECKE, G.K. (1983): Chemical composition and genetic relations of metavolcanic rocks from the rhenohercynian belt of NW-Germany. — In: MARTIN, H. & EDER, F.W. (Hrsg.): Intracontinental fold belts, 231-256, 7 Abb., 8 Tab., Berlin - Heidelberg (Springer).

- WEHNER, H. (1977): Organisch-geochemische Untersuchungen an Kernen der Forschungsbohrungen Düppenweiler FB1a, 2 und 3. — Nicht veröff. Bericht, 4 S., 1 Abb., 1 Tab., Hannover.
- WELTE, D. & FRANZ, M. (1977): Geochemische Untersuchung einer Kernprobe der Bohrungen Düppenweiler/Saar (Arbeitstitel). — Unveröff. Bericht, 4 S., 2 Abb., Jülich.
- WENTWORTH, C.K. (1922): A scale of grade and class terms of clastic sediments. — J. geol., 30, 377-392, 3 Abb., 4 Tab., Chicago.
- WOLF, M. (1978a): Inkohlungsverhältnisse in den Forschungsbohrungen Düppenweiler. — Unveröff. Bericht, 1 S., Krefeld.
- WOLF, M. (1978b): Inkohlungsuntersuchungen an Gesteinsproben aus der Forschungsbohrung Düppenweiler 4 und Vergleich mit Ergebnissen aus einem Karbon-Tagesaufschluß. — Unveröff. Bericht, 2 Seiten, Krefeld.
- ZIMMERLE, W. (1972): Sind detritische Zirkone rötlicher Farbe auch in Mitteleuropa Indikatoren für präkambrische Liefergebiete? — Geol. Rdsch., 61, 1, 116-139, 12 Abb., Stuttgart.
- ZIMMERLE, W. (1976a): Die Schwerminerale. — In: LANG, H.D. (Red.) / BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE UND GEOLOGISCHE LANDESÄMTER DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (Hrsg.): Die Tiefbohrung Saar 1, Geol. Jb., A27, 187-198, Abb. 56-59, Tab. 8, Hannover.
- ZIMMERLE, W. (1976b): Das Herkunftsgebiet des Detritus. — In: LANG, H.D. (Red.) / BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE UND GEOLOGISCHE LANDESÄMTER DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (Hrsg.): Die Tiefbohrung Saar 1, Geol. Jb. A27, 204-215, Abb. 61-63, Hannover.
- ZINGG, TH. (1935): Beitrag zur Schotteranalyse. — Schweiz. min. petrogr. Mitt., 15, 39-140, Zürich.

LEBENS LAUF

Ich wurde am 7. August 1950 als Sohn des Kaufmanns Adolf Wehrens und seiner Ehefrau Mathilde Wehrens (geb. Hannott) in Aachen geboren.

Die Grundschule (Volksschule Jesuitenstraße) besuchte ich in den Jahren 1957 bis 1961 in Aachen.

Ab 1961 war ich Schüler des altsprachlichen Kaiser-Karls-Gymnasiums in Aachen, wo ich 1970 das Abitur bestand.

Im Wintersemester 1970/71 nahm ich mein Studium an der RWTH Aachen auf und legte im Oktober 1979 die Diplom-Prüfung im Fach Geologie ab.

Im Jahr 1980 war ich beim Bischöflichen Generalvikariat in Aachen, wo ich schon während des Studiums als Aushilfskraft tätig war, als Verwaltungsangestellter beschäftigt.

Seit Januar 1981 war ich als Doktorand am Lehr- und Forschungsgebiet Allgemeine und Historische Geologie der RWTH Aachen tätig.

Seit dem 30.11.1979 bin ich mit Claudia Wehrens (geb. Küppers) verheiratet. Am 18.7.1980 kamen unsere Söhne Alexander und Jan, am 19.3.1983 unser Sohn Niklas zur Welt.

Veröffentlicht: Aachen / Saarbrücken 1985

Oktober 2015 (www.geosaarmueller.de) mit freundlicher Genehmigung von Dr. Karl WEHRENS, Aachen

**Titelblatt des Fortdrucks der Dissertation als Beiheft
zur Geologischen Landesaufnahme des Saarlandes
(ohne Vorwort und Lebenslauf).**

Beihefte

zur

**Geologischen Landesaufnahme
des Saarlandes**

Nr. 5

**Sedimentologische Untersuchungen
im karbonischen Alluvialfächer
von Düppenweiler / Saar**

von

Karl Wehrens

Mit 146 Abbildungen, 28 Tabellen und 14 Tafeln

Herausgegeben vom Geologischen Landesamt des Saarlandes,
Saarbrücken 1985

**Der Restbestand dieses Beihefts des Geologischen Landesamtes
wurde bei einem Brand im Lagerraum zerstört.**