

Sedimentgeologische Untersuchungen in den Polster-Quarziten (Östliche Grauwackenzone, Österreich) *)

Von KARL STATTEGGER **)

Mit 7 Abbildungen, 6 Tabellen und 4 Tafeln



Project
Prevariscic and variscic
events of the alpine
mediterranean mountain belts

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 101

Ordovizium
Grauwackenzone
Sedimentologie
Quarz
Schwerminerale
Granulometrie
Faziesanalyse
Liefergebiete

Schlüsselwörter

INHALT

Zusammenfassung	333
Summary	334
1. Geologischer Rahmen. Zielsetzung	335
2. Methodik	336
3. Beschreibung der Profile	336
4. Petrographie und Struktur	338
4.1. Basale Quarzarenite	338
4.2. Feinkörnige Quarzwacken	340
4.3. Kalksandsteine	340
5. Diagenese und Metamorphose	341
6. Schwerminerale	341
7. Faziesanalyse	343
7.1. Allgemeines	343
7.2. Methodik	344
7.3. Ergebnisse	344
7.3.1. Basale Quarzarenite	346
7.3.2. Feinkörnige Quarzwacken	348
7.3.3. Kalksandsteine	348
7.3.4. Faziesmodell	349
8. Liefergebiete	350
9. Schlußfolgerungen	353
Literatur	364

Zusammenfassung

Die sedimentgeologische Bearbeitung der Polster-Quarzite (Ashgill, Grauwackenzone, Österreich) ergibt eine Untergliederung in basale Quarzarenite, feinkörnige Quarzwacken und hangende Kalksandsteine, wobei Matrix- und Karbonatgehalt sowie Korngrößen die wichtigsten Unterscheidungsmerkmale sind.

*) Publikation im Rahmen des IGCP-Projektes 5: Prevariscic and variscic events of the alpine mediterranean mountain belts.

**) Anschrift des Verfassers: Dr. KARL STATTEGGER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich.

Modalbestand: Der Quarzanteil besteht überwiegend aus monokristallinen undulösen Körnern, daneben aus nichtundulösen Körnern, polykristallinem Quarz und Quarzmatrix. Der besonders in den feinkörnigen Quarzwacken hohe Gehalt serizitischer Matrix ist größtenteils sekundär durch Umwandlung von Quarz und Feldspat entstanden, Karbonat hauptsächlich an die Kalksandsteine gebunden. Untergeordnet kommen Feldspäte (Kalifeldspat, saurer Plagioklas), Muskovit, Chlorit und Schwerminerale vor. Die wichtigsten diagenetischen Veränderungen sind Quarzlösung und Serizitisierung. Hingegen wurde die Quarz-Undulosität zum Großteil bereits primär in das Sediment eingebracht. Messungen der Illit-Kristallinität weisen auf den oberen Teil des Anchi-metamorphose-Bereiches hin.

Die Schwermineralführung ist in allen Bereichen einheitlich ausgebildet: Es dominiert ein reifes Spektrum mit Zirkon, Turmalin und Rutil und als weiteres charakteristisches Mineral Epidot. Variationsstatistische Untersuchungen an Zirkonen zeigen eine größere genetische Homogenität von idiomorphen gegenüber gerundeten Körnern.

Faziell bilden die Polster-Quarzite eine Transgressions-Sequenz, wobei die basalen Quarzarenite als Strandsande, die feinkörnigen Quarzwacken als Flachmeersande nahe dem Gezeitenbereich und die Kalksandsteine als Barriersande, welche in die Schelffazies der Cystoideenkalke überleiten, gedeutet werden.

Zur Rekonstruktion des Hinterlandes wurden Proben des unterlagernden Blasseneck-Porphyroides in die Untersuchung einbezogen: Abweichende Quarzvarianten (vorwiegend nichtundulös monokristallin) und Schwermineralgehalt (hauptsächlich Apatit) zeigen eine nur untergeordnete Bedeutung als Sedimentlieferant für die Polster-Quarzite an, deren größerer Teil aus niedrigmetamorphen Klastika (undulöser Quarz, reifes Schwermineralspektrum, Epidot) stammen dürfte. Dieses Ergebnis bestätigt statistisch eine Cluster-Analyse mit einer signifikanten Trennung einer „Sediment“- von einer „Porphyroid“-Gruppe. Messungen der Quarzachsenregelung zur Ermittlung der Einschüttungsrichtung ergeben nur schwache Hinweise auf eine Einschüttung aus NW bis NE. Abschließend werden diese Befunde hinsichtlich der paläogeographischen Position der Polster-Quarzite diskutiert.

Summary

Sedimentological investigations of the Polster-quartzites (Ashgillian, Grauwackenzone, Austria) show a subdivision into lower quartzarenite, fine grained quartzwacke and upper calcarenaceous sandstone. As far as grain size the content of matrix and carbonate are the most important distinguishing features.

Modal analysis: quartz mainly consists of monocrystalline undulatory grains and minor contents of nonundulatory grains, polycrystalline quartz and quartz matrix. The high amount of sericitic matrix in the fine grained quartzwacke has a secondary origin caused by alteration of quartz and feldspar. Carbonate is mainly contained in calcarenaceous sandstone. Feldspar (potassium feldspar and acid plagioclase), muscovite, chlorite and heavy minerals occur in minor amounts.

The most important diagenetic changes are caused by quartz solution and sericitisation. Quartz-undulosity, however, was brought primarily into the sediment. Measurements of the illite crystallinity indicate the upper part of very low grade metamorphism.

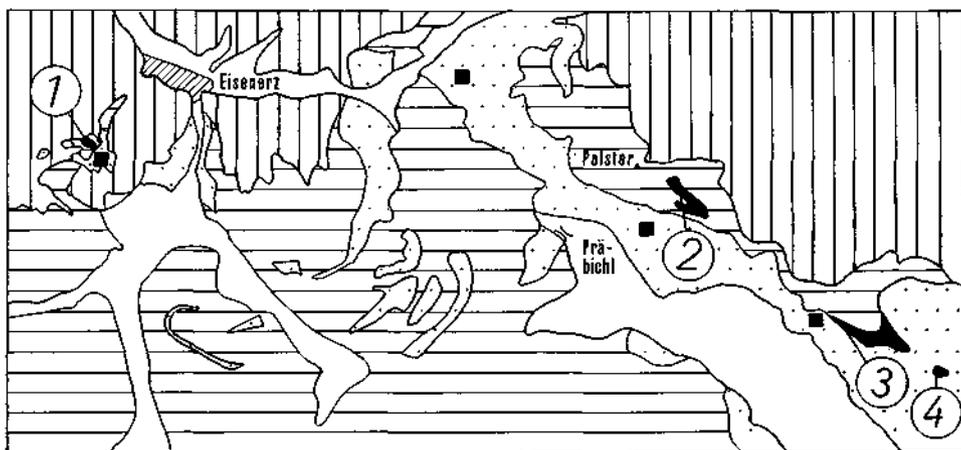
Heavy mineral investigations show a homogenous mature spectrum consisting of zircon, tourmaline, rutile and epidote as a further characteristic mineral. Variation-statistic analyses point at greater genetic homogeneity of idiomorphic in comparison to rounded grains.

The environment of deposition forms a transgressional sequence. Here the lower quartzarenite is interpreted as beach sand; the fine grained quartzwacke, is, in turn, seen as nearshore shallow marine sand and the upper calcarenaceous sandstone as barrier sand, which passes into the carbonate shelf sedimentation of the Cystoid limestone (Upper Ashgillian). Studies of provenance included samples of the underlying Blasseneck-porphyrroid: different quartz constituents (mainly nonundulatory monocrystalline) and heavy mineral spectra (dominantly apatite) indicate only little importance as source

area of the Polster quartzites, the major part of which is considered to be derived from low grade metamorphic clastics (undulatory quartz, mature heavy mineral spectrum, epidote). This result confirms a cluster analysis with a significant separation between a „sediment“- and a „porphyroid“-group. Measurements of grain orientation to determine the direction of the sediment supply yield only weak evidence of a hinterland situated in the NW to NE. Finally, these results are discussed with regard to the paleogeographic position of the Polster quartzites.

1. Geologischer Rahmen. Zielsetzung

Der Polster-Quarzit gehört zur altpaläozoischen Schichtfolge der Norischen Decke in der östlichen Grauwackenzone und ist nach dem Namen der Typuslokalität



■ Polster Quarzit ▨ Blasseneck Porphyroid ▤ Paläozoikum der Grauwackenzone
 ▧ Nördliche Kalkalpen □ Quartär

Abb. 1: Vereinfachte geologische Karte mit Polster-Quarzit Vorkommen im Raum Präbichl—Eisenerz. Lage der Profile: 1 (Oberer Tullgraben), 2 (Polster), 3 (Rotschütt), 4 (Himmelkogel). ■ : Lage der Proben aus dem Blasseneck-Porphyr

im Raum Eisenerz—Präbichl lokal im Hangenden des Blasseneck-Porphyr verbreitet (s. Abb. 1). Das Alter ist durch Conodontenfunde aus Kalklinsen im Liegenden des Porphyroids und aus den hangenden Cystoideenkalken mit Ashgill belegt. Zuletzt wurde der Polster-Quarzit von FLAJS 1967 und FLAJS & SCHÖNLAUB 1976 beschrieben (hier auch weitere Literaturangaben), doch liegt in diesen Arbeiten kaum ein über stratigraphische Belange hinausgehendes Datenmaterial vor.

Deshalb erfolgt hier der Versuch, mit sedimentgeologischen Methoden über eine profilmäßige Beprobung weiterführende Ergebnisse zu erhalten, die auch die Auswirkungen des „Porphyr-Ereignisses“ mit den damit verbundenen paläogeographischen Konsequenzen für die nachfolgende Sedimentation einschließen.

Herrn Prof. Dr. H. FLÜGEL und Herrn Doz. Dr. A. FENNINGER sei für wertvolle Ratschläge und kritische Durchsicht des Manuskriptes gedankt.

2. Methodik

Im Gelände stand eine profilmäßige Erfassung und Beprobung der in der Literatur angeführten Polster-Quarzit Vorkommen am Polster und auf der Rotschütt mit Referenzproben aus den Quarzsandsteinen des Oberen Tullgraben und des Himmelkogel im Vordergrund, um ein charakteristisches Säulenprofil aufstellen zu können. Nach Möglichkeit wurde alle drei Mächtigkeitsmeter eine Probe genommen, bei lithologischen, makroskopisch sichtbaren Veränderungen in engerem Abstand, sonst den Aufschlußverhältnissen entsprechend. Dabei wurde versucht, jede Probe in ein Gesamtmächtigkeitsprofil einzureihen.

Von 55 Sandsteinproben wurden Dünnschliffe petrographisch und granulometrisch hinsichtlich lithostratigraphischer und fazieller Fragen bearbeitet. Dazu bildeten Schwermineralanalysen einen weiteren Schwerpunkt. Als Ergänzung wurden noch 9 Porphyroidproben in die Bearbeitung einbezogen (s. Abb. 1). Eine statistische Auswertung der Dünnschliff- und Schwermineraldaten erfolgt mit einer Clusteranalyse. An 12 ausgewählten Proben wurde eine röntgenographische Bestimmung der Illit-Kristallinität zur Abschätzung des Metamorphosegrades vorgenommen. Die Untersuchung von Sedimentstrukturen mit Radiographien und der Quarzachsenregelung mit dem U-Tisch diente zur Ermittlung der Einschüttungsrichtung.

3. Beschreibung der Profile (vgl. Abb. 2)

Die tiefsten Anteile der Polster-Quarzite findet sich am Südwest-Gehänge der Rotschütt. Der direkte Kontakt zum unterlagernden Blasseneck-Porphyroid ist jedoch nirgends aufgeschlossen. Den basalen Anteil der klastischen Entwicklung bilden helle mittel- bis grobkörnige Quarzarenite (von HRESSLEITNER 1929 als Rogenstein-Quarzit bezeichnet). Sie ziehen vom Ende des Forstweges im obersten Steirertal (Höhe 1400 Meter) schräg den Hang mit flachem NE-Fallen bis in den nächsten südsüdöstlich anschließenden Graben hinauf und dünnen seitlich aus, was einen linsenförmigen Sandsteinkörper erzeugt. Die Schichtung ist mittel- bis grob-bankig, teilweise schlecht erkennbar und variiert lateral. Der frische Bruch zeigt hellgraue Farbtöne. Die Mächtigkeit beträgt 15 bis maximal 40 (geschätzt) Meter. Im Handstück sind die Quarzarenite massig ausgebildet. Die dicht gepackten Quarzkörner erreichen Korngrößen bis zu 2 Millimeter. Im Hangenden erfolgt ein rascher Übergang in feinkörnige Quarzwacken mit mittel- bis dunkelgrauen Farbtönen. Die Quarzwacken sind in den höheren Lagen des Südwest-Gehänges und dem Kamm südöstlich der Rotschütt verbreitet. Die Mächtigkeit ist aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse schwer abzuschätzen, beträgt jedoch mindestens 30 Meter. Die Bankmächtigkeiten liegen zwischen 5 und 25 Zentimeter. Die Schichten fallen analog den basalen Quarzareniten flach nach NE (20–60°) ein. An Internstrukturen tritt vereinzelt Flaserschichtung und Parallellaminierung auf. Die Korngrößen liegen unter 0,5 Millimeter, teilweise ist ein hoher Matrixgehalt vorhanden. Im Hangenden gehen die Quarzwacken in Silt- und Tonschiefer über, welche als Silur gedeutet werden.

Die gleiche Ausbildung mit feinkörnigen Quarzwacken zeigt der Polster-Quarzit an der Typuslokalität im Polsterkar südöstlich des Polstergipfels. Hier konnten die grobkörnigen Basisanteile nicht gefunden werden. Das Einfallen ist wiederum flach bis mittelsteil nach NE gerichtet. Die Schichtfolge erreicht hier eine Mächtigkeit von maximal 60 Meter. Die Bankmächtigkeiten betragen bis zu 30 Zentimeter. An Internstrukturen treten besonders in den hangenden Anteilen Parallellaminierung,

Flaserschichtung und Flaserrippelschichtung auf. Vom Polster stammen auch die Makrofossilfunde von REDLICH 1923, HERITSCH 1927, SCHOUPPE 1950 und FLAJS & SCHÖNLAUB 1976.

Am Südostgrat des Polsters oberhalb des Knappensteiges befindet sich im Hangenden der feinkörnigen Quarzwacken eine bis zu 4 Meter mächtige lateral rasch auskeilende Kalksandsteinlinse, die in die Karbonatentwicklung der Cystoideenkalke überleitet. Der Quarzsandanteil ist mittel- bis grobkörnig und ähnelt den basalen Quarzareniten. Der teilweise hohe Karbonatgehalt verleiht dem Gestein gelblich-graue Farbtöne. Die Schichtung liegt im Dezimeter-Bereich, ebenfalls mit NE-

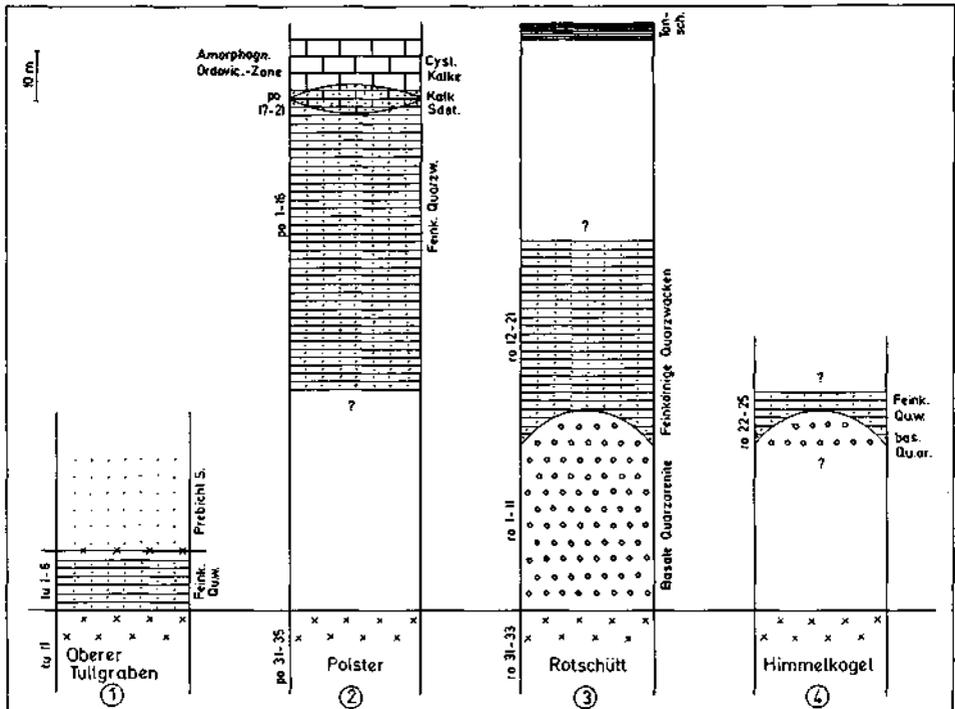


Abb. 2: Profile 1-4 der Polster-Quarzite. Probennummern links neben den Profilen

Einfällen. Neben der vorherrschenden massigen Internstruktur wurden vereinzelt flachwinkelige Schrägschichtungskörper im Zentimeter- bis Dezimeterbereich beobachtet.

Der Grenzbereich Quarzarenit/Quarzwacke ist auch in der südöstlichen Fortsetzung der Rotschütt am Himmelkogel zu finden. Die schlechten Aufschlußverhältnisse gestatten hier keine Mächtigkeitsangaben. Die Grenze selbst ist wie auf der Rotschütt scharf ausgebildet.

Im oberen Tullgraben liegt der Polster-Quarzit nur als etwa 8-10 Meter mächtige Einschaltung zwischen Porphyroid und den transgressiv auflagernden Präbichlschichten vor (FLAJS 1967). Lithologisch entspricht das Gestein den feinkörnigen Quarzwacken hat jedoch einen teilweise beträchtlichen Karbonatgehalt. Durch die Merkmalsarmut der Sandsteine war eine lithologische Gliederung im Gelände

nur nach Korngrößenunterschieden und Karbonatgehalt möglich. Daher wurde versucht, durch detaillierte Probenanalysen genauere Aussagen zu erhalten.

Die 64 analysierten Proben verteilen sich folgendermaßen:

Basale Quarzarenite: 13

Feinkörnige Quarzwacken, Rotschütt: 11

Feinkörnige Quarzwacken, Polster: 16

Kalksandstein: 5

Quarzarenite/Quarzwacken, Himmelkogel: 4

Quarzwacken, Oberer Tullgraben: 6

Porphyroid: 9

4. Petrographie und Struktur

Die im Gelände vorgenommene Gesteinstypisierung ließ sich mit Dünnschliffuntersuchungen petrographisch und strukturell genauer präzisieren. Zur Bestimmung des Mineralbestandes wurde jeder Schliff mit 500 bis 550 gleichmäßig über die Gesamfläche verteilten Zählpunkten ausgewertet und diese Ergebnisse durch Röntgendiffraktometeraufnahmen, gewichtsmäßige Bestimmung des Karbonatgehaltes und selektive Feldspatanfärbung kontrolliert bzw. ergänzt. Der durchschnittliche Modalbestand der lithologischen Gruppen ist in Tab. 1 zusammengefaßt, charakteristische Dünnschliffaufnahmen sind in Taf. 1—3 im Anhang wiedergegeben.

4.1. Basale Quarzarenite (Tab. 1, Taf. 1, Fig. 1, Taf. 2, Fig. 3—4, Taf. 3, Fig. 1—4)

Die basalen Quarzarenite bestehen zu 85—95% aus Quarz, der Rest überwiegend aus serizitischer Matrix (Muskovit, Illit), Akzessorisch sind Schwerminerale vertreten. Feldspäte kommen selten vor. Der Großteil der Quarze ist undulös (durchschn. 69%). Als undulös wurden Quarze mit einem Auslöschungswinkel größer als 5° und sich über das ganze Kornerstrecken der Undulation gewertet (vgl. BASU et al. 1975). Daneben sind nichtundulöse Quarze mit durchschn. 13%, polykristalline Quarze mit durchschn. 16% und Quarzmatrix mit etwa 8% vertreten.

An den Quarzkörnern können verschiedene Auflösungsstadien beobachtet werden (Taf. 2, Fig. 4, Taf. 3, Fig. 1—4). Zunächst bildet sich randlich durch Lösung Quarzmatrix, die später das ganze Quarzkorn erfassen kann, sodaß polykristalliner Quarz aus feinen Teilindividuen (kleiner als 10 Mikron) entsteht. In weiterer Folge kann die Quarzmatrix in Serizitmatrix umgewandelt werden. Polykristalline Quarze mit einer großen Zahl kleiner Teilindividuen dürften also sekundär entstanden sein, polykristalline Quarze mit wenigen großen Teilindividuen bei Lösung sekundär als Quarzmatrix vorliegen (bei höherem Quarzmatrixgehalt ca. ein Drittel davon aus polykristallinem Quarz). Bei undulösem Quarz konnten ebenfalls verschiedene Stufen unterschieden werden. Zahlreiche Quarzkörner zeigen nur randlich Undulation, die wahrscheinlich erst im Zuge der Durchbewegung des Gesteins entstanden, also sekundärer Natur ist. Wenn die Undulation, was häufiger der Fall ist, das gesamte Korn erfaßt, fällt auf, daß größere Körner seltener undulös sind als kleinere, was gegen eine sekundäre Entstehung spricht. Zwischen der Menge nicht undulöser Quarze und Quarzen mit Absorptionsschläuchen (Taf. 2, Fig. 3) besteht eine positive Korrelation. Weiters kommen in den direkt unterlagernden Porphyroiden bedeutend weniger undulöse Quarze vor (vgl. S. 350f.), obwohl dafür die gleiche tektonische Beanspruchung anzunehmen ist. Die Matrix — dies gilt vorwegnehmend besonders für die Quarzwacken — wirkt ebenfalls druckabsorbierend. Aufgrund dieser Kriterien (vgl. BASU et al. 1975, BLATT 1967, BLATT & CHRISTIE 1963, WHISONANT 1970,

Tabelle 1: Mittlerer Modalbestand der Polster-Quarzite, gegliedert nach lithologischen Gruppen. n = Probenzahl, \bar{x} = Mittelwert, s = Standardabweichung, qum = monokristalliner Quarz, qumu = monokristalliner Quarz undulös, qup = polykristalliner Quarz, qupu = polykristalliner Quarz undulös, quma = Quarzmatrix, fdsp = Feldspat, msp = primäre Serizitmatrix, mss = sekundäre Serizitmatrix, mus = Muskovit, chl = Chlorit, dsm = durchsichtige Schwerminerale, op = opak, lim = Limonit, ka = Karbonat. Die Zahlenwerte bedeuten Prozente, x = Häufigkeiten unter 0,25%. Zeilensumme für \bar{x} = 100%. L = Liegend, H = Hangend

		qum	qumu	qup	qupu	quma	fdsp	msp	mss	mus	chl	dsm	op	lim	ka
Quarzarenite	\bar{x}	11,4	57,2	0,6	14,0	7,2	x	—	9,0	—	—	x	0,3	x	—
n = 13	s	5,5	8,4	0,7	9,1	2,1			3,2				0,6		
feinkörnige Quarzwacken	\bar{x}	8,1	27,9	x	8,3	7,8	0,6	3,8	35,6	0,6	0,4	0,3	0,8	5,3	x
Rotschütt	s	3,7	9,2		3,9	5,9	0,4	2,5	12,7	1,1	0,6	0,1	0,4	4,4	
n = 15															
feinkörnige Quarzwacken	\bar{x}	4,4	45,3	x	10,1	12,6	0,6	5,0	15,9	0,3	x	0,4	0,8	2,4	x 7,0
Polster	s	1,9	11,7		2,9	5,5	0,4	3,6	5,2	0,4		0,2	0,3	1,8	11,4
n = 16															L H
feinkörnige Quarzwacken	\bar{x}	8,8	32,4	x	4,0	8,8	0,5	3,9	20,4	x	x	x	0,7	6,7	13,3
Ob. Tullgraben	s	8,3	18,4		2,9	4,9	0,4	2,5	7,5				0,3	4,8	15,1
n = 6															
Kalksandsteine	\bar{x}	11,4	31,2	x	2,7	2,6	x	0,4	5,2	x	—	x	0,9	0,6	44,7
n = 5	s	5,5	17,2		3,2	2,9		0,5	4,5				0,4	0,3	18,4

YOUNG 1976) wird auf primäre gebrachte Undulation der so bezeichneten Quarze geschlossen.

Die Quarzkörner haben häufig Einschlüsse, meistens feinstkörnige opake Substanz, seltener feine Zirkon- oder Rutilnadelchen. Bis zu 6% sind von Absorptionsschläuchen durchzogen. Anwachssäume wurden nur selten beobachtet, es scheint die vorhin beschriebene Lösung und Umwandlung in Serizit zu überwiegen. Die Matrix wächst randlich auf die Quarzkörner auf und kann nach DICKINSON 1970 als Epimatrix bezeichnet werden.

Das Gefüge ist aus einem Gerüst aus Quarzkörnern aufgebaut (grainstone nach DUNHAM 1962). Diese sind randlich von einem dünnen sekundärem Matrixfilm als Phyllosilikat-Zement umgeben, so daß kaum direkte Korn zu Korn Kontakte vorliegen. Das Gestein weist eine hohe Packungsdichte auf. Einregelung von Quarzkörnern wurde nicht beobachtet. Kornzerbrechungen sind häufig. Korngrößenmäßig handelt es sich um Mittel- bis Grobsande (genauere Angaben in Kap. 7.3.1.). Die einzelnen Körner sind gut bis ausgezeichnet gerundet.

4.2. Feinkörnige Quarzwacken (Tab. 1, Taf. 1, Fig. 2–3)

Bei den feinkörnigen Quarzwacken auf der Rotschütt, am Himmelkogel und am Polster ist im Unterschied zu den Quarzareniten ein wesentlich höherer Matrixanteil vorhanden, der bis zu 57% erreichen kann und im Mittel auf der Rotschütt 39%, am Polster 21% beträgt. Die Matrix ist zum Großteil sekundär als Umwandlungsprodukt von Quarz, Feldspat (und Gesteinsbruchstücken?) entstanden (Epimatrix, Pseudomatrix und Phyllosilikatzement nach DICKINSON 1970), ein geringer primärer Anteil, im Mittel 5%, ist hauptsächlich an sedimentäre Flaserung gebunden, welche häufig limonitisiert ist. (Orthomatrix nach DICKINSON 1970). In den hangendsten Bereichen wird Phyllosilikatzement teilweise durch Karbonatzement ersetzt. Größere Gehalte an Quarzmatrix (bis zu 20%) zeigen Quarzlösung an.

In beinahe allen Proben finden sich geringe Mengen von Kalifeldspat und saurem Plagioklas (im Mittel unter 1%). Ein ursprünglich höherer Gehalt könnte sekundär in der Pseudomatrix enthalten sein. Häufig wurden opake Minerale (bis zu 2,5%), überwiegend Pyrit, gefunden, ebenfalls an die Schichtung gebunden. Akzessorisch sind Muskovit, Chlorit sowie durchsichtige Schwerminerale vorhanden.

Der Quarzgehalt ist auf Kosten der Matrix geringer als in den Quarzareniten, zeigt aber in der mineralogischen Beschaffenheit weitgehende Übereinstimmung abgesehen von den hier kaum vorhandenen Quarzen mit Absorptionsschläuchen.

Die einzelnen Quarzkörner schwimmen in der serizitischen Matrix (mud supported nach DUNHAM 1962). Vereinzelt läßt sich eine Einregelung der Quarzlängsachsen parallel zu Flaserung und Laminierung feststellen. Kornzerbrechungen sind seltener als in den basalen Quarzareniten. Die mittleren Korngrößen der primären Komponenten liegen im Feinsand- bis Grobsiltbereich zwischen 3 und 4.3 Phi (s. Kap. 7.3.2.). Der Rundungsgrad der Quarze ist schlecht bis mittelmäßig. Die teilweise vorhandene Quarzkornregelung wird in Kap. 8., S. 352f. besprochen.

Die Quarzwacken des Oberen Tullgraben sind petrographisch und strukturell ähnlich ausgebildet, jedoch verdeckt sekundär zugeführtes Eisenkarbonat mitunter die primären Merkmale.

4.3. Kalksandsteine (Tab. 1, Taf. 2, Abb. 1–2)

Die Kalksandsteine bestehen hauptsächlich aus Quarzkomponenten in mikritisch-biosparitischer und teilweise serizitischer Grundmasse. Der Karbonatanteil beträgt

durchschnittlich 45% und schwankt zwischen 24 und 61%. Die Karbonatmatrix ist meist nesterförmig verteilt. Der Biosparit besteht zum Großteil aus umkristallisierten Echinodermatenresten. Mikrit dürfte durch Auflösung von Fossilien entstanden sein. Der Quarzdetritus (35–63%) und die serizitische Epimatrix ähneln den basalen Quarzareniten. Feldspäte kommen kaum vor. Geringe Mengen an primärer Matrix sind wie bei den Quarzwacken an Schichtung und Flaserung gebunden. Akzessorisch treten Muskovit und Schwerminerale auf.

In der Gesteinsstruktur bauen Quarz- und umkristallisierter Karbonatdetritus ein Gerüst auf, die Zwischenräume füllt mikritische Grundmasse aus, was abgesehen vom Karbonatgehalt eine den basalen Quarzareniten ähnliche Struktur erzeugt. Bei den Quarzkörnern konnte keine Einregelung nachgewiesen werden. Korngrößenmäßig liegen sie im Grob- und Mittelsandbereich zwischen 0,9 und 2,4 Phi (s. Kap. 7.3.3.). Der Rundungsgrad ist im allgemeinen gut.

5. Diagenese und Metamorphose

Da das Ziel der petrographischen Untersuchungen in der Ermittlung des primären Mineralbestandes lag, wurde den sekundären Veränderungen im Zuge von Diagenese und Metamorphose besondere Bedeutung beigemessen. Aus den Dünnschliffuntersuchungen geht hervor, daß die wesentlichsten diagenetischen Veränderungen in Quarzlösung und Serizitisation bestehen (Quarzkorn → Quarzmatrix → Serizitmatrix). Der primäre Feldspatgehalt ist ebenfalls weitgehend in Serizit umgewandelt. Weiters rekristallisierte Echinodermatendetritus zu Biosparit. Limonitisation ist sekundär an Klüfte und Flaserung gebunden.

Tektonische Durchbewegung äußert sich in Kornzerbrechungen und Undulationserscheinungen an Quarzkornrändern, das Primärgefüge bleibt jedoch überall klar erkennbar.

Zur Abklärung des Metamorphosegrades wurde an 12 Zufallsproben in der durch Atterberg-Sedimentierung abgetrennten Kornfraktion kleiner als 2 Mikron die Illit-Kristallinität nach KUBLER 1967 gemessen. An jeder Probe wurden 5 Messungen vorgenommen, um repräsentative Ergebnisse zu erhalten. Die Kristallinitätswerte sind recht homogen ausgebildet mit einem Mittelwert von 4,5 und einer Streubreite zwischen 5,1 und 4,0. Damit liegt der Polster-Quarzit im Grenzbereich Diagenese/Metamorphose, genauer, im oberen Teil des sehr niedriggradigen Metamorphosebereiches. Das bedeutet eine gute Übereinstimmung mit den Dünnschliffbefunden und bestätigt die Annahme, daß petrographisch und strukturell die primären Gesteinskomponenten noch in hinreichendem Ausmaß vorhanden sind, um genetische Aussagen treffen zu können. Abschließend sei vermerkt, daß sich diese Illit-Kristallinitätswerte gut in die Metamorphose-Profile im Bereich der östlichen Grauwackenzone von SCHRAMM 1976 einreihen lassen.

6. Schwerminerale

Bei Schwermineraluntersuchungen konnten aus 55 Sandsteinproben und 9 Proben aus dem Blasseneck-Porphyröid eine statistisch ausreichende Zahl von Schwermineralen, das sind 200–250 Mineralkörner pro Probe, gewonnen werden (zur Methodik s. STATTEGGER 1976). Die Prozentverteilungen der lithologischen Gruppen sind in Tab. 2 zu finden.

Das Schwermineralspektrum der Polster-Quarzite ist einheitlich ausgebildet, wie bereits die petrographischen Ergebnisse der Dünnschliffuntersuchungen erwarten ließen. Es überwiegt ein reifes Spektrum mit Zirkon, Turmalin und Rutil. Bemerkens-

Tabelle 2: Schwermineralverteilung der Polster-Quarzite, gegliedert nach lithologischen Gruppen. n = Probenzahl, \bar{x} = Mittelwert, s = Standardabweichung. ap = Apatit, zr = Zirkon, zid = idiomorpher Zirkon (in % von zr), zrbr = braun-rosa Zirkon (in % von zr), tur = Turmalin, rut = Rutil, brl = Brookit-Leukoxen, tit = Titanit, an = Anatas, epi = Epidot, hb = Hornblende, op = opak. Die Zahlen bedeuten Prozente, x = Werte unter 0,25%. Summe der durchsichtigen Minerale = 100% (ohne zid und zrbr), Summe der durchsichtigen und opaken Minerale = 100%

		ap	zr	zid	zrbr	tur	rut	brl	tit	an	epi	hb	op
Quarzarenite	\bar{x}	5,0	74,5	45,0	35,3	4,0	1,7	2,1	3,9	1,5	6,1	1,0	85,8
n = 13	s	4,8	6,9	13,4	12,3	5,1	2,2	2,0	4,9	2,7	8,7	1,7	11,9
feinkörnige Quarzwacken	\bar{x}	7,4	75,2	35,4	43,8	9,9	3,0	0,6	0,9	0,3	1,4	—	70,2
Rotschütt	s	7,7	13,3	11,3	8,8	6,1	2,1	0,9	0,5	0,3	0,9	—	8,8
n = 15													
feinkörnige Quarzwacken	\bar{x}	2,5	72,4	17,5	31,2	5,6	6,9	3,6	0,6	x	9,0	—	83,3
Polster	s	2,0	11,1	5,9	8,2	3,1	3,9	7,1	0,7	—	4,7	—	14,2
n = 16													
feinkörnige Quarzwacken	\bar{x}	17,8	45,7	31,7	16,6	7,0	22,7	2,5	2,0	x	1,5	—	82,9
Ob. Tullgraben	s	14,5	11,3	10,6	8,1	4,4	10,3	1,6	1,9	—	2,3	—	11,4
n = 6													
Kalksandsteine	\bar{x}	4,1	77,0	14,2	35,2	4,8	6,2	1,6	1,8	x	3,8	—	93,6
n = 5	s	3,7	12,0	6,0	5,8	3,6	1,8	1,8	1,0	—	1,2	—	7,8
Polster-Quarzit gesamt	\bar{x}	5,7	70,2	29,0	31,8	7,8	6,8	2,0	1,6	0,6	5,0	x	82,3
n = 55	s	7,1	12,9	14,0	12,7	6,3	7,2	3,7	2,1	1,4	5,2	—	11,0
Blasseneckporphyroid	\bar{x}	66,6	31,8	89,8	8,8	0,4	x	—	1,1	—	—	—	73,0
n = 9	s	9,5	9,7	5,9	13,1	0,5	—	—	0,9	—	—	—	11,9

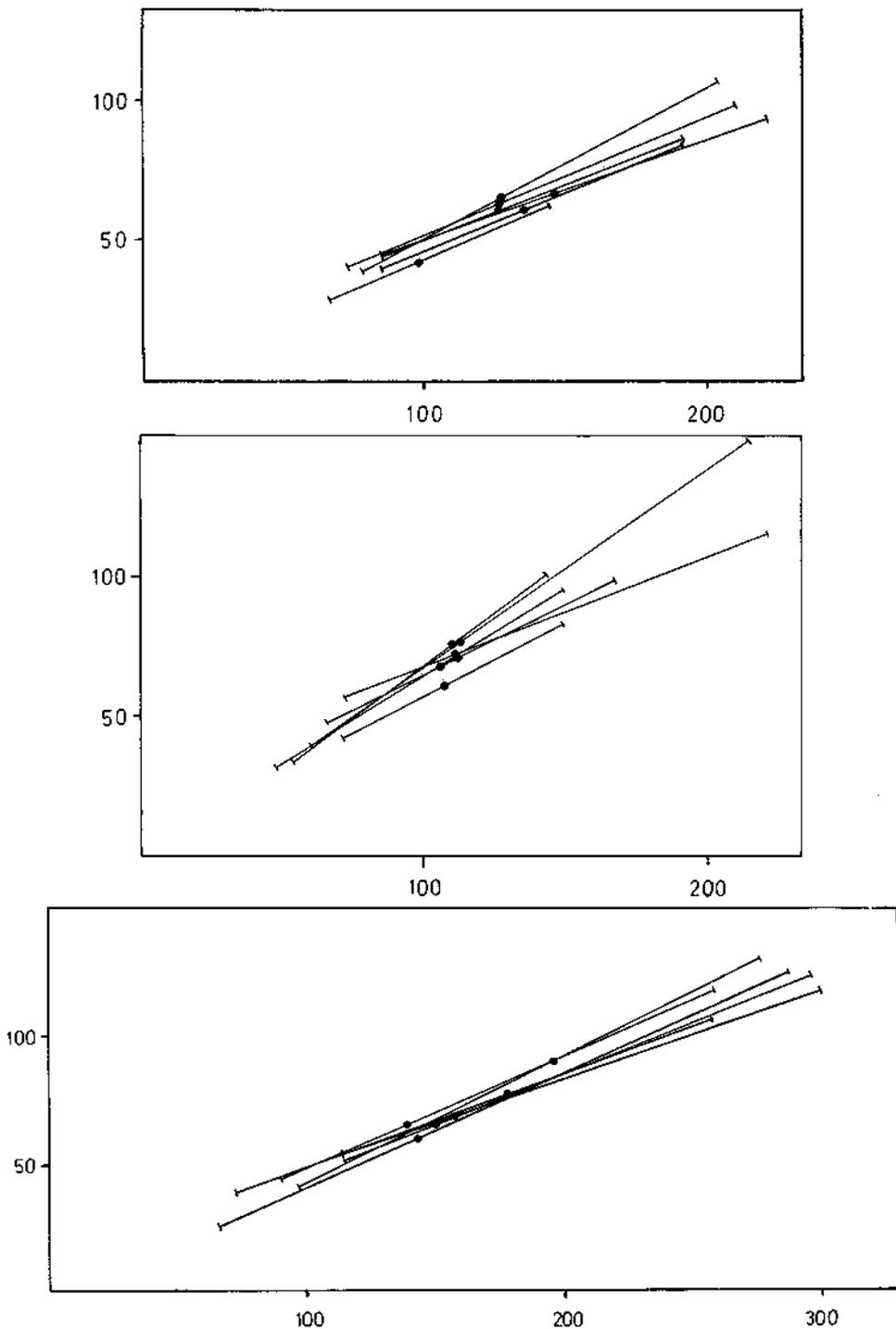


Abb. 3: RMA-Diagramme: a) idiomorpher Zirkon, Polster-Quarzit, b) gerundeter Zirkon, Polster-Quarzit, c) idiomorpher Zirkon, Blasseneck-Porphyr. Mittlere Zirkonlängen und -breiten sind durch ● gekennzeichnet

wert ist ein durchschnittlich 5%iger Gehalt an Epidot. Aufgrund der Instabilität dieses Minerals gegenüber Verwitterung und intrastratalen Lösungen (vgl. GRIMM 1973, NICKEL 1973) dürfte der ursprüngliche Anteil weit höhere Prozentsätze ausgemacht haben. Daneben treten in untergeordneten Prozentsätzen, gereiht nach abnehmender Häufigkeit, Apatit, Brookit-Leukoxen, Titanit, Anatas, Hornblende und nur vereinzelt Granat, Disthen, Staurolith Chloritoid und Orthit auf. Bei den Zirkonen wurden idiomorphe und rosa-braun gefärbte Körner eigens ausgezählt. Während die farbigen Varianten ziemlich gleichmäßig in den Proben verteilt sind, kommen idiomorphe Körner bevorzugt in den basalen Quarzareniten und liegenden Bereichen der feinkörnigen Quarzdecken auf der Rotschütt vor. Das steht im Gegensatz zum hohen Rundungsgrad der Quarze und könnte mit geringerer Abrollung aufgrund der höheren Dichte erklärt werden. Im oberen Tullgraben liegen mit höherem Apatit- (18%) und Rutilgehalt (23%) auf Kosten von Zirkon (46%) Abweichungen vom Normalspektrum vor.

Daran schlossen sich morphologisch-variationsstatistische Untersuchungen an Zirkonen aus 24 Proben, jeweils getrennt nach idiomorphen und gerundeten Zirkonen, wobei Längen- und Breitenmessungen von je 50 Körnern als Grundlage dienten (vgl. HEIMLICH et al. 1973, LARSEN & POLDERVAART 1957, POLDERVAART 1955). Diese Daten sind in Tab. 3 zusammengefaßt. Dabei zeigt sich erwartungsgemäß eine Längenabnahme bei gerundeten Körnern, welche in einer geringeren Elongation im Vergleich zu idiomorphen Körnern zum Ausdruck kommt. Hingegen haben gerundete Körner eine signifikant größere Breite als idiomorphe, was für verschiedene Ausgangsgesteine der beiden Varianten spricht. Dieser Eindruck verstärkt sich bei der Wiedergabe im RMA-Diagramm (s. Abb. 3). Hier wird das Zirkon-Längenintervall als Strecke mit einem Anstiegswinkel, der sich aus dem Quotienten Standardabweichung der Breite durch Standardabweichung der Länge errechnet, aufgetragen. Diese Strecke heißt RMA (reduced major axis, reduzierte größere Achse) und ermöglicht genetische Aussagen nach ihrer Lage (Anstieg, Entfernung der Verlängerung vom Ursprung) in dem zweiachsigen Koordinatensystem, dessen Variablen Länge und Breite sind (zur Methodik s. LARSEN & POLDERVAART 1957). Die RMA's der idiomorphen Zirkone verlaufen mit flachem Anstieg in der Verlängerung annähernd durch den Koordinatenursprung und liegen zueinander annähernd parallel. Bei den gerundeten Zirkonen zeichnen sich die RMA's durch einen im Schnitt steileren und variableren Anstieg und größere Streckenlänge aus. Daraus folgt, daß die idiomorphen Zirkone eine größere genetische Homogenität aufweisen, was auf ein einheitliches Ursprungsgestein schließen läßt, während die Variabilität der gerundeten Zirkone auf unterschiedliche Ausgangsgesteine deutet.

Abschließend sei auf die ähnlichen Positionen von RMA's von idiomorphen Zirkonen aus dem Polster-Quarzit und dem Blasseneck Porphyroid, abgesehen von dem durch Transport-Selektion kleineren Korngrößenintervall im Sediment hingewiesen (Tab. 3, Abb. 3). Das im übrigen abweichende Schwermineralspektrum der Porphyroide mit einer starken Apatit Vormacht wird im Kap. 8 (Liefergebiete) besprochen.

7. Faziesanalyse

7.1. Allgemeines

Die vorliegende Faziesanalyse und -interpretation verfolgt eine über bisherige eher allgemein gehaltene Literaturangaben (ANGEL 1929, FLAJS & SCHÖNLAUB 1976) hinausgehende Charakterisierung des Ablagerungsraumes der Polster-Quarzite. Die Ergebnisse beziehen sich vor allem auf Granulometrie, was sich bereits bei der

lithologischen Gliederung als wesentlich erwies, und Kornzurundung, daneben auf Sedimentstrukturen.

7.2. Methodik

Die Ermittlung der Korngrößen erfolgte nach der von FRIEDMAN 1958 beschriebenen Methode im Dünnschliff, wobei pro Schliff 300—350 Quarzkörner vermessen und auf Phi-Sieb-Äquivalentwerte umgerechnet wurden. Die Korngrößenklassen wurden mit Halb-Phi-Intervallen relativ breit gewählt, um Fehlerquellen durch schwer erkennbare sekundäre Korngrößenänderungen (z. B. Anwachsäume, Drucklösungen) möglichst gering zu halten. Die sich daraus ergebenden Häufigkeitsverteilungen bildeten die Grundlage für die Konstruktion von Summenkurven, wobei die Darstellungsmethode von VISHER 1969, erweitert in SAGOE & VISHER 1977 als die für genetische Aussagen günstigste erschien. Diese geht von der Überlegung aus, daß ein Korngrößenspektrum nach den Transportmechanismen Bodenkriechen (Population 1), Saltation (Population 2) und Suspension (Population 3) aus drei Teilpopulationen

Tabelle 3: Morphometrische Zirkon-Daten von idiomorphen (= id) und gerundeten (= ger) Körnern. \bar{x}_L , s_L = mittlere Länge und Standardabweichung in Mikron, \bar{x}_B , s_B = mittlere Breite und Standardabweichung in Mikron. e = Elongation. = Mittlerer Anstieg im RMA-Diagramm

	Quarzarenite 5 Proben		feinkörnige Quarzwacken 7 Proben		Kalk- sandsteine 3 Proben		Blasseneck Porphyroid 9 Proben
	id	ger	id	ger	id	ger	id
\bar{x}	126	111	122	99	116	103	157
s_L	34	33	30	22	28	28	51
\bar{x}_B	62	73	58	61	58	65	69
s_B	16	22	13	12	10	14	21
e	2,03	1,52	2,10	1,62	2,01	1,58	2,28
	24,2	33,8	23,8	29,1	24,5	27,7	22,7

besteht, welche lognormal verteilt sind. Diese Verteilungen kommen bei der graphischen Darstellung in einem Wahrscheinlichkeitsnetz als sich schneidende Gerade zum Ausdruck (vgl. Abb. 4). Lage, Prozentanteil und Knickpunkte der geradlinig verlaufenden Teilabschnitte sind sensible Milieuindikatoren. Aus dem Verlauf derartiger Summenkurven wurden die Korngrößenparameter Mittelwert (mean, m), Sortierung (sorting, so), Schiefe (skewness, sk) und Gipfeligkeit (kurtosis, ku) nach den Formeln von FOLK & WARD 1957 berechnet, sowie Median (50%-Wert) und 1-Perzentil-Wert direkt aus den Summenkurven abgelesen. Der Zurundungsgrad wurde mit Schaubildern aus KRUMBEIN 1941 geschätzt und mit der Nomenklatur von MÜLLER 1964 nach den Zahlenwerten von WADDELL (1932, 1935) versehen. Die Auswertung der im Gelände oft schwer erkennbaren Sedimentstrukturen erfolgte an orientierten Proben mit Anschliffen und Radiographien.

7.3. Ergebnisse

Die Korngrößen- und Rundungsuntersuchungen ermöglichen eine deutliche Unterscheidung der drei lithologischen Einheiten. Charakteristische Summenkurven und die sich daraus ergebenden fazieskritischen Merkmale sind in Abb. 4

und Tab. 4 dargestellt, die statistischen Korngrößenparameter und Rundungsgrade in Tab. 5 zusammengefaßt.

7.3.1. Basale Quarzarenite

Die basalen Quarzarenite der Rotschütt liegen im Grob- bis Mittelsandbereich mit Korngrößenmittelwerten von 0,9–1,9 Phi. Die Sortierung ist gut bis mittelmäßig (0,59–0,89), die Schiefe wechselnd positiv und negativ (+0,32 bis 0,30), die Gipfeligkeit flach (0,76–1,07). Die wesentlichen Charakteristika der Summenkurven sind (s. Tab. 4): 1. Hoher Prozentanteil der Bodenkriechpopulation (17–57). 2. Ausbildung von zwei Saltations-Populationen in der Mehrzahl der Proben (10 von 14) mit sehr guter bis ausgezeichneter Sortierung der Teilpopulationen. 3. Grob-

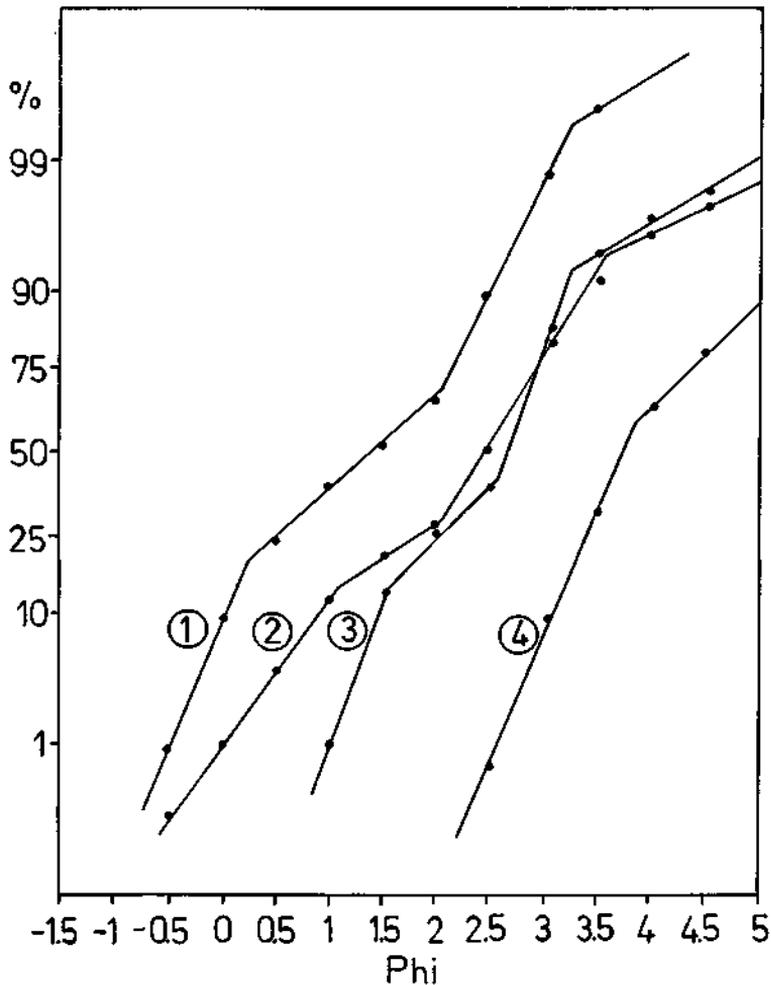


Abb. 4: Korngrößensummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz: 1 = basale Quarzarenite, 2 = Kalksandsteine, 3 = Quarzwackenbasis, 4 = feinkörnige Quarzwacken

knickpunkt zwischen 0,5 und 1,3 Phi, Feinknickpunkt zwischen 2,8 und 3,3 Phi. 4. Fehlen oder nur geringe Anteile an Suspensionspopulation. Dazu kommt die ausgezeichnete Zurundung der Quarzkörner mit einem durchschnittlichen Rundungsgrad von über 0,7.

Sedimentstrukturen treten in den dickbankigen, teilweise schlecht geschichteten Sandsteinen selten auf. Mitunter sind Anzeichen von Kreuzschichtung erkennbar, jedoch überwiegt eine massive Ausbildung.

Diese Merkmale deuten auf Strandsedimente (vgl. DAVIS 1978, REINECK & SINGH 1973, SELLEY 1976, VISHNER 1969). Besondere Bedeutung kommt hierbei der

Tabelle 4: Fazieskritische Summenkurven-Korngrößenverteilungsparameter nach VISHNER 1969. Korngrößenangaben in Phi. Pop = Population, so = Sortierung, max. Kgr. = maximale Korngrößen, GKP = Grobknickpunkt, FKP = Feinknickpunkt, min. Kgr. = minimale Korngrößen

		Quarzarenite	feink. Quarz- wackenbasis	feink. Quarz- wacken	Kalksand- steine
Pop 1	%	17-57	0-25	0-2	14-80
	so	0,21-0,58	0,25-0,35	0,15-0,34	0,36-0,68
	max. Kgr.	-0,7-(-0,1)	0,9-1,8	1,4-2,9	-0,6-0,2
Pop 2	%	48-83	60-79	50-85	20-80
	Zahl	2	2	1	1,2
	so 1	0,31-0,54	0,27-0,37	0,41-0,68	0,29-0,52
	so 2	0,24-0,40	0,14-0,34		0,35-0,51
	GKP	0,5-1,3	-, 1,7-1,9	-, 2,3-3,1	1,0-1,7
	FKP	-, 2,8-3,1	3,1-3,8	3,5-4,3	-, 3,0-3,6
Pop 3	%	0-6	7-40	17-50	0-14
	so	0,15-0,81	0,56-1,3	0,63-1,3	0,66-0,95
	min. Kgr.	3,2-5	5	5	3,7-5

Tabelle 5: Statistische Korngrößenparameter und Rundungsgrad. \bar{x} = Mittelwert, s = Standardabweichung, m = Korngrößenmittel, md = Median, C = 1. Percentilwert, so = Sortierung, sk = Schiefe, ku = Gipfeligkeit. Zahlenangaben der Korngrößenparameter in Phi. ru = Rundungsgrad nach KRUMBEIN 1941

		m	md	C	so	sk	ku	ru
Quarzarenite	\bar{x}	1,43	1,44	-0,13	0,76	0,02	0,92	0,74
	s	0,22	0,31	0,23	0,23	0,16	0,17	0,09
Quarzwackenbasis	\bar{x}	2,86	2,90	1,54	0,71	0,05	1,31	0,61
	s	0,28	0,16	0,33	0,06	0,33	0,61	0,21
feinkörnige Quarzwacken	\bar{x}	3,55	3,44	2,09	0,74	0,23	1,24	0,31
	s	0,46	0,40	0,47	0,13	0,14	0,20	0,17
feinkörnige Quarzwacken	\bar{x}	3,73	3,65	2,60	0,60	0,24	1,23	0,37
	s	0,44	0,45	0,45	0,08	0,10	0,19	0,16
feinkörnige Quarzwacken	\bar{x}	3,33	3,24	1,90	0,78	0,17	1,20	0,35
	s	0,48	0,51	0,41	0,15	0,18	0,22	0,20
Ob. Tullgraben	\bar{x}	1,72	1,74	-0,08	0,85	0,06	1,13	0,57
	s	0,65	0,80	0,26	0,23	0,28	0,28	0,24
Kalksandsteine	\bar{x}	1,72	1,74	-0,08	0,85	0,06	1,13	0,57
	s	0,65	0,80	0,26	0,23	0,28	0,28	0,24

Ausbildung von zwei Saltationspopulationen zu, was aus den hydraulischen Bedingungen beim Vor- und Zurückfluten der Brandungswellen erklärt wird. Korngrößenmittelwerte, der hohe Anteil der grobkörnigen Bodenkriech-Population und der hohe Abrollungsgrad, der sich in der guten Zurundung zeigt, weisen auf ein hochenergetisches Bildungsmilieu hin. Die linsenförmige Ausbildung der Quarzarenitkörper unterstützt diese Faziesdeutung.

7.3.2. Feinkörnige Quarzwacken

Die feinkörnigen Quarzwacken überlagern auf der Rotschütt die Quarzarenite mit einem markanten Bruch in den Korngrößen. Die Mittelwerte schwanken zwischen 3,0 und 4,2 Phi und liegen damit im sehr feinsandigen bis grobsiltigen Korngrößenbereich. Dabei fällt auf, daß der Feinsandbereich im Intervall von zwei bis drei Phi als Übergang zwischen den beiden Schichtgliedern gänzlich fehlt, was auf einen raschen Wechsel der Sedimentationsbedingungen schließen läßt. Die Quarzwacken sind gut bis mittelmäßig sortiert, haben überwiegend positive Schiefe (bis 0,45) und ausgeprägtere Gipfeligkeit (bis 1,50). Die Kornsummenkurven lassen sich folgendermaßen charakterisieren (s. Abb. 4, Tab. 4): 1. Fehlende oder nur andeutungsweise auftretende Bodenkriechpopulation. 2. Eine gut sortierte Saltationspopulation. 3. Feinknickpunkt feiner als 3,5 Phi. 4. Variabler, teilweise hoher Anteil der Suspensionspopulation (17–50%). Ein weiteres wichtiges Merkmal ist die schlechtere Zurundung mit subangularem bis angerundetem Rundungsgrad (0,20–0,40).

Sedimentstrukturen kommen häufiger als in den basalen Quarzareniten vor. Dabei überwiegen Parallellaminierung und Flaserschichtung im mm bis cm Bereich, seltener treten Rippel-Schrägschichtungsblätter und Bioturbationen auf (Taf. 4, Fig. 1–3).

Die Strukturmerkmale sprechen für ein flachmarines Ablagerungsmilieu nahe dem Gezeitenbereich, die Ausbildung der Summenkurven stimmt nach VISHER 1969 gut mit der Wellenzonen-Fazies überein. Hier bewirkt einerseits die Wellenbeeinflussung eine gute Sortierung der Saltationspopulation, andererseits ist der Energieindex geringer als in der Brandungszone, was die kleineren Korngrößen und die schlechtere Rundung erklärt. Die Menge der Suspensionspopulation hängt von der Entfernung des Sedimentationsgebietes zu Feinklastika-Lieferanten ab (z. B. Flußmündungen) und gilt als Indikator für Küstennähe. Ebenso bestärken Brachiopodenreste und Sedimentstrukturen die flachmarine Faziesdeutung.

Einige Proben aus der Basis der Quarzwacken am Himmelkogel zeigen eine etwas abweichende Struktur mit mittleren Korngrößen um 3 Phi, zwei gut sortierten Saltationspopulationen und höherem Rundungsgrad (0,35–0,75). Diese Proben könnten das Bindeglied zwischen Strand- und Flachwassersanden darstellen, allerdings ist auch hier der 2 bis 3 Phi-Korngrößenhiatus gegeben.

7.3.3. Kalksandstein

Die Kalksandsteine am Polster entwickeln sich aus den Quarzwacken in einem etwa 5 Meter mächtigen Übergangsbereich durch Zunahme der Korngröße und des Karbonatgehaltes und bilden als bis zu 4 Meter mächtige Linsen den Abschluß der klastischen Entwicklung. In bezug auf die Korngrößenparameter zeigt der Quarzdetritus ähnliche Merkmale wie in den basalen Quarzareniten (vgl. Tab. 4). Lediglich die Rundung ist etwas schlechter (0,45–0,80) und die Gipfeligkeit stärker ausgebildet (bis 1,41).

In den überwiegend massiven Innenstrukturen finden sich vereinzelt Kreuz- und

Schrägschichtungskörper im cm bis dm Bereich mit nur gering von der Bankung abweichenden Winkelbeträgen, häufiger eine Wechsellagerung von Grob- und Feinsand (Taf. 4, Fig. 4).

Die Ähnlichkeit der Quarzklasten mit den Strandsedimenten der Basis (Korngröße, zwei Saltationspopulationen, Rundung), der Karbonatdetritus und die Überlagerung durch Schelfkarbonate erlauben eine fazielle Deutung als Barriersande (DICKINSON 1972, KLEIN DE VRIES 1971 a, 1971 b, VISHER 1965).

7.3.4. Faziesmodell

Nach den Einzelanalysen der lithologischen Gruppen ergab sich das Problem einer zusammenfassenden Darstellung mit hinreichenden Abgrenzungskriterien der einzelnen Teilbereiche. Für diese Zwecke gelten die aus den Kornsummenkurven

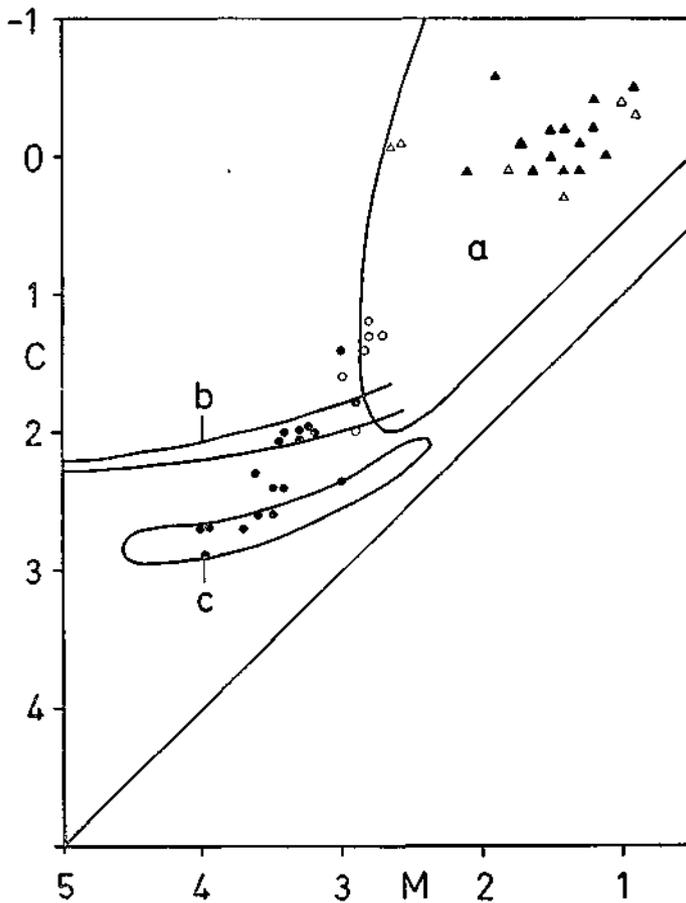


Abb. 5: CM-Diagramm: a = Strand-Feld, b = Schelf-Feld, c = Gezeiten-Feld. ▲ = basale Quarzarenite, ● = Quarzwackenbasis, ○ = feinkörnige Quarzwacken, △ = Kalksandsteine

berechneten Korngrößenparameter nach zahlreichen Autoren als aussagestarke Milieuanzeiger, wobei zwei oder mehrere Parameter für verschiedene Ablagerungsräume einander gegenübergestellt werden (vgl. MOIOLA & WEISER 1968 cum lit., SAHU 1964 bzw. AMARAL & PRYOR 1977). Dabei erhält man gute Resultate in rezenten Sedimenten, während in Festgesteinen wegen der unterschiedlichen Untersuchungsmethoden kaum damit vergleichbare Ergebnisse vorliegen. So weist etwa FRIEDMAN 1962 auf die beschränkte Vergleichsmöglichkeit von Sieb- und Dünnschliffdaten bei Sortierung, noch verstärkt bei Schiefe und Gipfeligkeit hin. Deshalb liegt auch der Vorteil des Modells von VISHAY 1969 in fossilen Sedimenten darin, daß es sich in erster Linie auf die Kornsummenkurven selbst bezieht und sich nicht auf einige Parameter beschränkt.

Aus den angeführten Gründen mißlingen Versuche, durch verschiedene Kombinationen von Korngrößenparametern die Teilanalysen miteinander zu verbinden, und es erschien zweckmäßig, geeignete Parameter direkt aus den Summenkurven zu evaluieren. Dazu bot sich die Verwendung von CM-Diagrammen (PASSEGA 1957, 1964, 1977) an, bei denen in einem zweiachsigen Koordinatensystem der 1-Perzentilwert (C) gegen den Medianwert (M) aufgetragen wird. Ausgehend von Studien an rezenten Sedimenten lassen sich so verschiedene Ablagerungsräume nach der Verteilung und Form der Punktwolken unterscheiden.

Die Lage aller Sandsteinproben im CM-Diagramm zeigt Abb. 5. Darin kommt die ähnliche fazielle Position der basalen Quarzarenite und der hangenden Kalksandsteine zum Ausdruck, die beide in das Feld für Strandsedimente fallen, wobei erstere eine zentrale, letztere eine periphere Position einnehmen. Die Quarzwacken liegen im Feld niedrigerenergetischer Bodenströmungen im Flachseeraum, einige Proben an der Basis befinden sich im Grenzbereich Strand-Flachmeer. Damit bestätigt das CM-Diagramm die Interpretation der Kornsummenkurven.

Die Kombination von Einzelanalysen und zusammenfassendem Vergleich erlaubt folgende Faziesinterpretation:

Die Polster-Quarzite sind Sedimente einer Transgressions-Sequenz. Diese führt im ersten Stadium zur Ablagerung von Strandsanden über dem Blasseneck-Porphyröid, welche wegen der hohen Aufarbeitungsrate durch Hochenergieverhältnisse nur in beschränktem Umfang erhalten geblieben sind. Danach folgt im zweiten Stadium der Übergang in energieärmere und feinkörnigere Flachmeersande nahe dem Gezeitenbereich. Das dritte Stadium bringt vertikal und lateral den Abschluß der klastischen Entwicklung mit der Ausbildung von Barrieresanden und zunehmendem Karbonatanteil, der in die Schelffazies der Cystoideenkalke überleitet.

8. Liefergebiete

Zur Rekonstruktion von Liefergebieten erschienen vor allem Quarzvarianten (vgl. BASU et al. 1975) und Schwerminerale geeignet. Da verschiedene Autoren (z. B. ANGEL 1929, MOSTLER 1970) die unterlagernde Porphyroidplatte als Sedimentlieferant in Betracht ziehen, wurden 9 Porphyroidproben nach den angegebenen Kriterien analysiert (Probenentnahmestellen s. Abb. 1).

Danach überwiegt im Quarzanteil der Porphyroide nichtundulöser Quarz mit durchschnittlich 73%, wobei Quarze mit Absorptionsschläuchen häufig sind (bis zu 16%). Im Schwermineralspektrum dominiert Apatit neben geringeren Mengen von Zirkon und untergeordnet Titanit und Turmalin. Im Polster-Quarzit kommt von diesen Mineralen nur idiomorpher Zirkon an der Basis häufig vor, der auch aufgrund von RMA-Darstellungen durch genetische Homogenität analog den Zirkonen aus

dem Porphyroid gekennzeichnet ist und von diesem hergeleitet werden kann (vgl. Tab. 3, Abb. 3). Die geringen Prozentsätze von nichtundulösem Quarz, Apatit und Titanit im Polster-Quarzit dürften ebenfalls aus dem Porphyroid stammen. Das bedeutet, daß der Blasseneck-Porphyroid nur wenig Material für die Sedimentation der Polster-Quarzite zur Verfügung gestellt hat, wenn man gleiche tektonische und diagenetische Beeinflussung der beiden Gesteine annimmt. Eine vorsichtige quantitative Abschätzung, die auf dem Gehalt von nichtundulösem Quarz, idiomorphem Zirkon, Apatit und Titanit beruht und einem teilweisen Materialverlust durch Aufarbeitung und Transport Rechnung trägt, ergibt für den Blasseneck-Porphyroid einen Anteil am Liefergebiet von maximal einem Drittel. Damit kommt dem von MOSTLER 1970 postulierten Niederbrechen der Porphyroidplatte nur untergeordnete Bedeutung für die nächstfolgende Sedimentation zu.

Für größere Teile des Liefergebietes sind undulöser Quarz, ein reifes Schwermineralspektrum sowie Epidot charakteristisch. Die reife Schwermineralgesellschaft, besonders Zirkon, spricht für multizyklische Sedimente, in diesem Fall ältere sandige Klastika, die undulösen Quarze, wenn man den Großteil davon als „mitgebrachte Undulation“ gelten läßt, und Epidot für niedriggradig metamorphe Gesteine im Hinterland.

Um diese Hypothese statistisch zu erhärten, wurde eine Cluster-Analyse mit den Korrelationen zwischen den Häufigkeiten folgender sechs für die Ermittlung der Liefergebiete charakteristischen Minerale bzw. Mineralvarianten berechnet: monokristalliner Quarz, monokristalliner Quarz undulös, ZTR (gerundeter Zirkon-Turmalin-Rutil), idiomorpher Zirkon, Apatit und Epidot. Dafür bildeten von sämtlichen untersuchten Sandstein- und Porphyroidproben standardisierte Prozentwerte, d. h. die jeweiligen Abweichungen vom Mittelwert einer Variablen bezogen auf eine Normalverteilung, die Ausgangsdaten. Die sich daraus ergebende Korrelationsmatrix mit Zahlenwerten für den Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten zeigt Tab. 6. Aus diesen Werten wurde das Cluster-Diagramm in Abb. 6 erstellt (zur Methodik s. DAVIS 1973, SOKAL & SNEATH 1963).

Die Cluster-Analyse ist eine Methode der multivariablen Statistik, mit der Variablen über die Proben zueinander in Beziehung gesetzt und in verschiedene Gruppen aufgliedert werden. Dabei korreliert man jede Variable mit allen übrigen, wodurch eine Gliederung nach numerisch ausgedrückten Ähnlichkeiten entsteht. Die Berechnungen gehen von einer symmetrischen Ähnlichkeitsmatrix der Variablen mit Zahlenwerten für den Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten aus, in der sämtliche Korrelationen der

Tabelle 6: Korrelationsmatrix von sechs für die Typisierung der Liefergebiete charakteristischen Mineralen. qum = Quarz monokristallin, qumu = Quarz monokristallin undulös, ZTR = gerundeter Zirkon-Turmalin-Rutil, zid = idiomorpher Zirkon, ap = Apatit, epi = Epidot. x = negative Scheinkorrelationen, die sich aus der prozentuellen Häufigkeitsermittlung ergeben. Kritische Signifikanzniveaus: $r_{99\%} = 0,319$, $r_{95\%} = 0,246$

	qum	qumu	ZTR	zid	ap	epi
qum	—					
qumu	x	—				
ZTR	-,761	,739	—			
zid	,701	-,729	x	—		
ap	,798	-,734	-,911	,790	—	
epi	-,483	,412	,291	-,364	-,388	—

Variablen zueinander enthalten sind. Die hier benützte „unweighted pair group“ Methode gliedert die Variablen ausgehend von den beiden höchst korrelierten mit dem höchsten Ähnlichkeitsniveau nach abnehmender Ähnlichkeit, bis alle Variablen gruppenweise in einer hierarchischen Ordnung gruppiert sind.

Zur graphischen Darstellung dient das Dendrogramm, auf dem die Variablen parallel nebeneinander aufgetragen und senkrecht dazu auf den entsprechenden Ähnlichkeitsniveaus miteinander verbunden sind.

Im Cluster-Diagramm ergeben sich zwei Dreiergruppen: Quarz monokristallin undulös – ZTR – Epidot und Quarz monokristallin – Apatit – Zirkon idiomorph. Die Elemente innerhalb einer Gruppe sind hochsignifikant positiv miteinander korreliert, die beiden Gruppen stehen zueinander in einer signifikant negativen Korrelation. Die erste Gruppe dominiert im Polster-Quarzit, die zweite im Blasseneck-Porphyröid und kommt nur untergeordnet im Polster-Quarzit vor. Bezogen auf die

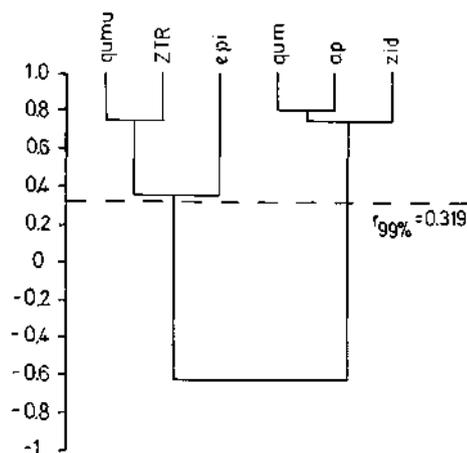


Abb. 6: Cluster-Diagramm von sechs Variablen (Abkürzungen s. Tab. 6) mit dem Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten (r) als Ähnlichkeitsmaß

Liefergebiete des Polster-Quarzites bedeutet dies: 1. eine deutliche Trennung von zwei Anteilen im Liefergebiet aufgrund der signifikant negativen Korrelation zwischen den beiden Mineralgruppen. 2. Die Zusammensetzung der beiden Gruppen ermöglicht lithologische Aussagen über diese beiden Anteile: niedrigmetamorphe Klastika für Gruppe 1 und Blasseneck-Porphyröid für Gruppe 2. 3. Die hohen positiven Korrelationen zwischen Quarz monokristallin undulös und ZTR (0.739) sowie Epidot (0.412) bestärken die Annahme, daß die Ursache der Undulosität bei Quarz größtenteils im Liefergebiet zu suchen ist.

Zur genaueren paläogeographischen Präzisierung der Liefergebiete wurde versucht, Sedimenteinschüttungsrichtungen oder eine tektonische Einregelung anhand der mit dem Universaldrehtisch meßbaren Quarzachsenregelung zu bestimmen. Dabei ist theoretisch ein starkes Einregelungsmaximum parallel zur Schüttungsrichtung mit flacher, gegen die Strömung geneigter Imbrikation zu erwarten, ein zweites schwächeres Maximum, das auch fehlen kann, senkrecht dazu (vgl. HAMILTON et al. 1968, RUSNAK 1957, SCHWARZACHER 1951, VOLLBRECHT 1953).

Von insgesamt 10 orientierten Proben wurden aus 3 aufeinander senkrecht stehenden Schnittflächen (eine davon ss-parallel) je 200 Quarzlängsachsen vermessen und deren Einfallen bezugsnehmend auf eine Horizontierung der Schichtflächen transformiert. In den basalen Quarzareniten und den hangenden Kalksandsteinen konnte keine bevorzugte Einregelungsrichtung festgestellt werden, was sich mit den wechselnden Strömungsverhältnissen und der damit verbundenen oftmaligen Umlagerung der Sedimentpartikel in einem Hochenergiemilieu erklären läßt. Günstiger schien eine Untersuchung der feinkörnigen Quarzwacken im Polsterkar, da hier die Lagerungsverhältnisse über einen größeren Mächtigkeitbereich konstant bleiben mit einem Einfallen um 30/30, und auch die faziellen Befunde ein geringeres Energieniveau mit ruhigerer Sedimentation und stabileren Strömungsverhältnissen erbrachte. Die Vermessung von vier Dünnschliffen aus diesem Bereich bestätigte obige Annahme und ergab schwache unterschiedliche Maxima zwischen 245 und 080° mit einem

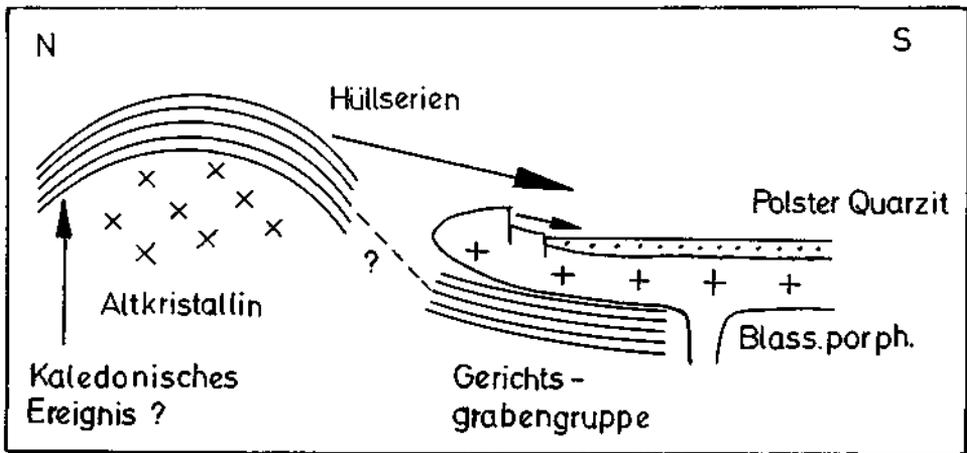


Abb. 7: Rekonstruktion der Liefergebiete

Vektormittel von 288 bis 042°. Daraus folgt eine Schüttungsrichtung von NW bis NE. Das heißt, daß Liefergebiet hat in bezug auf den Sedimentationsraum eine nördliche Position eingenommen. Diese Aussage soll hier nur als ein erster Anhaltspunkt dienen, da sie nur durch wenige Daten gestützt wird.

Eine Kombination dieser Faktoren führt zur Annahme älterer (kaledonisch?) niedrigmetamorpher Klastika im Norden des Ablagerungsraumes der Polster-Quarzite, die nach einer orogenen Heraushebung erosiv Sediment nach Süden schütteten (vgl. Abb. 7).

9. Schlußfolgerungen

Die vorhin dargestellten Ergebnisse passen gut in das von BÖGEL et al. 1979 und SCHÖNLAUB 1979 vorgelegte paläogeographische Schema des Altpaläozoikums der Ostalpen. Abgesehen vom Lokaleffekt des unterlagernden Blassneck-Porphyroides ist das Liefergebiet der Polster-Quarzite in älteren (kaledonisch?) niedriggradig metamorphen Klastika zu suchen. Entsprechende Gesteine liegen anchimetamorph an der Basis der östlichen Grauwackenzone und der Karnischen Alpen vor und

könnten weiter nördlich als Hüllserie des kaledonischen Kristallinareals, das sich von der Silvretta bis zur Gleinalm erstreckt, einer höheren Metamorphose unterlegen sein (s. Abb. 7). In diesem Zusammenhang wird auf die von SCHNABEL 1977 ermittelte Epidotführung und das auch im übrigen ähnliche Schwermineralspektrum von Sandsteinen aus dem Ordovizium/Silur Grenzbereich in den Karnischen Alpen (Profil Cellonrinne, Untere Schichten) verwiesen, die als benachbarter Sedimentationsraum vom selben Hinterland beliefert worden sein könnten.

In einem größeren regionalen Zusammenhang kann die Transgression-Sequenz der Polster-Quarzite als Folge der spät-ordovizischen Vereisung in Nordafrika gedeutet werden (vgl. FENNINGER & SCHÖNLAUB 1972). Ähnliche Faziesbilder mit Regressionen im höheren Caradoc und Transgressionen im Ashgill sind aus dem westmediterranen Raum (Sardinien, Montagne Noire, Spanien) bekannt.

Literatur

- AMARAL, E. J. & PRYOR, W. A. (1977): Depositional environment of the St. Peter sandstone deduced by textural analysis. — *J. Sed. Petrol.*, 47, 32–52, Tulsa.
- ANGEL, F. (1929): Über Gesteine vom steirischen Erzberg. — *Mitt. naturw. Ver. Steiermark*, 64/65, 79–100, Graz.
- BASU, A. et al. (1975): Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. — *J. Sed. Petrol.*, 45, 873–882, Tulsa.
- BLATT, H. (1967): Original characteristics of clastic quartz grains. — *J. Sed. Petrol.*, 37, 401–428, Tulsa.
- BLATT, H. & CHRISTIE, J. M. (1963): Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. — *J. Sed. Petrol.*, 33, 559–579, Tulsa.
- BÖGEL, H. et al. (1979): The Hercynian and pre-Hercynian development of the Eastern Alps. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 159, 1, 87–112, Stuttgart.
- DAVIS, J. C. (1973): *Statistics and data analysis in geology*. — 550 S., New York (Wiley).
- DAVIS, R. A. (1978), Hrsg.: *Coastal sedimentary environments*. — 420 S., New York–Heidelberg–Berlin (Springer).
- DICKINSON, W. R. (1970): Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. — *J. Sed. Petrol.* 40, 695–709, Tulsa.
- DICKINSON, K. A. et al. (1972): Criteria for recognizing ancient barrier coastlines. — in: RIGBY, J. K. & HAMBLIN, W. K., Hrsg.: *Recognition of ancient sedimentary environments*. — *Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Publ.* 16, 192–214, Tulsa.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. — in: HAM, W. E., Hrsg.: *Classification of carbonate rocks*. — *Amer. Ass. Petrol. Geologists, Memoir* 1, 108–121, Tulsa.
- FENNINGER, A. & SCHÖNLAUB, H. P. (1972): *Das Paläozoikum der Karnischen Alpen*. — *Exk. Führer Tagung Paläont. Ges.*, 18–60, Graz.
- FLAJS, G. (1964): Zum Alter des Blasseneck-Porphyroids bei Eisenerz (Steiermark, Österreich). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 368–378, Stuttgart.
- FLAJS, G. (1967): Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 59, 157–212, Wien.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P. (1976): Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone Österreich). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1976, 257–310, Wien.
- FOLK, R. L. & WARD, W. C. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. — *J. Sed. Petrol.*, 27, 3–26, Tulsa.
- FRIEDMAN, G. M. (1958): Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. — *J. Geology*, 66, 394–416, Chicago.

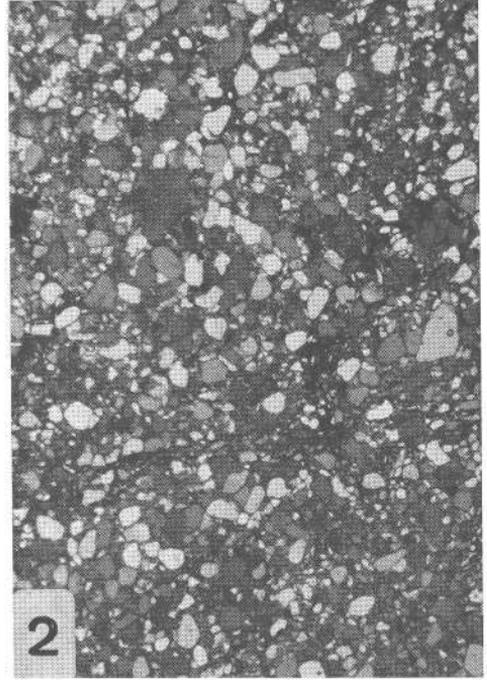
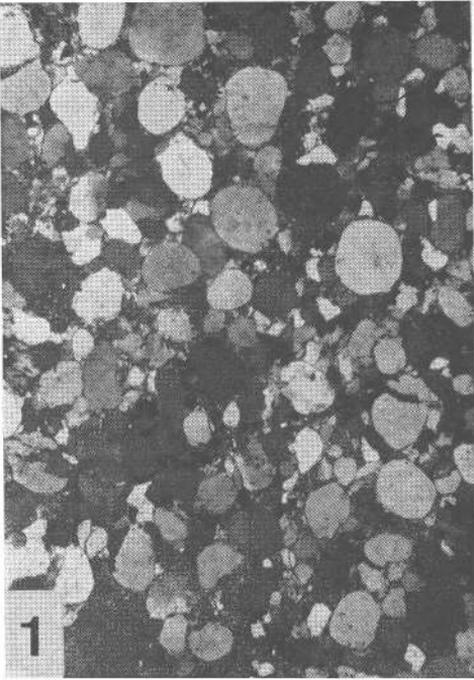
- FRIEDMAN, G. M. (1962): Comparison of moment measures for sieving and thin-section data in sedimentary petrological studies. — *J. Sed. Petrol.*, 32, 15–25, Tulsa.
- FRIEDMAN, G. M. (1979): Address of the retiring President of the International Association of Sedimentologists: Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. — *Sedimentology*, 26, 3–32, Amsterdam.
- GRIMM, W. (1973): Stepwise heavy mineral weathering in the Residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany). — *Contr. Sedimentology*, 1, 103–125, Stuttgart.
- HAMILTON, N. et al. (1968): Laboratory experiments on the production of grain orientation in shearing sand. — *J. Geology*, 76, 465–472, Chicago.
- HEIMLICH, R. A. et al. (1975): Variability in zircons from the Sharon Conglomerate of Northeastern Ohio. — *J. Sed. Petrol.*, 45, 629–635, Tulsa.
- HERITSCH, F. (1927): Caradoc im Gebiete von Eisenerz in Obersteiermark. — *Verh. geol. B.-A.*, 1927, 66–68, Wien.
- HIESSLEITNER, G. (1929): Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. — *Jb. geol. B.-A.*, 79, 203–240, Wien.
- KLEIN, G., DE VRIES (1971a): A sedimentary model for determining paleotidal range. — *Bull. geol. Soc. Amer.*, 82, 2585–2592, Boulder.
- KLEIN, G., DE VRIES (1971b): Environmental model for some sedimentary quartzites (Abs.). — *Amer. Ass. Petrol. Geologists, Bull.*, 55, 347, Tulsa.
- KRUMBEIN, W. C. (1941): Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. — *J. Sed. Petrol.*, 11, 64–72, Tulsa.
- KUBLER, B. (1967): Anchimetamorphisme et schistosité. — *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 1, 259–278, Pau.
- LARSEN, L. H. & POLDERVAART, A. (1957): Measurement and distribution of zircons in some granitic rocks of magmatic origin. — *Mineral. Magazine*, 31, 544–564.
- MOIOLA, R. J. & WEISER, D. (1968): Textural parameters: An evaluation. — *J. Sed. Petrol.*, 38, 45–53, Tulsa.
- MOSTLER, H. (1970): Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). — *Festbd. geol. Inst. 300-J. Feier Univ. Innsbruck*, 507–522, Innsbruck.
- MÜLLER, G. (1964): *Sedimentpetrologie, Teil I: Methode der Sediment-Untersuchung.* — 303 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- NICKEL, E. (1973): Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal solution. — *Contr. Sedimentology*, 1, 1–68, Stuttgart.
- PASSEGA, R. (1957): Texture as characteristic of elastic deposition. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 41, 1952–1984, Tulsa.
- PASSEGA, R. (1964): Grainsize representation by CM patterns as a geological tool. — *J. Sed. Petrol.*, 34, 830–847, Tulsa.
- PASSEGA, R. (1977): Significance of CM diagrams of sediments deposited by suspensions. — *Sedimentology*, 24, 723–733, Amsterdam.
- PETTIJOHN, F. J. et al. (1972): *Sand and sandstone.* — 618 S., New York—Heidelberg—Berlin (Springer).
- POLDERVAART, A. (1955): Zircons in rocks. I Sedimentary rocks. — *Amer. J. Sci.*, 253, 433–461.
- REDLICH, K. (1923): *Der Erzzug Vordernberg—Johnsbachtal.* — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 15, 207–312, Wien.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1973): *Depositional sedimentary environments.* — 439 S., New York—Heidelberg—Berlin (Springer).
- RUSNAK, G. A. (1957): The orientation of sand grains under conditions of „unidirectional fluid flow, I. Theory and experiment. — *J. Geology*, 65, 384–409, Chicago.
- SAGOE, K. O. & VISHNER, G. S. (1977): Population breaks in grain size distributions of sand. — A theoretical model. — *J. Sed. Petrol.*, 47, 285–310, Tulsa.
- SAHU, B. K. (1964): Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. — *J. Sed. Petrol.*, 34, 73–84, Tulsa.

- SCHNABEL, W. (1976): Schwermineraluntersuchungen im Variszikum der Karnischen Alpen (Österreich und Italien). — Verh. Geol. B.-A., 1976, 191—206, Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. — Abh. Geol. B.-A., 33, 124 S., Wien.
- SCHOUPE, A. (1950): Archaeocyathacea in einer Caradoc-Fauna der Ostalpen. — N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abh., 91B, 193—232, Stuttgart.
- SCHRAMM, J. (1976): 1. Teilbericht über die Metamorphose in den nördlichen Kalkalpen und in der nördlichen Grauwackenzone. — Ber. geol. Tiefbau Ostalpen, 3, 19—25, Wien.
- SCHWARZACHER, W. (1951): Grain orientations in sands and sandstones. — J. Sed. Petrol., 21, 162—172, Tulsa.
- SELLEY, R. C. (1976): Ancient sedimentary environments. — 287 S., London (Chapman & Hall).
- SOKAL, R. R. & SNEATH, P. H. A. (1963): Principles of numerical taxonomy. — 359 S., San Francisco—London (Freeman).
- STATTEGGER, K. (1976): Schwermineraluntersuchungen im Paläozoikum der Ost- und Zentralpyrenäen (Frankreich/Spanien). — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 121 S., Graz.
- VISHER, G. S. (1965): Use of vertical profile in environmental reconstruction. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 4, 41—61, Tulsa.
- VOLLBRECHT, K. (1953): Zur Quarzachsenregelung sandiger Sedimente. — Acta Hydrophysica, 1, 2, 61—88, Berlin.
- WADDELL, H. (1932): Volume, shape and roundness of rock particles. — J. Geol., 40, 443—451, Chicago.
- WADDELL, H. (1935): Volume, shape and roundness of quartz particles. — J. Geol., 4, 250—280, Chicago.
- WILSONANT, R. C. (1970): Influence of texture upon the response of detrital quartz to deformation of sandstones. — J. Sed. Petrol., 40, 1018—1025, Tulsa.
- YOUNG, S. W. (1976): Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks. — J. Sed. Petrol., 46, 595—603, Tulsa.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Jänner 1980.

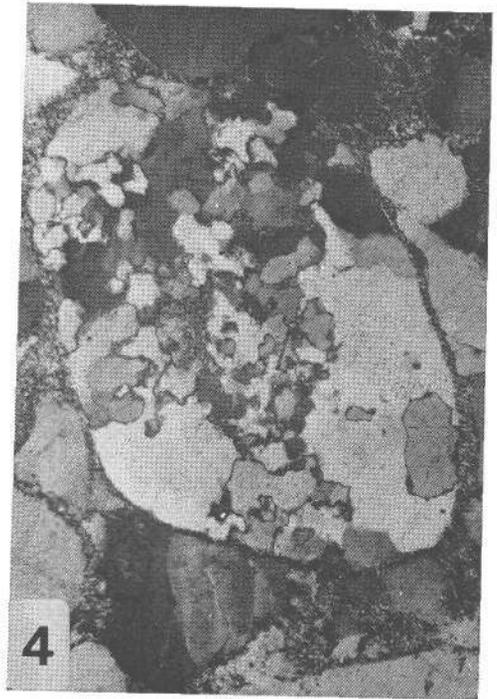
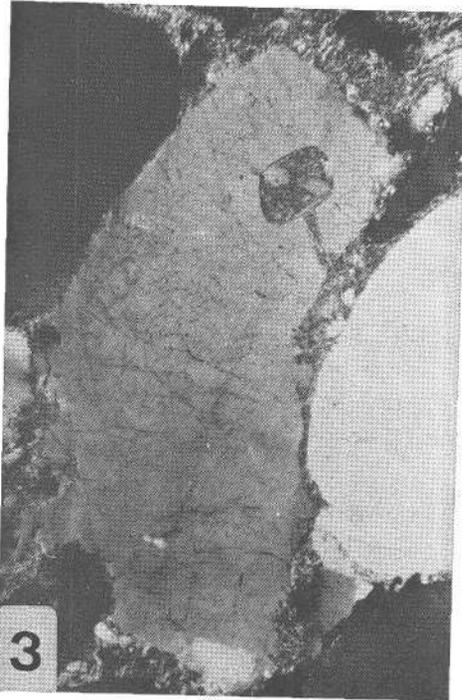
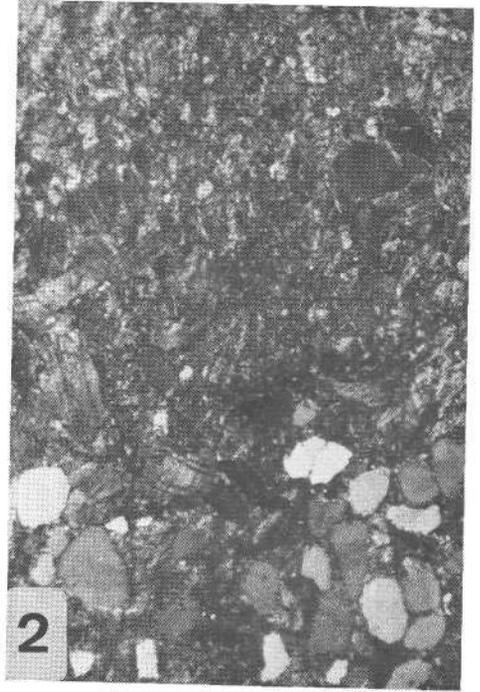
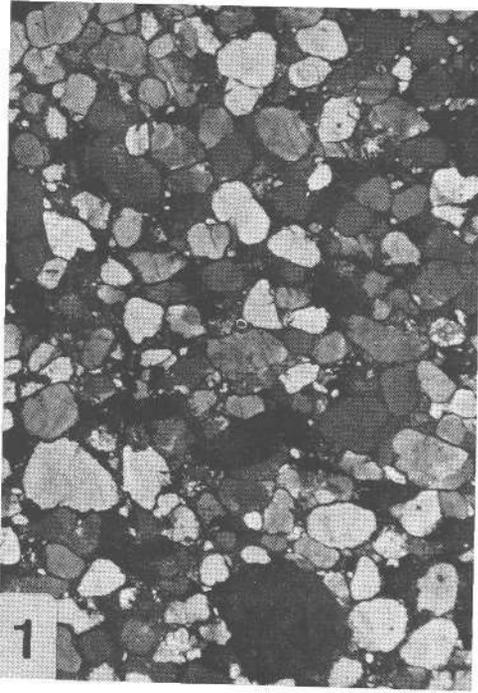
Tafel 1

- Fig. 1: Basaler Quarzarenit, Rotschütt, Dünnschliffübersichtsaufnahme, Probe ro 8, 6,5 fach.
- Fig. 2: Quarzwackenbasis, Himmelkogel, Dünnschliffübersichtsaufnahme, Probe ro 25, 6,5 fach.
- Fig. 3: Feinkörnige Quarzwacke, Rotschütt, Dünnschliffübersichtsaufnahme, Probe ro 12, 128 fach.
- Fig. 4: Feinkörnige Quarzwacke Polster, Dünnschliffübersichtsaufnahme, Probe po 6, 128 fach.



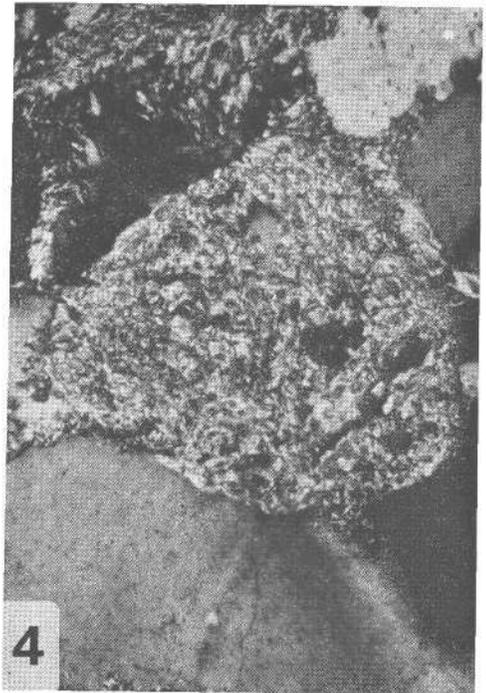
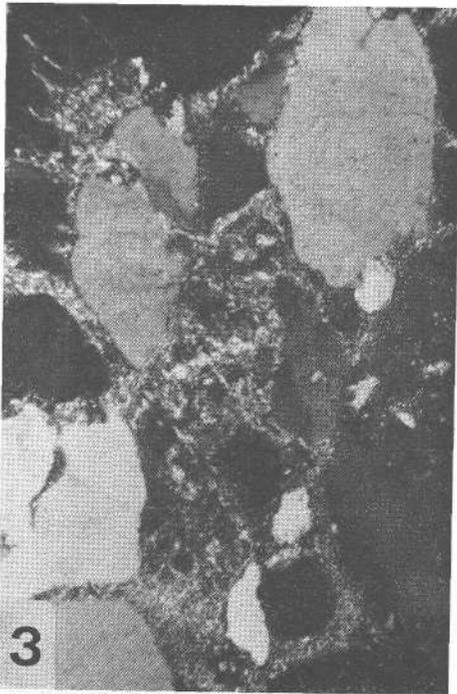
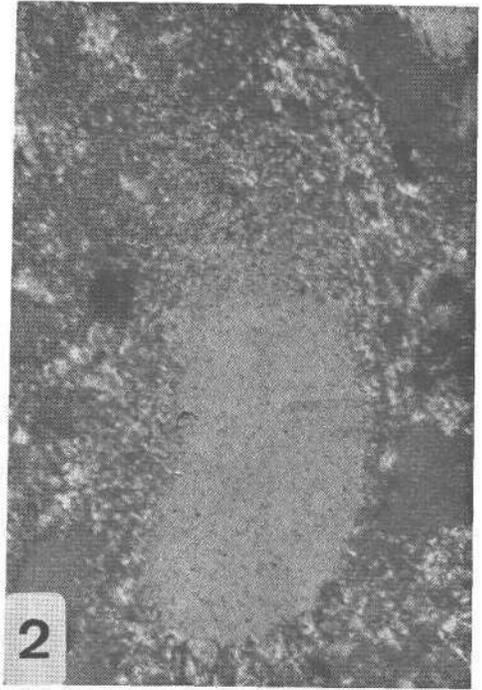
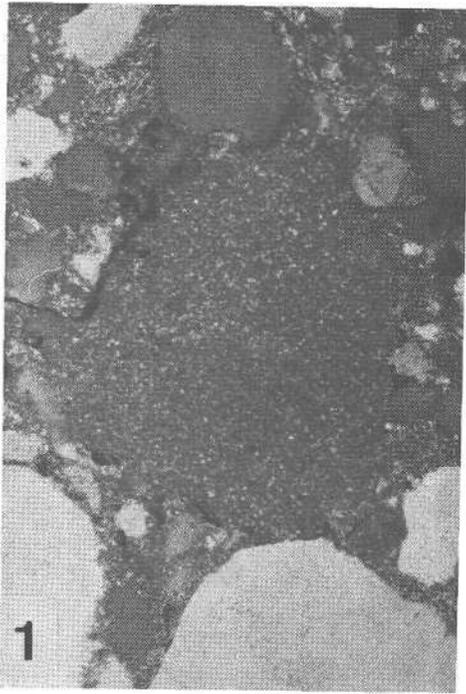
Tafel 2

- Fig. 1: Kalksandstein, Karbonatanteil (Biosparit, Matrix) dunkel, Polster, Dünnschliff-
übersichtsaufnahme, Probe po 18, 6,5 fach.
- Fig. 2: Grenzbereich Kalksandstein/Cystoideenkalk, Grenze durch das Fehlen von
Quarzklasten definiert, Polster, Dünnschliffübersichtsaufnahme, Probe po 21,
6,5 fach.
- Fig. 3: Quarzkorn mit Absorptionsschlauch, basale Quarzarenite, Rotschütt, Probe
ro 8, Dünnschliff, 128 fach.
- Fig. 4: Quarzlösung, Umwandlung eines monokristallinen in ein polykristallines Quarz-
korn, basale Quarzarenite, Rotschütt, Probe ro 8, Dünnschliff, 128 fach.



Tafel 3

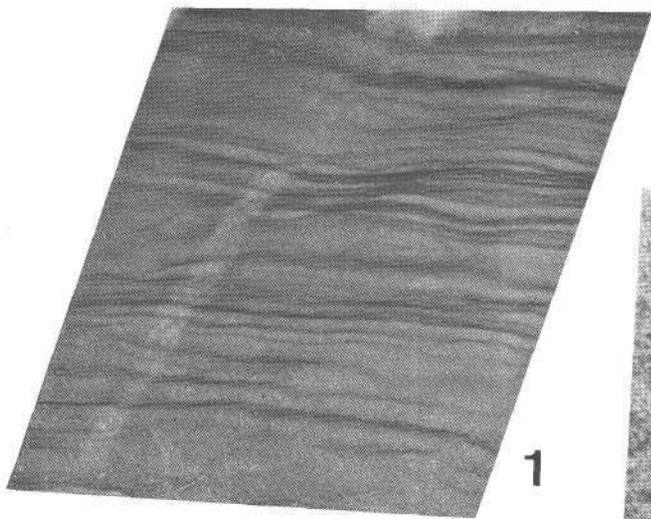
- Fig. 1: Auflösung eines Quarzkorns in Quarzmatrix bzw. polykristallinen Quarz mit sehr feinkörnigen Teilindividuen, ursprünglicher Kornumriß noch erkennbar, basale Quarzarenite, Rotschütt, Probe ro 10B, Dünnschliff, 128 fach.
- Fig. 2: Randliche Quarzlösung und Serizitisierung eines Quarzkorns, fortgeschritten in der oberen Kornhälfte, basale Quarzarenite, Rotschütt, Probe ro 10B, Dünnschliff, 256 fach.
- Fig. 3: Weitgehende Quarzlösung und Serizitisierung eines Quarzkorns in der Bildmitte, ursprünglicher Kornumriß noch erkennbar, Ausbildung von serizitischer Epimatrix an anderen Quarzkornrändern, basale Quarzarenite, Rotschütt, Probe ro 7, Dünnschliff, 128 fach.
- Fig. 4: Vollständige Quarzlösung und Serizitisierung eines Quarzkorns, basale Quarzarenite, Rotschütt, Probe ro 7, Dünnschliff, 320 fach.



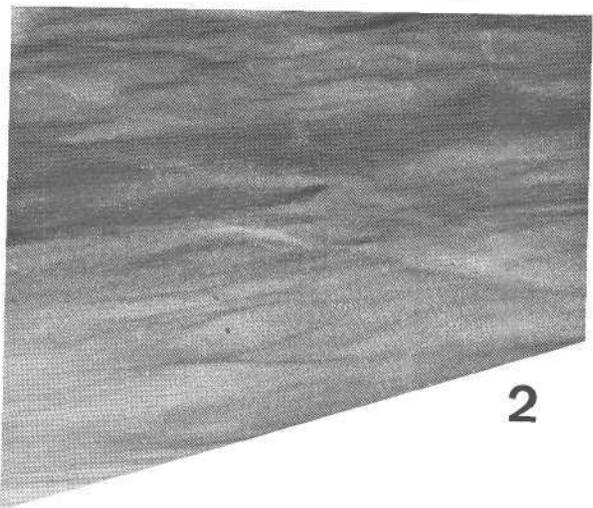
Tafel 4

Radiographien

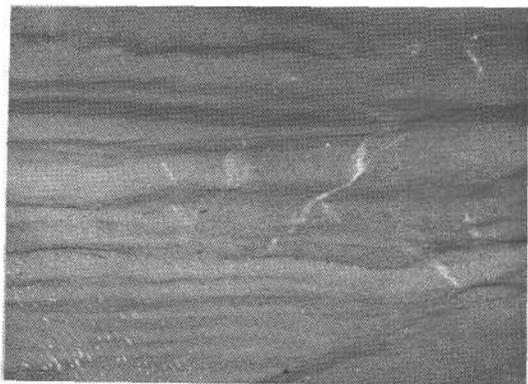
- Fig. 1—3: Flaser- und Rippelschichtung in den feinkörnigen Quarzwacken, Polster.
Fig. 1: Probe po 6, 3 fach; Fig. 2: Probe po 7, 3 fach; Fig. 3: Probe po 9,
1,8 fach.
- Fig. 4: Wechsel von Grob- und Feinsandlagen in den Kalksandsteinen, Polster,
Probe po 19, 1,8 fach.



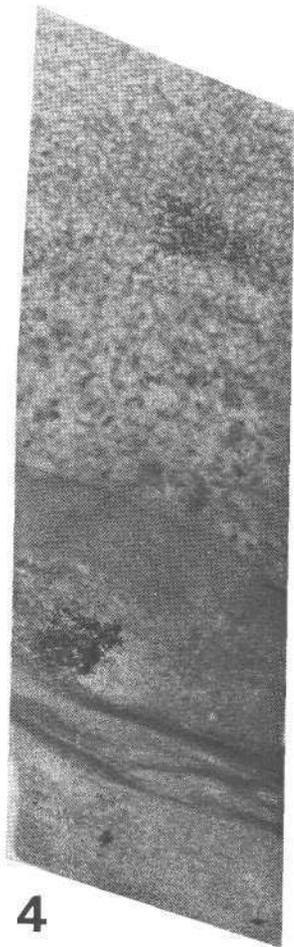
1



2



3



4