Mikro-Oberflächenstrukturen auf detritischen Quarzkörnern als Paläoklimaindikator

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften im Department Geowissenschaften der Universität Hamburg

vorgelegt von

Kay Menckhoff

aus

Hamburg

Hamburg 2010

Als Dissertation angenommen vom Department Geowissenschaften der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. Gerd F. Tietz und Dr. Ekkehard Martin

Hamburg, den 23.04.2010

Prof. Dr. Jürgen Oßenbrügge Leiter des Departments Geowissenschaften

Kurzfassung

Detritische Quarze aus Lockersedimenten wurden elektronenmikroskopisch (REM) auf Oberflächenveränderungen infolge chemischer Verwitterung untersucht. Dieser bisher wenig erforschte Einfluss wurde für alle wesentlichen Ablagerungsräume analysiert. Quarzwachstum und -lösung sind in oberflächennahen Lockersedimenten auf tropische Klimabedingungen beschränkt. Nur unter diesen Klimabedingungen ist aufgrund der geringen Löslichkeit nennenswerte Kieselsäure-Migration möglich. Quarzwachstum erfolgt in den wechselfeuchten Tropen. Während Trockenperioden können sich amorphe Ausfällungen (Si-Al-Fe-Hydroxide) bilden, denen eine essentielle Bedeutung für späteres Quarzwachstum durch Diffusion zukommt. Dieser Vorgang kann als Paläo-Klimaindikator dienen, da bereits geringer Transport an authigenen Kristallflächen ersichtlich ist. In Mitteleuropa war dieses Wachstum letztmalig im späten Miozän möglich.

Höhlensedimente sind wichtige Klimaarchive. REM-Analysen an Sedimenten der Sophienhöhle (Fränkische Schweiz, Ailsbachtal) zeigen, dass sie unter andauernden tropischem Klima eingeschwemmt wurden.

Muscheliger Bruch ist nicht nur auf glazigen geprägte Sedimente beschränkt. In Rissen kristallisierende Sekundärminerale (chemische Ausfällungen) können zur Quarzsprengung (Kristallisationsdruck) führen. Mattierung ist kein sicherer Indikator für äolische Quarze. Sie zeigt intensive mechanische und/oder chemische Einwirkung auf die Kornoberfläche an. Hauptsächlich wird Mattierung durch chemische Ausfällungen (coatings) oder Mikrofrakturen durch häufige Korn-Korn-Kontakte ("sandgestrahlte" Oberfläche) erzeugt. Die Ursache ist elektronenmikroskopisch bestimmbar.

Erst aus der Kombination von Mikrostrukturen ist ein Erkenntnisgewinn zu erzielen. Das vorgestellte Klassifikationsmodell mit vier Eckpunkten (Prallmarken, muscheliger Bruch, Quarzlösung und Quarzwachstum) ermöglicht eine Zuordnung zu bestimmten Transport- und Ablagerungsverhältnissen. Weitere milieuspezifische Oberflächenveränderungen sind tabellarisch dargestellt.

Schlagwörter: Sand, Quarz-Oberflächen, REM, chemische Verwitterung, Quarzwachstum, Höhlensedimente.

Abstract

Detrital quartz grains from sedimentary soft rock were analysed using scanning electron microscopy (SEM) to assess their influence on grain surfaces by chemical weathering. This aspect of chemical weathering has so far not frequently been studied and has been analysed for all essential sedimentary environments. Quartz overgrowth (regrowth) and solution only occurs in regolith under tropical climate conditions. The low solubility of silicic acid only allows appreciable migration under these climatic conditions. Quartz overgrowth occurs in tropical wet-dry climates. During dry seasons amorphous Si-Al-Fe-hydroxides may precipitate. Such hydroxides are essential for later quartz-overgrowth by diffusion. This process can be used as a paleoclimatic indicator, as short sedimentary transport is visible on authigenic crystal faces. In Central Europe such overgrowth were finally able to take place in the late Miocene.

Cave sediments are an important climatic archive. Sediments from the Sophien Cave ("Sophienhöhle", Franconian Switzerland, Ailsbachtal) were analysed using SEM. These sediments were deposited under permanent tropical climatic conditions.

A conchoidal breakage pattern is not only related to a glacial environment. Crystallisation of secondary minerals (chemical precipitation) in fissures can also lead to fracturing of quartz grains. Frosting is not solid evidence of Aeolian transportation. It is the result of an intensive chemical and/or mechanical influence on the grain surface. Frosting is predominantly the result of chemical precipitation (coatings) or frequent grain-on-grain impact ("sandblasted" grain surface). The origin of frosting can be investigated through the electron microscopic analyses.

Only synoptic review or combination of microstructures can guarantee reliable results. The presented classification model of a rectangle (corner points are grain-on-grain impacts, conchoidal breakage, quartz solution and overgrowth) enables information to be collated about transportation, depositional and climatic conditions. General data and results are listed in relation to typical grain surfaces depending on the environment.

Keywords: Sand, quartz grain surface, SEM, chemical weathering, overgrowth, cave sediments.

Inhalt

1	Einle	pitung	1
	1.1 Au	ıfgabenstellung und Zielsetzung	1
	1.2 Kli	maentwicklung	2
	1.2.1	Paläogen und Neogen	2
	1.2.2	Quartär	3
	1.3 Un	itersuchungsmethoden	4
	1.3.1	Chemische Analyse mittels REM	4
	1.3.2	Probenvorbereitung	4
	1.3.3	Probenauswahl	5
	1.4 Ab	lagerungsräume von Sanden	6
	1.4.1	Rundung von detritischen Klasten	7
	1.4.2	Zusammensetzung von Sanden	8
	1.5 Ob	erflächenanalyse mittels REM	9
	1.5.1	Häufige Mikrostrukturen auf Quarzoberflächen	10
	1.5.2	Verwendbarkeit der häufigen Mikrostrukturen	15
2	Mine	eralogie und Kristallographie des Systems SiO2	16
	2.1 Th	eoretische Grundlagen zu Wachstum und Lösung	18
	2.1.1	Theoretisches Kristallwachstum	18
	2.1	.1.1 Kossel-Stranski-Gitter	18
	2.1.2	Wachstum und Lösung von Quarzen	20
	2.1	.2.1 Löslichkeit von Kieselsäure in wässrigen Lösungen	22
	2.1	.2.2 Die Bedeutung amorpher Krusten für das Quarzwachstum	24
	2.1	.2.3 Lösung von Quarzen	26
	2.1.3	Natürliches Wachstum und Lösung im Verwitterungshorizont	27
	2.1	.3.1 Natürliche Lösung und Lösung unter Laborbedingungen	30
	2.1	.3.2 Abrasion der sedimentär gebildeten Wachstumsflächen	30
	2.1	.3.3 Lösung von Gastmineralen und Einschlüssen	31

Mikrostrukturen unterschiedlicher Ablagerungsräume	
3.1 Diagenese und Metamorphose	
3.2 Äolischer Ablagerungsraum	
3.2.1 Quartäre Flugsande (Norddeutschland)	
3.3 Fluviatile Ablagerungen (insbesondere Strandsande)	
3.4 Glazigene Ablagerungen	51
3.5 Chemische Verwitterung im tropischen Environment	
3.5.1 Jos Plateau (Nigeria)	
3.5.2 In-situ-Verwitterung ohne nachfolgenden Transport	
3.6 Mikrostrukturen	57
Quarzsande verschiedener Ablagerungsräume Frankens	58
4.1 Geologischer Überblick	
4.1.1 Kretazische Ablagerungen	
4.1.2 Landschaftsentwicklung/Verkarstung	61
4.2 Veldensteiner Forst	
4.2.1.1 Michelfelder Schichten	64
4.2.1.2 Auerbacher Kellersandstein	
4.3 Kretazische Ablagerungen bei Amberger	
4.4 Quarze der Dünenfelder bei Neumarkt i. d. OPf	73
4.4.1 Einleitung	73
4.4.2 Ablagerungsgeschichte	74
4.4.3 Ergebnisse und Diskussion	75
4.4.4 Schlussbetrachtung	
4.5 Höhlensedimente der Sophienhöhle (Franken)	79
4.5.1 Bisherige REM-Untersuchungen von Höhlensedimenten	
4.5.2 Datierung der Höhlensysteme	
4.5.3 Beschreibung der Sophienhöhle	
4.5.3.1 Beprobte Höhlenabschnitte	
4.5.3.2 Sedimente der Sophienhöhle	
4.5.4 Zusammenfassende Betrachtung	
	Mikrostrukturen unterschiedlicher Ablagerungsräume 3.1 Diagenese und Metamorphose. 3.2 Äolischer Ablagerungsraum. 3.2.1 Quartäre Flugsande (Norddeutschland) 3.3 Fluviatile Ablagerungen (insbesondere Strandsande). 3.4 Glazigene Ablagerungen. 3.5 Chemische Verwitterung im tropischen Environment. 3.5.1 Jos Plateau (Nigeria) 3.5.2 In-situ-Verwitterung ohne nachfolgenden Transport 3.6 Mikrostrukturen Quarzsande verschiedener Ablagerungsräume Frankens. 4.1 Geologischer Überblick 4.1.1 Kretazische Ablagerungen. 4.1.2 Landschaftsentwicklung/Verkarstung. 4.2 Veldensteiner Forst 4.2.1.1 Michelfelder Schichten. 4.2.1.2 Auerbacher Kellersandstein 4.3 Kretazische Ablagerungen bei Amberger 4.4 Quarze der Dünenfelder bei Neumarkt i. d. OPf. 4.4.1 Einleitung 4.4.2 Ablagerungsgeschichte 4.4.3 Ergebnisse und Diskussion. 4.4.4 Schlussbetrachtung 4.5 Höhlensedimente der Sophienhöhle (Franken). 4.5.1 Bisherige REM-Untersuchungen von Höhlensedimenten. 4.5.2 Datierung der Höhlensysteme 4.5.3 Beschreibung der Sophienhöhle 4.5.3.1 Beprobte Höhlenabschnitte 4.5.3.2 Sedimen

5	Ergel	onisse und Diskussion	119
	5.1 Qu	arzwachstum und -lösung im tropischen Environment	
	5.2 Kla	stische Höhlensedimente (Sophienhöhle)	121
	5.2.1	Einfluss des pH-Wertes	122
	5.2.2	Altersbestimmung und Landschaftsentwicklung	123
	5.2.3	Zusammenfassung	125
	5.3 Kre	etazische Ablagerungen in Franken	126
	5.4 Bes	stimmung des Ablagerungsraumes mittels Mikrostrukturen	126
	5.4.1	Äolischer Ablagerungsraum und mattierte Kornoberflächen	131
	5.4.2	Fluviatiler Ablagerungsraum und Transport	
	5.5 Tri	gonale Vertiefungen und Ätzgruben ([oriented] etch pits)	
	5.6 Ch	attermark trails (»Halbmonde«)	
	5.7 Ers	chwerte Oberflächenanalyse	134
	5.7.1	Polierte Oberflächen	
	5.8 Au	sblick	
6	Zusa	mmenfassung	141
7	Conc	lusion	143
8	Litera	atur	145
D	anksagi	ung und Erklärung	166

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1a+b: Klimaentwicklung nach SCHWARZBACH (1993) und WOLFE (1994).	3
Abb. 2: Rundungsgrad nach POWER (1953) und PETTIJOHN et al. (1972).	7
Abb. 3: Abrasionsraten (äolisch u. fluviatil) nach KUENEN (1960a) und DOTT (2003)	. 8
Abb. 4: Hauptkomponenten von Sandsteinen nach SIEVER (1989).	9
Abb. 5a+b: Quarzdruse (Nailtalstörung, Alpen bei Meran/Südtirol).	12
Abb. 6a+b: Halbmondförmige Vertiefungen auf Strandsanden.	12
Abb. 7a+b: Dünnschliff (Granit) mit chattermark trail im Quarz.	13
Abb. 8a+b: Quarz mit muscheligem Bruch infolge glazigener Beanspruchung.	14
Abb. 9a+b: Sedimentäres Quarzwachstum auf detritischen Klasten.	14
Abb. 10: Rechtsquarz nach CORRENS (1968).	16
Abb. 11a+b: a) SiO ₂ -Modifikationen (SCHREYER 1976 in MATTHES 1996). b) Um-	
wandlungstemperatur von Tief- zu Hochquarz (YODER 1950 in RYKART 1995).	17
Abb. 12: Kristallwachstum nach GILL (1993).	19
Abb. 13: Wachstum einer Kristallfläche nach KOSSEL & STRANSKI.	20
Abb. 14: Hydrothermales Quarzwachstum (verändert nach RYKART 1995).	20
Abb. 15a+b: a) Theoretisches Quarzwachstum und b) im Dünnschliff.	21
Abb. 16a+b: a) Löslichkeit von amorpher Kieselsäure (ALEXANDER et al. 1954) und	
b) SiO2-Löslichkeit in Abhängigkeit des pH-Werts (aus RYKART 1995).	23
Abb. 17a+b: a) Einfluss von Al auf die SiO ₂ -Löslichkeit (OKAMOTO et al. 1957). b)	
Löslichkeit von amorpher Kieselsäure und Quarz (FOURNIER & ROWE 1977).	23
Abb. 18: Schematisiertes Quarzwachstum im Verwitterungshorizont.	24
Abb. 19: Freies Energiemaximum nach RIMSTIDT & BARNES (1980).	26
Abb. 20a+b: Sedimentäres Quarzwachstums. a) idiomorph und b) Kristallrasen.	28
Abb. 21a+b: a) Geschlossene Wachstumsfläche. b) Beginnendes Wachstum aus	
RIES & MENCKHOFF (2008). Mit freundlicher Genehmigung von Gunnar Ries.	28
Abb. 22a+b) Wachstumsstreifen einer Kristallfläche.	29
Abb. 23a+b): Tiefreichende Lösung auf Quarzkörnern (Strandsand).	29
Abb. 24a+b): a) chemisch und b) mechanisch Abrasion von Kristallflächen.	30
Abb. 25a+b: a) Feldspat im Quarz (Foto Jens Hartmann), b) im Dünnschliff.	31
Abb. 26a+b: a) entfernte Einschlüsse und b) Gastmineralen.	31
Abb. 27: Stabilitätsabfolge gesteinsbildender Minerale nach GOLDICH (1938).	32
Abb. 28a+b: Quarzgebundener Dala-Sandstein (REM).	35
Abb. 29a+b: Quarzgebundener Dala-Sandstein (Dünnschliff).	35
Abb. 30a+b: Metamorpher Glimmerquarzit. a) REM und b) im Dünnschliff.	36

Abb.	31a+b: Einzelkörner aus Glimmerquarzit (REM).	36
Abb.	32a+b: Äolischer Dünensand (Namibia).	39
Abb.	33a+b: Sandkorn aus der Thar Wüste (Wüstensteppe in Vorderindien).	40
Abb.	34a+b: Quartäre Flugsande (Sandgrube Süderhastedt, Heide-Itzehoer Geest).	42
Abb.	35a+b: Flugsande (Kalkgrube Lieth bei Elmshorn).	43
Abb.	36a+b: Quartäre Flugsande/Schmelzwassersande.	43
Abb.	37a+b: Strandsand vom Stohler Ufer (Ostsee).	45
Abb.	38a+b: Quarze vom Elbstrand bei Hamburg.	46
Abb.	39a+b: Strandsand bei Hamburg.	46
Abb.	40a+b: Halbmondförmige Vertiefungen auf.	47
Abb.	41a+b: Strandsand, Hilton Head Island, mit Salzkristall (NaCl) in b)	47
Abb.	42a+b: Schlecht sortierter Strandsand (Ägypten).	48
Abb.	43a+b: Auensedimente (mit frgl. Genehmigung von Claudia Busch).	49
Abb.	44a+b: Glazigen beanspruchter Quarz mit muscheligem Bruch.	51
Abb.	45a-d: Kornverkleinerung im Dünnschliff (a+b) und im REM (c+d).	52
Abb.	46a+b: Quarze mit gestreiftem Wachstum (Jos Plateau, Barbale).	54
Abb.	47a+b: KOK (Paläo-Tschad-Becken, Nigeria).	54
Abb.	48a+b: Rhyolith des Mainzer Beckens mit massivem Quarzwachstum.	56
Abb.	49a+b: Rhyolith. Quarzwachstum im REM-Bild (a) und im Dünnschliff (b).	56
Abb.	50: Asymmetrische Frankenalb-Mulde (MEYER & SCHMIDT-KALER 1992).	58
Abb.	51: Profil der Oberkreide-Sandsteine (Bayerisches Geol. Landesamt 2004).	60
Abb.	52.1-8: Entwicklung der Karstlandschaft nach KAULICH et al. (2000).	61
Abb.	53a+b: a) Großer Lochstein (Kegelkarst), b) Schwammriff bei Tüchersfeld.	62
Abb.	54: Geologisches Profil durch den Veldensteiner Forst (MENCKHOFF 2005).	64
Abb.	55a+b: Intensiv chemisch verwitterter Sandstein (Dünnschliff).	65
Abb.	56a+b: Intensiv chemisch verwittertes Quarzkorn (zerbrochen).	66
Abb.	57a+b: Quarzwachstum a) flächig, b) hyp-idiomorphe Kristalle.	67
Abb.	58a+b: Gestreiftes Wachstum und geschlossene Wachstumsflächen.	67
Abb.	59a+b: Intensiv verwitterte Kalifeldspäte (Auerbacher Kellersandstein).	69
Abb.	60a+b: Amberger Kreide (Sandgrube Hans Bernreuther).	70
Abb.	61a+b: Sandgruben SE von Amberg.	70
Abb.	62a+b: Sandgruben an der B 85 (Amberg-Schwandorf, Google Earth 2008).	70
Abb.	63a+b: Intakte Kristallkanten auf Quarzen (Sandgrube Heidelberg Cement).	71
Abb.	64a+b: Geringe Kantenrundung (Heidelberger Sand und Kies).	71
Abb.	65a+b: a) äolisch abradierte Wachstumsfläche, b) Kellersandstein.	76
Abb.	66a+b: Gerundetes Quarzkorn mit Prall- bzw. Stoßmarken.	77

Abb. 67a+b: Unregelmäßiger Quarz-Oberfläche durch amorphe Ausfällung.	77
Abb. 68: Klaussteinhöhlen-Komplexes mit farblich hervorgehobenen Abschnitten	. 82
Abb. 69: Geol. Profil durch das Ailsbach und Ahorntal (nach MEYER & SCHMIDT	-
Kaler 1992 und Schabdach 1998).	83
Abb. 70: Übersichtskarte des Klaussteinhöhlen-Komplexes mit Proben (P).	84
Abb. 71a+b: Probe 33 und 34 im Profil, chaotischen Ablagerungsverhältnisse.	86
Abb. 72: Probe 34 der Sophienhöhle.	87
Abb. 73: Probe 33 der Sophienhöhle.	87
Abb. 74: Probe 33 der Sophienhöhle.	87
Abb. 75: Probe 34 der Sophienhöhle.	88
Abb. 76: Probe 34 der Sophienhöhle.	88
Abb. 77a+b: Polierte Quarzoberfläche der Probe 34 der Sophienhöhle.	88
Abb. 78: Probe 33 der Sophienhöhle.	89
Abb. 79: Probe 33 der Sophienhöhle.	89
Abb. 80a+b: Probe 34 der Sophienhöhle.	89
Abb. 81a+b: Profil im Eingangsbereich zur Sophienhöhle.	90
Abb. 82a+b: Sinter der 1. Abteilung. a) "Orientalische Stadt", b) Sinterröhrchen.	91
Abb. 83: Probe 27 der Sophienhöhle.	92
Abb. 84: Probe 27 der Sophienhöhle.	92
Abb. 85: Probe 24 der Sophienhöhle.	92
Abb. 86: Probe 26 der Sophienhöhle.	93
Abb. 87: Probe 29 der Sophienhöhle.	93
Abb. 88a+b: Probe 31 der Sophienhöhle.	93
Abb. 89: Probe 28 der Sophienhöhle.	94
Abb. 90: Probe 28 der Sophienhöhle.	94
Abb. 91: Probe 32 der Sophienhöhle.	94
Abb. 92: Probe 26 der Sophienhöhle.	95
Abb. 93: Probe 29 der Sophienhöhle.	95
Abb. 94: Probe 29 der Sophienhöhle.	95
Abb. 95: Probe 24 der Sophienhöhle.	96
Abb. 96: Probe 24 der Sophienhöhle.	96
Abb. 97a+b: Probe 24 der Sophienhöhle.	96
Abb. 98: Probe 32 der Sophienhöhle.	97
Abb. 99: Probe 31 der Sophienhöhle.	97
Abb. 100: Probe 30 der Sophienhöhle.	97
Abb. 101a+b: a) Stalagmit "Millionär". b) Sinterfahne der zweiten Abteilung.	98

Abb. 102: Probe 25 der Sophienhöhle. 99 Abb. 103: Probe 23 der Sophienhöhle. 99 99 Abb. 104: Probe 21 der Sophienhöhle. Abb. 105: Probe 22 der Sophienhöhle. 100 Abb. 106: Probe 22 der Sophienhöhle. 100 Abb. 107: Probe 22 der Sophienhöhle. 100Abb. 108: Probe 22 der Sophienhöhle. 101 101 Abb. 109: Probe 22 der Sophienhöhle. Abb. 110: Probe 22 der Sophienhöhle. 101 102 Abb. 111: Probe 21 der Sophienhöhle. Abb. 112: Probe 21 der Sophienhöhle. 102 Abb. 113: Probe 25 der Sophienhöhle. 102 Abb. 114: Sandschicht der Probe 6. 104 Abb. 115: Probe 6 der Sophienhöhle. 104 Abb. 116: Probe 6 der Sophienhöhle. 104 Abb. 117: Probe 6 der Sophienhöhle. 105 Abb. 118: Probe 6 der Sophienhöhle. 105105 Abb. 119: Probe 6 der Sophienhöhle. Abb. 120: Probe 5 der Sophienhöhle. 106 106 Abb. 121: Probe 5 der Sophienhöhle. 106 Abb. 122: Probe 1 der Sophienhöhle. Abb. 123: Probe 1 der Sophienhöhle. 107 Abb. 124: Probe 12 der Sophienhöhle. 107 Abb. 125: Probe 6 der Sophienhöhle. 107 Abb. 126: Probe 6 der Sophienhöhle. 108 108 Abb. 127: Probe 5 der Sophienhöhle. Abb. 128: Probe 12 der Sophienhöhle. 108 Abb. 129: Probe 12 der Sophienhöhle. 109 Abb. 130: Probe 1 der Sophienhöhle. 109 Abb. 131: Probe 2 der Sophienhöhle. 109 Abb. 132a+b: Beprobte Bereiche im vierten Abschnitt der Sophienhöhle. 110 Abb. 133: Probe 9 der Sophienhöhle. 111 Abb. 134: Probe 9 der Sophienhöhle. 111 Abb. 135: Probe 13 der Sophienhöhle. 111 Abb. 136: Probe 9 der Sophienhöhle. 112 Abb. 137: Probe 9 der Sophienhöhle. 112

Abb. 138: Probe 18 der Sophienhöhle.	112
Abb. 139: Probe 16 der Sophienhöhle.	113
Abb. 140: Probe 16 der Sophienhöhle.	113
Abb. 141a+b: Probe 18 der Sophienhöhle.	113
Abb. 142: Probe 9 der Sophienhöhle.	114
Abb. 143: Probe 17 der Sophienhöhle.	114
Abb. 144: Probe 17 der Sophienhöhle.	114
Abb. 145: Probe 10 der Sophienhöhle.	115
Abb. 146: Probe 14 der Sophienhöhle.	115
Abb. 147: Probe 14 der Sophienhöhle.	115
Abb. 148: Probe 10 der Sophienhöhle.	116
Abb. 149: Probe 13 der Sophienhöhle.	116
Abb. 150: Probe 13 der Sophienhöhle.	116
Abb. 151: Abrasions-/Erosionszyklus nach ROSE & HART (2008).	119
Abb. 152a+b: Eisenkruste (Probe 6). a) REM-Aufnahme, b) EDX-Flächenanalyse.	122
Abb. 153a+b: Mechanisch induzierte Prall-, Schlag- bzw. Stoßmarken.	127
Abb. 154a+b: Großflächiger muscheliger Bruch.	127
Abb. 155: Klassifikationsmodell mit vier Eckpunkten.	128
Abb. 156a+b: Mechanisch erodierte Wachstumsflächen (Strandsande).	129
Abb. 157: "Kreislauf" der sedimentären Quarze.	135
Abb. 158: Kreislauf (Erosion, Verwitterung, Diagenese) eines Quarzkorns.	136
Abb. 159a+b: Wachstumsflächen a) chemische und b) mechanische Abrasion.	137
Abb. 160a+b: Polierte Quarze aus der Sophienhöhle (Polarisationsmikroskop).	138

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Häufige Mikrostrukturen auf Quarzen und dessen Ursache.	11
Tab. 2: Festigkeitsverhältnisse des Quarzes aus CORRENS (1968).	17
Tab. 3: Ursachen der mattierten Quarz-Oberflächen.	37
Tab. 4: Oberflächenveränderungen und Transportregim bzw. Ablagerungsraum.	130

Verzeichnis der chemischen Reaktionsgleichungen

Gleichung 1: Reaktionsgleichung nach SCHACHTSCHABEL & HEINEMANN (1967).	22
Gleichung 2: Grundformel der Feldspatverwitterung.	68
Gleichung 3: Feldspatverwitterung in Teilprozessen nach VALETON (1988).	68
Gleichung 4: Feldspatverwitterung in Teilprozessen nach VALETON (1988).	68
Gleichung 5: Feldspatverwitterung in Teilprozessen nach VALETON (1988).	68

1 Einleitung

Quarzsande sind Verwitterungsprodukte großer kontinentaler Kristallingebiete und bedecken weite Teile der heutigen Erdoberfläche. Nur wenige gröbere Sande verlassen als Turbidite das kontinentale System (KUENEN 1960b). Durch Flüsse und Ströme werden nur feinere Sande und vor allem Silte und Tone in die Ozeane verfrachtet. Häufig sind hingegen Verwehungen von Ton (Korngröße) und Silt, wobei das Feinmaterial durch mechanische Abrasion bereitgestellt wird und beträchtliche Strecken zurücklegen kann (PROSPERO et al. 1981).

Ein einzelnes Quarzkorn kann folglich – selbst geologisch gesehen – ein beträchtliches Alter erreichen und mehrere Erosionszyklen durchlebt haben. Durch die weitgehende Unempfindlichkeit gegen chemische und mechanische Einflüsse können Quarzoberflächen von mehreren Ablagerungsräumen geprägt werden (MANKER & PONDER 1978, MOLNÁR et al. 1995, MAHANEY 2002 und BULL & MORGAN 2006) und auch Bodenbildung überstehen (CHENG 1978).

1.1 Aufgabenstellung und Zielsetzung

Bei einem Großteil der bisherigen Publikationen lag der Scherpunkt auf Oberflächenveränderungen von Quarzen durch dynamische Transportereignisse und dessen späterer Zuordnung bei "fossilen" Ablagerungen. Oberflächenveränderungen infolge der chemischen Verwitterungen sind bisher unterrepräsentiert. Diese Lücke im Wissensstand soll durch die vorliegende Arbeit geschlossen werden.

Die bisher beschriebenen Oberflächenveränderungen infolge der tropischen Verwitterung werden meist auf lösungsbedingte Veränderung beschränkt (u. a. DOORN-KAMP & KRINSLEY 1971). Das zu den typischen Veränderungen auch Quarzwachstum gehört zeigt diese Arbeit. Bisher wird das Quarzwachstum auf detritischen Klasten für die Faziesanalyse als unbedeutend angesehen (BULL 1981b), oder nach SCHÄFER (2005) mit begünstigtem Wachstum von äolischen Quarzen infolge von Oberflächenaufrauhung in Verbindung gesetzt (MAZZULLO & EHRLICH 1983), so dass deutlich sichtbares Wachstum erfolgen kann (WAUGH 1970a+b).

Um eine sichere Abgrenzung der chemisch induzierten Oberflächenveränderungen gegen die transportbedienten Oberflächenveränderungen ("physikalische Verwitterung") gewährleisten zu können, wurde ein Merkmalskatalog erstellt. Hierfür wurde u. a. der intensiv physikalisch geprägte Ablagerungsraum »Litoral« ausgewählt (s. Abschn. 3.3).

Ziel ist es, klimabedingte Wachstumserscheinungen an bzw. auf detritischen Quarzen unverfestigter Sedimente als Paläoklimaindikator darzustellen. Vorangegangene Untersuchungen haben gezeigt, dass chemische Verwitterung unter tropisch wechselfeuchtem Klima charakteristische Oberflächenveränderungen (Lösung u. Wachstum) auf Quarzen verursacht. Diese können mittels Rasterelektronenmikroskop (REM) analysiert werden.

Wachstum und Lösung finden nur unter stationären Bedingungen (kein Transport) statt. Nur unter stationären Bedingungen können sich die notwendigen Gleichgewichtsbedingungen für die Entwicklung chemischer Reaktionen einstellen. Aus diesem Grund stellen Höhlensedimente, sie befinden sich in einer momentanen Ruhephase, ein ideales Untersuchungsmaterial. Aus diesen Gründen wurde das relativ ungestörte Mikro-Environment Höhle (Sophienhöhle) für detaillierte Untersuchungen ausgewählt.

Die bisherigen Untersuchungen (MENCKHOFF 2006) an kretazischen Sanden aus Franken wurden fortgesetzt. Durch die geringe weitere Überdeckung durch Lösse und Lösslehme nach deren Ablagerung kann Kieselsäure-Mobilisierung infolge von Drucklösung ausgeschlossen werden. Desweiteren sind die Sandsteine durch tonigen und in Ausnahmen auch calcitischen Zement, wie auch durch Eisenoxide, nur leicht verfestigt, was sie für Einzelkornanalysen mittels REM prädestinieren.

Um das Wachstum altersmäßig eingrenzen zu können, wurden entsprechende jüngere Sedimente untersucht. Hierfür bieten sich quartäre Sande an. Die obersten Sedimentschichten sind häufig Flugsande der letzten Eiszeit.

1.2 Klimaentwicklung

1.2.1 Paläogen und Neogen

Das Paläogen war bedeutend wärmer als die Jetztzeit. Die Durchschnittstemperatur betrug über 20°C. Im Laufe des "Tertiärs" wurde das Klima global in Wellen und mit einer Wärmeschwankung im Miozän immer kühler. Im Pliozän herrschten fast heutige Klimaverhältnisse (Abb. 1a+b).

Am Ende des Neogens waren fast die heutigen Klimaverhältnisse erreicht. Im älteren Tertiär sind im heutigen gemäßigten Klimabereich subtropische Pflanzenfunde gemacht worden. Die Grenze der Ausbreitung von Palmen lag im Paläogen noch in Alaska und Ostpreußen. Im Miozän gab es in Deutschland noch Palmen. Als weiterer Klimaindikator ist die Ausbreitung von Krokodilen zu sehen. Im Paläogen lebten in England noch Krokodile. Im Eozän von Messel wurden fünf Gattungen nachgewiesen. Die Verbreitung nach Norden endet heute in Florida und Nordafrika. Tropische Käfer lebten im Eozän in Deutschland (Geiseltal). Rotverwitterung (Laterite) aus dem Tertiär tritt am Vogelsberg auf Basalten auf. Braunkohlen beweisen (besonders für Deutschland) erhebliche Feuchtigkeit für weite Abschnitte des Tertiärs (Mittel-Eozän, älteres Miozän).

Der oben beschriebene generelle Trend zum Temperaturrückgang erfolgt nicht kontinuierlich, sondern in Schwankungen. Die Kurve des Niederschlags zeigt zwei größere Maxima im Oberoligozän und im mittleren Miozän (SCHWARZBACH 1993).



Abb. 1a+b: Klimaentwicklung vom Paläogen bis rezent. a) mitteleuropäisches Tertiär vereinfacht nach Schwarzbach (1993) und b) westliches Nordamerika (45°N) verändert nach WOLFE (1994), zeigen den globalen Trend.

1.2.2 Quartär

Die schrittweise Temperaturabnahme, die in den Eiszeiten endete, begann wie oben erwähnt schon im Tertiär. Mindestens seit dem Pliozän gibt es im polaren Bereich größere Vereisungen.

Das Quartär ist gegliedert in mehrere Kalt- und Warmzeiten. In Mitteleuropa befand sich vor den Gletschern das Periglazialgebiet. Dort herrschte Permafrost, nur in den Sommermonaten taute der Boden oberflächlich auf.

Das Klima der Interglaziale war ähnlich wie das heutige, z. T. aber noch etwas wärmer und feuchter. Das Holstein-Interglazial war in Nordwestdeutschland gegenüber heute im Juli 2°C wärmer. Im Jahresmittel war es 1°C wärmer, beim Niederschlag sind keine signifikanten Unterschiede festzustellen. Das Eem-Interglazial zeigte in Nord- und Mitteldeutschland folgende Unterschiede zu heute: Januar +1-2°C, Juli +3°C, Jahresmittel +2-3°C, beim Niederschlag gibt es keine Differenzen. Die älteren Interglaziale sind vermutlich noch etwas wärmer als die jüngeren gewesen. Die marine Küstenfauna in Long Island (New York) ergab mit der Delta-¹⁸O-Bestimmung 6°C höhere Temperaturen für das Sangamon-Interglazial (SCHWARZBACH 1993).

1.3 Untersuchungsmethoden

Oberflächenanalyse von Quarzklasten wird seit den Arbeiten von KRINSLEY & ТАКА-HASHI (1962a+b), PORTER (1962) und BIEDERMAN (1962) mittels Elektronenmikroskopie durchgeführt.

Uber die Funktionsweise des REMs stehen diverse Spezialveröffentlichungen zur Verfügung. An dieser Stelle soll lediglich auf eine weitverbreitete Monographie von FLEGLER et al. (1995) hinwiesen werden.

1.3.1 Chemische Analyse mittels REM

Der primäre Elektronenstrahl ist in der Lage, aus der oberflächennahen Zone der Probe Röntgenstrahlen zu emittieren. Dabei entsteht neben der Bremsstrahlung eine charakteristische Röntgenstrahlung, deren Energie von den Atomen in der Probe abhängt. Diese Röntgenstrahlen werden in einem EDX-System (energiedispersive Röntgenspektroskopie) für Analysezwecke nutzbar gemacht. Bei Proben mit hohem Eigenrelief, z. B. bei den untersuchten Klasten, ergibt die Analyse nur qualitative Informationen (wichtig zur Unterscheidung zwischen Quarz Feldspat und amorpher Kruste). Erst bei ebenen (geschliffenen) Proben, die exakt horizontal ausgerichtet sind, lassen sich die Röntgensignale quantifizieren und die Messgenauigkeit erhöhen.

1.3.2 Probenvorbereitung

Für die Oberflächenanalyse mittels REM wurden die Lockersedimente von aufsitzendem Feindetritus befreit. Dies erfolgte manuell durch schwenken und rotieren in einem mit destilliertem Wasser gefülltem Becherglas. Dies gewährleistet die geringste präparationsbedingte Oberflächenveränderung (vgl. hierzu PORTER [1962] bezüglich des Einsatzes von Ultraschall-Reinigungsgeräten).

Bei starker Inkrustierung der Klasten durch eine Mischung aus Eisenoxiden ("Rotsedimente"), amorphen Krusten und Tonüberzügen muss diese Inkrustierung vor der REM-Analyse entfernt werden. Ansonsten kann die eigentliche Quarzoberfläche nicht detailliert analysierte werden – und es kommt zwangsläufig zu Fehlinterpretationen. Hierfür wurde konzentrierte Salpetersäure verwendet.

Aufgebracht wurden die detritischen Sedimente auf dem Probenträger mit einem beidseitig klebenden Kohlenstoffkleber. Die Sedimentpartikel wurden, da eine chemische Analyse mittels EDX überwiegend nur zur Unterscheidung von Quarz, Feldspat, amorphen Krusten und Karbonaten genutzt wurde, mit Gold besputtert (ED-WARD Sputter Coater S150B). Untersucht wurden die so vorbehandelten Proben mittels REM (Leo 1455 VP) im HV-Modus überwiegend mittels SE-Detektor. Gelegentlich wurden, um bestimmte Bildinformationen zu erhalten oder zu verstärken, der QBSD-Detektor verwendet oder mit dem SE-Signal vermischt.

Die Digitalbilder wurden codiert abgespeichert, so dass für jedes Bild eine Zuordnung zu der entsprechenden Probe und dem Einzelkorn gewährleistet werden kann.

1.3.3 Probenauswahl

Für die Ausdeutung von Oberflächenmerkmalen auf Quarzkörnern zur Identifikation von Faziesbezügen ist eine sorgfältige lichtmikroskopische Untersuchung (Auflicht) für eine Vorauswahl der detritischen Klasten sinnvoll. Auf diese Weise kann die kostenintensive Nutzung eines REMs minimiert werden. Der unselektierten REM-Analyse steht, neben dem Kostenfaktor, die gewöhnlich endliche Nutzungszeit am REM entgegen. Dennoch muss vor den ersten effektiven REM-Sitzungen unausweichlich eine längere Zeit des "Einsehens" und Vergleichens – die durch eine fachkundige Einführung erheblich verkürzt werden kann – eingeplant werden. Eine Einführung in dieses spezielle Themengebiet kann die eigene Erfahrung aber unter keinen Umständen vollständig ersetzen. Auch ist die Spezialliteratur aufgrund von Widersprüchen, verwirrende Anzahl von Mikrostrukturen und jeglichem Fehlen einer durchgängigen Nomenklatur (zuerst) nur eine bedingte Hilfe.

Bei der Vorauswahl mittels Binokular (Auflicht) für REM-Untersuchungen sind folgende Beobachtungen hilfreich:

- Wachstumsflächen (nicht abradiert) können ab einer gewissen Größe durch ein Reflektieren erkannt werden.
- Falls die Wachstumsflächen zu klein sind, um ein Reflektieren zu erzeugen, können diese durch Lichtbrechung (Regenbogeneffekt) erahnt werden. Besonders ausgeprägt ist dies bei kleinen Sub-Individuen.
- Kleinere muschelige Bruchstellen, größere sind ohnehin augenfällig, sind meist heller als die übrige Kornoberfläche.
- Schlagmarken sind, sofern sie ein gewisses Alter besitzen, häufig mit Feindetritus verfüllt. Dadurch erscheinen sie dunkler als die restliche Kornoberfläche.
- Chemische Lösung wirkt sich wie ein "Weichzeichner" aus.
- Wasserklare Quarze sind recht "frisch" und zeigen im REM meist wenig Oberflächenveränderungen oder haben bei guter Rundung nachfolgend eine Politur erfahren (Abb. 160a+b).

- Intensive chemische Verwitterung und/oder Transport führt zu matten Quarzoberflächen, die z. T. weißlich erscheinen. Auch Einschlüsse und Gitterbaufehler können matte Quarzoberflächen vortäuschen (Milchquarz).
- Durch intensive chemische Verwitterung geprägte Kornoberflächen sind für gewöhnlich durch "Feindetritus", Silikate und/oder amorphe kugelförmige Ausfällungen "getrübt" (mattiert). Dieser aufsitzende Feindetritus ist bereits lichtmikroskopisch ein Unterschied zu den mattierten Quarzen durch intensiven äolischen Transport.

1.4 Ablagerungsräume von Sanden

Sande oder Sandsteine kommen an vielen Orten der Erde vor. Es sind häufige und weitverbreitete Gesteine. Die wesentlichen primären Ablagerungsräume sind dennoch überschaubar und vorwiegend – mit der Ausnahme von Turbiditen und marinen Strandsanden – auf das kontinentale System beschränkt.

Äolische Sande befinden sich hauptsächlich in den ausgedehnten Wüstenarealen wie z. B. der Sahara. An Küsten sind untergeordnet und assoziiert mit Stränden kleinere Dünenbildungen zu beobachten. Das Transportmedium Luft kann Grobsand und (Fein-)Kies alleinig nicht transportieren; ein Vorkommen dieser Korngröße schließt einen rein äolischen Transport aus.

Der Großteil der Sande wird durch fluviatile Prozesse transportiert, so dass hier eine Vielzahl von Transport- und Ablagerungsmöglichkeiten besteht. Fluviatile Ablagerungen kommen in Form von alluvialen Schuttfächern oder auf Alluvialebenen vor, wobei auf letztgenannten Ebenen die Ablagerungen meist durch verflochtene oder mäandrierende Flüsse erfolgen. Verflochtene Flüsse bilden sich bei stark wechselnden Niederschlagsmengen und großem Schuttanteil. Weniger häufig sind gerade und anastomosierende Flusse (vgl. MIALL 1977). Die Eigenschaften alluvialer Schuttfächer sind in Hochgebirge an steilen Bergflanken direkt zu beobachten. Hier ist eine kontinuierliche Sortierung anhand der Korngröße von proximal "grob" nach distal "fein" festzustellen. Charakteristisch sind der schnelle vertikale und laterale Fazieswechsel und das schnell abnehmende Gefälle.

Kontinentale sandige Ablagerungen werden auch limnisch und glazigen abgelagert. In humiden Klimazonen ist die Unterteilung in Durchfluss- und Endsee zu treffen. Die möglichen Seetypen sind: Flußseen, Glazialseen, Lagunen, Inlandmeere (z. B. Reste der Paratethys), epikontinentale Senken, Grabenseen, Kraterseen sowie Einsturzseen. Glazigen Ablagerungen erfolgen in Form von Schmelzwassersanden und als Till. Der Till hat eine chaotische Korngrößenverteilung. Der Mechanismus des Schmelzwassertransportes ist nicht grundsätzlich divergent zu fluviatil transportierten Sanden und deren alluvialen Schuttfächern.

An Küsten sind Sande im Deltabereich von Flussmündungen und an Stränden anzutreffen. Deltas sind alluviale Fächer, die von Brandung, Gezeitenströmung und unterschiedlich dichten Wässern beeinflusst werden. Strände und Sandbänke bzw. -barren und -inseln sind lateral und zeitlich äußerst variabel.

Massenbewegungen kommen in Gebirgen oder in Form von Turbiditen am Kontinentalhang vor. Die submarine Rutschungen am Kontinentalböschungen erfolgen in Form von Schwämmfächern (Suspensionsströme, turbidity currents). Der Aufbau ist seit den Arbeiten von KUENEN (1953) und BOUMA (1962) bekannt.

1.4.1 Rundung von detritischen Klasten

Bei der Beschreibung des Rundungsgrades wird meist die Einteilung nach POWER (1953), die eine Unterteilung in sechs Kategorien vorsieht, verwendet (Abb. 2). Ein durch Wasser transportiertes Quarzkorn besitzt, bedingt durch den Auftrieb, eine geringere Masse als ein äolisch transportiertes (TWENHOFEL 1945). Beim fluviatilen Transport ist dadurch die kinetische Energie beim Auftreffen auf ein benachbartes Korn i. d. R. deutlich geringer und wird zudem durch den Wasserwiderstand der vorhandenen Wasserschicht abgeschwächt. Dies ist der Hauptgrund, warum die mechanische Abrasion, die letztendlich zur Rundung führt, beim äolischen Transport deutlich effektiver ist als beim fluviatilen Transport (KUENEN 1959, 1960a, Abb. 3).



Abb. 2: Rundungsgrad von Körnern mit geringer und hoher Sphärizität (umgezeichnet nach Power 1953 und Pettijohn et al. 1972).

Die Zunahme des Rundungsgrades und die Abnahme der Korngröße entlang eines Flusslaufes in Richtung auf seine Mündung kann folglich auch – bedingt durch den unterschiedlichen Transport gut und schlecht gerundeter Klasten – einer sortierenden Wirkung durch eine differenzierte Transportdynamik zugrunde liegen (KUENEN 1960b). Die Abrasion bei eckigen Klasten ist deutlich höher als bei gerundeten. Dieser Effekt wird als initiale Rundungsphase oder Abrasionsperiode bezeichnet. Nach dieser initialen Rundungsphase verringert sich, bedingt durch fehlende Abgriffsflächen für weitere mechanische Abrasion, die Zunahme der Rundung recht schnell, so dass durch fluviatilen Transport ein vorherig gerundetes Korn kaum weitere Rundung erfährt (Abb. 3).

Die deutlich effektivere Rundung (Abrasion), die bei äolischem Transport erfolgt, führt auch dazu, dass die vorherigen in einem anderen Ablagerungsraum aufgeprägten Mikrostrukturen unter Umständen schnell durch Abrasion von der Kornoberfläche entfernt werden. Damit lässt sich das meist festgestellte Defizit an anderen nicht mit äolischem Transport assoziierten Mikrostrukturen in diesem Ablagerungsraum erklären (siehe Abschn. 3.2).



Abb. 3: Unterschiedliche Abrasionsraten für äolisch und fluviatil transportierte Quarze (verändert nach KUENEN 1960a und DOTT 2003).

1.4.2 Zusammensetzung von Sanden

Fossile Sande können dadurch, dass unterschiedliche plattentektonische Ereignisse völlig andersartig zusammengesetzte Sande produzieren (SIEVER 1989), anhand ihrer Zusammensetzung aus Quarz, Feldspat und Gesteinsfragmenten können diese unterschieden werden (Abb. 4).

Gesteine der kontinentalen Kruste sind reich an Quarz und Feldspat, enthalten jedoch kaum Gesteinsbruchstücke; Gesteine von Vulkanbögen weisen weniger Quarz auf, der Abtragungsschutt von Orogengürteln ist dagegen quarzreich. Neben diesen Hauptkomponenten ist auch das Vorhandensein von Eisenkrusten, Glimmer sowie Tonmineralen von Bedeutung für die spätere Faziesanalyse.



Abb. 4: Hauptkomponenten von Sandsteinen nach SIEVER (1989).

1.5 Oberflächenanalyse mittels REM

Sande und Sandsteine werden seit langem intensiv untersucht (SORBY 1880), so dass heute auf eine umfangreiche Spezialliteratur zurückgegriffen werden kann (PETTI-JOHN et al. 1972, SCHOLLE 1979, FÜCHTBAUER 1988, GÖTZE & ZIMMERLE 2000 und SCHÄFER 2005).

Neben der reinen Korngrößenanalyse wurde – basierend auf zunächst rein lichtmikroskopischen Beobachtungen – versucht, bestimmte Oberflächenveränderungen auf Quarzen einem bestimmten Ablagerungsraum zuzuordnen. So hat sich gezeigt, dass mittels Wasser transportierte Quarze einen anderen Oberflächeneffekt (transparent, klar) zeigen als mattierte Quarze, die in den großen Wüstengebieten anzutreffen sind (u. a. CAILLEUX 1952 und KUENEN 1960b).

Seit den 1960'er Jahren, als Elektronenmikroskope in die Universitätenlandschaft Einzug gehalten haben, wurde begonnen, Oberflächen von Sanden mit Elektronenmikroskopen zu untersuchen. Zuerst erfolgten die Untersuchungen mit dem Transmissionselektronenmikroskop (TEM) später mit dem Rasterelektronenmikroskop (REM). Pioniere auf diesem Gebiet waren KRINSLEY & TAKAHASHI (1962a+b), die Oberflächenveränderungen auf detritischen Quarzen einem bestimmten Ablagerungsraum zugeordnet haben; PORTER (1962) und BIEDERMAN (1962) veröffentlichten ihre bis heute beachteten Arbeiten im selben Jahr. Eine umfangreiche und noch immer häufig verwendete Monographie stammt von KRINSLEY & DOORNKAMP (1973), die nachfolgende von MAHANEY (2002) ist mittlerweile vergriffen. Wichtige zusammenfassende Arbeiten über Quarzoberflächen stammen u. a. von KRINSLEY & DONAHUE (1968), MARGOLIS & KRINSLEY (1974), WHALLEY (1978), HIGGS (1979), BULL (1981b) und SMART & TOVEY (1981).

Der Schwerpunkt der meisten vorherigen Arbeiten liegt auf den Oberflächenveränderungen, die durch die mehr oder weniger dynamischen Transportmechanismen vor der letzten Ablagerung aufgeprägt wurden, so dass mittels Merkmalen auf Quarzoberflächen das zur Zeit der Ablagerung vorherrschende Transportregime mitunter noch bestimmt werden kann.

Nur wenige Untersuchungen beschäftigen sich mit postsedimentären Veränderungen, die durch Diagenese, Pedogenese oder intensive chemische Verwitterung verursacht werden und ebenfalls die Kornoberfläche in einem nicht unerheblichen Maß umgestalten können (MAGEE et al. 1988). Einige Arbeiten vermitteln den Eindruck, dass mineralogisch-kristallographische Gesetzmäßigkeiten nicht im vollen Umfang bei der Interpretation von Oberflächenerscheinungen berücksichtigt wurden.

1.5.1 Häufige Mikrostrukturen auf Quarzoberflächen

Das weithin bekannteste Beispiel für Oberflächenveränderungen von Quarzen, die mattierten Oberflächen (engl. frosting), wurde bereits im Abschnitt 1.5 erwähnt. Diese Oberflächenveränderung ist zuerst auf Quarzen aus Wüstengebieten bzw. äolischen Ablagerungsräumen aufgefallen. Die Ursachen dieser Mattierungen können durchaus vielfältig sein. So wird eine chemische Entstehung durch abwechselnde Lösung und Ausfällung von Quarz bzw. Kieselsäure (MOLNÁR et al. 1995 und GÖTZE & ZIMMERLE 2000), mechanische Entstehung durch Korn-Korn-Kontakt (MIZUTANI & SUWA 1966 und MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO & WORONKO 2004), eine Kombination aus chemischer und mechanischer Ursache (KUENEN & PERDOK 1962), Quarzwachstum (FOLK 1978), chemische Verwitterung (SORBY 1880), Ersatz von Quarz durch Karbonate (WALKER 1957) oder Diagenese (MARZOLF 1976) für diese Oberflächenveränderung verantwortlich gemacht.

Diese durchaus unterschiedlichen Entstehungsursachen erschweren die Interpretation der Ablagerungsgeschichte bei fossilen Ablagerungsräumen und mattierte Oberflächen sind folglich nicht ausschließlich an einen äolischen Ablagerungsraum oder Wüste gebunden (DOTT 2003). Viele weitere häufig auftretende Mikrostrukturen auf Quarzoberflächen, wie die folgende Zusammenstellung (Tab. 1) zeigen soll, können ebenfalls multiple Entstehungsursachen besitzen. Gleichzeitig dient sie als Einführung in dieses z. T. sehr spezielle Themengebiet.

Deutsche Bezeichnung	Englische Bezeichnung	Ursache	
Mattierte Oberfläche	Frosting	Mechanische und/oder chemisch	
Trigonale Vertiefungen	V's, "Oriented etch pits"	Indikator für Wachstumsflächen,	
	oder v-shaped percussion	untergeordnet (in Ausnahmefäl-	
	cracks len) Ätzgruben		
Halbmondförmige Schlag-	Curved scratches, cres-	Mechanisch (Korn-Korn-Kontakt)	
marken	cent-shaped cracks		
Tangentiale Prallmarken	Chattermark trails	Mechanisch und/oder chemisch	
(PETERKNECHT & TIETZ 2008)			
Muscheliger Bruch	Conchoidal breakage pat-	Mechanisches zerreiben, Kri-	
	tern/fracture	stallisation (Sekundärminerale)	
Quarzwachstum	Overgrowth	Chemisch	

Tab. 1: Übersicht über die häufigsten Mikrostrukturen auf Quarzen und dessen Ursache. Detaillierte Beschreibung erfolgt im Text.

Sehr häufig sind dreieckige Vertiefungen auf Quarzen; diese werden nach der vorherrschenden Literatur (u. a. BIEDERMAN 1962, MARGOLIS 1968, KRINSLEY & DOORN-KAMP 1973 und CATER 1984) meist als Ätzgruben (engl. etch pits) oder als Schlagbzw. Prallmarken (KRINSLEY & DOORNKAMP 1973, CHENG 1978 und CATER 1984) interpretiert. Doch Ätzgruben sind nicht streng trigonal geformt, sondern nur annähernd trigonal bzw. wappenschildförmig. Streng trigonal sind hingegen Vertiefungen auf Wachstumsflächen (TIETZ 1987), die aber im Nachhinein transport- oder lösungsbedingt modifiziert werden können und so eventuell sekundär ihre Gradlinigkeit verlieren. Rein theoretisch können Lösung (Ätzgruben) und Wachstum ähnliche Mikrostrukturen erzeugen – bei sedimentären Quarzen handelt es sich bei trigonalen Vertiefungen aber in aller Regel um Wachstumszonen (Abb. 5a+b), die durch nachfolgenden Transport ihre geometrische Gradlinigkeit verlieren (MENCK-HOFF 2008).

Dreieckige Vertiefungen auf Quarzen als Schlag- bzw. Prallmarken infolge von Korn-Korn-Kontakten zu interpretieren ist in der neueren Literatur nicht mehr üblich. Bedingt durch die gewöhnlich nicht auftretende Spaltbarkeit und dem vorherrschenden muscheligen Bruch besteht durch punktförmige kinetische Einwirkung keinerlei Möglichkeit geometrisch begrenzte Bruchstellen zu erzeugen.

Vertiefungen in Form von Halbmonden sind auf detritischen Quarzen und Kiesen häufig zu finden. TUCKER (1985) sieht bei Kiespartikeln von Stränden und Flüssen eine mechanische Entstehungsursache und bezeichnet sie als Schlagmarken. Eine auffällige Häufung von halbmondförmigen Vertiefungen ist auf Strandsanden anzutreffen (Abb. 6a+b), die z. T. sogar mit einer starken Lupe sichtbar sind. PETERKNECHT & TIETZ (2006b, 2008) haben in Linien angeordnete halbmondförmige Vertiefungen durch Ätzen auf polierten Quarzkugeln erzeugt. Hierbei soll das Ätzen natürliche Lösung infolge chemischer Verwitterung simulieren, so dass vorherig aufgeprägte, aber auf der Kugeloberfläche noch nicht sichtbare, transportbedingte Gitterstörstellen bevorzugt angegriffen und dann sichtbar werden. Erst nach der Ätzung bzw. Lösung treten die latenten Störstellen des Gitters in Erscheinung.

In Linien angeordnete halbmondförmige Vertiefungen auf Granaten hat FOLK (1975) als "chattermark trails" bezeichnet und in Zusammenhang mit glazigenen Sedimenten gestellt. Da sowohl beim Granat als auch dem Quarz eine deutliche mineraltypische Spaltbarkeit fehlt, sind die mechanisch bedingten Oberflächenveränderungen der beiden Minerale vergleichbar. Eine umfangreiche und durch verschiedene Bedingungen geprägte Entwicklung zeigen BULL et al. (1980) in ihrer Literaturübersicht auf, tendieren aber selber zu einer allumfassenden kombinierten Entstehung aus mechanischen und chemischen Einflussfaktoren.



Abb. 5a+b: Zentimetergroße Druse aus einer Zerrkluft der Nailtalstörung vom Hinger (Alpen bei Meran/Südtirol) mit Quarzkristallen. a) gibt einen Überblick, b) trigonal begrenzte, noch nicht gänzlich geschlossene Wachstumsfläche (Pfeil). Wie a) zeigt ist an den intakten Kristallflächen zu sehen, dass diese Druse keine sekundäre Lösung erfahren hat.



Abb. 6a+b: Halbmondförmige Vertiefungen auf Strandsanden. a) Hilton Head Island (Barriereinsel, South Carolina) mit z. T. in Linien angeordneten Halbmonden, b) Quarzkorn vom Stohler Ufer (Ostsee), im polarisierten Licht abgelichtet.

Auf Oberflächen von spröden Geschieben (z. B. Flint) sind ebenfalls halbmondförmige Vertiefungen häufig und werden als Parabelrisse und/oder Sichelmarken bezeichnet (RUDOLPH 2005). Bedingt durch eine Häufung auf Strandsanden, einem Ablagerungsort, der stärker von mechanischer denn von chemischer Abrasion geprägt ist (CHENG 1978), ist eine ursächlich mechanische Entstehung am wahrscheinlichsten. Gestützt wird diese Vermutung durch die Beobachtungen an einem Granit-Dünnschliff (Abb. 7a+b). Ein ausbrechendes Stück von der Gesteinsscheibe hat in der Endphase der Schliffherstellung den chattermark trail erzeugt. Dieser beweist, dass sich chattermark trails bei muschelig brechenden Mineralen auch rein mechanisch entwickeln können.

Diese Mikrostruktur ist dennoch kein sicheres Indiz, da diese halbmondförmigen Vertiefungen nicht immer sofort auf der Kornoberfläche sichtbar sein müssen, auch wenn sie schon der Gitterstruktur des detritischen Quarzes aufgeprägt wurden (PE-TERKNECHT & TIETZ 2006b, 2008).

Halbmondförmige Vertiefungen sind ein Indikator intensiver mechanischer Beanspruchung mit oder ohne (Abb. 7a+b) nachfolgender chemischer Verwitterung/Ätzung und folglich für die Faziesanalyse nur begrenzt verwendbar.



Abb. 7a+b: Nicht abgedeckter Dünnschliff (Granit, Stbr. Klein Zadel, Meißener Pluton) unter gekreuzten Nicoles. In der Endphase der Schliffherstellung ist ein Teil der Gesteinsscheibe ausgebrochen und erzeugte den chattermark trail im Quarz. b) vergrößerter Ausschnitt.

Glazigen geprägte Quarze sollen neben oben erwähnten halbmondförmigen Mikrostrukturen auch typischerweise größere Flächenareale mit muscheligem Bruch besitzen (u. a. KRINSLEY & DOORNKAMP 1973, MARGOLIS & KRINSLEY 1974 und ROSE & HART 2008). Flächenareale mit muscheligem Bruch können aber auch bei turbulentem mechanischen Transport entstehen (WILSON 1980 und MENCKHOFF & TIETZ 2006). Die Flächenareale mit muscheligem Bruch sind bei den glazigenen Quarzen anscheinend aber beträchtlich größer. Auch sind fluviatil transportierte Sande meist besser gerundet als mechanisch untereinander infolge von Gletscherbewegung zerriebene Quarze, so dass eine Unterscheidung des Ablagerungsraumes lediglich mittels Quarzen durchaus möglich ist. Frische Bruchflächen zeigen bei glazigen Quarzen des Quartärs keine nachträgliche Lösung.

Anwachssäume auf detritischen Quarzen, so postuliert BULL (1981b), wobei er sich auf die Arbeit von MARGOLIS & KRINSLEY (1974) stützt, sind ein schlechter Indikator für die Bestimmung des ehemaligen Ablagerungsraumes, obwohl in der genannten Literaturquelle (MARGOLIS & KRINSLEY 1974) in der Übersichtstabelle diese Veränderung mit dem Ablagerungsraum "Regolith" (Lockermaterialdecke) in Verbindung gesetzt wird.



Abb. 8a+b: Quarz mit muscheligem Bruch infolge glazigener Beanspruchung. a) aus dem Raum Hamburg, b) aus einem Till der Ostseesteilküste. Die verschobenen Interferenzfarben in b) resultieren aus einer als Probengefäß benutzte polarisierenden Kunststoffdose.



Abb. 9a+b: Sedimentäres Quarzwachstum auf detritischen Klasten; a) Sandgrube Bronn, b) kretazischer Auerbacher Kellersandstein (Franken, Veldensteiner Forst). Bei derartig massivem Quarzwachstum, das erhebliche Teile (a) oder das ganze Korn betrifft (b) ist eine Verdeckung transportbedingter Mikrostrukturen erfolgt.

Zweifelsfrei maskieren Anwachssäume die originale transportbedingte Oberfläche (WILSON 1980), so dass eine Faziesanalyse (Ablagerungsraum) im Nachhinein nicht mehr möglich ist (Abb. 9a+b). Untersuchungen von TIETZ (1987) und MENCKHOFF & TIETZ (2006) haben gezeigt, dass diese Oberflächenveränderung im Zusammenhang mit tropischem Klima stehen kann.

1.5.2 Verwendbarkeit der häufigen Mikrostrukturen

Die Übersicht der Tab. 1 verdeutlicht, dass nicht einzelne Mikrostrukturen für eine Faziesanalyse verwendet werden können; auch sind aus ähnlichen Mikrostrukturen völlig unterschiedliche Rückschlüsse zu ziehen. Sichtbare Mikrostrukturen können von einem vorherigen Erosionszyklus aufgeprägt worden sein (siehe Abschn. 1) oder die Mikrostrukturen wurden durch weitere Abrasion so weit verfremdet, dass die ursprüngliche Form nur noch schemenhaft zu erkennen bzw. bis zur Unkenntlichkeit verändert worden ist.

Auch muss bei lockeren Sedimenten mit diagenetischen Veränderungen aus einem vorherigen Erosionszyklus, sofern dessen Komponenten zu einem Festgestein konsolidiert waren, gerechnet werden. Feinsand und Silt können äolisch verdriftet beträchtliche Strecken zurücklegen, so dass die Oberflächen der detritischen Klasten in einem gänzlich anderen Ablagerungs- und/oder Klimaraum auf- bzw. überprägt worden sein kann.

2 Mineralogie und Kristallographie des Systems SiO₂

Strukturell ist Quarz durch die dreidimensionale Verknüpfung der SiO₄-Tetraeder als Gerüstsilikat aufgebaut. Chemisch ist Quarz aber ein Oxid und kein Silikat, da Kationen fehlen, die eine derartige Einstufung rechtfertigen würden (VINX 2005). Die chemische Zusammensetzung und die Mineralbausteine sind bei Quarz, Tridymit, Cristobalit und Coesit gleich. Das Siliziumion wird von vier Sauerstoffionen tetraedrisch umgeben. Somit sind jedem Siliziumion zwei Sauerstoffionen (besser 4/2 O-Ionen) mit dem bekannten Verhältnis SiO₂ zugeordnet. Lediglich beim Stishovit liegt kein dreidimensional zusammenhängendes Gerüst von [SiO₂]⁴-Tetraedern vor, sondern eine oktaedrische Anordnung nach dem Rutiltyp. Die wechselnde gegenseitige Verdrehung der SiO₄-Tetraeder ergibt bei unterschiedlicher Symmetrie eine verschiedengradig aufgelockerte Kristallstruktur.

Beim Quarz bilden die SiO₄-Teraeder zusammenhängende, rechts- oder linkssinnig gewundene Spiralen in der kristallographischen C-Richtung (MATTHES 1996). RÖSLER (1988) nennt dies Drehung der Schraubenlinie und weist darauf hin, dass Rechtsquarz Linksschrauben besitzt. Oberhalb von 573°C (Abb. 11b) wandelt sich trigonaler



Tiefquarz in hexagonalen Hochquarz um. Dieser Prozess ist reversibel und erfolgt durch Drehen der Tetraeder im festen Zustand. Tiefquarz bildet sich nach RY-KART (1995) in magmatischen, pegmatitischen oder thermalen Phasen saurer Tiefengesteine, in metamorphen Schiefern und auch in Sedimenten.

Abb. 10: Rechtsquarz nach CORRENS (1968) mit indizierten Kristallflächen: positiver Rhomboeder r, negativer Rhomboeder z oder r', wobei r>z, r besitzt Glanz, Trapezoeder (auch Trapezflächen) x, trigonale Dipyramide s und s' und hexagonales Prisma m. MILLERsche Indizes:

 $m(10\overline{1}0), r(10\overline{1}1), z(01\overline{1}1), s(11\overline{2}1), s'(2\overline{1}\overline{1}1), x(51\overline{6}1).$

Hochquarz ist gesteinsbildend in Rhyolithen bzw. Quarzporphyren und in Hohlräumen verschiedener Vulkanite. Hochcristobalit entsteht bei der Entglasung saurer Magmen und bildet sich in SiO₂-reichen Sedimenten. Oft ist Cristobalit eine Zwischenphase bei der Bildung von Chalcedon aus Gelen. Die Hochdruckmodifikationen Coesit und Stishovit sind charakteristisch für Einschlagkrater von großen Meteoriten. Relikte von Coesit sind auch in Granat- und Klinopyroxen-Einschlüssen der Eklogitfazies erhalten. Quarz besitzt normalerweise keine Spaltbarkeit, sein Bruch ist muschelig. CORRENS (1968) merkt aber an, dass die Spaltbarkeit beim Quarz lediglich schlecht ausgebildet ist. Trotz des muscheligen Bruches, der sich beim Zerschlagen zeigt, haben statistische Untersuchungen von ENGELHARDT (zitiert in CORRENS 1968) gezeigt, dass bestimmte Richtungen beim Zerbrechen bevorzugt werden. Diese Richtungen ändern sich beim Quarz mit der Temperatur. Bei Zimmertemperatur liegt die Bruchfläche zum Teil in der Nähe des Rhomboeders r, 45°-65° zur c-Achse geneigt, z. T. sind es auch steilere Flächen mit 70°-75° zur c-Achse. BLOSS (1957) hat beim Zer-kleinern natürlicher Tiefquarze eine Häufung der Spaltbarkeit parallel zu r oder z und (weniger häufig) parallel zum Prisma beobachtet.



Abb. 11a+b: a) SiO_2 Modifikationen nach SCHREYER (1976) in MATTHES (1996) im pT-Diagramm. Die jeweiligen Dichten sind in Klammern in [g/cm³] angegeben. b) gibt die Umwandlungstemperatur für den reversiblen Vorgang von Tief- zu Hochquarz in Abhängigkeit des Druckes an (nach YODER 1950 in RYKART 1995).

Tab. 2: Festigkeitsverhältnisse	des Quarzes	(aus CORRENS	1968).
---------------------------------	-------------	--------------	--------

	zur c-Achse		\perp zur c-Achse	
	Mittel Maximum		Mittel	Maximum
	[kg/cm ³]	[kg/cm ³]	[kg/cm ³]	[kg/cm ³]
Druckfestigkeit	25000	28000	22800	27400
Zugfestigkeit	1160	1210	850	930
Biegefestigkeit	1400	1790	920	1180

2.1 Theoretische Grundlagen zu Wachstum und Lösung

2.1.1 Theoretisches Kristallwachstum

Der erste Schritt bei der Kristallbildung ist die Keimbildung. Beim Überschreiten der Sättigungsgrenze kommt es nicht sofort zur stabilen Keimbildung. Erst wenn die Übersättigung einen gewissen Grad erreicht hat, beginnt in dem sogenannten metastabilen oder OSTWALD-MIERS-Bereich die spontane Bildung neuer Kristallkeime und die Kristallisation (RÖSLER 1988). Nach GILL (1993) ist dieses ein winziger ungeordneter Keim, an dem weiteres Kristallmaterial angelagert wird.

Da bei sedimentärem Quarzwachstum mit dem abgerollten Korn bereits ein Kristallkeim vorhanden ist, wird auf die Kristallkeimbildung an dieser Stelle nicht weiter eingegangen.

2.1.1.1 KOSSEL-STRANSKI-Gitter

Das Kristallwachstum wird generell als Anlagerung von Material beschrieben. Bei Kristallen mit heteropolarer Bindung, zu dem u. a. auch Quarz gehört, nähert sich ein Kation oder Anion mit der Ladung e⁻ oder e⁺ aus dem Unendlichen auf den Abstand r. Nach dem COULOMB'schen Gesetz beträgt der Energiegewinn e²/r (KLOCK-MANN 1967), wobei e die Ionenladung und r den Abstand zu den benachbarten Ionen darstellt (KLEBER 1977).

Diese Anlagerung erfolgt nach dem Schema in Abb. 12, die Blöcke können Ionen, Moleküle oder ganze Einheitszellen darstellen. Freiliegende Ecken und Kanten sind aufgrund der Anzahl ungesättigter Bindungen mit hohen Oberflächenenergien versehen (GILL 1993). Das Hinzufügen von Block A in Abb. 12a ist energetisch ungünstig und kann nur bei relativ stark übersättigten Lösungen erfolgen. Die Plätze B und C sind energetisch günstiger, bei bevorzugter Ausnutzung dieser Plätze kommt es zur Vervollständigung der Lage und somit zur Ausbildung von geraden, geometrisch begrenzten Wachstumsflächen.

Nach der Theorie von KOSSEL & STRANSKI (1927/28) in KLOCKMANN (1967) werden die in Abb. 12 dargestellten drei Schritte folgendermaßen ausgeführt:

- Schritt 1 (Platz A): Anlagerung an eine Wachstumsfläche. Bedeutet den Beginn einer neuen Netzebene. Der Energiegewinn beträgt 0,0662 e²/r.
- Schritt 2 (Platz B): Anlagerung an einer Wachstumsstufe. Stellt die Fortsetzung einer neuen Netzebene dar. Der Energiegewinn beträgt 0,1807 e²/r.
- Schritt 3 (Platz C): Anlagerung an eine Wachstumsstelle. Dieser Schritt stellt die häufigste Fortsetzung einer Netzebene dar ("Halbkristallage"). Der Energiegewinn beträgt bei diesem Schritt 0,8738 e²/r.

Neben den wesentlichen Schritten, die bereits in Abb. 12 vorgestellt sind, zeigt Abb. 13 insgesamt sechs Anlagerungsmöglichkeiten. Die Wahrscheinlichkeit der Ausführung der einzelnen Schritte ist 1>2>3>4>5>6. Untersucht und vorgestellt wurden von KOSSEL & STRANSKI (1927/28) eines der einfachsten und am besten untersuchten Kristallgitter, das des Steinsalzes.

Bei sehr stark übersättigten Lösungen ist wegen des hohen Kristallisationsdruckes die oben beschriebene Abfolge nicht gegeben; es entstehen Kristallrasen, also mehrere kleine Kristallindividuen, die auf einer Kristallmatrix unter Ausnutzung energetisch ungünstiger Positionen (wie Position drei bis sechs in Abb. 13) aufwachsen.

Bei abgerollten Quarzen liegen die Verhältnisse etwas anders: durch die Abrasion ist ein "Rumpfquarz" entstanden, der in seiner Oberfläche aus einer Vielzahl treppenartig angeschnittener Netzebenen besteht. Die konzentrationsbedingten Anwachspositionen entsprechen den Nummern 1, 2 und 4 in Abb. 13.





Abb. 13: Wachstum einer Kristallfläche eines ionaren Gitters nach der Theorie von KOSSEL & STRANSKI (in RÖSLER 1988). Der relative Energiegewinn bei den einzelnen Anlagerungsschritten kann durch folgende Zahlenwerte charakterisiert werden: 1=0,8738; 2=0,4941; 3=0,2470;4=0,1806; 5=0,0903; 6=0,0662.Einheit: Madelungsche Zahl [e²/r], φ_i .

2.1.2 Wachstum und Lösung von Quarzen

RYKART (1995) beschreibt das Wachstum von Quarzen für hydrothermale Bedingungen. Das SiO₂ wird hier in Form von Ortho- bzw. Monokieselsäure angeliefert, unter Abspaltung von Wasser entsteht ein Quarzkristall (Abb. 14).

SiO ₂	${\rm SiO}_2$ als Quarz, in Silikaten oder metastabilen Quarzvariationen
+2H ₂ O	Auflösung
H₄SiO₄	Orthokieselsäure (Monokieselsäure) in Lösung
-2H ₂ O	Kristallisation
SiO ₂	Quarzkristall (wachsend)

Abb. 14: Transportweg von Kieselsäure, der für hydrothermales Quarzwachstum notwendig ist (verändert nach RYKART 1995).

Bedingt durch die niedrigen Druck- und Temperaturbedingungen im sedimentären Bereich reicht die Löslichkeit von Kieselsäure für diese Form des Wachstums nicht aus (Abschnitt 2.1.2.2). Weitgehende Übereinstimmung herrscht nach langer Forschungsaktivität (u. a. STRUCKMANN 1855; Rückblick bei BRADY & WALTHER 1990 und TESTER et al. 1994) über die Löslichkeit von amorpher Kieselsäure im Wasser von 116 ppm bei 25°C. Für Quarz stellte RIMSTIDT (1997) mit einer Löslichkeit von 11,0 ± 1,1 ppm einen deutlich höheren Wert vor als die bisher u. a. von MOREY et al. (1962) angenommenen ca. 6 ppm. Bei Sanden und Sandsteinen fungiert das abgerollte Quarzkorn als Kristallisationskeim, an dem weiteres SiO₂ in der kristallinen Phase Quarz angelagert werden kann. Dabei wächst Quarz monokristalliner Körner im Bezug zur kristallographischen c-Achse des detritischen Mutterkorns unter bevorzugter Bildung des Rhomboeders weiter (Abb. 15a-A). Bei polykristallinen Quarzen fungiert jeder Subkristall als Keim mit jeweils eigenständigem kristallographisch orientiertem Anwachssaum (Abb. 15a-B) mit den oben genannten Phänomenen (WAUGH 1970a).

Bei den in Richtung der kristallographischen c-Achse wachsenden Kristallen unter Ausbildung von Rhomboederflächen wird die Fläche des negativen Rhomboeders z schneller aufgebaut als die des positiven Rhomboeders r. Durch die höhere Verschiebungsgeschwindigkeit kann die Fläche z auch gänzlich verschwinden. Bei dem reziproken Prozess der Lösung ist dieses umgekehrt; z löst sich schneller als r.





Abb. 15a+b: a) Theoretisches Quarzwachstum von mono- und polykristallinen Quarzen nach WAUGH (1970a). b) Quarzwachstum im Dünnschliff (Dalasandstein). b1) zeigt eine annähernd idiomorphe Kristallspitze; b2) Pfeile markieren das detritische Korn, dass durch eine dunkle Linie vom Anwachssaum getrennt ist (MENCKHOFF & RIES 2007).

2.1.2.1 Löslichkeit von Kieselsäure in wässrigen Lösungen

Die Löslichkeit der Kieselsäure steigt generell mit Druck und Temperatur im unteren Temperaturbereich linear an (Abb. 16a). Ab einem pH-Wert von 8,5 steigt, bedingt durch die Hydrolyse des Wassers (SiO₂+2H₂O \leftrightarrow Si(OH)₄), die SiO₂-Löslichkeit für amorphes, wie auch kristallines SiO₂ exponentiell an (Abb. 16b).

Es gilt als gesichert, dass ab einem pH-Wert von ca. 8,5 die Löslichkeit der Kieselsäure – zumindest für amorphe Kieselsäure – drastisch ansteigt (ALEXANDER et al. 1954, KRAUSKOPF 1956 und ILER 1979). Bei natürlichen Bodenproben spielen noch weitere Faktoren eine Rolle, wie konträre Ergebnisse von SCHACHTSCHABEL & HEINE-MANN (1967) zeigen. Die Si-Löslichkeit sank bei höheren pH-Werten ab, was wahrscheinlich an der Beteiligung der für die Siliziumabsorption wichtigen Al- und Fe-Oxidverbindungen liegt (siehe amorphe Krusten im Abschn. 2.1.2.2). Bei sauren Reaktionen des Bodens wird das Gleichgewicht zur linken Seite der unten stehenden Reaktionsgleichung verschoben und führt so zur Freisetzung von Kieselsäure (SCHACHTSCHABEL & HEINEMANN 1967).

$$-SiOH + [(Fe, Al)(OH)]^{2+} \Leftrightarrow [-Si-O - (Fe, Al)(OH)]^{+} + H^{+}$$
(1)

Seit langem ist bekannt, dass die Löslichkeit von amorpher Kieselsäure deutlich über dem der kristallinen Phase Quarz liegt (ALEXANDER et al. 1954, Abb. 17b), bei 25°C werden ca. 11 ppm Quarz und ca. 116 ppm amorphe Kieselsäure gelöst. Auch sind die Stabilitätsgrenzen, ausschlaggebend ist hierfür die Berührungsfläche, für unterschiedliche Kristallgrößen divergent. Kleinere Kristalle sind bei einer bestimmten Sättigungskonzentration bereits instabil und können sich im Extremfall zugunsten der stabileren größeren auflösen.

Die geringe Löslichkeit von Kieselsäure wird bei Vorhandensein von Aluminium zusätzlich drastisch gesenkt (OKAMOTO et al. 1957, ILER 1973, 1979 und WILLEY 1975a+b, Abb. 17a), und sinkt nach ILER (1979) unter 10 ppm für amorphe Kieselsäure. Dies ist von entscheidender geochemischer Bedeutung, da beträchtliche Mengen Silizium durch die Auflösung von Alumosilikaten (Feldspat und Phyllosilikate) gleichzeitig mit Aluminium in die Porenlösung gelangen. Derartige Prozesse sind fundamentale Bestandteile der chemischen Verwitterung unter tropischen Klimabedingungen (u. a. SCHWARZBACH 1993, KUNTZE et al. 1994 und SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998). Ihr Verlauf ist durch spezielle Gesteins- bzw. Mineralparagenesen charakterisiert und setzt erst bei Jahresmitteltemperaturen oberhalb 18°C ein. Eisen wirkt nach MORRIS & FLETCHER (1987) gegensätzlich zum Aluminium und erhöht die Lösungsgeschwindigkeit bei niedrigen pH-Werten (pH 2-8) infolge von Reaktionen an der Grenzfläche Quarz zu eisenhaltiger (Fe²⁺) Lösung. Es bilden sich amorphe Eisen-Silikat-Hydroxid-Komplexe (FeH₃SiO₄²⁺), die beim Zerbrechen Orthokieselsäure (H₄SiO₄) in Lösung freisetzen. Es kann sich ein Saum aus Goethit bilden, der diesen Vorgang nachzeichnet.



Abb. 16a+b: a) Löslichkeit von amorpher Kieselsäure nach ALEXANDER et al. (1954). b) Löslichkeit von SiO₂ bei 25°C in Abhängigkeit des pH-Werts (aus RYKART 1995).



Abb. 17a+b: a) Einfluss von Aluminium auf die SiO₂-Löslichkeit (OKAMOTO et al. 1957). b) Vereinfachte Darstellung der Löslichkeit von amorpher Kieselsäure und Quarz nach FOUR-NIER & ROWE (1977).
2.1.2.2 Die Bedeutung amorpher Krusten für das Quarzwachstum

Generell ist das Wachstum unter natürlichen sedimentären Bedingungen komplexer als unter kontrollierten Laborbedingungen. Permeabilität und Porenvolumen des Sedimentkörpers, Menge, Ionenpotential, Verdunstung und Temperatur des Wassers steuern Lösung und Wachstum. Dabei kann ein einzelnes Sedimentkorn unterschiedlichen Bedingungen durch direkten Kontakt zu mehreren Porensystemen mit geringfügig unterschiedlichen Lösungen ausgesetzt sein, auch wenn die Bodenporen generell als eine Einheit angesehen werden (MENCKHOFF & TIETZ 2006).

Auf die Bedeutung amorpher Krusten für das Quarzwachstum wurde bereits hingewiesen (MENCKHOFF & TIETZ 2006 und TIETZ 2007) und zur Verdeutlichung graphisch dargestellt (Abb. 18).



Abb. 18: Schematisiertes Quarzwachstum in einem Verwitterungshorizont nach MENCK-HOFF & TIETZ (2006) und TIETZ (2007) erstellt. Absorption von Kieselsäure in amorphen Krusten auch aus sehr verdünnten Lösungen nach HARDER (1965) und HARDER & FLEHMIG (1970). Gestrichelte Linien (mit der Ausnahme der Diffusion [Punktlinie]) Ab- bzw. Zufuhr aus dem System Regolith.

Dieser Theorie liegen Untersuchungen von LANDMESSER (u. a. 1984, 1988, 1993, 1998) zur Achatgenese zugrunde. Beim sedimentären Wachstum ist nicht die absolute Löslichkeit der Kieselsäure von entscheidender Bedeutung, sondern die unterschiedliche Löslichkeit von amorpher Kieselsäure (SiO₂-Donator) und kristallinem Quarz (SiO₂-Akzeptor), so dass durch Diffusionsvorgänge Quarzwachstum ermöglicht wird.

Ein wasserreicher Sediment-/Bodenkörper stellt ein offenes System dar (gestrichelte Linien in Abb. 18), das mit einem breiten Spektrum abgerollter Körner gleichzeitig Materialgeber (Silikate) und Empfänger (Quarz) stellt. In der Bodenlösung reichern sich Ionen als Folge der An- bzw. Auflösung (chemische Verwitterung) der Primärminerale an. Die mobileren Alkali- und Erdalkalien verlassen durch Abfluss das System, weniger mobile Ionen wie Aluminium, Eisen und Silizium verweilen zunächst noch in der Bodenlösung. Einsetzende Verdunstung führt zu Einengung der Porenlösung und ermöglicht die Bildung von amorphen Si-Al-(Fe-)Krusten. Amorphe Krusten können auch infolge von Bodendegradation durch extreme Bodenversauerung mit pH 3-4 und der damit verbundenen Silikatverwitterung (VEERHOFF & BRÜMMER 1993), oder als Produkt rezenter Bodenbildung (amorphe Silikatvorstufen) in Skandinavien (GIMÉNEZ & JARITZ 1966) entstehen.

Bei der Kristallisation von röntgenamorphen Hydroxiden kann – im Gegensatz zu kristallinen Substanzen – auch aus sehr verdünnten Lösungen Kieselsäure in großen Mengen aufgenommen bzw. absorbiert werden (HARDER 1965 und HARDER & FLEH-MIG 1970). Dieser Prozess funktioniert auch unter natürlichen Bedingungen während der chemischen Verwitterung (HARDER & FLEHMIG 1970). Beim nachträglichen Reifen dieser Hydroxide kann sich Quarz bilden (HARDER & FLEHMIG 1967 und HARDER & MENSCHEL 1967). Die Umwandlung von amorpher Kieselsäure zur kristallinen Phase erfolgt unter hydrothermalen Bedingungen meist über metastabile Zwischenstufen von amorphem SiO₂ über (SiO₂-X), Cristobalit und Keatit bis hin zum Quarz (HEYDE-MANN 1964 und BETTERMANN & LIEBAU 1975) oder im sedimentär-diagenetischen Bereich SiO₂ (amorph) über Opal-CT zu Chalcedon/Quarz (LANDMESSER 1988, 1990, 1993).

Die Umwandlungszeit kann beträchtlich variieren. Von einer relativ kurzen Reaktionszeit gehen HARDER & FLEHMIG (1967) und HARDER & MENSCHEL (1967) aus, wogegen HEYDEMANN (1964) beträchtlich längere Reaktionszeiten annimmt. Rechnerisch geht HEYDEMANN (1964) in einem alkalischen Milieu bei 25°C von 25 000-30 000 Jahren aus, wobei die Erhöhung der Alkalikonzentration zu einer Verkürzung der Reaktionszeit führt. Die stufenweise Alterung oder Lösung von Siliziumverbindungen, die gesteuert wird durch das chemische Potential, kann nur bei gleichzeitigem Energiegewinn erfolgen. Bei dieser Umwandlung, wie auch bei der Lösung, muss zuerst das freie Energiemaximum überschritten werden (RIMSTIDT & BARNES 1980, Abb. 19).



Reaction coordinate

Abb. 19: Schematische Darstellung des freien Energiemaximums nach RIMSTIDT & BARNES (1980).

2.1.2.3 Lösung von Quarzen

Lösung ist unter gleichbleibenden Bedingungen generell der reziproke Vorgang zur Kristallbildung (GOLDSCHMIDT & WRIGHT 1903 zitiert in RYKART 1995) und erfolgt, solange eine untersättigte Lösung Kontakt zu einem Kristall hat, bis zu dem Zeitpunkt, an dem sich Gleichgewichtsbedingungen eingestellt haben. Unter strikter Anwendung der Theorie von KOSSEL & STRANSKI (1927/28) ist auch bei der Lösung mit geraden, linear begrenzten Flächen zu rechnen. Dies ist jedoch bei natürlich gelösten Mineralen auszuschließen, da hier die Lösungsbedingungen erheblich von den Druck-, Temperaturbedingungen, die bei der Kristallisation geherrscht haben, abweichen. So sind Flächen von Auflösungskörpern meist gerundet (KLEBER 1977). Bei der fränkischen Dolomitasche sind z. B. durch Lösung lediglich die Ecken und Kanten verrundet (MENCKHOFF 2006). Die mehr oder weniger geometrisch begrenzten Ätzgruben auf bestimmten Kristallflächen der Quarze zeigen dagegen keine rundlichen Lösungsformen, sondern sind annähernd trigonale (nach RYKART [1995] wappenschildförmig) Eintiefungen. In der Natur entstehen Ätzgruben an den Stellen, wo sich vorher Wachstumsakzessorien (Vizinalpyramiden, -hügel oder -flächen) befanden. Dieses sind Durchstoßpunkte von Schraubenversetzungen des Kristallgitters (vgl. Abb. 12b) und somit als "Gitterstörstelle" bzw. Halbkristallagen leichter löslich als die umgebende Fläche. Die Umrisse der Ätzgruben sind gegenüber den Vizinalpyramiden um 180° verdreht. Nach RYKART (1995) sind nur auf den Rhomboederflächen r und z Pyramiden, gerundete Hügel mit stufenförmig aufgebauten Flächen zu finden, sodass Ätzgruben nur auf kristallographisch definierten Kristallflächen auftreten können. Da beim Ätzen, z. B. mit Flußsäure, die Rhomboeder z stärker angegriffen werden als r, sind die Ätzgruben auf r größer als auf z.

Die Löslichkeit von Quarzen beruht auf der Hydrolyse (SiO₂+2H₂O↔Si(OH₄)) des Wassers und ist unter 150°C verschwindend gering (RYKART 1995). Auch sind die Lösungsgeschwindigkeiten der einzelnen Quarzflächen nicht gleich (RYKART 1995):

$$m(10\overline{10}): r(10\overline{11}): z(01\overline{11}): c(0001) = 1:1,63:1,87:5,5$$

2.1.3 Natürliches Wachstum und Lösung im Verwitterungshorizont

Grundsätzlich ist bei Quarzwachstum zu unterscheiden zwischen a) dem Wachstum, das durch Drucklösung gesteuert wird, und in einem Temperaturbereich von ca. 75-100°C (WALDERHAUG 1994, WALDERHAUG et al. 2000 und GILES et al. 2000) erfolgt und b) dem Wachstum im Verwitterungshorizont nach MENCKHOFF & TIETZ (2006) und TIETZ (2007).

Bei beiden Wachstumsformen fungiert der detritische Klast als Kristallisationskeim, an dem weiteres Material angelagert wird. Bei der Verfestigung zu einem Sandstein unter der Beteiligung der Drucklösung kann es neben Anwachssäumen ebenfalls zu Porenfüllung kommen (MENCKHOFF & RIES 2007). Ein in dieser Form verfestigtes Gestein kann eine beträchtliche Härte besitzen, so dass der Bruch durch Quarzkörner erfolgt (CHANDLER 1988).

Aufgrund des fehlenden Platzes im Regolith sind vom äußeren Anschein fast perfekte, idiomorphe Einkristalle wie in Abb. 20a sehr selten. Meistens entwickeln sich gerade Ecken und Kanten, ebene Flächenareale (Abb. 21a), bei starker Übersättigung auch flächig begrenzte Polykristalle und selten idiomorphe Subkristalle (Kristallrasen, Abb. 20b).



Abb. 20a+b: Verschiedene Formen des sedimentären Quarzwachstums. a) idiomorpher Quarzkristall (kretazischer Sand, Heidelberger Sand und Kies, Amberg). b) zeigt Kristallrasen (paläogen umgelagerte Kreidesande, Sandgrube Bronn/Franken).



Abb. 21a+b: a) Geschlossene gradlinig begrenzte Wachstumsfläche. Die Pfeile markieren die intakte, nicht abradierte Kristallkante (Sandgrube Bronn). b) Beginnendes Wachstum aus RIES & MENCKHOFF (2008), die ursprüngliche Form des ehemaligen Gastminerals ist noch zu erahnen (unterer Pfeil), modifiziert hin zur typischen trigonalen Symmetrie des Quarzes (mit freundlicher Genehmigung von Gunnar Ries, eiszeitliche Sande, Wilhelmsburger Rinne, Hamburg-Moorburg).

Auf den sedimentär gebildeten Wachstumsflächen sind häufig noch nicht gänzlich geschlossene Flächenareale zu finden, die die trigonale Symmetrie des Tiefquarzes widerspiegeln (MENCKHOFF & TIETZ 2006). Die Hohlräume ehemaliger Gastminerale zeigen ebenfalls dieses Phänomen. So werden nach TIETZ (1987) z. B. Hohlräume mit monokliner Symmetrie ehemaliger, eingewachsener Feldspate durch Anwachszonen und -rinden zur typischen trigonalen Symmetrie des Quarzes umgestaltet. Dieses Phänomen ist auch bei anderen Gastmineralen zu beobachten (RIES & MENCKHOFF 2008, Abb. 21b). Diese Anwachszonen und -rinden sind im Unterschied zu Ätzgruben der Vizinalpyramiden gradlinig und streng trigonal und nicht gerundet bzw. wappenschildförmig.

Kein Bergkristall zeigt makellose Kristallflächen, die Wachstumsstreifen sind gar charakteristisch für die Prismenflächen und werden hervorgerufen durch die Juxtaposition der Prismenflächen mit den Rhomboederflächen. Wachstumsstreifen lassen sich mittels REM auch an Anwachssäumen auf detritischen Quarzen beobachten (Abb. 22a+b).

Durch den sedimentären Transport kann das Kristallgitter mechanisch beschädigt werden, so dass "Gitterstörungen" entstehen, an denen bevorzugt die chemische Verwitterung ansetzt. In Abb. 23a ist neben dem zentral angeordneten Bereich, an dem Lösung stattgefunden hat, noch die gerundete, weniger abradierte Kornoberfläche zu sehen. Sehr tiefe Lösungserscheinungen lassen sich auf diese Weise aber nicht befriedigend erklären; hierfür sind gelöste Gastminerale und/oder Flüssigkeitseinschlüsse verantwortlich, die während des Transportes aus dem Quarzkorn herausgeschlagen (bzw. ausgelaufen) wurden.



Abb. 22a+b) Wachstumsstreifen (Pfeile) auf einer in situ gewachsenen Kristallfläche. a) Quarz aus der Sophienhöhle (Probe 32), b) vergrößerter Ausschnitt.



Abb. 23a+b): Tiefreichende Lösung auf Quarzkörnern a) von einer Barriereinsel Hilton Head Island, South Carolina. Der Pfeil markiert tiefreichende Lösung im Gegensatz zu der detritischen Kornoberfläche. b) Strandsand der Elbe bei Hamburg.

Die ehemaligen Kontaktstellen vom Quarz zum Gastmineral bilden Störstellen, an denen dann weiter Quarzlösung erfolgen kann. Die Tiefe dieser Lösungserscheinungen beruht hier primär nicht auf der Quarzlösung als solcher, sondern ist durch die entfernten Einschlüsse bedingt (TIETZ 2007). Die in Abb. 23a+b gezeigten Beispiele stammen beide von einem Strand, obwohl der sedimentäre Ablagerungsraum nicht für Quarzlösung prädestiniert ist. Diese lösungsbedingten Veränderungen müssen also älter sein als die letzte Ab- bzw. Umlagerung an dem entsprechenden Strandabschnitt.

2.1.3.1 Natürliche Lösung und Lösung unter Laborbedingungen

Unter Laborbedingungen geätzte Quarze lassen sich anhand der Ätzgruben als Links- oder Rechtsquarz unterscheiden. Natürlich gelöste Quarze zeigen rundliche Lösungserscheinungen und nie geometrisch begrenzte Vertiefungen, so dass davon auszugehen ist, dass Ätzversuche natürliche Lösungserscheinungen nicht unbedingt widerspiegeln müssen (RYKART 1995 und GÖTZE & ZIMMERLE 2000). Die gewonnenen Ergebnisse können somit nicht unreflektiert auf natürliche Systeme übertragen werden. Ungewöhnliche Ätzgruben haben NIELSEN & FOSTER (1960) beobachtet, die technische Bedeutung zeigt u. a. HORN (2005) auf.

2.1.3.2 Abrasion der sedimentär gebildeten Wachstumsflächen

Die frischen in situ gewachsenen Areale auf detritischen Quarzklasten können durch nachfolgende Ereignisse modifiziert werden. Für diese Prozesse der Abrasion kann mechanische oder chemische Abrasion verantwortlich sein.



Abb. 24a+b): Abrasion von sedimentär gewachsenen Kristallflächen, a) durch chemische Lösung/Abrasion (Sandgrube Bronn) und b) durch mechanischen Transport (Sophienhöhle, Probe 9). Die Pfeile in a) zeigen verrundete, ehemals z. T. trigonal begrenzte Wachstumsflächen.

Auch hier gilt die Regel, dass chemische Lösung verrundete, weichgezeichnete Oberflächen verursacht. Bei Quarz, bedingt durch das Fehlen einer mineraltypischen Spaltbarkeit, verursacht mechanischer Transport zwar auch rundliche Flächenareale, dennoch sind bei dieser Art der Abrasion auch immer kleinere Areale mit muscheligem Bruch oder splittrigen Bruchkanten/-flächen zu finden. Der Unterschied zwischen mechanischer und chemischer Abrasion wird in Abb. 24a+b verdeutlicht.

2.1.3.3 Lösung von Gastmineralen und Einschlüssen

Da Quarz in der magmatischen Kristallisationsreihenfolge recht spät gebildet wird, sind die Quarze, da sie eine Zwickelfüllung darstellen, immer durch vorherig gebildete oder nahezu gleichzeitig wachsende Gastminerale "verunreinigt" und in ihrer Erscheinungsform "verfremdet". Am Beispiel der (mikro-)graphischer Verwachsung (Schriftgranite) ist deutlich zu sehen, dass in diesem Fall Quarz und Feldspat nahezu gleichzeitig kristallisieren.



Abb. 25a+b: a) Sandkorn von der Insel Barther Oie (Darß-Zingster Boddenkette, mit frdl. Genehmigung von Jens Hartmann) zeigt einen verwitterten Feldspat (Fsp), der in einem intakten Quarzkorn (Qz) eingewachsen ist. b) Dünnschliff eines Granites mit im Quarz eingewachsenem Muskovit (Stbr. Kl. Zadel).



Abb. 26a+b: a) Durch Lösung und mechanischer Abrasion entfernte Einschlüsse; kennzeichnend ist immer die Anordnung in Linien. b) Quarzkorn mit ehemaligen Gastmineralen (Feldspat und Glimmer, vgl. TIETZ 1987). Beide Sandgrube Bronn/Franken.

Die unterschiedliche Lösungsgeschwindigkeit während der chemischen Verwitterung der einzelnen Minerale ist von GOLDICH (1938) in der Serie der Mineralstabilität vorgestellt worden (Abb. 27). Häufige Gastminerale in Quarzen sind Feldspäte und Glimmer, aber auch Apatit, Turmalin und Zirkon kommen vor. Diese Gastminerale lösen sich z. T. deutlich schneller als Quarz. Wenn diese Gastminerale, bedingt durch die größere Verwitterungsanfälligkeit, aus dem Verbund herausgelöst werden, hinterlassen sie charakteristische Vertiefungen, durch die auf das ehemalige Gastmineral geschlossen werden kann (TIETZ 1987).



Abb. 27: Stabilitätsabfolge gesteinsbildender Minerale während der Verwitterung nach GOLDICH (1938) ergänzt und veränder durch VALETON (1988). Die Elementgehalte jedes Minerals sind in der Folge ihrer relativen Häufigkeit angegeben: a=10x%; b=x%; c=0,x%; d=0,0x%.

Flüssigkeitseinschlüsse sind in Mineralen relativ häufig vorzufinden und ermöglichen Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen des Wirtsminerals. Häufig ist eine Kombination aus Flüssigkeitseinschlüssen mit Gasblasen vorzufinden, wobei die Gasblasen durch Kontraktion der Flüssigkeit beim Abkühlen entsteht (KLEMD 1996). Anwachssäume besitzen im Gegensatz zu detritischen Quarzen keine Einschlüsse (SIEVER 1989 und MILLIKEN et al. 2002), so dass auch ohne einen färbenden Außenrand um das detritische Korn bei einem quarzgebundenen Sandstein eine Unterscheidung der unterschiedlichen Quarzgenerationen möglich ist.

Nach KLEMD (1996) kann in primäre, sekundäre und pseudosekundäre Einschlüsse unterschieden werden. Primäre Einschlüsse bilden sich beim Wachstum und befinden sich auf Wachstumszonen des Minerals; sekundäre Einschlüsse entstehen nach der Kristallisation und sind an verheilte Risse und Brüche gebunden. Pseudosekundäre Einschlüsse entstehen wie die primären Einschlüsse während des Wachstums, zeigen aber häufig Eigenschaften der sekundären Einschlüsse. Pseudosekundäre Einschlüsse kreuzen aber niemals die Wirtsgrenzen, da sie während der Kristallisation angelegt werden.

3 Mikrostrukturen unterschiedlicher Ablagerungsräume

Die in der Literatur beschriebenen Quarz-Mikrostrukturen sind sehr vielfältig (u. a. KRINSLEY & DOORNKAMP 1973, HIGGS 1979 und MAHANEY 2002), aber nicht immer sind alle in einem Ablagerungsraum bzw. Untersuchungsgebiet anzutreffen (MENCK-HOFF & TIETZ 2006).

Die gewählten Bezeichnungen sind lediglich beschreibender Natur und beruhen auf der visuellen Interpretation des entsprechenden Bearbeiters (HIGGS 1979). Dies hat zu einem Begriffschaos geführte (TREWIN 1996). Als Beispiel soll an dieser Stelle die "upturned plates" angeführt werden. Zum einen werden unter dieser Bezeichnung amorphe Krusten beschrieben, die sich auf oder um das detritische Korn gebildet haben, zum anderen eine von Mikrofrakturen übersäte Quarzoberfläche, die durch ein dauerhaftes "Bombardement" (Korn-Korn-Kontakt) in einem äolischen Ablagerungsraum entstanden ist.

Nicht nur bei dem o.g. Beispiel kommt es vor, dass Mikrostrukturen a) unterschiedliche Bezeichnungen für die gleiche Erscheinung tragen oder b) gleiche Erscheinungen mit unterschiedlichen Bezeichnungen versehen sind.

Ziel dieses Abschnittes ist es, postsedimentären Veränderungen durch die chemische Verwitterung gegen den Einfluss der physikalischen Abrasion, die überwiegend transportbedingte Oberflächenveränderungen darstellen, abzugrenzen. Dies soll anhand von nachvollziehbaren, mineralogisch-kristallographischen Gesetzmäßigkeiten erfolgen. Als besonders wichtig hierfür hat sich das sedimentäre Quarzwachstum gezeigt, das eine sehr markante Oberflächenveränderung darstellt.

3.1 Diagenese und Metamorphose

Diagenetische Zementation (durch Quarz) von Quarzsanden zum quarzgebundenen Sandstein ist neben Tonmineralen und Karbonaten das häufigste Bindemittel der Sandsteine. Diese quarzgebundenen Sandsteine – mit der Ausnahme von (chemisch) verwitterungsbedingten Einkieselungshorizonten (Silcrete) (MENCKHOFF 2006) – sind in der Regel an die Druck- und Temperaturbedingungen der Diagenese und Metamorphose gebunden.

Metamorphe Quarzite sind im Unterschied zu quarzgebundenen Sandsteinen gekennzeichnet durch die unterschiedlichen Korngrenzen der ehemalig detritischen Klasten. Bei der Zementation eines quarzgebundenen Sandsteins, die im Druck- und Temperaturbereich der Diagenese erfolgt, sind diese Korngrenzen generell rundlicher. Metamorphe Quarzite besitzen das sogenannte Kornplättungsgefüge (JARDLEY et al. 1992) bzw. eine intensive Verzahnung der Quarzkörner untereinander (VINX 2005). Sofern Glimmer vorhanden sind, so sind diese bei metamorphen Quarziten (Glimmerquarzit) nach VINX (2005) meist planar eingeregelt und können zur Unterscheidung von metamorphen oder diagenetischen Quarziten herangezogen werden (Abb. 30b).

Das SiO₂ für die Zementation wird im sedimentär-diagenetischen Druck- und Temperaturbereich in der Regel durch Drucklösung bereitgestellt. Die überlagernden Sedimente erzeugen meist schon den erforderlichen Auflastdruck, der dann zu signifikanter Quarzzementation in einem Temperaturbereich ab 75-80°C (WALDERHAUG 1994 und WALDERHAUG et al. 2000) bzw. 90±10°C (GILES et al. 2000) führt.

Infolge der Drucklösung verändern sich die Kornkontakte (Abb. 29b). Die sedimentationsbedingten tangentialen Kornkontakte werden stufenweise in suturierte umgewandelt. Bei dem Prozess der Silizium-Mobilisierung sind anscheinend dünne Tonüberzüge um die detritischen Quarze von entscheidender Bedeutung (u. a. SIEVER 1962, PETTIJOHN et al. 1972 und MENCKHOFF & RIES 2007).



Abb. 28a+b: Sedimentärer quarzgebundener Dala-Sandstein (diagenetisch). a) aus MEN-CKHOFF & RIES (2007) zeigt Anwachssäume aus Quarz (Qz-Saum). Die Pfeile in b) zeigen grade, nicht von Abrasion betroffene Kristallkanten.



Abb. 29a+b: Quarzgebundener Dala-Sandstein im Dünnschliff. a) zeigt Anwachssäume, Pfeile markieren ehemalige detritische Korngrenzen (Fe-Oxid). b) Pfeil zeigt Bereich mit Drucklösung (aus MENCKHOFF & RIES 2007).

Quarzklasten aus metamorphen Quarziten sind extrem eckig (Abb. 31a+b) und besitzen ein anderes Erscheinungsbild als sedimentäre (diagenetische) Sandsteine (Abb. 28a+b). Selbst nach einem Transport kann die charakteristische Form der Sandkörner – und im besonderen gilt dieses für die spitzen Winkel der Wachstumsflächen der metamorphen Quarzite – noch im Nachhinein durch dieses typische Merkmal auf das ehemalige Ausgangsgestein geschlossen werden (vgl. Abb. 41a).

Quarzzementation von lockerem Sand infolge von Diagenese und Metamorphose zu einem verfestigten Sandstein muss deutlich vom sedimentär-verwitterungsbedingten In-situ-Wachstum unterschieden werden. Nur in seltensten Fällen (Einkieselungshorizont) führt chemische Ausfällung zu einer massiven Zementation. Viel häufiger kommen mehr oder weniger kristallographisch definierbare Flächen vor, die auf das detritische Korn auf- bzw. anwachsen (siehe Abschn. 3.5).



Abb. 30a+b: Metamorpher Quarzit (Glimmerquarzit, Naturstein, Herkunft unbekannt). a) Übersicht von einem Aggregat aus mehreren (ehemaligen) Einzelkörnern. b) Dünnschliff mit eingeregelten Glimmern der gleichen Probe.



Abb. 31a+b: Einzelkörner aus obigen Quarzit (REM). In a) sind die eckigen Kristallkanten markiert, die besonders in b) die typischen spitzen Winkel besitzen (vgl. Abb. 28b).

3.2 Äolischer Ablagerungsraum

Ein Großteil der äolischen Sedimente (Sande) ist in Wüstengebieten zu finden. Im wesentlichen ist von zwei Einflussfaktoren auszugehen, die auf die detritischen Klasten einwirken: Zum einem ist infolge ständiger Umlagerung von einer starken mechanischen Belastung durch Korn-Korn-Kontakt auszugehen und zum anderen von einer zyklisch erfolgenden Befeuchtung während der Nacht und Trocknung (Verdunstung) am darauffolgenden Morgen/Tag – im letztgenannten Fall wird eine Möglichkeit zur Kieselsäure-Mobilisierung gesehen (z. B. MARGOLIS & KRINSLEY 1971 und SIEVER 1989). Geringe Wassermengen und Zeiten mit Benetzung, niedrige morgendliche Temperaturen führen aber gewöhnlich nur zu geringer Kornveränderung durch Mobilisierung von Kieselsäure.

Unstrittig ist, dass eine Vielzahl der Quarze aus großen Wüstenarealen bzw. dem äolischen Ablagerungsraum mattierte Oberflächen besitzen (CAILLEUX 1952, MIZU-TANI & SUWA 1966, PETTIJOHN 1975, TUCKER 1985, FÜCHTBAUER 1988, SIEVER 1988 und MOLNÁR et al. 1995). Strittig ist hingegen die Genese dieser auffälligen und bereits mit dem Lichtmikroskop (CAILLEUX 1952) ersichtlichen Oberflächenveränderung.

Die Übersicht (Tab. 3), die keinen Anspruch auf Vollständigkeit erhebt, zeigt, dass die mattierten Quarzoberflächen keine Veränderung sind, die ausschließlich auf Wüstensanden auftreten; viele von den aufgezeigten Bedingungen sind auch in anderen Ablagerungsräumen vertreten und folglich nicht streng an ein äolisches Environment gebunden (DOTT 2003).

Ursache	Beschreibung	Ausgewählte Arbeiten
Chemisch	Alternierende Lösung und Aus-	MARGOLIS & KRINSLEY (1971),
	fällung infolge von morgend-	MOLNÁR et al. (1995) und
	lichem Tau in Wüstengebieten.	Götze & Zimmerle (2000)
Chemisch	Chemische Verwitterung ver-	SORBY (1880), SCHNEIDER
	ursacht "Trübung" der Kornober-	(1970) und LITTLE et al.
	fläche.	(1978).
Chemisch	Ausfällung von Kieselsäure;	Folk (1978)
	Quarzwachstum.	
Chemisch	Ätzen (Flußsäure).	Margolis & Krinsley (1971)
Chemisch	Karbonat ersetzt Quarz.	Walker (1957)
Chemisch	Amorphe Überzüge	Menckhoff (2008)
Diagenese/	Abwechselnde Lösung und Aus-	Marzolf (1976)
Überwiegend chemisch	fällung von Kieselsäure während	
	der Diagenese.	
Mechanisch	Hochenergetischer Korn-Korn-	U.a. MIZUTANI & SUWA (1966)
	Kontakt in stark abrasiver Wir-	und Mycielska-Dowgiałło &
	kung im äolischen Environment.	Woronko (2004)
Kombination aus che-	Aus beiden konträren Ursachen	KUENEN & PERDOK (1962)
misch/mechanischer Ur-	resultierende Oberflächenverän-	
sache	derung.	

Tab. 3: Übersicht über potentielle Ursachen für mattierte Quarz-Oberflächen auf Basis ausgewählter Veröffentlichungen.

Verantwortlich für die teilweise verwirrenden und widersprüchlichen Deutungen mattierter Kornoberflächen ist eine bislang fehlende Differenzierung von "matt". Die Ansprache "mattierte Oberfläche" beruhte auf der rein lichtmikroskopischen Betrachtung. Dank der Möglichkeit der heute üblichen REM-Analyse sollte unterschieden werden zwischen a) mechanisch "sandgestrahlten" Oberflächen und b) durch "coatings" (amorphe Ausfällungen bzw. Krusten) mattierte Oberflächen.

Dadurch würden viel Deutungen aus den Jahren vor 1970, also den REM-losen Jahren, rein deskriptiv.

Die rundlichen Ausfällungen, sowie der leichte "Überzug" in Abb. 33a+b, die für die mattierten Kornoberflächen verantwortlich sind, erinnert an amorphe Si-reiche Ausfällungen, die von CATER (1984) als "silica globules" und von VEERHOFF (1992) als "amorphe Ausfällungen" bezeichnet wurden.

Amorphe Ausfällungen werden, bedingt durch ihre höhere Löslichkeit als kristallinen Quarz im Kontakt mit kieselsäureuntersättigtem Wasser relativ schnell gelöst; dies kann nach CATER (1984) auch während des aquatischen Transportes erfolgen. Generell gehen KUENEN & PERDOK (1962) davon aus, das im Einflussbereich von Wässern die Mattierung, egal welchen Ursprungs, in kurzer Zeit von den Quarzoberflächen entfernt wird. BOND (1954) beschreibt ein mechanisches Entfernen der Mattierung bei minimaler Abrasion (Kornverkleinerung). Dieses ist ein klarer Unterschied zu den meisten anderen Mikrostrukturen, die eine längere Zeit auf der Kornoberfläche erhalten bleiben können (KRINSLEY et al. 1976, KRINSLEY & MCCOY 1977a+b, MANKER & PONDER 1978 und MAHANEY 2002).

Dieses lässt sich durch chemische, wie auch mechanische Instabilität von amorphen Ausfällungen erklären. Amorphe Niederschläge/Ausfällungen besitzen generell eine höhere Löslichkeit als kristalliner Quarz und sind deshalb bedeutend leichter löslich. Für die mechanisch geringe Stabilität dieser Oberflächenveränderung ist der schwache Verbund zu der eigentlichen Kornoberfläche verantwortlich. Bei kristallinem Quarzwachstum (overgrowth) besteht ein einheitliches Quarzgitter zwischen dem Kristallkeim (detritisches Korn) und den neu gebildeten Kristallflächen, somit liegt ein echtes "Anwachsen" und nicht nur ein "Aufwachsen" vor, wie es bei den amorphen Ausfällungen der Fall ist.

Seitdem Quarzoberflächen mit Hilfe des REMs auf transportbedingte Oberflächenveränderungen untersucht werden, hat sich das ursprüngliche Merkmalspektrum zur Unterscheidung von aquatischem und äolischem Transport, das (neben der Berücksichtigung des Rundungsgrades) im Streiflicht lediglich die Unterscheidung in matt/dumpf und transparent bzw. durchsichtig vorsah, erheblich erweitert (vgl. CAILLEUX 1952).

Für kalte, trockene, wüstenähnliche Ablagerungsräume sind nach HILL & NADEAU (1984) "dish-shaped concavities" und "upturned plates" charakteristisch. ALEKSEEVA & HOUNSLOW (2004) erkannten "upturned plates" und "dish-shaped concavities meandering ridges" als charakteristische Mikrostrukturen, für KRINSLEY & DOORNKAMP (1973) und BAKER (1976) stellen "equidimensional and elongate depressions" das Hauptmerkmal für äolisch transportierte Sande (Quarz) dar.

Upturned plates werden besonders bei jüngeren Arbeiten immer wieder als charakteristische Mikrostruktur für einen äolischen Ablagerungsraum genannt (u. a. HILL & NADEAU 1984, GÖTZE & ZIMMERLE 2000, ALEKSEEVA & HOUNSLOW 2004 und PYE & TSOAR 2009), eine Mikrostruktur, die durch mechanischen Einfluss erzeugt wird (GE-ORGIEV & STOFFERS 1980, SMITH & WHALLEY 1981, ZHOU et al. 1994, NEWSOME & LADD 1999 und SUDAN et al. 2004) und verantwortlich für die Mattierung sein kann (MAR-GOLIS & KRINSLEY 1971 und SUDAN et al. 2004). Bedingt durch die mechanische Entstehung können sich upturned plates auch im Litoral bilden, sind aber durch die geringere kinetische Energie beim Korn-Korn-Kontakt deutlich seltener (ZHOU et al. 1994). Auch die Erzeugung von muscheligen Bruchstellen infolge von äolischem Transport kann nicht gänzlich ausgeschlossen werden (KASPER-ZUBILLAGA et al. 2005).



Abb. 32a+b: Äolischer Dünensand (Namibia). Der stark abrasive Ablagerungsraum hat zu gut gerundeten Quarzen geführt. Die Pfeile in b) markieren durch Abrasion bis zur völligen Unkenntlichkeit veränderte ehemalige Mikrostrukturen.

Amorphe Krusten, die auf der Kornoberfläche aufsitzen (s. o.), werden z. T. auch als upturned plates bezeichnet, besitzen aber eine gänzlich andere Entstehungsgeschichte. Die durch die chemische Verwitterung freigesetzten mobilen Alkali- und Erdalkalien werden (bei guter Drainage) abgeführt. Silizium, Aluminium und Eisen verweilen (vorerst) in der Porenlösung und bildet bei einer Erhöhung der Konzentration (Einengung durch Verdampfen des Porenwassers) amorphe Krusten aus. Das Entfernen dieser Krusten, wie auch Eisenkrusten (Abb. 29a), – besonders in einem durch starke Abrasion geprägten äolischen Ablagerungsraum – führt zur Produktion von feinkörnigem "Staub" (BULLARD et al. 2004), der weitgehend aus dem äolischen Ablagerungsraum abtransportiert wird.

Charakteristisch für einen äolischen Ablagerungsraum ist neben den Mikrostrukturen auf Quarzen, bedingt durch die starke mechanische Abrasion in diesem Ablagerungsraum (KUENEN 1960a und WHALLEY et al. 1982), der allgemein gute Rundungsgrad (PETTIJOHN et al. 1972, SMITH & WHALLEY 1981, MAZZULLO & EHRLICH 1983, HILL & NADEAU 1984, GÖTZE & ZIMMERLE 2000, ALEKSEEVA & HOUNSLOW 2004 und SCHÄFER 2005). Ausgenommen davon ist die feinere Fraktion der Lösse, die generell – wie alle Silte (HELING 1988) – schlecht gerundet ist. Dennoch können Quarzkomponenten in Lösse nach KENIG (2006) ein breites Spektrum an Mikrostrukturen aufweisen, die mit dem Alter und der Korngröße variieren.

Viele Mikrostrukturen von Quarzen in Lössen stammen sicherlich aus einem vorherigen Erosionszyklus und sind nicht durch den Silttransport entstanden. Sie müssen als "ererbte" Merkmale ehemaliger Sand- und Kiesklasten angesehen werden. Im glazigen Ablagerungsraum werden diese Sande und Kiese zusätzlich zerrieben. Für die schlechte Rundung der Lösse ist das geringere Gewicht von entscheidender Bedeutung. Die kinetische Energie reicht beim Korn-Korn-Kontakt für ein Abplatzen, das letztendlich zur Rundung führt, nicht aus.



Abb. 33a+b: a) gut gerundetes Sandkorn aus der Thar Wüste (Wüstensteppe in Vorderindien). b) vergrößerter Ausschnitt von der vorderen exponierten Kornoberfläche.

Bei fossilen Sanden sind Korngröße, Rundung und Winkel der Schrägschichtungskörper bessere Indikatoren für einen äolischen Ablagerungsraum als sich ausschließlich auf die Mattierung der einzelnen Klasten oder dessen Mikrostrukturen zu verlassen. Bei schon erfolgter chemischer Verwitterung samt Bodenbildung oder Verfestigung (Diagenese) ist, sofern eine Mattierung vorliegt, Zeitpunkt und Ursache (vgl. Tab. 3) nicht mehr klar zu verifizieren.

Überwiegend wird Mattierung von Quarzklasten durch Überzüge (chemische Ausfällungen, "coatings" i. w. S.) oder Mikrofrakturen, die durch mechanisches "Sandstrahlen" (häufiger Korn-Korn-Kontakt) entstehen, hervorgerufen.

Insgesamt kann im äolischen Ablagerungsraum nicht von intensiver chemischer Verwitterung ausgegangen werden. Die ständige Umlagerung lässt keine chemischen Gleichgewichte entstehen, die besonders für das Quarzwachstum von essentieller Bedeutung sind. Eine "Verlagerung" (Mobilisierung) der Kieselsäure auf dem Korn ist, sofern überhaupt, nur von untergeordneter Bedeutung und wirkt erst innerhalb geologischer Zeitmaßstäbe.

3.2.1 Quartäre Flugsande (Norddeutschland)

Quarze aus dem Periglazialgebiet weisen nach MARGOLIS & KRINSLEY (1971) ein weites Spektrum an Mikrostrukturen auf, da in diesem Ablagerungsraum viele unterschiedliche oberflächenprägende Faktoren nebeneinander auf engstem Raum vorliegen. Quartäre Flugsande in Norddeutschland besitzen eine glazigene Vorgeschichte, die durch Flächenareale mit muscheligem Bruch gekennzeichnet sind und im Extremfall zu einem eckigen Gesamterscheinungsbild führen (siehe Abschn. 3.4). Massive chemische Abrasion kann weitgehend ausgeschlossen werden, obwohl HOLBIG et al. (2004) für den süddeutschen Raum von Quarzlösung während des Atlantikums ausgehen. Diese kann aber aufgrund der geringfügig (ca. 2-3°C) höheren Jahresmitteltemperaturen nur minimal ausfallen und kann keine größeren Flächenareale oder das gesamte Korn betreffen.

Die Dauer intensiver Umlagerung ist deutlich kürzer als bei Quarzen, die aus einem über lange Zeiträume bestehenden Wüstengebiet stammen. Aus diesem Grund sind die entsprechenden Quarzkörner deutlich weniger gerundet; auch zeigen die Oberflächen wesentlich mehr und besser erhaltene Mikrostrukturen als Wüstensande (s. hierzu Abb. 32b).



Abb. 34a+b: Quartäre Flugsande (Sandgrube Süderhastedt, Kreis Dithmarschen, Heide-Itzehoer Geest) a) mechanisch stark abradierte Wachstumsflächen (Pfeile) bis hin zur Kantenpolitur. b) zeigt deutliches Quarzwachstum, das von einem ehemaligen Quarzit (?) resultiert.

Eine Mikrostruktur, die große Flächenareale einnehmen kann und auch länger andauernder Abrasion standhält, ist die sogenannte "lobate texture" (PORTER 1962), die abgerolltes Quarzwachstum ehemaliger hypidiomorpher Kristallflächen darstellt (Abb. 34a). Diese Mikrostruktur ist nicht nur bei Flugsanden zu beobachten, sondern auch bei tieferliegenden quartären Sanden (RIES & MENCKHOFF 2008). Auffällig ist, dass keine intakten Kristallkanten (z. B. Abb. 63a+b) vorhanden sind. Die entsprechende Wachstumsphase muss also vor der letzten Umlagerung erfolgt sein. Die post-sedimentären Bedingungen während des Holozäns haben folglich nicht für ein entsprechendes Weiterwachsen ausgereicht.



Abb. 35a+b: Flugsande (Kalkgrube Lieth bei Elmshorn). Pfeile in a) zeigen die mechanisch verrundeten Kristallkanten, in b) muscheligen Bruch. Markierung (x) zeigt exponierte, verrundete Kristallfläche.



Abb. 36a+b: Quartäre Flugsande/Schmelzwassersande (Sandgrube bei Buxtehude, NW Ardestorf). Pfeile in a) markieren mechanisch verrundete ehemalige Wachstumsflächen. In b) sind Areale mit muscheligem Bruch markiert, die später von mechanischer Abrasion ("Sandstrahlen") verändert wurden.

3.3 Fluviatile Ablagerungen (insbesondere Strandsande)

Der Strand ist ein Ablagerungsraum, der besonders im Litoral stark durch mechanische Einflüsse geprägt wird (CHENG 1978). Von chemischer Lösung oder gar intensiver chemischer Verwitterung kann primär nicht ausgegangen werden. In der Literatur finden sich unterschiedliche Angaben über die Kieselsäurekonzentrationen natürlicher Wässer. Flusswasser liegt nach ILER (1979) in einem Bereich von 5-35 ppm, Meerwasser zwischen ca. 2 und 15 ppm. Beim Eintritt von Flusswasser in das Meer kommt es nach BIEN et al. (1958) – zumindest im Bereich des untersuchten Mississippi-Deltas – zu einer Ausfällung von Kieselsäure. Meerwasser kann folglich kieselsäureuntersättigt sein, löst aber die Silikate aufgrund der hohen Ionenstärke in aller Regel nicht auf.

Strandsande stellen ein "Endlager" für ein weites Spektrum von Ablagerungsräumen, die das liefernde Gewässernetz durchflossen hat, dar. Das Liefergebiet kann sich im laufe der Zeit verändern (SMITH et al. 1985), was erschwerend wirkt, wenn Aussagen über das Paläo-Liefergebiet gemacht werden sollen. Bei Sturm- und/oder Hochwasserereignissen kann es zu einer intensiven Durchmischung zwischen unterschiedlich alten und dadurch aus evtl. divergenten Liefergebieten stammenden Sanden oder nahegelegenen Dünensanden, kommen. Aus diesem Grund ist lediglich durch die Analyse der Kornoberflächen eine Unterscheidung zwischen Sanden, die direkt vom Strand stammen und denen aus nahegelegenen Dünen nicht (immer) zu treffen (BAKER 1976). Der Küstenraum ist in aller Regel ein hochdynamisches System. Die experimentell bestimmten Abrasionsraten für fluviatilen Transport wurde von KUENEN (1959) vorgestellt. Abrasionsraten für Strandablagerungen sind selten (PET-TIJOHN 1975), experimentelle Ergebnisse beziehen sich auf größere Korngrößen (KUE-NEN 1964 und DORNBUSCH 2002) oder beschäftigen sich mit kompositionellen Veränderungen infolge von divergenten mineral- bzw. gesteinstypischen Abrasionsraten (MCBRIDE et al. 1996). Die generelle Abrasion muss in Litoral aber deutlich über dem des fluviatilen Transportes liegen (SAVAGE et al. 1988). Die daraus resultierende gute Rundung der detritischen Klasten ist aber nur von lokaler Bedeutung (PETTIJOHN 1975).

MARGOLIS & KENNETT (1971) haben anhand der Anzahl von Schlag-/Prallmarken ("impact features", "v's") bezogen auf die prozentual betroffene Kornoberfläche eine Klassifikation vorgestellt, die eine milieubezogene Aussage über die Transportgeschichte erlauben soll. V-förmige Vertiefungen stellen meist keine transportbedingte Oberflächenveränderungen dar. Es sich um noch nicht gänzlich geschlossene Wachstumsflächen (Kristallflächen mit trigonalen Vertiefungen nach TIETZ 1987), die im Nachhinein mechanisch (Transport) modelliert werden (Abb. 38b) und so sekundär ihre Gradlinigkeit verlieren (MENCKHOFF 2005, 2008 und TIETZ 2007).

Einige charakteristische Oberflächenveränderungen, die im Strandbereich entstehen, lassen sich herausstellen. Diese sind mechanischen Ursprungs und höchstens untergeordnet auf chemische Einflüsse zurückzuführen. Dennoch ist die Untersuchung dieses Ablagerungsraumes für die vorliegende Arbeit von enormer Bedeutung, da nur auf diese Weise sicher zwischen mechanisch und chemisch verursachten Mikrostrukturen unterschieden werden kann.

Der Aufprall eines Korns auf ein anderes (Korn-Korn-Kontakt) führt bei Feldspäten zu einem Zerbrechen entlang einer der beiden Hauptspaltbarkeiten (u. a. BALAZS & KLEIN 1972). Quarz, ein Mineral ohne bevorzugte Spaltbarkeit, zeigt einen muscheligen Bruch, sofern die kinetische Energie des Aufpralls für ein Abplatzen eines größeren Flächenareals ausreicht.

Meistens reicht die kinetische Energie für die oben beschriebene Veränderung nicht aus, da die unmittelbar vorhandene Wasserschicht den Aufprall abschwächt (TWEN-HOFEL 1945). In diesem Fall kommt es zu kraterförmigen Abplatzungen minimaler Kornfragmente, die in Abb. 38a markiert sind (MENCKHOFF & TIETZ 2006). Falls die auftreffenden Klasten tangential abgleiten, können "Trefferserien" in der Form von "chattermark trails" nach FOLK (1975) entstehen (Abb. 40a+b), die auch auf eiszeitlichen Sanden auftreten (RIES & MENCKHOFF 2008).



Abb. 37a+b: Strandsand vom Stohler Ufer (Ostsee). a) zeigt trigonale Vertiefungen, die im letzten Ablagerungsraum mechanisch modelliert wurden. Quarz in b) zeigt Politur, besonders der exponierten Kanten (Kantenpolitur). Pfeile markieren Riss im Quarzkorn entlang dessen Sekundärminerale kristallisieren können, was im Extremfall zur Kornsprengung führt.

Unter den ursprünglich glazigenen Sedimenten, die aus der Steilküste (Till) des Stohler Ufers stammen, sind auch Quarze mit Oberflächenpolitur anzutreffen. Politur von Quarzkörnern kann nur durch eine Art "Schleifpulver", das in Form von feinkörnigen Sedimenten (vornehmlich Tone) gestellt wird, erfolgen (BOND 1954). Im Fall des Stohler Ufers muss die Politur (Abb. 37b) vor der Umlagerung an den Strand erfolgt sein. Durch die ständige mechanische Belastung durch Wellenschlag wird diese Oberflächenpolitur immer weiter verringert, stellenweise unterbrochen und letztendlich beseitigt.



Abb. 38a+b: Quarze vom Elbstrand bei Hamburg zeigen in a) flache mechanische Prallmarken. In b) ist eine mechanisch modellierte noch nicht gänzlich geschlossene trigonale Vertiefung einer ehemaligen Wachstumszone zu sehen (weiße Pfeile); die schwarzen Pfeile markieren sonstige Prallmarken (kraterförmig).



Abb. 39a+b: Strandsand bei Hamburg. a) muscheliger Bruch (glazigen?), der im Nachhinein von Abrasion verrundet wurde. b) Pfeile zeigen durch Lösung bedingte Hohlräume.

Abb. 39a zeigt eine muschelige Bruchfläche eines Quarzes vom Elbstrand bei Hamburg, die infolge der ständigen Wellenbewegung mechanisch (?) abgeschliffen und verrundet wurde. Bei einer abradierten Bruchfläche mit rudimentär erhaltenen muscheligem Bruch kann im fortgeschrittenen Stadium (wie hier) nur schwer zwischen mechanischer und chemischer Abrasion unterschieden werden. In diesem speziellen Fall ist das Alter und damit die zeitliche Entstehung des muscheligen Bruches nicht mehr feststellbar. Potentielle Möglichkeiten zur Erzeugung sind hier a) glazigene Beanspruchung (Quartär) oder b) Sprengung durch Sekundärminerale (s. Abschn. 3.5 und Abb. 37b) während intensiver chemischer Verwitterung während des Paläogens. Zweifelsfrei erfolgte am Ende des Prozesses eine mechanische Modellierung im aktiven Brandungsbereich.

Die relativ niedrige Abrasionsrate bzw. die Widerstandsfähigkeit von Quarzen selbst bei einer Barriereinsel verdeutlicht Abb. 41a+b. Die ursprünglich aus einem Quarzit stammenden detritischen Klasten sind nur gering mechanisch modelliert worden. Die scharfen Konturen der Anwachszonen eines metamorphen Quarzites ist noch deutlich sichtbar (vgl. Abb. 31a+b).

Dieses Korn unterlag einer zeitlich begrenzten litoralen Abrasion. Bedingt durch Korn-Korn-Kontakt führt mechanische Abrasion eher zu Kantenverrundung eckiger Bereiche und kann zur Verrundung des gesamten Korns führen, da der mechanische Abrieb an Kanten das Korn zunehmend verkleinert.



Abb. 40a+b: Halbmondförmige Vertiefungen auf Strandsanden (Hilton Head Island, Barriereinsel, South Carolina) in a) unregelmäßig verteilt, b) im oberen Teil als "chattermark trails" ausgebildet.



Abb. 41a+b: Pfeile in a) und b) zeigen die spitzen Winkel, wie sie für Einzelkörner von Quarziten typisch sind. In b) sitzt ein Salzkristall (NaCl) auf einem deutlich von mechanischer Kantenabrasion geprägten Quarzkorn auf (Strandsand, Hilton Head Island, South Carolina).

Das Beispiel in Abb. 41a zeigt ein eckiges Korn mit einem Durchmesser von ca. 350 µm. Durch fortschreitende Abrundung der Kanten unter den Abrasionsbedingungen des Litorals wird ein deutlich kleineres, gut gerundetes Korn entstehen, das sicherlich nicht mehr in der originalen "Korngemeinschaft" (Strand) erhalten sein wird. Die gut gerundeten Quarze in Abb. 40a+b stehen im Gegensatz zu den eckigen Quarzen in Abb. 41a+b, die vom gleichen Strandabschnitt stammen. Die Rundung kann im Litoral erfolgt sein – sofern die Abrasion eine gewisse Zeit andauert. Die Kornoberfläche zeigt mechanisch bedingte Schlagmarken (krater- bis sichelförmig), die bei den schlecht gerundeten Klasten in Abb. 41 noch gänzlich fehlen. Erst ab einem gewissen Rundungsgrad führt ein Korn-Korn-Kontakt aufgrund fehlender Angriffsflächen (bei zunehmender Rundung) zu einem tangentialen Abgleiten und zur Bildung typischer halbmondförmiger Schlagmarken oder gruppierten chattermark trails. Bei schlecht gerundeten Quarzen (wie z. B. Abb. 41a) führt mechanischer Korn-Korn-Kontakt zuerst zur weiteren Rundung.

Im Falle des Hilton Head Island (Barriereinsel, South Carolina) kann der unterschiedliche Rundungsgrad auch aus einem veränderten Liefergebiet resultieren (SMITH et al. 1985). Dadurch lässt sich auch die Oberflächenpolitur (Abb. 40a), die nicht in situ erfolgt sein kann, plausibel erklären. Dieses Korn befindet sich höchstwahrscheinlich erst "relativ kurz" im litoralen Sedimentationsraum.

Beispiele aus einem extrem schlecht sortierten Strandsediment zeigen die Abb. 42a+b. Neben der guten Rundung sind auf diesen Quarzoberflächen keine transportbedingten Veränderungen zu beobachten.



Abb. 42a+b: Schlecht sortierter Strandsand (Ägypten); die Klasten zeigen gute Rundung. b) zeigt Vertiefung durch diagenetische Drucklösung (vgl. PITTMAN 1972).

In Abb. 42b ist durch Pfeile ein Bereich markiert, der vermutlich einst durch diagenetische Drucklösung entstanden ist (PITTMAN 1972), inzwischen ist dieses Merkmal aber durch mechanische Abrasion verändert worden. Auch diese Mikrostruktur zeigt, dass Quarze extrem widerstandsfähig gegen mechanische wie auch chemische Einflüsse sind. Selbst diagenetische Veränderungen, die aus dem vorherigen Sandstein herrühren, bleiben, sofern sie wie in diesem Fall eine gewisse Tiefe und Größe besitzen, auch nach längerem Transport erhalten.

Auffällig ist auch, dass auf der Kornoberfläche noch Feindetritus aufsitzt. Dieses Merkmal ist für Strandablagerungen ungewöhnlich und ist wohl auf die Bildung amorpher Ausfällungen mit eingelagertem Feindetritus zurückzuführen. Derartige Fällungen können sich nur unter extremen Verdunstungsraten eines Wüstenklimas ausbilden.

Abb. 40a wie auch Abb. 42a zeigen eine polierte Kornoberfläche. KASPER-ZUBILLAGA et al. (2005) haben polierte Quarze an einem Strand (Tokerau Beach) vorgefunden. Sie bezeichnen solch Kornoberfläche als "smooth surface" und gehen von einer mechanischen Entstehung aus. Die Politur kann aber deutlich älter sein (vgl. Abb. 40a). Unter der hohen Abrasion eines "high energy beaches" ist die Erhaltung von polierten Oberflächen nicht möglich; unter Bedingungen eines "low energy beaches" ist dieses zeitlich befristet möglich.

Auensedimente (Heidenauer Aue, Stader Geest) zeigen – wie einige oben beschriebene Strandsedimente – keine erheblichen transportbedingten Oberflächenveränderungen. Dies gilt, obwohl der Bachlauf temporär größere Wassermassen ableiten muss.



Abb. 43a+b: Auensedimente (Heidenauer Aue), die durch den fluviatilen Transport nur minimal verändert worden sind. Pfeile in b) markieren beginnende Kantenpolitur. Mit freundlicher Genehmigung von Claudia Busch, vgl. BUSCH (2007).

So sind die vorherig durch Ausfällung entstandenen Krusten in den Vertiefungen der Kornoberfläche noch weitgehend unverändert erhalten (Abb. 43a+b).

Die in Vertiefungen erhaltenen Ausfällungen würden bei einem intensiven Transport, der letztendlich zur weiterer Rundung führt, entfernt werden. Die kinetische Energie hat dafür nicht ausgereicht, so dass davon auszugehen ist, dass die Rundung früher erfolgte und zur Zeit nicht in diesem Bachlauf stattfindet.

Das Korn in Abb. 43b zeigt in einigen Bereichen erste Anzeichen von Kantenpolitur, die zeitliche Stellung dieser Veränderung bleibt unklar.

Festzuhalten ist, dass neben flachen, kraterförmigen Prall- bzw. Schlagmarken auch einzelne halbmondförmige oder gruppierte Schlagmarken (chattermark trails) auf Strandsanden anzutreffen sind. Intensive Quarzlösung oder gar Ausfällung (Wachstum) ist nicht zu beobachten. Das liegt ursächlich an der fehlenden Möglichkeit einer Gleichgewichtseinstellung zwischen dem Lösungsmittel (Meerwasser), dem kristallinen Quarz (Sandkorn), und nicht zuletzt an der Ionenstärke des Meerwassers, die auf Quarzkörner passivierend wirkt.

Diatomeen sind z. T. auf Strandsanden vorzufinden (Abb. 39b) und stellen nach KAS-PER-ZUBILLAGA et al. (2005) einen diagnostischen Anzeiger für chemische Ausfällung in einer siliziumreichen Umgebung dar. Dieser Zusammenhang kann an dieser Stelle nicht bestätigt werden, da keine weiteren Anzeichen für Ausfällung von Kieselsäure festzustellen sind (Abb. 39b). SIEVER (1962) beschreibt, dass amorphe Hartteile z. B. von Radiolarien und Diatomeen selbst im Kieselsäure-untersättigtem Meerwasser gebildet werden können. Dennoch zeigt das Vorhandensein von gut erhaltenen Diatomeen (fragile Schalen) rezente bzw. subfossile Strandsande an. Im Einflussbereich des Meerwassers sind auch Bildungen von Salzkristallen gewöhnlich (Abb. 41b). Sonstige chemische Veränderungen am Quarzkorn selber konnte im Rahmen diese Studie nicht festgestellt werden.

3.4 Glazigene Ablagerungen

Bei glazigen transportierten Quarzen ist infolge der mechanischen Einwirkung der Gletscher mit größeren Arealen zu rechnen, die muscheligen Bruch zeigen (u. a. KRINSLEY & TAKAHASHI 1962b, MARGOLIS & KENNETT 1970, MAHANEY et al. 1996, HELLAND et al. 1997 und STRAND et al. 2003). Eine Vermutung, die durch In-situ-Beobachtungen von ROSE & HART (2008) bestätigt wurde.

Bei der mechanischen Kornzerkleinerung (engl. grinding) infolge von Gletscherbewegungen spielt anscheinend der Auflastdruck nicht die entscheidende Rolle. Vielmehr führt die rotierende Wirkung zu einem Zerbrechen der einzelnen Klasten (HART 2006). Bei dieser Korn-Zerkleinerung entsteht Feindetritus, der nach Ausschwemmung aus dem Gletscherwasser äolisch umgelagert zum landwirtschaftlich wichtigen Löss angereichert werden kann (SMALLEY & KRINSLEY 1978).

Großflächiger muscheliger Bruch ist gegensätzlich zu der Vermutung von HIGGS (1979) nicht ausschließlich charakteristisch für ein glazigenes Environment oder frisch aus dem Kristallin stammende Klasten (vgl. Abb. 47b), dürfte meist aber die naheliegende und zutreffende Erklärung sein (s. hierzu BROWN 1973 u. Abschn. 3.5).



Abb. 44a+b: Glazigen beanspruchter Quarz (siehe Abb. 35b), zeigt muscheligen Bruch, die Vergrößerung in b) zeigt kaum nachträgliche Veränderung.

Die Eckigkeit der Klasten nimmt mit dem Entfernungsgradienten von Nährgebiet des Gletschers ab. Das Zerscheren von Quarzen ist unmittelbar an den Auflastdruck und die rotierende Bewegung der Gletscherzunge gebunden. Dieser Prozess wird durch die Anwesenheit von feinkörnigem Material (Till) abgeschwächt oder verhindert.

Die niedrigen Temperaturen im glazigenen Ablagerungsraum schließen signifikante Veränderungen infolge der chemischen Verwitterung aus. Somit wurde auf umfangreiche weitere Untersuchungen – auch bedingt durch einen breiten Konsens über die Mikrostrukturen aus diesem Sedimentationsraum – verzichtet.

3.5 Chemische Verwitterung im tropischen Environment

Chemische Verwitterung kann neben mechanischen Einflüssen erheblich zu der Umgestaltung von Quarzen beitragen (PYE & MAZZULLO 1994). Die Annahme, dass chemische Verwitterung/Lösung zur Rundung von Quarzen führt (CROOK 1968, SCHULZ & WHITE 1999 und MCFARLANE et al. 2007), kann nach KUENEN (1960a+b) und VALE-TON (1967) ausgeschlossen werden. Vielmehr führt nach VALETON (1967) die Lösung von Quarz und anschließende Bildung von Sekundärmineralen (Alumosilikate und Eisenminerale) entlang von Haarrissen (vgl. ESWARAN & STOOPS 1979) zur Zerteilung und Auflösung von Quarzen (Abb. 45a-d). Diese Kornverkleinerung führt zu splitterigen, eckigen Quarzen (Abb. 47b). Das Phänomen kann auch in Mitteleuropa beobachtet werden (BORGER 1993).



Abb. 45a-d: Kornverkleinerung im Dünnschliff (a+b, Braunsandsteine/Auerbacher Kellersandstein), linear polarisiertes Licht und im REM (c+d, Sandgrube Bronn). d) zeigt eine nachträgliche Verkittung.

Unumstritten hingegen ist, dass die Lösungsgeschwindigkeit von Quarzen stark vom Klima abhängt (CROOK 1968 und SLEEP & HESSLER 2006) und Quarze infolge der chemischen Verwitterung auch gänzlich aufgelöst werden können (VALETON 1988 und VINX 2005). Natürliche Lösung von Quarzen setzt – wie bei allen anderen Mineralen, sofern keine kristallisierenden Sekundärminerale zur Sprengung des Kornes führen (s o.), – bevorzugt an den Ecken und Kanten an und verrundet diese. In quarzreichen Lockersedimenten kann die Lösung weitgehend ohne sprengende Wirkung (Kristallisationsdruck) durch kristallisierende Sekundärminerale erfolgen. Hier befinden sich bei fortgeschrittener chemischer Verwitterung durch ein geringeres Primärmineral-Spektrum weniger Elemente in der Bodenlösung, die bei entsprechender Einengung (Verdunstung) kaum zur signifikanten Bildung von Sekundärmineralen (im besonderen Eisenminerale) führen. Dadurch werden in quarzreichen Lockersedimenten keine Quarzklasten infolge von Kristallisationsdruck verkleinert. Auch wird bei nicht monomineralischen (Quarz) Sandablagerungen die ohnehin sehr geringe Löslichkeit der Kieselsäure durch die leichter löslichen Minerale (wie Feldspäte und Phyllosilikate) frühzeitig abgesättigt. Erst wenn die Alumosilikate weitgehend aufgelöst sind, setzt Quarzlösung ein (vgl. Abb. 27).

3.5.1 Jos Plateau (Nigeria)

Die Möglichkeit der Kieselsäureverlagerung und daraus resultierendes Quarzwachstum wurde für ein tropisches Environment für den afrikanischen Raum (TIETZ 1987 und WOZAZEK 2001), wie auch für den thailändischen Raum (LESTURGEZ 2005) beschrieben. Da das Jos Plateau schon seit längerem ein wichtiges Untersuchungsgebiet für das Verständnis und den Ablauf der chemischen Verwitterung darstellt (z. B. VALETON & BEISSNER 1986, TIETZ 1994, DICKSCHAS 1999, EBOH & TIETZ 2003 und ZUBE & TIETZ 2003), wurden Quarzsande aus dieser Region für weitere Untersuchungen ausgewählt. Analog zu WOZAZEK (2001) führt das Quarzwachstum vom Jos Plateau zu einem streifigen Erscheinungsbild (Abb. 46a+b).

Quarzsande aus dem Paläo-Tschad-Becken auf der nigerianischen Seite zeigen deutliches Quarzwachstum (Abb. 47a). Ursprünglich befanden sich diese Sande auf dem Jos Plateau und sind mittels Schichtfluten in die heutige Position gelangt. Im Grundwasserbereich wurden die Sande gänzlich vom Eisen befreit, was zu einer reinweißen Farbe geführt hat. Der umgebende Kaolin ist an Silizium verarmt, worin die Kieselsäurequelle für das authigene Quarzwachstum gesehen wird (pers. Mitteilung Gerd TIETZ 2008).

Die erheblichen Baufehler in den authigenen Quarzkristallen lassen sich durch Fremdminerale (Kaolin?) erklären, die während der Präparation entfernt wurden. Lediglich die Hohlräume sind heute noch erhalten (Abb. 47a). Wenn Sekundärminerale in Rissen von Sandkörnern kristallisieren (Abb. 37b), können frische Quarzscherben (Abb. 47b) vom eigentlichen Korn abgesprengt werden (VALETON 1967, BORGER 1993 und BORGER et al. 2004). Hierbei führt ursächlich der Kristallisationsdruck der Sekundärminerale, der bei wasserhaltigen Mineralen besonders hoch ist, zur Sprengung entlang vorheriger Schwächezonen (Risse). Diese Sprengung von Quarzen führt bei einer späteren Korngrößenanalyse zu ungewöhnlichen Ergebnissen (ASUMADU et al. 1991).

Quarzkörner mit frischem muscheligen Bruch sind folglich kein eindeutiger Indikator für ein glazigenes Environment. So hat sich gezeigt, dass auch turbulenter, hochenergetischer fluviatiler Transport zur Absprengung von Teilen des Kornes unter Bildung von muscheligen Bruchflächen führen kann (MENCKHOFF & TIETZ 2006).



Abb. 46a+b: Quarze mit deutlich sichtbar gestreiftem Wachstum, b) vergrößerter Ausschnitt (Jos Plateau, Barbale).



Abb. 47a+b: KOK (Paläo-Tschad-Becken, Nigeria). Quarzwachstum in a) ist durch Fremdminerale (Kaolin?) gestört. b) durch Kristallisationsdruck zerkleinertes Quarzkorn.

Die Kristallisation von Sekundärmineralen ist nur in Zeiten möglich in denen die Verdunstung überwiegt (Trockenzeit). In diesen Phasen können sich auch amorphe Krusten bilden, denen eine essentielle Bedeutung für das spätere sedimentäre Quarzwachstum zukommt. Bei der Entstehung der Krusten werden große Mengen Kieselsäure aus der Bodenlösung aufgenommen (HARDER 1965 und HARDER & FLEHMIG 1970), die später (durch Diffusion) an die umgebende(n) Bodenlösung/Quarze wieder abgegeben werden.

In diesem Ablagerungsraum ist eindeutig Quarzwachstum zu beobachten. In Kombination mit großflächigen Arealen, die muscheligem Bruch besitzen, kann von einem wechselfeuchten tropischen Ablagerungsraum mit intensiver chemischer Verwitterung ausgegangen werden.

3.5.2 In-situ-Verwitterung ohne nachfolgenden Transport

Ein reliktisch erhaltener, intensiv chemisch verwitterter weicher Rhyolith ("soft rock") des Mainzer Beckens wurde auf Oberflächenveränderungen an den Quarzkörnern (Einsprenglinge) hin untersucht. Transportbedingte Oberflächenveränderung kann aus diesem Grund ausgeschlossen werden. Alle Veränderungen, die nicht primär magmatischen Ursprungs sind, müssen durch nachträgliche äußere klimatische Einflüsse (chemische Verwitterung) erzeugt worden sein.

Die Quarze zeigen deutliches Wachstum unter Ausbildung von mineraltypischen Kristallflächen (Abb. 48). Diese Kristallflächen sind nicht fehlerfrei (vgl. Abb. 63), sondern durch Fremdminerale (Kaolin?), die umwachsen bzw. eingebaut wurden und später während der Präparation entfernt wurden, stark wachstumsgestört (vgl. Abb. 47a). Ersichtlich werden diese verwitterungsbedingten Sekundärminerale in Abb. 48b durch unregelmäßig begrenzte Hohlräume.

Idiomorphe magmatische Quarzkristalle (Abb. 48b) wären bereits bei der Anlösung und Bildung der Resorptionsbuchten (Abb. 49b) verschwunden, so dass die aufsitzenden Quarzkristalle zeitlich deutlich jünger als die primäre magmatische Kristallisation sein müssen. Die notwendige Kieselsäure für die Quarzkristalle wird durch die nahezu gänzlich gelösten Primärminerale des Rhyolithes bereitgestellt (vgl. hierzu CURTIS 1976).

Selbst im Dünnschliff ist eine massive Quarzanreicherung um die vorhandenen Quarzkristalle zu beobachten. Dies ist für frische Rhyolithe ungewöhnlich, so dass die Anreicherung durch die Bereitstellung von Kieselsäure während der chemischen Verwitterung (Paläogens und jungen Neogens) erklärt werden muss. Der ursprüngliche Außenrand des magmatischen Korns in Abb. 49b wird durch einen dunklen Saum von der wolkigen, sekundären Quarzanreicherung abgegrenzt. Die Übergangszone zwischen Kristallkeim (Quarzkorn) und Anwachssaum kann in diesem Fall, wie auch von WAUGH (1970a) beschrieben, nur im Dünnschliff sicher bestimmt werden. Im REM-Bild (Abb. 49a) ist dies nur zu erahnen oder durch das Wachstum selbst maskiert.



Abb. 48a+b: Rhyolith des Mainzer Beckens. Massives Quarzwachstum auf einem Quarz, b) vergrößerter Ausschnitt.



Abb. 49a+b: a) deutlich sichtbares Quarzwachstum im REM-Bild und Dünnschliff (b). b) zeigt Quarzkorn im Zentrum mit magmatischen Resorptionsbuchten und sekundärer Quarzanreicherung um das detritische Korn (dunkler Saum).

Laterite auf basaltischem Ausgangsgestein am Vogelsberg zeugen noch heute von intensiver chemischer Verwitterung nah an der klimatischen Grenze der Rotverwitterung während des frühen Neogens in Mitteleuropa (SCHWARZBACH 1993). Das Beispiel des verwitterten Rhyoliths verdeutlicht, dass während des Tertiärs die chemische Verwitterung in Mitteleuropa nicht nur typische Mineralparagenesen (Laterite) hervorgebracht hat, sondern auch zu deutlichem In-situ-Quarzwachstum geführt hat.

3.6 Mikrostrukturen

Viele in der Literatur vorgestellte Mikrostrukturen beruhen auf der rein subjektiven, visuellen Sichtweise des jeweiligen Bearbeiters, so dass die Namensgebung z. T. willkürlich gewählt wurde und häufig nur beschreibender Natur ist.

Die Anzahl von Mikrostrukturen, die sich mit fortschreitender Forschung ständig erhöht, wirkt zunächst unübersichtlich. So zeigen KRINSLEY & DOORNKAMP (1973) einundzwanzig, HIGGS (1979) bzw. TREWIN (1996) dreißig und MAHANEY (2002) bereits über vierzig Mikrostrukturen. Viele Bezeichnungen und Fehlinterpretationen aus den späten 1960'er und frühen 1970'er Jahren sind bis heute fest in der Lehrmeinung verankert. Durch das Fehlen einer verbindlichen Nomenklatur kam es zu Doppelbenennung von Mikrostrukturen und unscharfen Abgrenzungen.

Bei den bisherigen Publikationen wird weitgehend nicht berücksichtigt, dass ältere Mikrostrukturen durch jüngere Ereignisse modifiziert werden können und dadurch eine "überprägte" Oberfläche entsteht.

CULVER et al. (1983) starteten einen Ringversuch mit fünf unterschiedlichen Bearbeitern, die nach Erkennen und Gewichten von zweiunddreißig vordefinierten Mikrostrukturen den Ablagerungsraum bestimmen sollten. Trotz erheblichen Abweichungen im Auftreten und Anzahl der Mikrostrukturen wurde der Ablagerungsraum von den Bearbeitern sicher identifiziert. Dieses Beispiel verdeutlicht, dass durch einzelne Mikrostrukturen nicht der Transportmechanismus sicher zu bestimmen ist. Auch ist die heutige Anzahl von beschriebenen Mikrostrukturen eher verwirrend den hilfreich.

Dies liegt ursächlich an einer "Überinterpretation" der Mikrostrukturen im Hinblick auf ihre Vielfalt, die aus der die Annahme entstand, dass aus möglichst differenzierter Beschreibung von Quarzoberflächen ein Erkenntnisgewinn zu erzielen sei. Nahezu alle diese Oberflächenveränderungen wurden dem aktiven Transport zugeschrieben, die In-situ-Veränderungen durch chemische Verwitterungen aber dafür weitgehend ignoriert. Diese Arbeit soll dazu beitragen, diese Lücke im Wissensstand zu schließen.

4 Quarzsande verschiedener Ablagerungsräume Frankens4.1 Geologischer Überblick

Die jurassischen Schichten der Süddeutschen Schichtstufenlandschaft sind mit Ausnahme des obersten Jura weitgehend erhalten, aber infolge der alpinen Orogenese beansprucht (Klüfte) und verformt (Muldenzug der Frankenalb, Abb. 50). Die Sedimentation in Becken und Rinnen und auch die in der Erdgeschichte einmaligen Schwammriff-Kolonien haben schon während der Ablagerung die spätere Landschaftsentwicklung vorgezeichnet. Die nachfolgende Erosion hat durch tropische Verwitterung samt Hebung und glazigener Modellierung (Periglazialgebiet) zu dem heutigen, reizvollen Landschaftsbild und der Gliederung in Schicht- und Kuppenalb geführt.



Abb. 50: Vereinfachtes Profil (Forchheim-Pottenstein-Bayreuth) zeigt die asymmetrisch gebaute Frankenalb-Mulde (MEYER & SCHMIDT-KALER 1992).

Die stufenweise ablaufende Erosion/Lösung der Malmtafel, wodurch auch heutig erhaltende Höhlensysteme anlegt wurden, begann initial an den Kluft- und Bruchzonen infolge der Hebung an der Wende Jura/Kreide und dauerte bis zur Meerestransgression aus der schmalen Landshut-Regensburger-Bucht an.

Mehrere Meeresvorstöße der Oberkreide (mehrfache Wechsel von Transgression und Regression) lagerten mächtige Wechselfolgen von bunten Sanden und Tonen ab, die die gesamte Karstlandschaft der Nördlichen Frankenalb einhüllten, sowie die bereits vorhandenen Höhlen verfüllten und plombierten.

Im Paläogen setzte erneut – nach weitgehender Abtragung der Kreidesedimente und der Freilegung der unterkretazischen Karstlandschaft – weitere intensive Verkarstung unter feucht-warmen Klima ein. Als Folge der stufenweisen Abkühlung des Neogens und der verstärkten Hebung während der späteren alpinen Orogenese (Oligozän/Miozän) änderten sich die geomorphologischen Umstände drastisch. Es kam zur Umgestaltung des bisherig aktiven Drainagesystemes. Dadurch fielen einige Seitentäler trocken und bildeten die z. T. weit über dem heutigen Vorfluterniveau liegenden Trockentäler (samt Höhlensysteme), die Stillstandsphasen dieser schrittweisen Eintiefung markieren.

Somit lassen sich zwei wesentliche Verkarstungsperioden festhalten:

- 1. Unterkreide bis zur Oberkreide-Transgression (über 40 Ma).
- Seit der Regression im Obersanton/Campan durch die mehreren hundert Meter mächtigen klastischen Sedimente verzögert einsetzend (vgl. Abb. 52.4-6). Nach der Erosion: Paläogen bis heute.

Während des Pleistozäns war die gesamte Nördliche Frankenalb Periglazialgebiet (Permafrost). Neben Solifluktion sind auch vereinzelt Sandverwehungen vorzufinden, die z. B. bei Neumarkt/OPf. Dünen bilden können (siehe Abschn. 4.4). Die im Würm (z. T. auch Riß), abgelagerten Lösse und Lösslehme bilden mit tertiären Verwitterungsprodukten der anstehenden Gesteine die landwirtschaftlich wichtige Albüberdeckung.

4.1.1 Kretazische Ablagerungen

Fast während der gesamten Oberkreide wurden im sog. Golf von Regensburg marine Sedimente abgelagert. Nördlich davon überwog festländische Sedimentation wie geröllführende Sand- und Tonsteine (Abb. 51). Drei Meeresvorstöße (Obercenoman-Mittelturon-Coniac) kennzeichnen die Oberkreide (MEYER 1996). Das sich hebende ostbayerische Grundgebirge lieferte große Sandmassen, die als Regensburger oder Regensburger-Hollfelder Kreide/Sandstein bezeichnet werden. Diese 300 bis > 400 m mächtigen Sedimente bedeckten die Nördliche Frankenalb vollständig.

Vereinfacht lassen sich die kretazischen Ablagerungsbedingungen der Frankenalb folgendermaßen darstellen: Während der Unterkreide ist das Untersuchungsgebiet durch Hebung und dem damit verbundenen Rückzug des Meeres (Prä-Obercenoman) zum Festland geworden.

Nur in den Karst-Hohlformen (Abb. 51) sind Schutzfelsschichten und Amberger Erzformation erhalten (OSCHMANN 1961 und MEYER 1996). Das Alter der Schutzfelsschichten ist aufgrund fehlender planktonischer Foraminiferen nicht exakt zu bestimmen (RISCH 1996). Vermutlich handelt es sich um terrestrische, limno-fluviatile Sedimente des Cenomans (GLASER et al. 2001), aber auch Unterkreide wird nicht ausgeschlossen.
Der Meeresvorstoß im Obercenoman erreichte Oberfranken nicht (BAYERISCHES GEO-LOGISCHES LANDESAMT 1996, Beilage 4). Hier wurden mit kurzen marinen Unterbrechungen (mittleren Turon, Coniac) terrestrische, limnisch-fluviatile Schichtpakete (Michelfelder Schichten, Auerbacher Kellersandstein) abgelagert. Danach zog sich das Meer endgültig zurück und die Frankenalb wurde dauerhaft zum Festland. Die marine Unterbrechung im mittleren Turon, die die gesamte Nördliche Frankenalb betroffen hat, wurde durch weitere Senkung verursacht. Nach dem kurzen Meeresvorstoß kam es erneut zu der Bildung von terrestrischen, limnisch-fluviatilen Ablagerungen (Michelfelder Schichten). Der letzte Meeresvorstoß im Coniac hinterließ ein tonig-sandiges, mergeliges Sediment, den Cardienton (EICHHORN et al. 2003). Erhalten sind die kretazischen Ablagerungen nur lokal und/oder lückenhaft in dem vor der Erosion schützenden Zentrum der Frankenalbmulde (Abb. 50). Lediglich im Gebiet von Hollfeld und dem Veldensteiner Forst sind noch ausgedehnte und zusammenhängende Kreidesedimente erhalten (MEYER & SCHMIDT-KALER 1992).



Abb. 51: Vereinfachtes Profil der Oberkreide-Sandsteine (BAYERISCHES GEOLOGI-SCHES LANDESAMT 2004). Vorherrschend sind im Süden marine Ablagerungen, im Norden sind, von Transgressionen unterbrochen, überwiegend terrestrische Ablagerungen anzutreffen. Die durch planktonische Foraminiferen nachweisbare Grenze Cenoman/Turon fällt in den unteren Teil des Eibrunner Mergels. Die Michelfelder Schichten sedimentieren bereits ab Obercenoman.

4.1.2 Landschaftsentwicklung/Verkarstung

Die Landschaftsentwicklung der Frankenalb wurde während der jüngeren Erdgeschichte durch viele äußere Bedingungen geprägt. Die Grundzüge der späteren Entwicklung wurden jurassisch bereits sedimentationsbedingt angelegt. KAULICH et al. (2000) geben einen anschaulichen Überblick über die umfangreiche und vielgestaltige Landschaftsentwicklung der Pegnitzalb um Hartmannshof in acht Zeichnungen (Kreide bis rezent) wieder. Diese sind als Abb. 52.1-8 abgedruckt.



Abb. 52.1-8: Entwicklung der Karstlandschaft um Hartmannshof seit der Kreide nach KAULICH et al. (2000). Dieser anschauliche Überblick über die jüngere Landschaftsgeschichte der Pegnitz-Alb seit der Kreide lässt sich mit geringen Modifikationen auch auf die Fränkische Schweiz übertragen.

Während der Unterkreide sind die über 200 m mächtigen Kalke und Dolomite unter tropischem Klima intensiv verkarstet und teilweise aufgelöst worden. An der Oberfläche entstanden Lösungsdolinen, wie sie in Abb. 52.1. zu sehen sind. An Klüften und Schichtfugen in den wassererfüllten Bereichen der Gesteine des Malms bildeten sich im phreatischen Bereich des Untergrundes vereinzelt Druckröhren. Durch die weitere Hebung senkte sich der Karstwasserspiegel. Dadurch bildeten sich aus den Druckröhren sogenannte Gravitationsgerinne mit offenem Wasserspiegel wie Höhlenflüsse und lufterfüllte Hohlräume (vadoser Bereich). An der Erdoberfläche entstanden Canyons. In Abb. 52.2 und 3 ist die Entwicklung in der tropischen Unterkreide zu sehen. Geprägt wurde diese Zeit durch die starke Auflösung der Kalke und Dolomite mit der Bildung von steilem Kegelkarst (Abb. 53a) mit großen lehmerfüllten Senken (Poljen). Während der Oberkreide (Abb. 52.4) kam es zur Absenkung und Meeresspiegelanstieg. Das alte Karstrelief wurde mit Flußsedimenten (Schutzfelsschichten) und abschließend mit marinen Sanden und Tonen aus dem Golf von Regensburg zugedeckt.

Im Tertiär kam es zu einer erneuten Heraushebung der Landschaft über den Meeresspiegel. Unter anhaltendem subtropischen Klima bildete sich eine Rumpffläche. Durch die langsame Freilegung (Erosion) kam das alte Karstrelief mit den Kuppen wieder zum Vorschein und wurde erneut der Verkarstung ausgesetzt (Abb. 52.5).





Abb. 53a+b: a) Großer Lochstein hat das Stadium des Kegelkarstes eingefroren. b) zeigt das weithin bekannte Schwammriff bei Tüchersfeld.

Durch die schrittweise Absenkung des Vorfluters (lokale Erosionsbasis) bilden sich in den Karbonaten des Malms neue Höhlen, wobei z. T. die alten Abflusswege des unterkretazischen Karstes wieder reaktiviert werden. Während der Eiszeit (Abb. 52.7) wurden die kretazischen Poljen z. T. freigelegt. Die noch hochgelegenen Vorläufer der Pegnitz mit ihren Nebenflüssen wurden angelegt.

Erosion, Verkarstung und Umgestaltung der Landschaft durch tektonische Vorgänge haben bereits im Tertiär wesentliche Teile der jurassischen Karbonate erodiert. Auch viele Höhlen haben ihre Entwicklung über Versturz und Einsturzphasen beendet und sind heute nicht mehr nachweisbar. Das heutige Landschaftsbild entstand weitgehend in der Würmeiszeit durch weitere Eintiefung der Flüsse, Einstürze von Höhlendächern und zur Bildung von Höhlenruinen wie Hunas oder der Riesenburg. Frostschutt wanderte gravitativ an Gefällen als Hangschutt nach unten. Durch die Absenkung des Karstwasserspiegels entstanden jüngere Höhlensysteme, die nicht weit über dem lokalen Vorfluter liegen.

4.2 Veldensteiner Forst

Da Quarzwachstum im Verwitterungshorizont streng von den vorherrschenden geochemischen Bedingungen gesteuert wird, lässt sich ein eindeutiger Klimabezug herstellen. Diese Veränderung kann in Mitteleuropa durch den bekannten postmiozänen Klimaverlauf als Klimaindikator angewandt werden (s. Abschn. 1.2). Zu diesem Zweck wurden Verwitterungsprofile in einer Sandgrube bei Bronn in Franken (nahe Pottenstein, Pegnitz) detailliert aufgenommen und rasterelektronenmikroskopisch besonders auf diese Oberflächenveränderung hin untersucht (MENCKHOFF 2005 und MENCKHOFF & TIETZ 2006). Es hat sich gezeigt, dass das Quarzwachstum an einem diskordanten glazi-fluviatilen Kiesband quartären Alters abrupt stoppt.

Die untersuchten Umlagerungsprodukte (Sandgrube) befanden sich (mindestens) auf sekundärer Lagerstätte, so dass die unmittelbar angrenzenden Sande des Veldensteiner Forstes auf charakteristische Oberflächenveränderungen hin untersucht wurden. Die geologischen Lagerungsverhältnisse im Veldensteiner Forst sind durch wechselnde Transgression und Regression, schlechte Erhaltung (Abtragung) und – zumindest in den terrestrischen Sanden – durch fehlende Leitfossilien recht kompliziert. Hinzu kommt, dass die Sedimentation auf ein Karstrelief (Kegelkarst) erfolgte, ein engräumiger Fazieswechsel auftritt (schneller, lokaler Wechsel von Trans- und Regressionen) und mit lokalen Erosionsdiskordanzen zu rechnen ist (SCHRÖDER 1978). Die Sandsteine sind dort nur leicht verfestigt, auch fehlt jegliche größere Überdeckung mit weiteren Sedimenten, so dass der Einfluss der Drucklösung weitgehend ausgeschlossen werden kann. Die klastischen Sedimente wurden in zyklischen Grobschüttungen angeliefert und auf das in der Unterkreide verkarstete Relief geschüttet (Abb. 54). Der Veldensteiner Forst stellt, wie der gesamte fränkische Raum, eine Mulde (Muldenzug) dar. Das Zentrum der Veldensteiner Mulde vermutet EXLER (1957) nordöstlich der Ortschaft Weidensees. Dank dieser Mulde sind in den geschützten zentralen Bereichen die Sande reliktisch erhalten.

Die kretazischen Michelfelder Schichten bilden die Basis der klastischen Sedimente im Veldensteiner Forst. Direkt darüber liegt, unter Ausfall des Cardientons (Coniac), der Auerbacher Kellersandstein (Abb. 54). Intensive chemische Verwitterung führte durch Inkrustierung zu einem harten, durch Eisenhydroxide gebundenen Braunsandstein (Abb. 45a+b), der den ersten, nur lückenhaft vertretenen ersten Hauptzyklus des Auerbacher Kellersandsteins darstellt.



Abb. 54: Dreifach überhöhtes geologisches Profil durch den Veldensteiner Forst (MENCKHOFF 2005).

Gauß-Krüger (PD) A: 44 63 696/55 11 000, B: 44 62 691/55 07 000. UTM (WGS 84) A: 06 79 777/55 12 104, B: 06 78 933/55 08 067; Feld 32U.

4.2.1.1 Michelfelder Schichten

Die Sedimentationsart der Schutzfelsschichten setzt sich mit zyklischen Grobschüttungen (Obercenoman bis Ende Turon) im Gebiet des Veldensteiner Forstes fort (MEYER 1996). TILLMANN & TREIBS (1967) haben auf der Grundlage mehrerer Erzbohrungen die zyklischen Grobschüttungen geordnet. Sie beginnen mit Sedimentationszyklen erster Ordnung (grobe Sande) und enden, unter Korngrößenabnahme, im zweiten und dritten Zyklus mit einem Bunttonhorizont. Die Gliederung beruht auf sechs Korngrößenzyklen, die in drei Serien geordnet sind und als Untere, Mittlere und Obere Michelfelder Schichten bezeichnet werden.

Abgelagert wurden fein- bis grobkörnige Quarzsande mit i. d. R. kaolinisierten Feldspäten, die besonders in den grobkörnigen Partien lagenweise auftreten (EXLER 1957). Die Sedimentation erfolgte auf der in der Unterkreide verkarsteten Fläche mit morphologisch erhabenen Schwammstotzen und relativ dazu gesehenen randlichen Absenkungen. Dadurch lässt sich die wechselnde Mächtigkeit der Michelfelder Schichten mit Höchstwerten von 100-120 m für den Veldensteiner Forst erklären (LEUBE 1954).

Eine frühzeitige Zementation durch Eisenhydroxid (Goethit) hat in Teilen der Michelfelder Schichten dazu geführt, dass keine signifikante Kompaktion stattgefunden hat (MENCKHOFF 2006).

In Dünnschliffen lässt sich massive Quarz(an)lösung durch die Bildung eines "Schachbrettmusters" (Abb. 55b), das während der Dünnschliffherstellung entsteht, nachweisen (vgl. WIEGAND et al. 2004); ein intensiv durch die chemische Verwitterung geschwächtes Quarzkorn zerbricht intern. Das Resultat sind ungewöhnliche gerade interne Bruchstrukturen ("Linien"), die für Quarze untypisch sind.



Abb. 55a+b: Von intensiver chemischer Verwitterung geprägter Sandstein (leicht verfestigt) aus den Oberen Michelfelder Schichten. a) zeigt Übersichtsvergrößerung. Pfeil markiert Quarz, der durch Lösung und anschließender Schleifarbeit (Dünnschliffherstellung) intern zerbrochen ist. b) Quarz (monokristallin) ebenfalls intern zerbrochen. Die teilweise geraden Linien (Risse) führen zur Bildung eines "Schachbrettmusters".

Ein derartiges lösungsbedingtes Erscheinungsbild darf nicht verwechselt werden mit dem ähnlich aussehenden planaren Schockgefüge ("[impact-induced] planar fractures" [PFs] oder "planar deformation features" [PDFs]), das durch den Einschlag von Meteoriten erzeugt wird (ENGELHARDT & BERTSCH 1969, LYONS et al. 1993, GRATZ et al. 1996, DOUKHAN 1998, BOGGS et al. 2001 und KLEESMENT et al. 2006).

Bei weiter fortgeschrittener chemischer Verwitterung kann das anfängliche Stadium "Schachbrettmuster" (Abb. 55a+b) zu einem gänzlichen Auseinanderbrechen und zur völligen Zerkleinerung des Quarzkornes führen (Abb. 56a+b).

Das Erscheinungsbild des Schachbrettmusters ist nicht so regelmäßig wie es FLÖRKE et al. (1981) für Quarze aus Madagaskar beschreiben und aufzeigen. Dennoch zeigt Abb. 55b eine gewisse Orientierung, die an die rechtwinkligen "Spaltbarkeiten" von FLÖRKE et al. (1981) erinnert. Die Genese der Spaltbarkeiten, die von FLÖRKE et al. (1981) beschrieben werden, ist noch nicht vollständig geklärt. Anscheinend hat eine Kombination aus hydrothermalen Bedingungen und ein gewisses tektonisches Spannungsfeld zu dieser seltenen Ausbildung geführt.

Die chemische Verwitterung könnte an diesen oder ähnlichen Schwächezonen im Kristallgitter oder Einschlüssen ansetzen und zur Ausbildung des Schachbettmusters führen. Zweifelsfrei zeigt ein solches Erscheinungsbild intensive chemische Verwitterung im Dünnschliff an.



Abb. 56a+b: Intensiv chemisch verwittertes Quarzkorn (Michelfelder Schichten), das bei der Dünnschliffherstellung gänzlich zerbrochen ist. a) linear polarisiertes Licht, b) gleicher Ausschnitt mit gekreuzten Nicoles.

4.2.1.2 Auerbacher Kellersandstein (? Santon, MEYER 1996)

Der Auerbacher Kellersandstein führt im Vergleich zu den Michelfelder Schichten deutlich mehr Feldspäte (bis hin zur Arkose [EXLER 1957 und FREYBERG 1961]). Die Feldspäte sind gleichmäßiger im Gestein verteilt als es bei den Michelfelder Schichten der Fall ist. Die Reste des dreigeteilten Auerbacher Kellersandsteines (obere und untere, überwiegend sandige Partie, die durch den Hauptbuntton getrennt ist [LEUBE 1954 und TILLMANN & TREIBS 1967]) betragen noch etwa 40 m (LEUBE 1954 und MEYER 1996).

Der leicht verfestigte Auerbacher Kellersandstein, der die oberste Deckschicht in weiten Teilen des Veldensteiner Forstes darstellt (Abb. 54), zeigt deutlich sichtbares Quarzwachstum (in situ) (Abb. 58a+b) mit z. T. ausgebildeten hypidiomorphen Einzelindividuen (Abb. 57b), die ein sicheres Anzeichen für stark übersättigte Lösungen sind. Dadurch, dass der Auerbacher Kellersandstein den obersten Teil des Deckgebirges darstellt, kann Siliziummobilisierung infolge von Drucklösung ausgeschlossen werden.

Im Vergleich zu den Michelfelder Schichten tritt das Quarzwachstum des Auerbacher Kellersandsteines verstärkt hervor. Dies ist ursächlich in der erhöhten Siliziumfreisetzung infolge von Feldspatverwitterung zu sehen (Abb. 59a+b). Der reichlich vorhandene Porenraum des gering verfestigten Sandsteines ermöglicht zusätzlich eine gute Zirkulation von Bodenlösungen, so dass die chemische Verwitterung zusätzlich gefördert wird.



Abb. 57a+b: Quarzwachstum a) flächig, b) hyp-idiomorphe Kristalle (Auerbacher Kellersandstein).



Abb. 58a+b: Gestreiftes Wachstum in b) markieren die Pfeile gänzlich geschlossene Wachstumsflächen (Auerbacher Kellersandstein).

Feldspatverwitterung

Bei der Verwitterung von Kalifeldspat (Orthoklas) über das Zwischenstadium Lösung zu Kaolinit wird SiO₂ freigesetzt. Ein direkter Übergang ohne das Zwischenstadium Lösung ist aufgrund der unterschiedlichen Silikatgitter (Gerüst- bzw. Schichtsilikat) unmöglich.

Feldspäte sind in der Regel immer Mischkristalle, dies ist einer der Gründe, warum die Feldspatlösung inkongruent erfolgt (VALETON 1988). Auch ist die chemische Verwitterung ein komplexer Prozess, in dem mehrere Reaktionen gleichzeitig ablaufen. Sie vollzieht sich in einem Neben- und Nacheinander mit Stillstandsphasen in einem offenen System, das von räumlich und zeitlich begrenzten Zu- und Abflüssen geprägt ist. Deswegen unterscheidet sich natürliche Lösung von kontrollierten Laborbedingungen (NUGENT et al. 1998).

Als Grundformel der Verwitterung von Kalifeldspat (Orthoklas) gilt:

 $4KAlSi_{3}O_{8} + 4H_{2}O \rightarrow 2Al_{2}Si_{2}O_{5}(OH)_{4} + 4K^{+} + 8SiO_{2} + O_{2}$ ⁽²⁾

Die Lösung des Feldspates erfolgt in Teilprozessen, so dass sich generell die ablaufenden Prozesse nicht in einer einzelnen Formel beschreiben lassen. Zuerst erfolgt der initiale Ionenaustausch (VALETON 1988):

$$KAlSi_3O_8 + H_3O^+ \to H_3OAlSi_3O_8 + K^+$$
(3)

Die weitere Auflösung kann dann in zwei Formeln beschrieben werden (VALETON 1988):

$$H_{3}OAlSi_{3}O_{8} \to Al^{3+} + 3SiO_{2}(aq) + 3OH^{-}$$
(4)
$$H_{3}OAlSi_{3}O_{8} + 3H_{3}O^{+} \to Al^{3+} + 3H_{4}SiO_{4}(aq)$$
(5)

Die anderen umgebenden Minerale wie etwa Glimmer und Tonminerale verwittern ungefähr zeitgleich (vgl. GOLDICH 1938, Abb. 27) und setzen in der Regel auch Kieselsäure frei (CURTIS 1976). In der Bodenkunde wird der Porenraum als eine Einheit angesehen, so dass eine bereits an Kieselsäure gesättigte Lösung anders reagiert und (vorerst) weitere Lösung verhindern kann. Ähnliche Auswirkung hat das Vorhandensein von Aluminium, das die Kieselsäurelöslichkeit drastisch verringert. Natürliche Verwitterung kann nicht einfach simuliert oder in stöchiometrisch ausgeglichenen chemischen Formeln beschrieben werden. Dennoch können sie Teilprozesse anschaulich verdeutlichen, sollten aber nicht als allumfassend und alleinig richtig hingenommen werden. In diesem Fall wird verdeutlicht, dass bei der Feldspatverwitterung SiO₂ freigesetzt wird. Der Wachstumsprozess vom Quarz wird folglich nicht ausschließlich durch die klimatischen Einflüsse gesteuert, sondern auch im erheblichen Maße durch das sedimentationsbedingte Mineralspektrum (z. B. Feldspäte, Schichtsilikate) beeinflusst.

Quarzlösung in Dünnschliffen ("Schachbrettmuster") ist ein sicherer Indikator für chemische Verwitterung (Abb. 55b), bei gänzlicher Kornzerteilung (Abb. 56a+b) wird dieser Effekt noch deutlicher und die Gefahr der Verwechslung mit planaren Schockgefügen minimiert sich. Anzumerken ist an dieser Stelle noch, dass zu weit runtergeschliffene Dünnschliffe auch bei unverwitterten Quarzen dazu neigen, am Rand auszubrechen – dies erzeugt ein ähnliches Erscheinungsbild.



Abb. 59a+b: Intensiv verwitterte Kalifeldspäte (Auerbacher Kellersandstein).

4.3 Kretazische Ablagerungen bei Amberger

Durch die 150 m tiefe Amberger-Sulzbacher Störungszone gelangten eisenhaltige Schwarzwässer, diese enthalten an Huminsäure gebundenes Eisen, aus den eisenreichen Schichten (Doggers bis Keuper) auf die Alb; hier trafen diese Wässer auf die kalkreichen Karstwässer der Alb und wurden neutralisiert. Das Eisen setzte sich in den Hohlformen (seenerfüllte Poljen) ab (vgl. CORRENS 1940) und bildete zusammen mit Sanden und Tonen die noch heute über 60 m mächtige Amberger Erzformation (MEYER 1996 und KAULICH et al. 2000).

Ostlich von Amberg liegt heute die marine Oberkreide diskordant auf jurassischen Sedimenten und der Erzformation auf (MEYER 1996). Die abgebildeten Sandgruben (Abb. 62a+b) direkt an der B 85 befinden sich im Oberen Freihölser Bausand (RICHTER 1985), ein fluviatiler, leicht verfestigter Sandstein des Oberturons (Abb. 51).

Dieser Sandstein ist eine Ausnahme in diesem Gebiet, da südlich von Sulzbach, mit der oben genannten Ausnahme (Freihölser Bausande), durchgehend marine Sedimente abgelagert wurden. Bei den Freihölser Bausanden handelt es sich um eine Flussdeltaschüttung, die bis in den heutigen Bereich des Molassebeckens reicht (KAU-LICH et al. 2000).



Abb. 60a+b: Amberger Kreide (Sandgrube Hans Bernreuther). a) muscheliger Bruch b) Wachstum, Pfeile markieren leichte Kantenrundung (Abrasion).



Abb. 61a+b: Sandgruben SE von Amberg. a) Grube H. Bernreuther, b) Sandgrube Amberg, Grube Ost.



Abb. 62a+b: Sandgruben an der B 85 zwischen Amberg und Schwandorf. a) Grube Hans Bernruther, b) Sandgrube Amberg der Heidelberger Cement Group (Google Earth 2008).

Der Freihölser Bausand wird heute in größeren Sandgruben abgebaut (Abb. 61a+b), wobei der Abbau durch die geringe Verfestigung erleichtert wird.

Die Wachstumsflächen der Abb. 60b sind noch nicht gänzlich zu einer einheitlichen Fläche geschlossen und zeigen eine geringe Kantenrundung. Diese ist entweder durch mechanische oder chemische Abrasion (Lösung) erzeugt worden. Bei so geringer Kantenrundung ist es schwierig, den ursächlichen Abrasionsmechanismus zu verifizieren; hier scheint aber geringe chemische Lösung/Verwitterung verantwortlich zu sein (keine eckig-splittrigen Bruchstellen). Lediglich die energetisch günstigsten Netzebenen sind von der Lösung betroffen. In der Grube Hans Bernreuther sind Achatfunde möglich, aber nur an den sehr seltenen Stellen, wo Kiese im Sand vorkommen. Die Lage der aktiven Grube ist der Abb. 62a zu entnehmen. Die Wachstumsflächen der Quarze in Abb. 63a+b sind vollständig intakt und von keinerlei Abrasion betroffen (kein nachfolgender Transport oder Lösung).



Abb. 63a+b: Vollständig intakte Kristallkanten auf Quarzen aus der Sandgrube Amberg (Heidelberger Sand und Kies/Eingang Ost, Heidelberg Cement Group).



Abb. 64a+b: Geringe Kantenrundung aus der Sandgrube Amberg (Heidelberger Sand und Kies). a) gesamtes Korn, b) vergrößerter Ausschnitt der Wachstumsflächen.

Die Wachstumsflächen in Abb. 64 weisen hingegen eine gewisse Verrundung der Kanten auf. Diese Rundung scheint analog zu den Quarzen aus der Grube Bernreuther (Abb. 60b) lösungsbedingt und nicht aus einem nachträglichen Transport zu resultieren.

Diese Beispiele zeigen anschaulichen, dass Quarzwachstum nicht zwangsläufig zu Zementation führen muss. Es sind beträchtliche Mengen an neuen Quarzflächen nötig, um einen lockeren Sand zu einem quarzgebundenen Sandstein umzuwandeln. Der Porenraum muss durch Kristallisation vorerst nahezu geschlossen werden, damit das lockere Korngefüge verbunden werden kann.

Bei einem "einkieseln" eines Sandpaketes sind beträchtliche Mengen Kieselsäure notwendig, die maximal der Gesamtporosität des Gesteins entspricht.

4.4 Quarze der Dünenfelder bei Neumarkt i. d. OPf. (leicht veränderter Auszug aus MENCKHOFF 2008)

Zusammenfassung

Eine beträchtliche Anzahl von Sandkörnern (Quarz) aus den Dünenfeldern um Neumarkt i. d. OPf. besitzen eine mattierte Oberfläche. Als Liefergebiet wird der fränkische Sandsteinkeuper angesehen. Die Transportweite und somit die Dauer der Umlagerung hat nicht ausgereicht um Mikrostrukturen zu erzeugen, die typisch für einen äolischen Transport (upturned plates, dish-shaped concavities) sind. Für die Mattierung steht ein weites Spektrum an ursächlichen Bildungsbedingungen zur Verfügung, die nicht alle ausschließlich auf einen äolischen Ablagerungsraum beschränkt sind.

Die kugelförmigen amorphen Ausscheidungen, die auf den Quarzen aufsitzen, sind während der Bodenbildung (Podsol und podsolige Braunerden) infolge der verstärkten Silikatverwitterung bei niedrigen pH-Werten ausgefällt worden. In diesem Fall wird die Mattierung der Klasten durch diese Ausscheidungen hervorgerufen.

Abstract

Quartz grain surfaces from dunes near Neumarkt i. d. OPf. were analysed with scanning electron microscopy (SEM). The grains show frosting, other characteristically microstructures for an aeolian environment as upturned plates or dish-shaped concavities are absent. The distance and duration of aeolian transport from fränkischen Sandsteinkeuper wasn't long enough to form such aeolian microstructures.

The frosting is caused by globularly amorphous silica precipitation on quartz grain surface. The precipitation originated from chemical weathering of silicates accelerated by acid soil (podsol and brown podzolic) development.

4.4.1 Einleitung

Löss bzw. Lösslehm ist ein weit verbreitetes landwirtschaftlich wichtiges äolisches Sediment, das weite Teile Bayerns bedeckt. Daneben treten Flugsande auf, die hauptsächlich in den weitflächigen Talzügen wie dem Regnitz-Tal oder um das Gebiet um Grafenwöhr-Weiden angereichert sind (SCHRÖDER 1978). Gelegentlich bilden diese Flugsande, die überwiegend aus Quarzen bestehen, Dünen aus. Zeitlich werden diese Ablagerungen überwiegend ins Spät- oder Postglazial gestellt (JERZ 1996).

Die meisten äolischen Ablagerungen (Flugsand) sind kleinräumig und geringmächtig; um Neumarkt i. d. OPf. ist die Situation eine andere. Hier sind die Flugsanddecken deutlich weiträumiger und mächtiger (> 20 m) mit Dünenhöhen von 10 m ausgebildet (VOSSMERBÄUMER 1973). Das weite Teile des Blattes 6734 Neumarkt i. d. OPf. von Flugsanden bedeckt werden liegt an den speziellen geomorphologischen Umständen.

So trägt nach HABBE et al. (1981) der geringe Höhenunterschied zwischen Albhochfläche (560 m) und vorgelagerter Subsequenztalung (420 m bei Neumarkt) entscheidend dazu bei. Die Einbuchtung des Albrandes wurde mit den sog. Basisschwemmsanden, die einen Winkel von fünf Grad gegen Westen besaßen und mit 480-500 m gegen den Trauf reichten, gefüllt. Eine Akkumulation, die sich nur durch das schwache Gefälle und die gering zur Verfügung stehende Wassermenge (Wasserscheide zwischen Rhein- und Donauzubringer) bilden konnte. Erst in der Spätphase der Entwicklung ermöglichten die rampenartigen Hänge (Sandrampen) äolischen Sandtransport bis auf die Albfläche hinauf.

4.4.2 Ablagerungsgeschichte

Die Herkunftsgebiete der Flugsande in Bayern sind unterschiedlich und richten sich nach den regional anstehenden, vegetationsarmen Sandsteinschichten (Periglazialgebiet). Im Raum Neumarkt herrschten Transportwinde aus Südwesten, (GLASER et al. 2007) bzw. West bis Südwest (VOSSMERBÄUMER 1973) vor. Als Liefergebiet kommt die Keuperlandschaft sowie der Ausstrich der Dogger-Beta-Sande (Ober Aalenium) in Frage. Nach LAHNER & STAHL (1969) ist der Sandanteil, der aus dem Dogger stammt (wenn überhaupt) nur als untergeordnet anzusehen.

Anders als in weiten Teilen der nördlichen Frankenalb sind die Sande nicht nur vor dem Stufenhang des Weißjuras und in den Flußniederungen abgelagert, sondern sind bis auf die Albhochfläche hinaufgeblasen worden (LAHNER & STAHL 1969). Generell werden die meisten äolischen Sande ins Spät- oder Postglazial gestellt; eine genaue Alterseinstufung ist schwierig.

HABBE et al. (1981) haben östlich von Neumarkt für eine Kulturschicht in Flugsanden mittels ¹⁴C-Datierung ein Alter von 1465 ± 120 Jahre vor heute ermittelt (älteres Subatlantikum). Ein podsolartiger fossiler Boden bei Weißenbrunn (Blatt 6534 Happurg) wurde mittels der gleichen Methode ins Alleröd gestellt.

BRUNNACKER (1955) hat folgende zeitliche Gliederung der Ereignisse vorgeschlagen: Das untere Dünenstockwerk wurde während des Hochglazial und der Ältesten Tundrenzeit abgelagert. Eine podsolige Bodenbildung fand während des Alleröds statt. Das obere Dünenstockwerk wurde in der Jüngeren Tundrenzeit abgelagert. Das postglaziale Klima, wie auch das rezente, begünstigt nach BRUNNACKER (1955) die Bildung von Braunerden und podsoligen Braunerden. Diesen Effekt sieht BRUNN-ACKER (1955) ursächlich in den unterschiedlichen Anteilen von Feldspäten, die äolisch angeliefert wurden und nicht in der fortgeschritteneren Bodenentwicklung. Ein vorherig intensiv chemisch verwittertes Sedimentpaket wurde schon "prä-äolisch" von verwitterungsanfälligeren Mineralen als Quarz (u. a. Feldspat und Glimmer, vgl. GOLDICH 1938) befreit, so dass der Anteil an Quarz sekundär erhöht ist.

Da auch für das Holozän, besonders für das kühlfeuchte Subatlantikum, kräftige Podsolierung angenommen wird (EHLERS 1994), muss sich bei den Dünensanden um Neumarkt bei weiterhin gleichem Liefergebiet das angelieferte Komponentenverhältnis geändert haben. Auch kaum sichtbarer, sehr fein verteilter Löss könnte neben Feldspäten die nach BRUNNACKER (1955) notwendige "Aufbasung" erzeugen, um die Bodenbildung vom Podsol in Richtung podsolierte Braunerde/Braunerden hin zu verschieben.

Schon minimale Variationen in Raum und Zeit können zusätzlich die Bodenbildung verändern. So weisen ZEZSCHWITZ et al. (1973) darauf hin, dass Vorkommen und Ausbildung bei podsoligen Böden (aus Schieferschutt) im Rheinischen Schiefergebirge vom Relief sowie der Art und Dauer des Bewuchses abhängen. Ein entsprechendes unausgeglichenes Kleinklima führte selbst unter Laubholz zu gehemmtem Streuzersatz, zur Veränderung in der Humusauflage und letztendlich zur Versauerung des Oberbodenhorizontes.

Bei einer podsoligen Bodenbildung kann davon ausgegangen werden, dass ein saures Milieu vorherrscht, was die Silikatverwitterung fördert (VALETON 1988 und VEER-HOFF 1992). Das durch die Verwitterung (Auflösung) der Primärminerale freigesetzte Silizium gelangt in die Bodenlösung und schlägt sich bei Einengung der Lösung (Verdunstung) als amorpher kugelförmiger Niederschlag (Abb. 66b, Abb. 67a+b) auf die säureunempfindlichen Quarze nieder (VEERHOFF & BRÜMMER 1993). Dieser Effekt/Mechanismus wurde auf extrem versauerten Waldböden von VEERHOFF (1992) beobachtet. Diese extreme Versauerung beschleunigt die geochemischen Ereignisse, verändert sie aber nicht grundlegend.

4.4.3 Ergebnisse und Diskussion

Für reine Flugsande ist die auftretende Korngröße bis in den Feinkiesbereich (Abb. 66a+b) hinein unwahrscheinlich (vgl. LAHNER & STAHL 1969). Hier könnten die besonderen geomorphologischen Umstände, die oben beschrieben sind, zum Tragen

kommen. Über die rampenartigen Hänge konnten sicherlich auch größere, gut gerundete Klasten rollend transportiert werden.

Die relativ geringe Transportweite (lokale Umlagerung) ist verantwortlich dafür, dass keine charakteristischen Mikrostrukturen des äolischen Ablagerungsraumes (s. Abschn. 3.2) auf den Quarzen erhalten sind. Diese sind meist auf Quarzen der großen Wüstengebiete beobachtet worden, die z. T. selbst nach geologischen Zeitmaßstäben lange bestehen und durch ständige intensive Umlagerungen geprägt sind (z. B. Erg/Sahara, Alashan/"Gobi", Simpsonwüste, Große Sandwüste). Die relativ kurze Transportstrecke hat dazu geführt, dass die kristalline Anwachsung (Abb. 65a) selbst in exponierter Lage und unter starker abrasiver Wirkung des äolischen Transportes (KUENEN 1959, 1960a und DOTT 2003) nur seitlich abradiert ist. Dieses Wachstum ist folglich deutlich älter als die letzte Umlagerung.

Das gut gerundete Korn in Abb. 66a zeigt in der markierten Vertiefung deutliches Quarzwachstum (Abb. 66b), das durch seine Lage vor mechanischer Abrasion geschützt ist. Dieses Quarzwachstum ist von einer jüngeren Generation kugelförmiger amorpher Ausscheidungen bedeckt. Solch amorphe Ausscheidungen wurden von CATER (1984) als "silica globules" bezeichnet. Amorphe Ausscheidungen werden, bedingt durch ihre höhere Löslichkeit als kristalliner Quarz, im Kontakt mit (bezogen auf amorphe Kieselsäure) untersättigtem Wasser relativ schnell wieder gelöst.



Abb. 65a+b: a) Leicht abradierte Wachstumsfläche (Zentrum) infolge lokaler äolischer Umlagerung. Zum Vergleich in b) ein Quarz aus dem Kellersandstein (Dogger Beta, untere Obere Aalen-Schichten, Hohlweg bei Walkersbrunn) mit diagenetischem Quarzwachstum. Ein ähnliches Erscheinungsbild (Pfeil) hat die Wachstumsfläche in a) vor der letzten Umlagerung besessen.

Nicht nur die markierten Vertiefungen in Abb. 66a zeigen eine trigonale Symmetrie und können somit auf ehemalige Wachstumsflächen hinweisen (TIETZ 1987 und MENCKHOFF & TIETZ 2006). Eindeutig ist, dass diese Vertiefungen transportbedingt im Nachhinein modelliert wurden und so sekundär ihre Gradlinigkeit verloren haben. Des weiteren ist die gesamte Kornoberfläche von Prall- und Stoßmarken gekennzeichnet (rundliche, kraterförmige Abplatzungen), die auf einen vorherigen intensiven (energiereichen) aquatischen Transport oder Umlagerung zurückgehen.

Verstärkt sind die amorphen Ausscheidungen in den Vertiefungen angereichert (Abb. 67a); charakteristische Mikrostrukturen für einen äolischen Ablagerungsraum (upturned plates, dish-shaped concavities [meandering ridges]) sind nicht vorhanden. Die Vergrößerung (Abb. 67b) zeigt, dass auch auf der exponierten vorderen Kornfläche kugelförmige amorphe Ausscheidungen auftreten. Diese sind für die Mattierung der Klasten verantwortlich.

In diesem speziellen Falle stammen die amorphen Ausfällungen aus der Zeit der Bodenbildung (Podsol), die sich (spätestens) seit dem Alleröd ereignet hat (BRUNN-ACKER 1955 und HABBE et al. 1981). Die amorphen Ausfällungen sind folglich kein Ergebnis der äolischen Umlagerung.



Abb. 66a+b: Gut gerundetes Quarzkorn mit Prall- bzw. Stoßmarken sowie trigonalen Vertiefungen. Vergrößerter Ausschnitt in b) zeigt Quarzkristalle mit aufsitzenden amorphen Ausscheidungen in markierter Depression.



Abb. 67a+b: Quarzkorn mit unregelmäßiger Oberfläche. Vergrößerter Ausschnitt (Pfeil) in b) zeigt amorphe kugelförmige Ausscheidungen auf exponierter Kornoberfläche.

Die Bodenbildung, die den pH-Wert der Poren- bzw. Bodenlösung drastisch gesenkt hat, führt – wie die REM-Aufnahmen zeigen – nicht zu massiver Quarzlösung. Dieses liegt an der geringen Löslichkeit des Quarzes, die sich bei niedrigen pH-Werten nochmals drastisch verringert. Dieses Verhalten steht im Gegensatz zu den Primärsilikaten (Feldspat und Schichtsilikate), die sich unter sauren Bedingungen verstärkt lösen.

4.4.4 Schlussbetrachtung

Zusammenfassend kann folgende Reihenfolge festgehalten werden: Transport von der "Böhmischen Masse" während des Keupers mit Erzeugung markanter Prall- und Stoßmarken (Abb. 66a), Quarzwachstum unbestimmten Alters und Ursprungs (Abb. 66b). Dieses Wachstum kann verwitterungsbedingt bis hinein ins Miozän erfolgt sein (vgl. MENCKHOFF & TIETZ 2006) oder diagenetisch infolge von Drucklösung durch Sedimentauflast.

Nachfolgend fanden lokale äolische Umlagerungen in vegetationsarmen Perioden statt. Ausgeblasen wurden die Sande aus dem Sandsteinkeuper mit kaum sichtbarem mechanischen Einfluss auf die Quarzoberfläche (Abb. 65a, Abb. 67). Als jüngere Generation sitzen auf den Wachstumsflächen der Quarze amorphe Ausscheidungen auf. Diese sind infolge von Bodenversauerung gebildet worden. Analog zu dem Quarzwachstum (vgl. TIETZ 1987) sind die amorphen Ausscheidungen ebenfalls in den Depressionen angereichert. Massives Quarzwachstum wie aus den kretazischen Sanden des Veldensteiner Forstes (MENCKHOFF 2006) oder dessen Umlagerungsprodukten (MENCKHOFF & TIETZ 2006) ist – mit Ausnahme der gezeigten Beispiele (Abb. 65a und Abb. 66b) – nicht zu beobachten. Der Zeitpunkt des Quarzwachstums ist nicht zu bestimmen, muss aber vor der letzten Umlagerung erfolgt sein. Sicher ist hingegen, dass selbst in exponierter Lage spät- bzw. nacheiszeitlich keine signifikante Quarzlösung stattgefunden hat.

4.5 Höhlensedimente der Sophienhöhle (Franken)

In den vorangegangenen Abschnitt 3.5 wurde gezeigt, dass die chemische Verwitterung zu deutlich sichtbarem Quarzwachstum führen kann. Da die Kieselsäurelöslichkeit streng druck- und temperaturabhängig ist, aber vor allem im sedimentären Bereich vom pH-Wert abhängt und ab pH 8,5 exponentiell ansteigt, wurden Höhlensedimente für weitere Untersuchungen ausgewählt. Bei langfristig konstanten Temperaturbedingungen und Höhlenwässer im pH-Bereich von meist 7,5 bis max. 8,3 kann möglicherweise bereits nachweisbare Lösungsmarken an Quarzen produziert werden. Von weiterer Bedeutung ist, dass bei Höhlensedimenten der Einfluss der Siliziummobilisierung infolge von Drucklösung gänzlich ausgeschlossen werden kann. Auch befinden sich Höhlensedimente vorerst, solange diese Höhlenräume existieren, in der Endphase (kleinere Umlagerung innerhalb der Höhle ausgenommen) ihres bisherigen Transportes (Ruhephase).

Die Sophienhöhle wurde ausgewählt, da sie im Vergleich mit anderen fränkischen Höhlen ein hohes Alter besitzt (LANG 2006) und – besonders im hinteren Teil (vierte Abteilung) – reichlich Höhlenlehm für die Untersuchung silizi-klastischer Höhlensedimente vorhanden ist. Dieser Höhlenlehm ist leider großteils nicht mehr in natürlicher Lagerung erhalten, sondern anthropogen stark verändert (WIPPERN 1955 und HELLER 2003). Aus diesem Grunde wurden keine Profile aufgenommen.

Das Alter von Höhlen bzw. den Zeitpunkt der Höhlenentstehung festzustellen ist schwierig, da zwischen Versinterung und Höhlenentstehung immer eine Zeitlücke besteht (SASOWSKY 1998). Datierungen von authigenen Aluniten (KAl₃(SO₄)₂(OH)₆) durch POLYAK et al. (1998) – und damit das Mindestalter der Höhle – ergaben diametral abweichende Ergebnisse zu den Tonen, die von der älteren Landoberfläche eingetragen wurden. Daneben ergaben sich morphologisch gebundene Altersunterschiede in unterschiedlichen Höhenstufen der gleichen Hochebene.

Vorherige Untersuchungen von TIETZ et al. (2002) haben gezeigt, dass Quarze aus fränkischen Höhlensedimenten (Kleine Teufelshöhle bei Pottenstein) ein weites Spektrum von Mikrostrukturen durch die Einwirkung sehr lokaler chemischer Verwitterung aufweisen. Daraus lässt sich folgern, dass auch die Sophienhöhle ein beträchtliches Alter besitzt. Funde von Aragonitsintern (LAHNER & STAHL 1969 und SCHNIT-ZER & BAUSCH 1974) bei der Burgruine Wolfstein (Neumarkt i. d. OPf.) stützen die Aussage, dass einige Höhlen der Süddeutschen Schichtstufenlandschaft deutlich älter sind als bisher angenommen (vgl. MOORE 1956 und FINCH et al. 2001). Demzufolge kann ein Teil des Sedimenteintrages in das Höhlensystem der Fränkischen Schweiz beträchtlich früher erfolgt sein, als dies Wirbeltierreste (u. a. HELLER 1976) oder Sinter (KEMPE et al. 2002, WURTH 2002 und NORDHOFF 2005) der Höhlen vermuten lassen.

Von Interesse für die Quarzbildung in Karbonathöhlen ist auch die Annahme von HEYDEMANN (1964), dass in einem alkalischen Milieu die Umwandlung von amorpher Kieselsäure, das unter atmosphärischen Drucken eine metastabile Phase darstellt (SIEVER 1962), zur stabilen Phase Quarz deutlich beschleunigt wird. Eine weitere Besonderheit der Höhlensedimente ist, dass die gesteigerte Löslichkeit von SiO₂ durch organische Komplexe (u. a. BENNETT & SIEGEL 1987, BENNETT et al. 1988a+b, BENNETT et al. 1996 und BENNETT 1991) ausgeschlossen und der Einfluss durch Pilze (BURFORD et al. 2003) minimiert wird.

4.5.1 Bisherige REM-Untersuchungen von Höhlensedimenten

Studien über Höhlensedimente/-sande (Quarz) mit dem REM sind selten (vgl. KRINS-LEY & DOORNKAMP 1973, MAHANEY 2002 und WHITE 2007). GILLIESON (1981) beschreibt keine typischen Oberflächenveränderungen für Höhlensande, geht aber von einer mehr oder weniger guten Erhaltung von vorherig aufgeprägten Veränderungen aus, so dass die Bedingungen des Sedimenteintrages im Nachhinein bestimmt werden können (BULL 1978 und GILLIESON 1986). DRYSDALE et al. (2001) beschäftigen sich nur am Rand mit den Oberflächen der Quarze, BULL & GOLDBERG (1985) sehen in Höhlensedimenten ein wichtiges Archiv der Erdgeschichte.

Generell kann davon ausgegangen werden, dass es sich bei Höhlensedimenten um höchst komplexe Ablagerungen handelt (u. a. BULL 1981a, GILLIESON 1986 und WHITE 2007). So haben VIGAH & PEDLJIC (2001) und TIETZ et al. (2002) ein breites Spektrum an chemisch bedingten Oberflächenveränderungen an Quarzkörnern feststellen können. Eine Veränderung innerhalb der einzelnen Profile konnte trotz guter Schichtung nicht festgestellt werden.

POLYAK & GÜVEN (2004) beschreiben in situ Quarzbildung, jedoch nicht an Sedimenten, sondern in Sintern und Krusten; dabei werden die Silikate, die 1-5% des Riffkomplexes ausmachen, als Siliziumquelle für die Quarzbildung angenommen.

Quarzwachstum in Höhlen wurde für den fränkischen Raum von VIGAH & PEDLJIC (2001) und PETERKNECHT & TIETZ (2006a) beschrieben, wobei PETERKNECHT & TIETZ (2006a) die silizi-klastische Beimengung der Dolomitasche, und nicht den silizi-klastischen Höhlenlehm (Sophienhöhle), untersuchten.

Speziell bei der Sophienhöhle ist zu beachten, dass sie als Schauhöhle genutzt wird, so dass mit anthropogenen Veränderungen im Höhlenklima (relative Luftfeuchtigkeit, Temperatur CO₂-Konzentration der Luft) zu rechnen ist (CALAFORRA et al. 2003 und NORDHOFF 2005). Da sich die Besucherzahlen, besonders im Vergleich mit denen der touristisch stark frequentierten Teufelshöhle, in Grenzen hält, wird dieser Einfluss nicht gravierend sein. Wenn messbare Veränderungen aufträten, würde zuerst die Neubildung der Karbonate beeinträchtigt werden und weniger die chemischen Verhältnisse, die für die silizi-klastischen Höhlenlehme verantwortlich sind.

4.5.2 Datierung der Höhlensysteme

Die Bestimmung des Höhlenalters ist ein generelles Problem (siehe Abschn. 4.5). Meist wird dies durch die Korrelation der verschiedenen Höhlenstockwerke mit außerhalb liegenden Talniveaus bzw. Drainagenetzen vorgenommen. Entsprechende Zeitfenster werden durch die geologische und morphologische Entwicklung einer Region vorgegeben, da die Schaffung großer Höhlenräume nur in einem aktiven Drainagesystem erfolgen kann. Erschwerend kommt hinzu, dass die Höhlen – zumindest in der Schwäbischen Alb – lediglich mit den Seitentälern direkt korrelierbar sind (STRASSER & SONTHEIMER 2005).

Es bestehen folgende Möglichkeiten Höhlenräume zu datieren:

- 1. Morphologisch durch Höhenkorrelation (analog z. B. zu den Flussterrassen der Iller-Lech-Platte).
- 2. Durch Datierung der Höhlensinter, die meist weit nach der aktiven Höhlenbildung als "Stabilisierung" der Höhlen während des Quartärs gebildet wurden.
- Anhand des Sediment- oder Fossilinhaltes der Höhlen oder Schlotten, die aber nur den Zeitpunkt des Eintrages in die Höhle manifestieren und meist weit nach der Verkarstung erfolgt.

Bei der zweiten und dritten Methode kann durch spätere erosive Phasen eine völlige Ausräumung der Höhlensedimente samt Sinter erfolgen.

Die Korrelation durch Höhenstufen/Talniveaus ist schwierig, da eine Datierung meist nur über Phasen und Entwicklung der Bodenbildung oder den Anteil des eingewehten Lösses auf den einzelnen Flussterrassen (Iller-Lech-Platte) bestimmt werden kann. Eine zeitliche Korrelation der einzelnen Flussterrassen mit den Höhlenstockwerken ist nur eine Näherung und kann fehlerbehaftet sein (vgl. STRASSER & SONTHEIMER 2005).

4.5.3 Beschreibung der Sophienhöhle

Die Sophienhöhle, ein Teil des Klaussteinhöhlen-Komplexes, wird als eine der schönsten Schauhöhlen Deutschlands beworben. Die größeren Abteilungen, die besonders im mittleren Teil des Höhlensystems mit reichlich Sinter versehen sind, werden durch schmale Gänge miteinander verbunden.

Der vordere Teil des Höhlenkomplexes (Eingangsbereich) wird als Ahornloch bezeichnet und war lange Zeit frei zugänglich und zumindest in der Bronzezeit nachweislich bewohnt (NEISCHL 1903). Der nachfolgende Höhlenteil trägt den Namen Klaussteinhöhle. Die eigentliche Sophienhöhle schließt erst dahinter an; sie wurde 1833 entdeckt und bereits kurz danach als Schauhöhle genutzt. Die nachfolgenden drei Abteilungen sind während der öffentlichen Führungen frei zugänglich. Lediglich der hintere Teil der Sophienhöhle (vierte Abteilung) und die Höschhöhle sind nicht Bestandteil der täglichen Führungen.

Diese letzte (vierte) Abteilung besitzt keinerlei Sinter und ist großteils mit homogenem Höhlenlehm verfüllt. Das gesamte schmale Gangsystem (siehe Abb. 68) samt Boden ist durch den gänzlich durchnässten Höhlenlehm bedeckt.



Abb. 68: Übersichtskarte des Klaussteinhöhlen-Komplexes mit farblich hervorgehobenen Abschnitten. Die Sophienhöhle besteht aus vier Abteilungen.

Die Sophienhöhle besitzt eine interessante Lage für die Fränkische Schweiz. Sie liegt unweit der Waischenfelder Störung (Abb. 69). Der Ahornsattel ist vollständig erodiert und in Form eines Tales (Reliefumkehr) erhalten. Den Sanden des Braunen Juras war es möglich, neben der damalig anstehenden kretazischen Sedimentüberdeckung, auf die Malmhochfläche zu gelangen und, was viel wichtiger ist, auch in das Höhlensystem eingespült zu werden. Dort fungiert der feinkörnige Anteil als Schleifmittel.



Abb. 69: Geologisches Profil durch das Ailsbach- und Ahorntal. Umgezeichnet nach Meyer & Schmidt-Kaler (1992) und Schabdach (1998).

4.5.3.1 Beprobte Höhlenabschnitte

Zur einfacheren Faziesanalyse wurde die Höhle in Abschnitte unterteilt. Hierbei stellen die engen Gänge, die sich zwischen den weiten Hallen befinden, natürliche Abgrenzungen dar. Eingeteilt werden die Abschnitte wie folgt (siehe Abb. 68, für Lage der Proben Abb. 70):

- 1. Vorhalle bzw. Ahornloch und Klaussteinhöhle mit den Proben 33-36.
- 2. Erste Abteilung der Sophienhöhle mit den Proben 24 und 26-32.
- 3. Zweite Abteilung der Sophienhöhle mit den Proben 21-23 und der Probe 25.
- 4. Dritte Abteilung der Sophienhöhle mit den Proben 1-8 und 11+12.
- 5. Vierte Abteilung der Sophienhöhle mit den Proben 9+10 sowie 13-20.

In der ersten und zweiten Abteilung sind reichlich Sinter erhalten. Diese werden in der dritten Abteilung spärlich und fehlen im hinteren Teil der Höhle (vierte Abteilung) ganz.

Aus der Höschhöhle wurden keine Proben entnommen.



Abb. 70: Übersichtskarte der Sophienhöhle bzw. des Klaussteinhöhlen-Komplexes mit Lage der entnommenen Proben (P).

4.5.3.2 Sedimente der Sophienhöhle

Auf den folgenden Seiten werden ausgewählte REM-Bilder vorgestellt. Der links stehenden Abbildung ist rechts ein kurzer erläuternder Text gegenübergestellt.

Die oben beschriebenen Höhlenabschnitte werden zuerst gesondert vorgestellt, um am Ende ein kombiniertes Sedimentationsmodell entwickeln zu können.

Auf eine Gewichtung von Merkmalshäufigkeiten wurde bewusst verzichtet, da bei der großen Materialmenge die entnommenen Proben nur statistische Zufallsstichproben darstellen. Von dieser Einschränkung nicht betroffen sind Beispiele muscheliger Brüche (vorzugsweise im Grobsandbereich) und polierte Klasten (umso häufiger, je höher der Tonanteil in einem Kolk).

Zur besseren Übersicht wurden bei Beschreibung und Deutung von Oberflächenmarken an Sedimentkörnern des Klaussteinhöhlen-Komplexes nachstehende vier Wachstumsphasen (WP) eingeteilt.

- Phase 1: Auf Quarzkörnern entsteht ein komplexes Kleinrelief durch die Ausbildung isolierter, eindeutig glatter und **ebener Flächenareale**. Gradlinige Flächenkanten sind noch nicht entwickelt.
- Phase 2: Die ebenen Flächenareale sind durch Zusammenwachsen mehrere inselhafter Flächen vergrößert und es bildeten sich bereits gradlinige Flächenkanten aus.

Phase 3: Aus den Flächenarealen haben sich hypidiomorphe Subkristalle gebildet.

Phase 4: Die detritischen Quarze haben sich durch Quarzwachstum zu einem **Polykristall** entwickelt. Der detritische Klast ist nahezu vollständig von ebenen Flächen mit gradlinigen Kanten umwachsen.

Amorphe Krusten/Überzüge wurden in diese Klassifizierung nicht aufgenommen, da deren Bildung durch wechselnde Gehalte an Fremdionen bestimmt wird.

Die Vorhalle (Klaussteinhöhle)

Die Quarze aus der Klaussteinhöhle, die über lange Zeiträume frei zugänglich war, zeigen ein weites Spektrum an Mikrostrukturen. Neben deutlichem In-situ-Wachstum (Abb. 72) ist auch abgerolltes Wachstum ("lobate texture" nach PORTER [1962], Abb. 79) vorzufinden.

Diese Beispiele zeigen, dass Wachstum sowohl a) in situ in der Höhle als auch b) bereits lange vor Eintrag in die Höhle erfolgt. Die Wachstumsflächen sind während des Transportes über eine längere Strecke wieder massiv abgerollt (mechanische Abrasion) worden (vgl. Abb. 78).

Muscheliger Bruch (Abb. 75), der stark von Abrasion betroffen ist, verdeutlicht, dass diese rudimentäre Oberflächenveränderung schon ein beträchtliches Alter besitzt und womöglich schon lange vor der letzten Reaktivierung (Eintrag in die Höhle) während eines vorherigen Erosionszyklus aufgeprägt wurde.

Quarzkörner aus dem kleinen Profil (Abb. 71a+b) zeigen in den unterschiedlichen Höhenstufen keine unterschiede in den Mikrostrukturen. Abb. 71b verdeutlicht die chaotischen Ablagerungsverhältnisse (schneller Wechsel der Korngrößen) innerhalb der Höhle, die jedoch wegen des hohen Silt- und Tonanteils nicht zu ausgeprägten Abrollerscheinungen führte.



Abb. 71a+b: Lage der Probe 33 und 34 im Profil, Probe 35 liegt links knapp außerhalb der Abbildung, zeigt ebenfalls Quarzwachstum. b) zeigt vergrößerten Ausschnitt (Pfeil) aus a). Schneller Wechsel in den Korngrößen und den Komponenten (eingemischte Karbonate) verdeutlichen die chaotischen Ablagerungsverhältnisse (schnell wechselnde Wassermengen).

A: Authigenes Quarzwachstum



Abb. 72: Probe 34 der Sophienhöhle.

Deutlich sichtbares Quarzwachstum, das weite Teile des Korns einnimmt. Markiert sind die Bereiche, die bereits geschlossene Flächen ausgebildet haben. Bei vergrößerter Betrachtung weisen die Kanten minimale Verrundungen als erste Phase minimaler Lösung auf.





Abb. 73: Probe 33 der Sophienhöhle.

Deutliches Quarzwachstum, das besonders im unteren Bildteil (Pfeile) zu geschlossenen Quarzflächen (in situ gebildet) geführt hat.

Im rauen Teil sind schon minimale Wachstumsspuren der WP 1 erkennbar (x)

WP 2.



Abb. 74: Probe 33 der Sophienhöhle.

Vergrößerter Ausschnitt aus obiger Abbildung.

Zu sehen ist, dass die scheinbar gänzlich geschlossenen authigen gebildeten Flächen noch zwei mehr oder weniger trigonale Vertiefungen besitzen. Diese Kanten sind, analog zu dem Quarz in Abb. 72, lösungsbedingt leicht verrundet.

Da das Wachstum in situ entstanden ist, können die Kantenrundungen nicht transportbedingt sein.

WP 2.

B: Initiale Politur



Quarz mit ehemaliger muscheliger Bruchstelle (rechts vom Pfeil), die stark durch nachfolgende Abrasion abgeschliffen wurde.

Abb. 75: Probe 34 der Sophienhöhle.



Der Pfeil markiert in oberer und unterer Abbildung den gleichen Bereich (Feindetritus als Markierung).

Die Vergrößerung bringt "chattermark trails" zum Vorschein, deren Genese z. Z. noch Gegenstand intensiver Untersuchungen ist (vgl. FOLK 1975, BULL et al. 1980 und PETERKNECHT & TIETZ 2008).

Abb. 76: Probe 34 der Sophienhöhle.



Abb. 77a+b: Die glatte, polierte Quarzoberfläche ist das Ergebnis von ständig rotierender Bewegung in einer tonreichen Matrix (Höhlenlehm). Probe 34 der Sophienhöhle.

C: Abgerolltes Wachstum ("lobate textures" PORTER 1962)



Abb. 78: Probe 33 der Sophienhöhle.

Abb. 79: Probe 33 der Sophienhöhle.

Ehemalige Wachstumsflächen erfahren bei nachfolgendem Transport eine Abrasion. Die so erzeugte Oberflächenveränderung führt zu gerundeten Hügeln (Pfeile), die für Quarzoberflächen ansonsten untypisch sind.

PORTER (1962) bezeichnete derartige Strukturen als "lobate textures".

Abgerollte WP 3.

Vergrößerter Ausschnitt aus Abb. 78.

Deutlich sichtbar sind die erhabenen, stark gerundeten Hügel, die typisch für abgerolltes Wachstum sind.

Diese Mikrostruktur zeigt eindeutig an, dass sich das entsprechende Sandkorn in einer Ruhephase (Wachstum) befand, bevor eine lokale Umlagerung erfolgte. Bei einem längeren Transport kann diese Oberflächenveränderung bis zur völligen Unkenntlichkeit abradiert werden.



Abb. 80a+b: Probe 34 der Sophienhöhle. Abgerolltes Wachstum und Kantenpolitur in a), die aber noch nicht ausgereicht hat, um die halbmondförmigen Vertiefungen (Pfeile) von der Oberfläche zu entfernen. Die dreieckige Vertiefung (x in Abb. a) deutet auf eine heute weitgehend abradierte Wachstumsfläche hin, die sich im hinteren Teil in b) durch eine geschlossene ebene Fläche (x) noch andeutet.

Erste Abteilung der Sophienhöhle

In dem Profil der Abb. 81a ist deutliches Quarzwachstum (Abb. 88) bis in dem obersten Bereich festzustellen (Abb. 81b).

In der Probe 30 kommen wasserklare extrem eckige Kalziumkarbonate vor (Abb. 100), die sich sowohl makroskopisch als auch elektronenmikroskopisch deutlich von den Rhomboedern der Dolomitasche (Abb. 99) unterscheiden und allem Anschein nach authigenen Ursprungs sind.

Dieses Profil stellt neben dem kleinen Profil, das die Abb. 71 zeigt, einen der wenigen Bereiche dar, die eine weitgehende natürliche und ungestörte Lagerung aufweisen (vgl. WIPPERN 1955 und HELLER 2003).



Abb. 81a+b: Profil direkt im Eingangsbereich zur eigentlichen Sophienhöhle. a) zeigt einige deutliche und einige weniger deutliche Sinterdecken. Beispielbilder aus den entsprechenden Proben (29-31) sind in b) aufgeführt.

Für eine Politur der Quarzoberfläche (Abb. 89) ist eine dauerhafte, langanhaltende Bewegung in einem Kleinkolk erforderlich, die durch von der Höhlendecke abtropfende Höhlenwässer (Abb. 82b) gewährleistet wird (vgl. Erläuterung zur Abb. 110).



Abb. 82a+b: Sinter der ersten Abteilung. Aus einem Kolk hinter der "Orientalischen Stadt" (a) stammen die polierten Quarze der Probe 28 (Abb. 89). b) zeigt Sinterröhrchen der ersten Abteilung.

A: Beispiele muscheliger Brüche



Quarz mit großflächigem, muscheligem Bruch. Dieser zeigt durch seine vorhandene Scharfkantigkeit an, das dieser Bereich nicht von nachfolgender Abrasion (mechanisch oder chemisch) betroffen ist (vgl. Abb. 85).

Abb. 83: Probe 27 der Sophienhöhle.



Vergrößerter Ausschnitt aus der Abb. 83. Selbst bei der gewählten Vergrößerungsstufe ist keine signifikante mechanische Abrasion oder chemische Lösung zu erkennen.

Abb. 84: Probe 27 der Sophienhöhle.



Ehemalige Bruchstelle, die von nachfolgender Lösung verrundet wurde. Die ehemalige Scharfkantigkeit des Bruches (vgl. Abb. 84) ist nicht mehr gegeben.

Der Pfeil zeigt nahezu unveränderte Kanten eines weiteren Bruches.

Abb. 85: Probe 24 der Sophienhöhle.

B: Authigenes Quarzwachstum



Abb. 86: Probe 26 der Sophienhöhle.

Hypidiomorpher Polykristall mit völlig intakten Kanten als Beispiel fortgeschrittenen Quarzwachstums.

WP 3 in Endphase.



Abb. 87: Probe 29 der Sophienhöhle.

Auf einem Quarzkorn sind an unterschiedlichen Netzebenenrümpfen identischer Flächenareale des Wirtskristalls Subkristalle entstanden.

Der Pfeil im unteren Bereich zeigt den Übergangsbereich zwischen weitgehend geschlossener Quarzfläche und "gestreiftem Wachstum".

WP 2.



Abb. 88a+b: a) sehr kleine einzelne Quarzkristalle, die sich in situ auf unterschiedlichen Netzebenen des Wirtskristalls gebildet haben. b) vergrößerter Ausschnitt (Pfeil) der gebogenen Vertiefung. Markiert (x in a+b) sind in der jeweiligen Vergrößerungsstufe ersichtliche, geschlossene Wachstumsflächen, die zwar als solche erkennbar sind, aber noch keine Kristallkanten gebildet haben (Probe 31 der Sophienhöhle).

C: Mechanische Oberflächenveränderung



Politur der Ecken und Kanten, wobei die zentralen Bereiche der Vertiefungen von der Politur ausgenommen sind. Die Probe 28 wurde hinter der "Orientalischen Stadt" (Abb. 82a) aus einer Tasche entnommen.

Abb. 89: Probe 28 der Sophienhöhle.



Vergrößerter Ausschnitt aus Abb. 89 verdeutlicht, dass die Depressionen von der Politur ausgenommen sind.

Abb. 90: Probe 28 der Sophienhöhle.



Spätphase des abgerollten Wachstums. Viele kleine Subkristalle hatten diese Wachstumsfläche vor der letzten Umlagerung aufgebaut.

Abb. 91: Probe 32 der Sophienhöhle.

D: Rissbildung in Quarzen



Riss in einem Quarz. Durch kristallisierende Sekundärminerale (Kristallisationsdruck) kann es zur Absprengung größerer Areale oder zur Sprengung des gesamten Kornes (Abb. 83) kommen.

Abb. 92: Probe 26 der Sophienhöhle.



Abb. 93: Probe 29 der Sophienhöhle.

Riss in einem Quarz entlang dessen Quarzwachstum (authigen) erfolgte. Die ehemalige unregelmäßige Bruchfläche ist durch Quarzwachstum kleinräumig zu geometrisch begrenzten Flächen umgestaltet worden.

WP 2.



Abb. 94: Probe 29 der Sophienhöhle.

Vergrößerter Ausschnitt (Rechteck) aus der Abb. 93. Deutlich sichtbar sind im oberen Teil Wachstumsstufen, die entlang des internen Kristallgitters des Quarzes (trigonales Kristallsystem) erfolgten. Charakteristisch hierfür sind trigonale Vertiefungen unvollendeten Flächenwachstums.

WP 2.
E: Mattierung



Die Beispiele dieser Seite zeigen mattierte Quarzoberflächen. Auf der rauen, unruhigen Oberfläche hat deutliches Quarzwachstum (Pfeil) der Phase 1 eingesetzt.

Abb. 95: Probe 24 der Sophienhöhle.

WP 1.



Abb. 96: Probe 24 der Sophienhöhle.

Vergrößerter Ausschnitt (Rechteck) aus Abb. 95.

Die Vergrößerung zeigt deutlich, dass nur minimale Flächenareale, aber noch keine Ecken und Kanten entstanden sind. Nur vereinzelt (Pfeile) haben sich schon zusammengewachsene, größere Flächeareale entwickelt. Dies ist ein Beispiel für die Anfangsphase des Quarzwachstums (WP 1).

WP 1.



Abb. 97a+b: Mattierte Oberfläche analog zu Abb. 95. In der Vertiefung der rechten Bildhälfte (x) hat sich eine amorphe Kruste abgeschieden. Der Pfeil markiert den vergrößerten Bereich in b) und zeigt deutlich zusammenhängendes Quarzwachstum mit bereits teilweise ausgebildeten Kristallkanten (WP 2) (Probe 24 der Sophienhöhle).

F: Quarzwachstum und Karbonate



Abb. 98: Probe 32 der Sophienhöhle.

Wachstumsphase 3: Ausbildung erkennbarer Subkristalle.

Wachstumsstreifen sind für die Prismenflächen der Quarze charakteristisch. Das Beispiel in nebenstehender Abbildung ist hingegen wohl das Resultat von (kurzzeitigen) Wachstumsunterbrechungen.

Stufenförmiges Wachstum (Pfeil) ist für Prismenflächen untypisch und resultiert aus Wachstumsunterbrechungen.





Abb. 99: Probe 31 der Sophienhöhle.

Das Höhlenmuttergestein (Dolomit des Weißjura Deltas/Mittlere Kimmeridge-Schichten) wird infolge minimaler Lösung entlang der Ecken und Kanten aufgelockert.

Infolge der Schwächung des Kornverbandes "sanden" die einzelnen Dolomitrhomboeder ab (MENCKHOFF 2006). Der Lokalname für derartige Sedimente ist Dolomitasche.



Im Gegensatz zu der Dolomitasche (Abb. 99), die morphologisch ein gänzlich anderes Erscheinungsbild besitzt, handelt es sich hier um Kalziumkarbonat (EDX-Analyse) eines Sinterbruchstückes.

Bei dem gehäuften Auftreten in dieser Probe und dem wasserklaren Erscheinungsbild ist von einer authigenen Bildung auszugehen.

97

Abb. 100: Probe 30 der Sophienhöhle.

Zweite Abteilung der Sophienhöhle

Anhand völlig intakter Quarzflächen (Abb. 104, aber auch Abb. 102) ist nachweisbar, dass sich das Quarzwachstum in situ in der Höhle ereignete. Das Quarzwachstum zu einem gestreiften Erscheinungsbild (Abb. 111) führen kann, um dann in gänzlich in geschlossene Flächenareale überzugehen, zeigt Abb. 87. Auf diesen Wachstumsflächen verlaufen chattermark trails (Abb. 112). Folglich hat sich nach dem Wachstum – zwar sehr lokal, aber dennoch durch diese Strukturen nachweisbar – Umlagerung ereignet, ohne einen sonstigen Einfluss auf die Oberfläche auszuüben.

Quarze mit einer nahezu perfekt polierten Oberfläche (Abb. 110) sind makroskopisch augenfällig. Die Politur wird von BRAND (2006a) für die Binghöhle durch eine ständige polierende Wirkung von feinen Sedimenten, die als Schleifmittel fungieren, erklärt. Erst das ständige schleifen in einem Kleinkolk, angetrieben durch von der Höhlendecke abtropfende Wässer, ermöglicht einen derartig hohen Grad der Politur. Eine polierte Oberfläche kann nur in Kombination mit einem langanhaltenden Wassereintrag – wie z. B. der "Millionär" (Abb. 101a) der zweiten Abteilung dokumentiert – erzeugt werden. Bei fehlendem Wassereintrag ist die notwendige dauerhafte Bewegung, die zwingend notwendig für die Oberflächenpolitur ist, nicht zu gewährleisten. Alle Quarze der Probe 22 (Abb. der Seiten 100 und 101) sind aus einem Kleinkolk entnommen worden, so dass der Bildungsort eindeutig bestimmt werden kann.





Abb. 101a+b: Der imposante Stalagmit "Millionär", der seinen Namen aufgrund einer allzu optimistischen Alterseinschätzung erhalten hat, verdeutlicht erheblichen Wassereintrag. b) Sinterfahne der zweiten Abteilung.

A: Authigenes Quarzwachstum



Abb. 102: Probe 25 der Sophienhöhle.

In-situ-Wachstum auf einem Sandkorn. Die einzelnen Wachstumszonen haben sich im Zentrum zu einer geschlossenen Fläche vereinigt.

Dies ist im Vergleich zu Abb. 96 eine fortgeschrittene Phase des Quarzwachstums: es haben sich bereits Kristallkanten gebildet.





Abb. 103: Probe 23 der Sophienhöhle.

Wachstumsphase 2 mit teilweise noch vorhandenen Störstellen (durch Fremdmaterial?). Andere Bereiche sind schon gänzlich geschlossen (x).

WP 2.



Abb. 104: Probe 21 der Sophienhöhle.

Übergang von Wachstumsphase 2 zu 3.

In-situ-Wachstum mit geometrisch begrenzten Flächen, wobei die Ecken und Kanten zwischen den einzelnen Flächenarealen keinerlei Abrasion (chemisch oder mechanisch) erführen (Pfeil).

Dies zeigt, dass nach der Bildung der entsprechenden Flächen keine Umlagerung oder chemische Lösung stattgefunden hat.

WP 2-3.

B: mechanische Abrasion (in situ in einem Kleinkolk)



Abb. 105: Probe 22 der Sophienhöhle.

Frühphase der polierten Quarzoberfläche, die zeitlich und in Ausbildung an den Quarz in Abb. 89 erinnert.

Die prä-polierte Quarzoberfläche, die in den Depressionen erhalten ist, langt für eine Merkmalsidentifikation nicht mehr aus.



Einige Kratzer, die in Linien angeordnet sind, befinden sich noch auf der Quarzoberfläche. Diese entstehen durch gleitenden Kontakt mit eckigen Klasten.

Abb. 106: Probe 22 der Sophienhöhle.



Der obigen Abb. 106 entsprechenden Kratzer sind ebenfalls auf diesem Quarz zu finden. Diese sind deutlich frischer (jünger bzw. noch tiefer).

Erst nach der Erhöhung des Rundungsgrades aller Klasten werden solche tiefen Kratzer nicht mehr erzeugt.

Abb. 107: Probe 22 der Sophienhöhle.

B: mechanische Abrasion II



Neben der Politur weiter Bereiche sind hier noch einige Vertiefungen zu sehen, die von der Politur nur z. T. erfasst sind. Bei einem derartig hohen Grad der Oberflächenpolitur werden alle vorherig aufgeprägten Mikrostrukturen zwangsläufig entfernt und stehen für eine Faziesanalyse nicht mehr zur Verfügung.

Abb. 108: Probe 22 der Sophienhöhle.



Linienförmige Kratzer, die durch das Aneinanderschrammen scharfkanntiger Körnern erzeugt werden.

Abb. 109: Probe 22 der Sophienhöhle.



Abb. 110: Probe 22 der Sophienhöhle.

Die angedeutete Politur der Abb. 89 ist deutlich weiter fortgeschritten.

In der feinkörnigen Matrix des Höhlenlehms sind die Quarze der Probe 22 durch ständige Bewegung in einem Kleinkolk durch abtropfendes Wasser in Bewegung gehalten worden.

Erst durch diese anhaltende, ständige Bewegung kann ein derartiger Grad von Oberflächenpolitur erreicht werden.

C: Spezialfälle



Gestreiftes Wachstum auf einem Quarz.

In weiten Bereichen hat das Wachstum zur Ausbildung geschlossener Flächenarealen geführt (vgl. Abb. 87).

Abb. 111: Probe 21 der Sophienhöhle.



Vergrößerter Ausschnitt aus Abb. 111. Der Pfeil in beiden Abbildungen markiert den gleichen Bereich (trigonale Vertiefung). Erst bei dieser Vergrößerungsstufe werden chattermark trails sichtbar (Ellipse). Da sich diese auf der entsprechenden Wachstumsfläche befinden, muss von einem nachträglichen Transport bzw. Umlage-

rung ausgegangen werden.

Abb. 112: Probe 21 der Sophienhöhle.



Mehrere Dolomitrhomboeder sind (noch) zu einem Aggregat verbunden. Durch weitere Lösung entstehen einzelne Rhomboeder (Abb. 99).

Abb. 113: Probe 25 der Sophienhöhle.

Dritte Abteilung der Sophienhöhle

In der dritten Abteilung, die eine der größten Höhlenräume der Fränkischen Schweiz darstellt, wird die Versinterung spärlich; dennoch ist vereinzelt, wie z. B. durch die Sinterfahne "Kanzel mit Madonna", noch Tropfsteinbildung zu beobachten. Auch auf den von der Decke gestürzten Blöcken sind schon erste Sinterbildungen zu erkennen. Diese Sinter verdeutlichen, dass sich der Versturz schon vor langer Zeit ereignet hat. Die gesamten Höhlensedimente sind trotz fehlender großflächiger Sinter (Wassereintrag) gänzlich durchfeuchtet.

Nahezu alle Quarze aus der Sandschicht der Probe 6 (Abb. 114) besitzen einen Überzug aus amorpher Substanz (Si>>Al>Fe>Mg>Ca≅K), die die vorherigen Mikrostrukturen leicht (Abb. 126) oder nahezu gänzlich (Abb. 116) verdecken. Da unter dieser Kruste deutliches Quarzwachstum zu beobachten ist, muss davon ausgegangen werden, dass sich erst nach der Bildung der Quarzkristalle die geochemischen Bedingungen derart verändert haben, dass sich ein amorpher Überzug über die Quarzoberflächen gelegt hat.

Trotz heutig fehlenden Wassermengen (abtropfendes Wasser von der Höhlendecke), die Zutritt zu dem Höhlenabschnitt haben, sind Quarze mit nahezu gänzlich polierter Oberfläche (Abb. 129) oder exponierten Wachstumsbereichen (Abb. 131) vorzufinden. Dies lässt zwei Erklärungsmodelle zu:

- die gut polierten Quarze stammen aus einem der beiden vorderen Höhlenabschnitte oder
- ehemals hatte mehr Wasser Zutritt zu dem dritten Höhlenabschnitt und weitere Sedimente und Sinter (samt Kolke) sind heute unter den verstürzten Blöcken und dem Höhlenlehm des Bodens verborgen oder sind während der Verstürze umgelagert worden.

Quarzwachstum tritt ebenso auf (Abb. 128), wie mechanisch abradierte (abgerollte) Formen (Abb. 123). Selten wurden beide Mikrostrukturen auf dem gleichen Korn gefunden (Abb. 124). Damit ist ein zeitlicher Ablauf nachweisbar: Wachstum außerhalb der Sophienhöhle, Umlagerung (abrasiver Transport) in die Höhle und nachfolgendes In-situ-Wachstum. Beides ist auf ein und demselben Klast nachweisbar.

A: Amorphe Überzüge/Krusten



Im unteren Teil des Fotos ist die ca. 3 cm mächtige Sandschicht zu sehen, aus der die Quarze der Probe 6 stammen, die allesamt von amorphen Krusten bedeckt sind (Abb. der S. 104 und 105).

Die amorphen Krusten treten in dieser Sandschicht in einer lokal auffälligen Häufigkeit auf.

Abb. 114: Sandschicht der Probe 6.



Abb. 115: Probe 6 der Sophienhöhle.

Auf dieser Seite befinden sich Quarze mit mattierten Oberflächen.

In diesem Fall wird die Mattierung nicht durch submikroskopische Quarzkristalle hervorgerufen, sondern durch einen dünnen amorphen Überzug.

Unter der amorphen Ausfällung sind noch hypidiomorphe Quarzkristalle ersichtlich. Eine evtl. Rundung der Ecken und Kanten durch chemische oder mechanische Abrasion kann aufgrund des amorphen Überzuges nicht mehr identifiziert werden.



Muschelige Bruchstelle die durch amorphe Ausfällungen verhüllt, aber dennoch klar erkennbar ist.

Abb. 116: Probe 6 der Sophienhöhle.

B: Spezialfälle (Lösung)



In dem Quarz, der ebenfalls von einem amorphen Überzug bedeckt ist, saßen leistenförmige Minerale (wahrscheinlich Apatit). Diese sind infolge der chemischen Verwitterung oder mechanischen Verwitterung entfernt worden. Lediglich in dem markierten Bereich (Pfeil) ist das Gastmineral noch erhalten.

Abb. 117: Probe 6 der Sophienhöhle.



Der mittlere Bereich ist stark von Lösung gekennzeichnet. Die ehemaligen streng trigonal begrenzten Wachstumsflächen sind infolge von Lösung verrundet worden (Pfeil).

Abb. 118: Probe 6 der Sophienhöhle.



Die erhabenen Bereiche sind bis zur Politur geglättet (x). Entlang von suturierten Kleinkorngrenzen (Pfeil) sind Lösungsspuren zu beobachten (s. RIES & MENCKHOFF 2008).

Abb. 119: Probe 6 der Sophienhöhle.

C: Quarzwachstum der Wachstumsphase 1



Abb. 120: Probe 5 der Sophienhöhle.

Mattierte Oberfläche eines Quarzes, die im Gegensatz zu dem in Abb. 117 nicht durch amorphe Ausfällungen, sondern durch Quarzwachstum hervorgerufen wird.

Der Pfeil markiert den vergrößerten Ausschnitt der Abb. 121.





Abb. 121: Probe 5 der Sophienhöhle.

Vergrößerter Ausschnitt aus Abb. 120.

Entlang dieser halbmondförmigen Depression haben sich einige kleinere, geschlossene Quarzflächen (Pfeile) ausgebildet (vgl. Abb. 88a+b).

WP 1.



Abb. 122: Probe 1 der Sophienhöhle.

Endstadium der Wachstumsphase 1, das zur Mattierung führt. Hier sind schon bei niedrigerer Vergrößerungsstufe geschlossene Flächenareale (Pfeile) ersichtlich.

D: Abgerolltes Wachstum



Transportbedingt, mechanisch abradierte Wachstumsfläche (lobate texture).

Abb. 123: Probe 1 der Sophienhöhle.



Abb. 124: Probe 12 der Sophienhöhle.

Die gerundeten Hügel sind charakteristisch für abradierte ehemalige Wachstumsflächen (vgl. Abb. 123).

Auf und besonders zwischen den gerundeten Hügeln (x) ist eine jüngere Quarzgeneration aufgewachsen (Pfeil), die bereits lokal die WP 2 erreicht hat (Ellipse).



Mechanisch abradierte Wachstumsfläche, die von einer jüngeren Generation amorpher Ausfällungen bedeckt ist.

Wechselnde Mächtigkeiten der Ausfällungen ermöglichen eine sichere Bestimmung dieser Mikrostruktur (x).

Abb. 125: Probe 6 der Sophienhöhle.

E: Authigenes Quarzwachstum



Beispiel für stark unterschiedliche Fällungsbedingungen Analog zu Abb. 125 zeigt dieses Bild auch wechselnde Mächtigkeiten bzw. Fehlen von amorphen Ausfällungen (Pfeile) auf in situ gebildeten Quarzkristallen. Bei weiter fortgeführter Ausfällung von amorpher Substanz wäre das Erscheinungsbild der Abb. 115 erreicht worden.

Abb. 126: Probe 6 der Sophienhöhle.



Abb. 127: Probe 5 der Sophienhöhle.



Abb. 128: Probe 12 der Sophienhöhle.

Wachstumsphase 2.

Noch nicht gänzlich geschlossene Wachstumsfläche mit mehreren trigonalen Vertiefungen nach TIETZ (1987), die sich bei relativ hoher Siliziumkonzentration gebildet hat (TIETZ 2007).

WP 2.

transportbedingte Die raue Kornoberfläche wird durch eine mehr oder weniger geschlossene Wachstumsfläche verdeckt. Die noch nicht gänzlich geschlossene Fläche zeigt hier untypischerweise einen rhombischen Querschnitt. Dieses ist nicht wie die trigonalen Vertiefungen im Kristallgitter begründet. Wachstumsunterbrechungen und unterschiedliche Ausgangspunkte des erneuten Wachstums, oder auch bei der Präparation entfernter Feindetritus erklären solche Vertiefungen.

WP 2.

E: Polierte Klasten (mechanische Abrasion)



Mehr oder weniger gut polierte Quarzoberfläche. Lediglich die Vertiefungen (Pfeil) sind von der Politur ausgenommen.

Abb. 129: Probe 12 der Sophienhöhle.



Analog zu dem Quarz Abb. 129 sind hier ebenfalls nur die erhabenen Bereiche von der Politur betroffen.

Abb. 130: Probe 1 der Sophienhöhle.



Die ehemaligen Wachstumsflächen zeigen deutliche Politur. Besonders davon betroffen sind die Kristallkanten. Erst bei hohen Vergrößerungen sind polierte Kanten von angelösten Kanten klar zu unterscheiden – aber kaum befriedigend abbildbar.

Abb. 131: Probe 2 der Sophienhöhle.

Vierte Abteilung der Sophienhöhle

Die Quarze dieses Hohlenabschnitts zeigen sowohl mechanische (Abb. 137) als auch chemische Abrasion (Abb. 140). Infolge von chemischen Oberflächenveränderungen hat sich Mattierung der Quarze eingestellt. Dieses geschah auf zwei unterschiedliche Weisen: es haben sich a) einzelne kleine Subkristalle gebildet, an denen sich das Licht bricht und zerstreut wird (Abb. 134) und b) durch kugelförmige amorphe Ausfällungen, die sich auf der Quarzoberfläche gebildet haben (Abb. 147). Im Gegensatz zu dem Wachstum, das auf der Oberfläche auf- bzw. anwächst, sitzen die amorphen Ausfällungen lediglich auf den Quarzen ohne feste Verbindung zum eigentlichen Quarzgitter auf. Weitere chemische Veränderungen sind durch die Bildung gänzlich intakter Kristallkanten, die nur in situ gebildet worden sein können (Abb. 143), wie auch durch Quarzlösung (Abb. 150) dokumentiert.

Daneben tritt auch eine Politur auf (Abb. 148), die aber nur die erhabenen Flächen betrifft. Der Grad der Politur der zweiten Abteilung wird nicht erreicht. Unter der Annahme, dass derartige Politur an Kleinkolke mit erhöhtem Wassereintrag gebunden ist, muss davon ausgegangen werden, dass diese nicht rezent in diesem Höhlenabschnitt erfolgt sein kann. Das Fehlen jeglicher Tropfsteine schließt die Möglichkeit einer dauerhaften Bewegung infolge abtropfender Höhlenwässer aus (Abb. 132a). Vergleichbar ist die Politur mit dem Stadium der rezenten Bildung (Abb. 89) hinter der "Orientalischen Stadt".

Die fehlende Schichtung (Abb. 132b) zeigt in diesem Höhlenabschnitt eine durchgehende gute Durchmischung des Höhlenlehms an. Auch in den vorderen Abschnitten ist – mit den gezeigten Ausnahmen – kaum ungestörte natürliche Lagerung (Schichtung) anzutreffen.



Abb. 132a+b: Zwei beprobte Bereiche im vierten Abschnitt der Sophienhöhle. a) zeigt die Örtlichkeit der Probe 16 samt sinterfreier Höhlendecke, b) die der Proben 19 und 20.

A: Quarzwachstum der Phase 2



Mattierte Quarzoberfläche die durch kleine subidiomorphe Quarzkristalle, die auf der Oberfläche aufwachsen, erzeugt wird.

Abb. 133: Probe 9 der Sophienhöhle.



Vergrößerter Ausschnitt aus der obigen Abbildung. Der in der unteren Ecke aufliegende Feindetritus ist in Abb. 133 durch den Pfeil markiert.

Vereinzelte hypidiomorph ausgebildete Quarzkristalle sind zu geschlossenen Flächen herangewachsen (Pfeile).

Abb. 134: Probe 9 der Sophienhöhle.



Analog zu Abb. 122 ist ein fortgeschrittenes Stadium in der Entwicklung der Mattierung eingefroren.

Eindeutig ist die Genese, die hier zur Mattierung führt, eine gänzlich andere als die amorphen Ausfällungen der Seite 105.

Abb. 135: Probe 13 der Sophienhöhle.



Spätphase des abgerollten Wachstums. Vergrößerter Ausschnitt ist der Abb. 137 zu entnehmen.

Abb. 136: Probe 9 der Sophienhöhle.



Die Hügel der ehemaligen Kristallindividuen sind im Gegensatz zu denen in Abb. 124 weitgehend durch Abrasion eingerumpft.

Abb. 137: Probe 9 der Sophienhöhle.



In diesem Fall betrifft das abgerollte Wachstum nicht nur einzelne ehemalige Kristallindividuen, sondern auch geschlossene größere Flächen (x), die vorherig wie die in Abb. 102 oder Abb. 142 ausgesehen haben könnten.

Kennzeichnend ist, dass die ehemalig ebenen Wachstumsfläche verrundet/gewölbt wurde.

Abb. 138: Probe 18 der Sophienhöhle.

C: In-situ-Veränderungen an muscheligen Brüchen



Muscheliger Bruch, der einen Großteil des Korns einnimmt.

Abb. 139: Probe 16 der Sophienhöhle.



Die Vergrößerung zeigt, dass die vormalig scharfkantige Bruchfläche durch Lösung überprägt wurde (Rundung, Pfeil).

Abb. 140: Probe 16 der Sophienhöhle.



Abb. 141a+b: Quarzscherbe, die durch Lösung zu einer deutlich verrundeten (Pfeile in b]) muscheligen Bruchstelle umgestaltet wurde (Probe 18 der Sophienhöhle).

D: Wachstumsphasen



Abb. 142: Probe 9 der Sophienhöhle.

Wachstumsflächen mit trigonalen Vertiefungen (Pfeil), die bei weiterem Wachstum zu gänzlich geschlossenen Flächen umgewandelt werden (s. z. B. Abb. 127).

WP 2 (Frühstadium).



Abb. 143: Probe 17 der Sophienhöhle.

Deutliches Quarzwachstum mit völlig intakten Kristallflächen und -kanten. Diese Unversehrtheit schließt nachträgliche Lösung oder mechanische Einflüsse selbst infolge lokaler Umlagerung aus.

WP 3.



Abb. 144: Probe 17 der Sophienhöhle.

Quarzkorn, das gänzlich von neu gebildetem Quarz verhüllt ist. Bei so massivem Quarzwachstum ist eine Verhüllung sämtlicher vorherig aufgeprägter Mikrostrukturen unausweichlich. Die Unversehrtheit der Wachstumsflächen ist analog zu der obigen Bildbeschriftung zu interpretieren.

WP 4 (extrem selten).

E: Kugelförmige Ausfällungen auf Wachstumsflächen



Abb. 145: Probe 10 der Sophienhöhle.

Die trigonalen Vertiefungen deuten auf eine ehemalige Wachstumsfläche des Quarzes hin. Diese ist entweder durch mechanische oder chemische Abrasion modifiziert worden. Wahrscheinlich handelt es sich hier um eine Kombination beider Faktoren.



Abb. 146: Probe 14 der Sophienhöhle.

WP 2.

Auf den neugebildeten Quarzflächen (in situ) sitzt eine jüngere Generation von amorphen Ausfällungen auf.

WP 3 (Frühstadium).



Abb. 147: Probe 14 der Sophienhöhle.

Die Vergrößerung zeigt, dass auf den makellosen Quarzflächen kugelförmige amorphe Ausfällungen aufsitzen.

Bei gesteigertem Auftreten solcher Ausfällungen kann die Oberfläche matt erscheinen.

WP 3 (Frühstadium).

F: Überprägtes In-situ-Wachstum



Mehr oder weniger gute Politur der erhabenen Quarzflächen.

Abb. 148: Probe 10 der Sophienhöhle.



Ehemalige Wachstumsfläche mit lösungsbedingter Oberflächenveränderung (siehe Vergrößerung in Abb. 150).

Abb. 149: Probe 13 der Sophienhöhle.



Vergrößerter Ausschnitt aus Abb. 149 der verdeutlicht, dass trigonale Vertiefungen – die typisch für Wachstumsflächen sind – infolge der chemischen Verwitterung angelöst wurden (verwaschene Kanten).

Bevor die Lösung die Wachstumsflächen (WP 2) verrundet hat, muss von einem ähnlichen Erscheinungsbild wie in Abb. 142 auf weiten Teilen des Kornes ausgegangen werden.

Abb. 150: Probe 13 der Sophienhöhle.

4.5.4 Zusammenfassende Betrachtung

Im gesamten Höhlensystem sind ähnlich ausgebildete Mikrostrukturen vorzufinden. Als einzige Ausnahme lassen sich die polierten Oberflächen, die wohl auch die jüngste Oberflächenveränderung der Quarze darstellt, anführen. Diese sind eindeutig an Kleinkolke bzw. Taschen mit feinkörniger Sedimentfüllung und abtropfenden Höhlenwässern gebunden.

Alle weiteren Mikrostrukturen kommen in den jeweiligen Höhlenabschnitten mehr oder weniger häufig vor, ohne aber ein spezielles Verteilungsmuster oder auffällige Häufungen zu besitzen. Nur die Mattierung der Probe 6 (Sandschicht bzw. -linse, siehe Abb. 114), die durch amorphe Ausfällungen erzeugt wird, kommt derartig häufig nur in dieser Schicht vor. Als Erklärung könnte der erhöhte Porenraum, der im Gegensatz zu dem sonstigen Höhlenlehm steht, von Bedeutung sein. Die größeren Poren (Korngröße generell im Sandbereich) steht im Gegensatz zu den darunter- und darüberliegenden Schichten mit dem weiten Korngrößenspektrum des "normalen Höhlenlehms" (geringere Porosität und Permeabilität). Ggf. änderten sich die geochemischen Bedingungen (Ionenfracht). Neben amorphen Überzügen ist auch deutliche Lösung ganzer Flächenareale (Abb. 118) oder bevorzugt entlang von Kleinkorngrenzen zu beobachten (Abb. 119). Die Ausfällungen (Überzüge, Krusten) sind z. T. so dünnschichtig, dass alle wesentlichen Mikrostrukturen, die in diesem Höhlensystem auftreten, zu erkennen sind (siehe Seite 103f). Folglich ist davon auszugehen, dass die amorphen Uberzüge eine relativ junge Bildung darstellen, gegebenenfalls, sofern diese gering ausgebildet sind (Abb. 147), sogar nacheiszeitlich. Die zeitliche Abfolge Quarzwachstum mit nachfolgender Fällung von amorphem Material (EDX-Analyse: Si>>Fe≥Al>K>Mg oder Si>>Al>Fe>Mg) verdeutlicht anschaulich und zweifelsfrei die Abb. 126.

In der guten Durchmischung der Höhlensedimente, die in Abb. 132a+b ersichtlich wird, ist ein Grund, warum durchgängig in allen fünf Höhlenabschnitten ein ähnliches Spektrum an Mikrostrukturen vorzufinden ist.

Die Quarze der Sophienhöhle zeigen folgende Mikrostrukturen:

- Wachstum (Flächen, Mikro-Kristallstufen, kleine subidiomorphe Kristallindividuen),
- Politur von Kanten, erhabener Bereiche und des gesamten Korns,
- Muscheligen Bruch,
- Abgerolltes Wachstum (lobate texture und umgestaltete trigonale Vertiefungen),

- Quarzlösung auf muscheligen Bruchflächen, Wachstumsflächen und entlang von Kleinkorngrenzen (RIES & MENCKHOFF 2008),
- Risse z. T. verheilt durch neu beginnendes Quarzwachstum,
- Amorphe Krusten (massiv) und Überzüge (deutlich geringmächtiger) oder lediglich vereinzelte "Kügelchen" (Abb. 147).

5 Ergebnisse und Diskussion

Ablagerungsräume, die kaum gegensätzlicher sein können, glazigen und tropisch, können vergleichbare Quarzoberflächen hervorrufen. In beiden Ablagerungsräumen kommen häufig zerbrochene Quarze vor, die muscheligen Bruch zeigen (u. a. VALE-TON 1967 und MAHANEY 2002) (Abb. 151). Daneben treten in beiden Ablagerungsräumen auch "chattermark trails" auf (FOLK 1975, BULL et al. 1980 und PETERKNECHT & TIETZ 2006b, 2008), die aber weit weniger prägnant sind und meist nur mittels REM sichtbar werden.

Eckige, splitterige Quarze sind hingegen schon makroskopisch oder mittels Auflichtmikroskopie augenfällig. REM-Analysen ermöglichen eine detailliertere Oberflächenanalyse (u. a. KRINSLEY & TAKAHASHI 1962b, MARGOLIS & KENNETT 1970, 1971, KRINS-LEY & DOORNKAMP 1973, TREWIN 1996, HELLAND et al. 1997 und MAHANEY 2002). Die so gewonnenen Erkenntnisse über glazigene Ablagerungen sind durch In-situ-Beobachtungen von HART (2006) und ROSE & HART (2008) bestätigt worden.

Muscheliger Bruch kann ebenfalls durch intensive mechanische Einflüsse während des Transportes (oder der Umlagerung) entstehen. Beschrieben ist muscheliger Bruch für hochenergetische Strände (MARGOLIS & KENNETT 1971), turbulenten (glazi-)fluviatilen Transport (MENCKHOFF & TIETZ 2006), äolischen Transport (KASPER-ZUBILLAGA et al. 2005) oder infolge mechanisch-tektonischer Beanspruchung (KANAORI 1985); auch die Erzeugung muscheliger Bruchflächen als Folge anthropogener Einflüsse wird nicht ausgeschlossen (ROBERTS et al. 1988).



Abb. 151: Abrasions-/Erosionszyklus nach ROSE & HART (2008). Im linken Bereich führt der mechanische Einfluss zum Zerbrechen des Korns, im rechten zur Rundung. Das Zerreiben (linker Bereich) erzeugt scharfkantige, splitterige Quarze und findet bevorzugt im glazigenen Bereich statt.

Auf die sprengende Wirkung von kristallisierenden Sekundärmineralen in einem (sub-)tropischem Environment wurde bereits hingewiesen (u. a. VALETON 1967 und SCHNÜTGEN & SPÄTH 1983).

Durch gleichzeitiges Auftreten von muscheligem Bruch und unverändertem (nicht alteriertem) In-situ-Wachstum (s. Abschn. 5.1) kann ein glazigener Ablagerungsraum jedoch ausgeschlossen werden. Quarzwachstum (overgrowth) ist nach MARGOLIS & KENNETT (1971) bei Flußsanden zu beobachten. Dieses Wachstum ist aber nicht in situ entstanden, sondern zeigt die Widerstandsfähigkeit des Quarzes gegen mechanische, fluviatile Abrasion an (MARGOLIS & KENNETT 1971). Lediglich im (sub-)tropischen Ablagerungsraum können beide Mikrostrukturen (Wachstum und frischer muscheliger Bruch) gemeinsam (nebeneinander) gebildet werden.

Folglich kann allein muscheliger Bruch – sofern nicht ein Großteil der Quarze eckig und infolge mechanischer Belastung zerkleinert sind – keine befriedigende Bestimmung des Transportregimes und die Aussage »glazigener Ablagerungsraum« gewährleisten (vgl. hierzu BROWN 1973). Ohnehin ist es schwierig, lediglich aus einer oder einigen wenigen Mikrostrukturen eine sichere Zuordnung zum Transportregime oder Ablagerungsraum zu gewährleisten (u. a. MANKER & PONDER 1978 und TREWIN 1996).

5.1 Quarzwachstum und -lösung im tropischen Environment

Dass sich unter tropischen Bedingungen Quarze gänzlich auflösen können, wurde u. a. von VALETON (1988) beschrieben. Auch Quarzwachstum ist mit diesem Ablagerungsraum assoziiert (TIETZ 1987).

Die direkte Bildung von Quarz aus Monokieselsäure, wie sie RYKART (1995) für hydrothermale Bedingungen beschreibt, kann im sedimentären Milieu (chemische Verwitterung, Bodenbildung) ausgeschlossen werden. Aus diesem Grund wurde die Bedeutung amorpher Krusten, die als "Zwischenpuffer" für Kieselsäure fungieren, hervorgehoben (MENCKHOFF & TIETZ 2006 und TIETZ 2007). Eine Theorie, die sich mit Beobachtungen von ESWARAN & STOOPS (1979) deckt. Bei Untersuchungen von tropischen Böden durch ESWARAN (in ESWARAN & STOOPS 1979) hat sich gezeigt, das Quarzwachstum immer mit amorphen Al-Silikaten und Silikatgelen in einem Bodenhorizont assoziiert ist. Diese amorphen Krusten/Silikatvorstufen stellen gewöhnlich Hydroxide dar, ihre Struktur (wolkig, blumenkohlartig) wird erst mittels TEM sichtbar (EGGLETON 1987). Derartige amorphe Silikatvorstufen sind nacheiszeitlich von GIMÉNEZ & JARITZ (1966) in Skandinavien nachgewiesen worden. Diese Silikatvorstufen sind mengenmäßig nicht so bedeutend wie amorphe Krusten, die sich infolge chemischer Verwitterung bilden. Nur die letztgenannten Krusten können ausreichend Kieselsäure für das Quarzwachstum im Verwitterungshorizont bereitstellen (MENCKHOFF & TIETZ 2006 und TIETZ 2007).

Massive Quarzlösung kann trotz lösungsbeschleunigender Faktoren wie Organik (BENNETT & SIEGEL 1987) oder Metallionen (u. a. DOVE & NIX 1997; Fe wirkt nach ILER [1979] auch bei niedrigen pH-Werten) in Mitteleuropa unter gemäßigt-humiden Klimabedingungen i. d. R. rezent nicht beobachtet werden. So zeigt sich trotz exponierter Lage und guter Drainage an podsolierten Flugsanden spät- bis postglazial keine signifikante Quarzlösung (MENCKHOFF 2008).

Nach TIETZ (2007) erfolgt keine Quarzlösung weit unterhalb einer Jahresmitteltemperatur von 18°C; SLEEP & HESSLER (2006) beschreiben Quarzlösung in einem Temperaturregim um 25°C. So ist gewöhnlich bei Dünensanden an Küsten und aus dem Periglazialgebiet kaum Lösung zu beobachten (MARGOLIS & KRINSLEY 1974). Selbst in Lössböden ist nacheiszeitlich Lösung vom Quarz selten (GLASOW 2000). Ferner kann sich Lösung niemals während des aktiven Transportes ereignen (MENCK-HOFF & TIETZ 2006).

MACKENZIE & GEES (1971) beschrieben bei Zimmertemperatur authigenes Quarzwachstum direkt aus Meerwasser. Dies wird von RIMSTIDT (1997: 2556) angezweifelt; da eine chemische Analyse von MACKENZIE & GEES (1971) mittels EDX nicht durchgeführt wurde, kann die Zugehörigkeit der authigenen Bildung zur salinaren Ausscheidungsfolge nicht ausgeschlossen werden.

Massive Quarzlösung und/oder In-situ-Wachstum kann nur in einem (sub-)tropischen Ablagerungsraum erfolgen. In Kombination mit auftretenden Quarzscherben (durch kristallisierende Sekundärminerale abgesprengte Flächenareale) kann dieser Ablagerungsraum (s. o.) verifiziert und mit großer Sicherheit, alleinig durch Quarzkorn-Oberflächenanalyse, gegen den glazigenen Ablagerungsraum abgegrenzt werden.

5.2 Klastische Höhlensedimente (Sophienhöhle)

Das Fehlen von Feldspäten gibt einen Hinweis darauf, dass die eingebrachten Sedimente aus einem bereits intensiv-chemisch verwitterten Sedimentpaket stammen – also bereits vor dem Eintrag in der Höhle verwittert waren (vgl. TIETZ et al. 2002). Die in dem Höhlenlehm vorhandenen, verwitterungsbedingten Eisenkrusten (Abb. 152a+b) bestätigen diese Vermutung.

Feldspäte kommen folglich nicht als Siliziumquelle für das In-situ-Quarzwachstum in Frage. Im Fall der Sophienhöhle können Phyllosilikate (Tonfraktion), die reichhaltig im Höhlenlehm vorhanden sind, die notwendige Kieselsäure für das Quarzwachstum liefern. Gewöhnlich ist die Migration der Kieselsäure – trotz der theoretischen Möglichkeit – in der Natur nur gering (WALKER 1960). So beschreiben auch VEERHOFF & BRÜMMER (1993) nur eine geringe vertikale Verlagerung von Kieselsäure in Bodenprofilen, so dass rezent Eintrag von Kieselsäure durch Sinter- bzw. Sickerwässer in die Höhle ausgeschlossen werden kann.



Abb. 152a+b: Eisenkruste der Probe 6. a) REM-Aufnahme b) EDX-Flächenanalyse, Elementverteilung [Atom-%].

5.2.1 Einfluss des pH-Wertes

Quarzwachstum und -lösung sind typische Veränderungen der chemischen Verwitterung. Quarzwachstum wird folgendermaßen gesteuert: amorphe Krusten fungieren zuerst als eine Art "Magnet" (HARDER 1965 und HARDER & FLEHMIG 1970) und später als "Zwischenpuffer", der Kieselsäure durch Diffusion über Konzentrationsunterschiede langsam an das wachsende Quarzkorn abgibt (Abb. 18). Da sowohl die Löslichkeit der Kieselsäure (ALEXANDER et al. 1954), als auch die Umwandlung von amorpher Kieselsäure (metastabile Phase nach SIEVER [1962]) zur stabilen kristallinen Phase (Tiefquarz) unter basischen Bedingungen beschleunigt werden (HEYDEMANN 1964), kann dieser Prozess in sehr geringem Umfang auch bei niedrigeren Jahresmitteltemperaturen ablaufen (vgl. hierzu GLASOW 2000). Dieses Quarzwachstum kann aber nur erfolgen, wenn leicht lösliche Siliziummodifikationen (Opal, amorph) in ausreichender Menge vorhanden sind, basische Bedingungen (> pH 8,5; etwa in Salzböden [Solonetz, Solonchak i. w. S.]) herrschen und Kristallisationskeime für weitere Anlagerung bereitstehen.

Für eine direkte Quarzbildung aus Lösung ohne bereitgestellten Kristallisationskeim (detritischer Quarz) müsste die notwendige Übersättigung sehr hoch sein und den metastabilen OSTWALD-MIERS-Bereich überschreiten, was unter sedimentären Bedingungen unwahrscheinlich ist.

So erfolgt bei erhöhten Jahresmitteltemperaturen am Persischen Golf nach CHAFETZ & ZHANG (1998) in einem karbonatischen Milieu massives Quarzwachstum unter nahezu den Druck- und Temperaturbedingungen der Erdoberfläche während der Frühphase der Diagenese. Hierfür müssen im Bereich des Karbonatpuffers keine voll-tropischen Bedingungen vorherrschen. Nach der Einteilung von TROLL & PAF-FEN (1964) befindet sich das Arbeitsgebiet von CHAFETZ & ZHANG (1998) in der warmgemäßigten Zone (IV⁵, Wüstenklima, Subtropen i. w. S.). Nach der KÖPPEN-GEI-GER-Klassifikation, aktualisiert durch KOTTEK et al. (2006) und PEEL et al. (2007), liegt die Arabische Halbinsel in der ariden Klimazone (heiße Wüste, BWh). Die Jahresmitteltemperatur beträgt hier z. Z. etwa 26°C.

In Verwitterungsprofilen sind die limitierenden Faktoren bei Jahresmitteltemperaturen unterhalb 18°C: niedrige Löslichkeit für Quarz, häufige Niederschläge mit geringen Volumina, kaum ein Zeitrahmen für Gleichgewichtseinstellung (zeitlich kurze Nass- und Trockenphasen), sehr geringe Ionenbeweglichkeit innerhalb der Lösung.

All diese Unterschiede gegenüber tropischen Verhältnissen können durch sehr seltene pH-Werte über 8,0-8,5 nur in geringem Umfang und in sehr lokalen Bereichen kompensiert werden. Grundvoraussetzung hierfür sind leicht lösliche SiO₂-Modifikationen (Schalenbruchstücke aus Opal, amorphe Kieselsäure) und ein Kristallisationskeim (detritischer Quarz).

Auch Alkali- und Erdalkalimetalle (u. a. Mg, Ca) erhöhen, zumindest unter hydrothermalen Bedingungen, die Quarzlöslichkeit (DOVE 1994, 1999 und DOVE & CRERAR 1990). Ob dieser Effekt auch im Temperaturbereich unter 25°C einen wesentlichen Einfluss hat, müssen weitere Untersuchungen zeigen.

In Tropfsteinhöhlen der Süddeutschen Schichtstufenlandschaft werden selten pH-Werte oberhalb 8,5 erreicht. Der vorherrschende pH-Bereich 7-8,5 reicht jedoch nicht aus, um die Kieselsäurelöslichkeit deutlich zu erhöhen. Folglich ist post-miozän Quarzwachstum in Höhlensedimenten auszuschließen.

5.2.2 Altersbestimmung und Landschaftsentwicklung

Die Bestimmung des Zeitpunktes der Höhlenentstehung ist mit dem in Abschnitt 4.5.2 bereits aufgezeigten Komplikationen versehen; das Bestehen eines Hohlraums hängt in erster Linie von der Erosionsrate der Landschaftsoberfläche ab (SASOWSKY 2007). Untersuchungen von OSBORNE et al. (2006) und OSBORNE (2007) zeigen, das bei geringer Erosion ein beträchtliches Alter (ca. 340 Ma Jenolan Caves, Höhlengruppe in Australien) erreicht werden kann.

Die klastischen, kretazischen Sedimente, die ehemals gänzlich die Landschaftsoberfläche der Frankenalb bedeckten, haben das unterkretazische Karstrelief (vorerst) vor weiterer Verkarstung geschützt. Erst nach weitgehender Erosion dieser klastischen Sedimente unterlagen die jurassischen Karbonate weiterer Erosion.

Das Profil im Eingangsbereich zur eigentlichen Sophienhöhle (Abb. 81a) zeigt beim Durchzählen der Sinterdecken an, dass die Höhle ohne weiteres schon im Tertiär existiert haben könnte, was aber nicht für die heutig zugänglichen Höhlensedimente gelten muss. Im tschechischen Karstgebiet sind prä-quartäre Höhlensedimente, im Gegensatz zu den mittel und spät pleistozänen Ablagerungen der Haupthöhlenräume, nur in vertikalen Spalten vorzufinden (BOSÁK 2003). Das Karsthöhlen in der Süddeutschen Schichtstufenlandschaft ein beträchtliches Alter besitzen können, beweisen Funde von Aragonitsinter bei Neumarkt i. d. OPf. (Burgruine Wolfstein; LAH-NER & STAHL 1969 und SCHNITZER & BAUSCH 1974).

Die Proben der Sophienhöhle zeigen muschelige Bruchstellen, die dadurch entstanden sind, dass Teile des Korns durch Kristallisation von Sekundärmineralen abgetrennt wurden. Die Unversehrtheit dieser Bruchflächen verdeutlicht eine In-situ-Bildung (ohne nachträglichen Transport). Die chemische Überprägung (Lösung) auf anderen Klasten zeigt, dass dieser Mechanismus schon eine gewisse Zeit zurückliegt. Eventuell wird die Sprengung auch durch die Kristallisation von Karbonaten entlang Quarzrissen erzeugt; Frostsprengung ist in der Höhle unter dem rezenten Klima unwahrscheinlich, mag aber im Pleistozän bedeutend gewesen sein.

Eine Abschätzung der Frostsprengungs-Intensität während des Pleistozäns ist spekulativ, da keinerlei Hinweis (Häufung von Frostschutt wie etwa in der Maximiliansgrotte bei Krottensee) über "Tiefenwirkung" eiszeitlicher Fröste vorhanden sind.

Quarzlösung ist in der Sophienhöhle zu beobachten, stellt aber nur eine untergeordnete Oberflächenveränderung dar. Meist ist Lösung auf frische Bruchflächen beschränkt. Dies ist neben dem In-situ-Quarzwachstum ein weiterer Hinweis darauf, das die heute zugänglichen Höhlensedimente im Neogen eingebracht wurden. Dies deckt sich mit der damaligen Alterseinschätzung "spättertiär Zeit" von NEISCHL (1903) für Höhlen, die sich in "nächster Nähe zu der Randverwerfung" befinden.

Viele Höhlen der Süddeutschen Schichtstufenlandschaft wurden bereits, mehr oder weniger ausgeprägt und z. T. sicherlich nur als erweiterte Karstspalten und Schlotten, in der ausgehenden Unterkreide angelegt. Die Höhlenentwicklung setzte zuerst unter Meeresüberdeckung und später durch die geschütteten kretazischen Sedimente aus. Im Rahmen der alpinen Orogenese kam es zur Hebung, Erosion und zur erneuten Verkarstung. Über das allmählich reaktivierte unterkretazische Drainagenetz wurden die Klastika abtransportiert. Die ebenfalls durch Klastika verfüllten Höhlen wurden weitgehend "ausgeräumt" (erodiert) und sind nur in Ausnahmefällen noch so umfangreich, wie in der Kleinen Teufelshöhle (TIETZ et al. 2002) oder reliktisch, wie in der Sophienhöhle (Abb. 71a+b und Abb. 132a+b) erhalten.

Die Auswaschung der Höhlen setzte nur langsam ein. Das führte zu starken Umlagerungen mit jeweils (geologisch gesehen) kurzen Transportpausen. Chemische Verwitterung an klastischen Höhlensedimenten konnte im größeren Umfang erst einsetzen, nachdem die Auswaschungen erlahmt waren, da erst danach die Einstellung lokaler Gleichgewichtsbedingungen möglich war.

Das macht auch verständlich, dass die Fülle der Verwitterungsmerkmale der Höhlensedimente in situ und in Karstspalten entstand. Hinweise auf diese Deutung liefert die sehr geringe Anzahl von deutlich abgerolltem Quarzwachstum ("lobate texture") in Höhlensedimenten.

Der Eingangsbereich der Sophienhöhle ist Rest eines größeren Höhlenraums, da ein so großes "Loch" nicht der originale Höhleneingang sein kann, der im Verlauf der Landschaftsentwicklung seit dem Tertiär "verloren ging" (vgl. Höhlenruinen). Die Landschaftsentwicklung im Pleistozän und Quartär beschränkte sich weitgehend auf Einrundung der Felsformationen durch Frostsprengung und Ausräumung des Frostbruchs während der eisarmen Zeiten. Beweise liefern nahezu alle Höhlenreste der Höhlenruinen (Riesenburg, Quakenschloss und Schwingbogen). Der ursprüngliche Besatz mit Höhlendecken- und Wandsintern einstiger Höhlenräume ist durch subrezente bis rezente Frost-Scherbensprengung verrundet und vereinheitlicht (TIETZ & HACHMANN 2007-09).

Da alle Höhlen Frankens spätestens seit dem Jungpleistozän oberhalb des aktiven Drainagesystems positioniert sind, ist wesentliche Umlagerung der "fossilen" Höhlensedimente kaum mehr möglich. Einzig das Auftreten polierter Quarze aus Kleinkolken kann als Umbildungserscheinung bis heute lokal stattfinden – allerdings ist jeder derartige Fund ein Zufallsprodukt und nur zur Abrundung der Erscheinung mechanischer Abrasion verwendbar.

5.2.3 Zusammenfassung

Ein Großteil der Höhlensedimente hat sich sicherlich bereits im Neogen, wahrscheinlich schon deutlich früher, in den Karstspalten befunden, die sich infolge der Verkarstung erweiterten, so dass deren Sedimentinhalt in die Haupthöhle eingebracht wurde. Tropische Oberflächenprägungen bleiben aufgrund der Widerstandsfähigkeit der Quarze auch nach "absaigern" und lokaler Umlagerung im Bereich weniger Meter erhalten und sind von echten In-situ-Bildungen nicht zu unterscheiden. Allein durch den Sedimentinhalt kann, auch aufgrund der starken Sediment-Durchmischung, das genaue Alter der Sophienhöhle nicht bestimmt werden.

5.3 Kretazische Ablagerungen in Franken

Die schnelle Lieferung der klastischen Sedimente in der Oberkreide verhinderte eine prä- bis synsedimentäre Verwitterung. Dies wird durch Feldspatverwitterung ersichtlich, die sich erst in dem leicht verfestigten Sandstein ereignete. Die sekundär (post-sedimentär) durch Feldspatlösung entstandenen Hohlräume sind durch Eisenhydroxide verfüllt (MENCKHOFF 2006).

Intensive chemische Verwitterung erfolgte erst nach der Freilegung der kretazischen Sedimente im Paläogen bzw. unterem Neogen. Folglich hat sich das sedimentäre, authigene Quarzwachstum erst im "Tertiär" ereignet.

5.4 Bestimmung des Ablagerungsraumes mittels Mikrostrukturen

Generell kann die Analyse von Quarz-Kornoberflächen mannigfaltige Informationen liefern und zur Unterscheidung verschiedener Ablagerungsräume dienen. Dieses ist möglich, da in jedem Ablagerungsraum typische Kombinationen verschiedener Oberflächenveränderungen vergesellschaftet sind (Abb. 155).

Unter dem Sammelbegriff Prall-, Schlag- oder Stoßmarken werden in Abb. 155 alle transportbedingten Oberflächenveränderungen zusammengefasst. Die Genese ist rein mechanisch (Beispiele s. Abb. 153a+b). Muscheliger Bruch kann, in der Reihenfolge der Häufigkeit, durch folgende Faktoren erzeugt werden: mechanisches Zerreiben infolge von Gletscherbewegung samt Frostsprengung, sprengende Wirkung kristallisierender Sekundärminerale während der chemischen Verwitterung, intensiver hoch-energetischer Transport (Abb. 154a+b). Hierbei ist zu berücksichtigen, dass ein vorherig durch physikalische oder chemische Verwitterung geschwächtes Korn leichter zerbricht (linke braune Linien in Abb. 155).

Kristallisierende Sekundärminerale und Quarzwachstum können sich nur unter wechselfeuchten tropischen Bedingungen ereignen. Erst bei einer saisonalen Einengung (Trockenzeit) können sich amorphe Krusten und letztendlich durch Diffusion Quarz bilden. Immerfeuchtes, tropisches Klima führt durch dauerhafte Befeuchtung bei erhöhten Jahresmitteltemperaturen in Kombination mit guter Drainage zwangsläufig zur Abfuhr der Kieselsäure und zur Auflösung des Quarzes (linke untere Ecke der Abb. 155).

Für Prall-, Schlag- oder Stoßmarken werden in Abb. 153a+b Beispiele angeführt. Es handelt sich um flache, kraterförmige Vertiefungen (Abplatzungen).

Trigonale Vertiefungen (v's) sind nach vorherrschender Literatur a) Schlagmarken oder b) Lösungserscheinungen (Ätzgruben). MARGOLIS (1968) trug entscheidend dazu bei diese beiden grundlegend unterschiedlichen Genesen mit gleichem Erscheinungsbild gegeneinander abzugrenzen. Hiernach sollen v's, die in willkürlicher Reihenfolge angeordnet sind (randomly) einer mechanische Ursache zugrunde liegen, bei orientiertem Auftreten wird von Ätzgruben ausgegangen (»oriented« etch pits). Eine Interpretation, die nicht ohne Zweifel ist (GILLOTT 1974).

Ätzgruben treten nur auf definierten kristallographischen Flächen (r und z) auf und sind an Gitterstörstellen (WEGNER & CHRISTIE 1985) wie Schraubenversatz gebunden, so dass diese Flächen bei sedimentärem Wachstum (sofern sie überhaupt auftreten) verschwindend gering sind.

Es wird weiterhin angezweifelt, ob sich Ätzgruben überhaupt während natürlicher Lösungsvorgänge bilden können (KUENEN & PERDOK 1962 und MAGEE et al. 1988). Wegen der kristallographisch-mineralogischen Gesetzmäßigkeiten sollten trigonale Vertiefungen niemals als lösungsbedingte Oberflächenveränderung in Abb. 155 gewertet werden (MENCKHOFF & TIETZ 2006).



Abb. 153a+b: Mechanisch induzierte Prall-, Schlag- bzw. Stoßmarken (Pfeil) (beide Sandgrube Bronn).



Abb. 154a+b: Großflächiger muscheliger Bruch durch intensiven (turbulenten) Transport. Pfeile in a) markieren Trefferpunkte von benachbarten Klasten, die den großflächigen muscheligen Bruch erzeugt haben. b) vergrößerter Ausschnitt (Sandgrube Bronn).

V-förmige Schlagmarken (v-shaped percussion cracks, randomly v's) (u. a. MARGOLIS 1968, MARGOLIS & KENNETT 1971 und KRINSLEY & DOORNKAMP 1973) können aufgrund des gewöhnlich auftretenden muscheligen Bruches nicht rein mechanisch erzeugt werden. Aus diesem Grunde und dem gewöhnlich kraterförmigen Erscheinungsbild der Prallmarken (Abb. 153a+b), sollte solche Oberflächenveränderung nicht als Schlagmarke gewertet werden. Je nach Erhaltung der trigonalen Vertiefungen fließen diese als Wachstum oder alternativ als abgerolltes Wachstum, in die Wertung der Abb. 155 ein. Für eine spätere (Paläo-)Faziesanalyse ist dieses von entscheidender Bedeutung.



Abb. 155: Klassifikationsmodell mit vier Eckpunkten. Der linke obere Bereich (orange-gelb) vertritt den Einzelkorntransport, das weiße Feld (oben rechts) den glazigenen Bereich, der untere grün gefärbte Bereich den, der durch intensive chemische Verwitterung geprägt wird.

Rechts von der braunen Linie liegt das Feld, in dem muscheliger Bruch vorkommt. Ein durch chemische Verwitterung geschwächtes Korn zerbricht deutlich leichter (dünne Linie). Lösung zeichnet sich immer durch Verrunden von Oberflächen aus. Da sich Quarz in wässriger Lösung nur sehr langsam und im geringen Umfang löst, kann bei erfolgter Quarzlösung von einem hohen Wasserangebot und guter Drainage ausgegangen werden; hohe Jahresmitteltemperaturen (> 18-25°C) sind ebenso essentiell notwendig (SLEEP & HESSLER 2006 und TIETZ 2007) (grüner Bereich der Abb. 155).

Bei all den beschriebenen Mikrostrukturen ist es nicht wichtig, wie alt das Quarzkorn ist, sondern wann die letzte bzw. die letzten Veränderungen an der Oberfläche erfolgt sind, wobei deren Erhaltungsfähigkeit berücksichtigt werden muss. Die Quarzkorn-Oberflächenanalyse kann kombiniert mit sorgfältiger Geländearbeit und weiteren geologischen Informationen zu wertvollen Aussagen führen (vgl. MARGOLIS & KENNETT 1970, MENCKHOFF & TIETZ 2006, LE ROUX et al. 2008 und HOLBIG 2008/09). Besonders bei schwierigen sedimentologischen Gegebenheiten kann auf den zusätzlichen Informationsgehalt aus der Quarzkorn-Oberflächenanalyse nicht verzichtet werden.

Eindeutige Mikrostrukturen, die für die Faziesanalyse verwendet werden können, erfahren nachträglich durch Lösung (MARGOLIS & KRINSLEY 1971) oder Transport (PORTER 1962 und MARGOLIS & KENNETT 1971) eine erhebliche Umgestaltung. Besonders großflächige Wachstumsareale besitzen eine erhebliche Widerstandsfähigkeit und sind selbst im Litoral über lange Zeiträume erhaltungsfähig. Dies gilt jedoch explizit nicht für die Ecken und Kanten, die generell recht schnell abradiert werden (Abb. 156a+b).

Aus diesem Grunde muss bei der REM-Analyse diesen Flächenarealen besondere Aufmerksamkeit gewidmet werden. Nur allzu leicht kann durch nicht erkannte Kantenabrasion ein chemisches Environment vorgetäuscht werden, obwohl sich das Wachstum vor langer Zeit, womöglich sogar in einem gänzlich anderen Ablagerungsraum oder im Verlauf von vorherigen Erosionszyklen, ereignet hat.



Abb. 156a+b: Mechanisch erodierte Wachstumsflächen (Pfeile) am Strand a) der Ostsee (Stohler Ufer) und b) am Elbstrand (Kirchwerder bei Hamburg). Besonders von der Abrasion betroffen sind die Ecken und Kanten.

Der äolische Ablagerungsraum befindet sich in der vorgeschlagenen Klassifikation (Abb. 155) in dem Bereich der physikalischen Verwitterung. Diese mechanische Abrasion erzeugt keine markanten Prallmarken, sondern eine durch Mikrofrakturen ("upturned plates" im weitesten Sinn) aufgeraute Kornoberfläche. Die beteiligte Korngröße liefert beim Korn-Korn-Kontakt nur einen kleinen kinetischen Energieimpuls, der zur Erzeugung markanter Prallmarken ("Abschalen" größerer Flächenareale) nicht ausreicht. Die Wirkung ist eher mit "Sandstrahlen" zu vergleichen. Die beteiligten Flächenareale (Mikrofrakturen) sind klein, die Aufprallereignisse (Korn-Korn-Kontakt) dafür häufig.

Neben den Hauptmerkmalen des Klassifikationsmodells (Abb. 155) sind noch weitere Oberflächenveränderungen für die Bestimmung des Transport- und Ablagerungsregimes von Bedeutung. Diese sind in der Übersicht (Tab. 4) zusammengefasst und dem entsprechenden Transportregime bzw. Ablagerungsraum nach Häufigkeit ihres Auftretens zugeordnet. Besonders ablagerungstypische Strukturen sind mit ++ gekennzeichnet.

	äolisch	Litoral	fluviatil	glazi-	glazigen	chem.	Höhle
				fluviatil		Verwitt.	
Prallmarken	(+)	++	+	+	0	-	(+)
Halbmonde	0	++	+	+	+	-	(+)
chattermark trails	0	++	+	+	+	+	(+)
Mikrofrakturen	++	(+)	(+)	0	0	—	—
polierte Oberfläche	-	-	(+)	(+)	-	-	++
"lobate texture"	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)
muscheliger Bruch	+	+	+	+	++	++	+
abradierter musch. B.	0	+	+	(+)	0	++	+
ehemalige Gastmin.	0	(+)	(+)	(+)	(+)	++	+
Einschlüsse	0	+	+	+	(+)	++	+
amorphe Krusten	+	-	-	-	-	++	+
"Kügelchen"	+	-	-	-	-	+	+
Quarzwachstum	-	-	-	-	-	++	+
trigonale Vertief.	-	-	-	-	-	++	+
Quarzlösung						++	+

Tab. 4: Zusammenstellung der wesentlichen Oberflächenveränderungen detritischer Quarze und deren Häufigkeit im Bezug zum Transportregime und Ablagerungsraum.

++ = ablagerungstypisch, + = Vorkommen ist häufig, (+) = Vorkommen ist sporadisch, aber nicht ablagerungstypisch; O = Identifizierung unsicher; - = Bildung ist aktiv nicht möglich, z. T. reliktische Erhaltung.

grau unterlegt sind Oberflächenveränderungen, die sich überwiegend unter stationären Bedingungen ereignen.

chem. Verwitt. = Abk. für chemische Verwitterung unter (sub-)tropischen Bedingungen. Mikrofrakturen entsprechen im weitesten Sinn den mechanischen "upturned plates". abradierter musch. B. = Abk. für abradierter muscheliger Bruch (Bruchfläche). Gastmin. = Abk. für Gastmineral.

trigonale Vertief. = Abk. für trigonale Vertiefung.

Es zeigt sich, dass die gesamte transportbedingte physikalische Verwitterung durch Prallmarken gekennzeichnet ist (Tab. 4). Dieser Bereich der physikalischen Verwitterung ist nur bedingt differenzierbar, da in weiten Teilen des fluviatilen Transportes eine vergleichbare kinetische Energieeinwirkung auf die Quarz-Kornoberfläche ausgeübt wird. Das Resultat sind ähnliche Oberflächenveränderungen (Prallmarken). Im Gegensatz dazu liefert die chemische Verwitterung unter (sub-)tropischen Klimabedingungen eindeutige, klar abgrenzbare Oberflächenveränderungen (s. Tab. 4). Abgerolltes Quarzwachstum ("lobate texture") zeigt Transport nach einer Stillstandsphase unter tropischen Bedingungen, unter denen sich Quarzwachstum ereignet hat, an. Dies ist ein zweiphasiger Prozess, der nicht einer einzigen Transport- oder Sedimentationsphase zugeordnet werden kann (vgl. Tab. 4).

Der stark abrasiv wirkende äolische Transport verursacht eine Kornoberfläche, die von Mikrofrakturen gekennzeichnet ist (s. o.). Hierunter fallen im weitesten Sinn alle Oberflächenveränderungen, die unter dem missverständlichen Oberbegriff "upturned plates" beschrieben werden. Da diese Bezeichnung in der Literatur auch widersprüchliche Verwendung findet (s. Abschn. 3, S. 34), wird der Begriff »Mikrofraktur« vorgeschlagen.

5.4.1 Äolischer Ablagerungsraum und mattierte Kornoberflächen

Aufgrund der vielfältigen Entstehungsmöglichkeiten der mattierten Kornoberflächen (vgl. Tab. 3 der Seite 37) kann die Aussage »alle mattierten Quarze sind Flugsande« oder »stammen aus einem äolischen Ablagerungsraum« als nicht zutreffende Verallgemeinerung bezeichnet werden.

Ohne eine Quarzkorn-Oberflächenanalyse mittels Elektronenmikroskopie kann aus der Mattierung keinerlei signifikante Aussage über Transport oder Veränderungen innerhalb des Ablagerungsraumes getroffen werden. Analog zu Glasoberflächen kann die Mattierung durch chemischen, wie auch mechanischen Einfluss erzeugt werden. Aus diesem Grunde kann bei natürlichen Quarzoberflächen, die mattiert sind, keine Aussage getroffen werden, die über die Einschätzung »dass eine intensive (chemisch und/oder mechanische) Einwirkung auf der Kornoberfläche stattgefunden hat« hinausgeht.

Auf den erheblichen Einfluss der Korngröße bei der Erzeugung von mattierten Kornoberflächen hat bereits PETTIJOHN (1975) hingewiesen.

Für eine mechanische Bildung muss die beteiligte Korngröße (ab Sandfraktion) ausreichend groß sein, damit ein kinetischer Energieimpuls erfolgen kann, der ausreicht, um eine Mikrofraktur auf der Kornoberfläche zu erzeugen.
5.4.2 Fluviatiler Ablagerungsraum und Transport

In diesem Ablagerungsraum ist schon allein durch eine fehlende chemische Gleichgewichtseinstellung Quarzwachstum ausgeschlossen (TIETZ 2007). Die zwingend notwendige Diffusion kann nur in einem ruhenden Sedimentpaket erfolgen (MENCK-HOFF & TIETZ 2006). Theoretisch ist chemische Lösung (z. B. wie bei NaCl) möglich, erfolgt aber nur an leicht löslichen Salzen, nicht aber an Quarzen. Prallmarken zeigen muschelige Bruchstellen, besonders in den Grenzbereichen zur abgerollten Kornoberfläche. Solche mechanisch zerstörten Gitterbereiche werden von der chemischen Verwitterung bevorzugt gelöst (vgl. PETERKNECHT & TIETZ 2008).

Mechanisch zerstörte Gitterbereiche sind vergleichbar mit "Kristallanrissen" (weißlich-grau bei Graniten), die sich unausweichlich bei mechanischer Formatierung zeigen. Bei Quarzen werden Gitterbereiche infolge von Transportereignissen mechanisch angegriffen und teilweise zerstört. Eine durch Mikrodefekte aufgeraute Oberfläche führt zu bevorzugter Lösung (RIMSTIDT & BARNES 1980). Bei Laborversuchen zur Quarzlöslichkeit führten solche aufgerauten Oberflächen (zerstörte Gitterbereiche) zu Beginn jeder Versuchsreihe mit sedimentären Quarzen zu ungewöhnlich hoher Kieselsäurelöslichkeit. Nach bevorzugter Lösung dieser Gitterbereiche, in der Größenordnung von amorpher Kieselsäure, sank die Löslichkeit auf das gewohnte Niveau ab (RIMSTIDT & BARNES 1980). Derartige Lösung ist bei klastischen Quarzen nur von untergeordneter Bedeutung, da a) nur die äußere Schicht (geringe Eindringtiefe) betroffen ist und b) Quarzlösung während einer aktiven Transportphase kaum, meist jedoch gar nicht, erfolgt.

5.5 Trigonale Vertiefungen und Ätzgruben ([oriented] etch pits)

Weitgehend anerkannt ist, dass Ätzgruben an Fehler im Gitterbau gebunden sind (u. a. JOHNSTON 1962). So haben PATEL et al. (1965) Quarze mittels Natronlauge und Flußsäure behandelt; nach der ersten Behandlung wurden die Quarze poliert und erneut einer chemischen Abrasion ausgesetzt. Es zeigte sich, dass größere Ätzgruben an exakt der gleichen Position auftreten. Somit ist deren Bildung im Kristallgitter implementiert. Das kann jedoch nur an Fehlstellen im Kristallgitter auftreten und daher verhalten sich natürliche und synthetisch hergestellte Quarze beim Ätzen unterschiedlich.

BURLEY & KANTOROWICZ (1986) haben erkannt, dass "etch pits" (notches) besonders häufig auf Wachstumsflächen auftreten, diese gar helfen, Wachstumsflächen ausfindig zu machen. Seit der Veröffentlichung von BIEDERMAN (1962) hat sich der Mythos "etch pits" (auch oriented etch pits) gehalten, so dass nach dem Erkennen von "Ätzgruben" von einem chemisch-lösenden Ablagerungsraum (high-energy chemical environment [KRINSLEY & DOORNKAMP 1973]) ausgegangen wird. In den allermeisten Fällen handelt es sich aber um Wachstumsflächen, die mit dem internen Kristallgitter des Tiefquarzes in Verbindung stehen. Ätzgruben sind nur annähernd trigonal mit rundlichen Seitenflächen. Hier liegt der kleine, aber feine Unterschied. Echte Ätzgruben, die von SCHNEIDER (1970) oder WEGNER & CHRISTIE (1983) gezeigt wurden, weisen kein gradlinig begrenztes Erscheinungsbild auf, wie es auf Wachstumsflächen zu finden ist. Ätzgruben sind wappenschildförmig (RYKART 1995) ausgebildet.

Die Einstufung der Verwitterungsintensität eines Sedimentpaketes auf Grundlage von "etch pits" der Quarze (MARCELINO & STOOPS 1996 und MARCELINO et al. 1999), die aber trigonale Wachstumsdreiecke darstellen, sollte aufgrund der angeführten Problematik nicht angewendet werden.

Generell sollten derartige Oberflächenveränderungen bei natürlichen Quarzen nicht mit Lösung und schon gar nicht mit Schlag- oder Prallmarken, in Verbindung gesetzt werden. Weiterhin ist zu berücksichtigen, dass Ätzgruben – sofern sie überhaupt unter natürlichen Bedingungen auftreten – nicht immer zwangsläufig dreieckig geformt sein müssen (GAUTIER et al. 2001). Auch kann chemisches Zersetzen durch ein Ätzmittel nicht zwangsläufig mit chemischer Lösung gleichgesetzt werden.

Das Auftreten von Ätzgruben auf natürlichen Quarzen ist theoretisch möglich, da die kristallographischen Eigenschaften von Mineralen richtungsabhängig sind. Die in Frage kommenden Flächenareale (r und z, siehe Abschn. 2.1.2.3) sind bei abgerollten sedimentären Klasten sehr klein und im Bezug zur Gesamt-Kornoberfläche nahezu unbedeutend. Neben dieser theoretischen Möglichkeit wird die natürliche Bildung von KUENEN & PERDOK (1962) und MAGEE et al. (1988) angezweifelt.

5.6 Chattermark trails (»Halbmonde«)

Chattermark trails werden schon seit längerem beschrieben und mit verschiedenen Genesen (chemisch und/oder mechanisch) auf unterschiedlichen Mineralen (Granat und Quarz) in Verbindung gesetzt. BULL et al. (1980) lieferten eine umfassende Literaturübersicht – GRAVENOR (1985) eine prägnantere. Lebhaft diskutiert wird über die Genese der chattermark trails (GRAVENOR 1985 und ORR & FOLK 1985) und damit den Nutzen für die Bestimmung des Transport- und Ablagerungsregimes. Zwei Extreme stehen gegenüber: chemische oder mechanische Ursache.

Seit FOLK (1975), der ursprünglich eine mechanische Entstehung bevorzugt, wurde dieses erste Modell für Granate modifiziert (ORR & FOLK 1983). Für Quarze gehen

PETERKNECHT & TIETZ (2006b, 2008) einen ähnlichen Weg und entwickeln ein kombiniertes mechanisch-chemisches Modell.

Die genannten Arbeiten befassen sich weitgehend mit der Sandfraktion. Bei der gröberen Fraktion der Kiese, wie auch auf Geschieben und überfahrenem Grundgebirge, besteht eine weitgehende Einigung auf eine mechanische (glazigene) Entstehung (z. B. FLINT 1971, SLOCUM 1978, SANDERS & MERGUERIAN 1994 und RUDOLPH 2005). Das Produkt wird dann aber »chatter mark« geschrieben oder alternativ als »crescentic gouges« bezeichnet.

Einzeln auftretend werden diese halbmondförmigen Vertiefungen auf Sanden (FOLK 1975: Fig. 1 und BORGER et al. 2004) bzw. Kiesen (TUCKER 1985) als Schlagmarken (mit der Spezifizierung halbrund) bezeichnet. Hierbei ist anzumerken, dass sich Granat und Quarz verblüffend ähnlich verhalten – und das in mechanisch wie auch in chemischer Hinsicht.

Sichelförmige Vertiefungen (crescentic gouges) werden oft als charakteristisch für einen glazigenen Ablagerungsraum hingestellt, sind aber nach MAHANEY (2002: 136) extrem selten. Diese Studie zeigt, dass diese Oberflächenveränderung auffällig häufig auf detritischen Quarzen des Litorals auftritt (siehe Abschn. 3.3).

Generell sollte diese Oberflächenveränderung, sofern überhaupt, als mechanische Veränderung in Abb. 155 gewertet werden, da ohne eine initiale mechanische Aufprägung im Kristallgitter diese Oberflächenveränderung nur durch Lösung bzw. Ätzung nicht zu erklären ist.

5.7 Erschwerte Oberflächenanalyse

Die Faziesanalyse mittels Quarz-Kornoberflächen kann durch Überzüge wie Tonhäute, Eisenkrusten (kontinentale Rotsedimente), amorphe Krusten oder geringmächtige (kugelförmige) Überzüge/Ausfällungen erschwert werden. Dünnere amorphe Überzüge auf Quarzoberflächen (Sophienhöhle) ermöglichen eine Oberflächenanalyse trotz Verdeckung (Abb. der Seite 104).

Generell sollte die Anzahl der untersuchten Klasten nicht zu gering gehalten werden (PYE 2007), da viele Quarze keinerlei charakteristische Oberflächenveränderungen besitzen. Erst ein repräsentativer Querschnitt in Kombination mit entsprechenden Mikrostrukturen führt zu einer aussagefähigen Schlussfolgerung. Abschreckende Beispiele finden sich in der Literatur (KRINSLEY & MCCOY 1977a, b).

Häufig wird nicht berücksichtigt, dass Quarze "Geschichte" besitzen und die Kornoberfläche von mehreren Erosionszyklen (Abb. 157) oder Transportmechanismen (Abb. 158) geprägt worden sein kann. Aufgrund der mechanischen wie auch chemischen Widerstandsfähigkeit der Quarze bleiben einmal aufgeprägte Veränderungen über lange Zeiträume auf der Oberfläche erhalten; auch kann eine Aufprägung in das Kristallgitter erfolgt sein, ohne bereits zu einer erheblichen (ersichtlichen) Oberflächenveränderung geführt zu haben (PETERKNECHT & TIETZ 2008).

Der ständige Wechsel von Ablagerung und Transport ist während einer einzigen fluviatilen Transportphase von KUENEN (1960b) beschrieben worden. Es kann auch zu längeren Zeiten der Ablagerung kommen, so dass chemische Verwitterung bzw. Bodenbildung einsetzt, bevor der Transport (erneut) fortgesetzt wird. Zusätzlich kann Diagenese (Quarzzementation) erfolgen, noch bevor ein erneuter Erosionszyklus beginnt (multiple abraded nach DOTT 2003). Schematisch ist dieser "Kreislauf der Sedimente" in der rechten und oberen Hälfte der Abb. 157 aufgeführt.

Neben diesen Transportpausen kann die Kornoberfläche auch durch unterschiedliche Transportmechanismen geprägt werden. Bei äolisch verfrachteten Quarzen kann die Oberflächenveränderung auch in einem gänzlich anderen Klimaraum (Kontinent) aufgeprägt werden (vgl. Abb. 158). Besonders im glazigenen Ablagerungsraum treten kleinräumig die unterschiedlichsten Transportmechanismen ([glazi-]fluviatil, äolisch, glazigen) in unmittelbarer Nachbarschaft, oder nacheinander, auf.



Abb. 157: "Kreislauf" der Quarze. Von einem mehrfachen Wechsel von (zwischenzeitlicher) Ablagerung und erneutem Transport ist auszugehen. Jede Transportphase, wie auch Bodenbildung und/oder chemische Verwitterung (oder Diagenese) während der temporären Ablagerung, bis zur erneuten Mobilisierung (Transportphase) prägt die Kornoberfläche auf unterschiedliche Art und Weise.

Die jeweiligen Transportphasen (Wechsel zwischen Transport und Ablagerung) können sich nach Abb. 151 unterscheiden und die Kornoberfläche drastisch unterschiedlich prägen (runden oder zerscheren).

Die sekundäre Quarzbildung ("Anwachsen") erfolgt im Bereich der Diagenese und (chemischer) Verwitterung und muss von primärer Quarzbildung (links unten) unterschieden werden. Mächtige kontinentale Sedimentpakete werden i. d. R. von sich hebenden Grundgebirgen geliefert. Diese z. T. bereits lokal umgelagerten und veränderten (Verwitterung und Bodenbildung) Klastika erfahren, mit den schon oben angesprochenen Unterbrechungen, einen längeren Transport, der (zunächst) in einem kontinentalen Becken endet. Die in kontinentalen Becken abgelagerten Sedimente können lokal begrenzt den Mechanismus aus Umlagerung, chemische Verwitterung und Bodenbildung erneut erfahren. Bei genügender Überlagerung kann zusätzlich Diagenese einsetzen (Abb. 158).

Nach Jahrmillionen kann Hebung den Kreislauf aus Erosion, Transport und Ablagerung erneut aktivieren. Bei dem gegensätzlichen Prozess einer weiteren Versenkung kann Metamorphose zum Quarzit einsetzen, wobei bei geringer metamorpher Fazies die Quarze weitgehend erhalten bleiben und nur ausgelenkt bzw. eingeregelt werden. Randlich erfolgt Drucklösung samt "Quarzumlagerung", wovon der Kern des Quarzes aber unberührt bleibt.



Abb. 158: Erweiterung der Abb. 157 durch unterschiedliche Transportmechanismen (fluviatil und äolisch). Möglicher Kreislauf (Erosion, Verwitterung, Diagenese), das ein einzelnes Quarzkorn theoretisch durchleben kann. Orange Linien stellen verschiedene Generationen (oder geographisch unterschiedliche) Landoberflächen dar. Besonders der äolische Transport kann (bei feinerer Fraktion) auch über kontinentale Grenzen erfolgen.

Höhlen können durch fortschreitende Erosion zu Höhlenruinen umgestaltet werden und ihr Sedimentinhalt wird dem Erosionszyklus erneut zugeführt.

Bei einem Sedimenteintrag in einen Höhlenkomplex werden die Quarze (vorerst) dem Erosionskreislauf entzogen. Erst nach verstärkter Erosion der Landschaftsoberfläche werden Höhlen zu Höhlenruinen umgeformt und der Sedimentinhalt dem Erosionskreislauf erneut zugeführt (Abb. 158). Jeder Pfeil in Abb. 158, der Transport darstellt, kann zusätzlich nach Abb. 157 durch den wiederholten Wechsel von Transport und Ablagerung geprägt (bzw. unterbrochen) werden.

Mechanische Oberflächenveränderungen sind zudem anhängig von der Korngröße. Aus diesem Grund ist erst in Kombination mit anderen Untersuchungen wie Korngrößenanalyse und/oder einer sorgfältigen Geländearbeit eine Aussage über den Transportmechanismus und die Ablagerungsbedingungen zu erstellen.

Für eine hinreichende Einschätzung der Korngröße muss nicht zwangsläufig eine umfangreiche Korngrößenanalyse durchgeführt werden; für eine praktikable Einschätzung ist die Korngrößenansprache nach AG BÖDEN (1996) (oder nachfolgende Auflage) hinreichend.

Die aufgeprägten Mikrostrukturen können eine erhebliche Umgestaltung erfahren. Im fortgeschrittenen Stadium der mechanischen Erosion können Wachstumsflächen fast bis zur völligen Unkenntlichkeit abradiert werden, so dass nur noch kleine erhabene "Hügel" erhalten bleiben (Abb. 159b).



Abb. 159a+b: Wachstumsflächen, die nachträglich von a) chemischer und b) mechanischer Abrasion betroffen sind. Die chemische Lösung hat in a) den eingekreisten Bereich ausgespart; die Pfeile markieren durch Lösung verrundete Wachstumsflächen (ehemals trigonal). b) zeigt fortgeschrittenes Stadium der lobate texture nach PORTER (1962). Nur noch zwei gut gerundete Erhebungen sind erhalten (beide aus MENCKHOFF & TIETZ 2006, Sandgrube Bronn).

Wechselnde Lösungskonzentrationen und Lösungszufuhr entlang unterschiedlicher Porenkanäle können nebeneinander zu verschiedenen Überformungen an einem einzelnen Korn führen. Die gesamte Wachstumsfläche der Abb. 159a ist von nachfolgender Lösung betroffen, lediglich der eingekreiste Bereich ist davon ausgenommen. Diese lokale Veränderung zeigt das sensible (veränderliche) Wachstums-Lösungs-Gleichgewicht in einem Sedimentkörper, dessen Porenräume von mehreren "Permeabilitätskanälen" beeinflusst werden.

5.7.1 Polierte Oberflächen

In der Literatur werden polierte Quarze von KASPER-ZUBILLAGA et al. (2005) und KLEESMENT (2006) beschrieben. KASPER-ZUBILLAGA et al. (2005) zeigen glatte (polierte) Quarzoberflächen von Tokerau Beach (Neuseeland). Ein derartig hoher Grad an Politur, wie sie in der Sophienhöhle auftritt, wird nicht erreicht. Die glatte Oberfläche von KLEESMENT et al. (2006) wird, im Gegensatz zu den Quarzen aus der Sophienhöhle, z. T. durch einen Überzug (Kruste) erzeugt und ist nicht Produkt einer Oberflächenpolitur.

Bei der Überprägung der Oberflächenmattierung dienten nach BOND (1954) die feineren Sedimente (Tone) als Poliermittel; bei der Politur innerhalb eines Kleinkolkes in Höhlen kann von dem gleichen Mechanismus ausgegangen werden.

Durch den mechanischen Schleifvorgang, der letztendlich zur Oberflächenpolitur führt, werden jegliche vormalig auf der Kornoberfläche aufgeprägten Mikrostrukturen entfernt. Im Gegensatz dazu verändert chemische Lösung oder Ausfällung (vorerst) die Mikrostrukturen und führt nur selten zur völligen Überprägung der Kornoberfläche. Erst massives Quarzwachstum führt zur völligen Verdeckung transportbedingter Oberflächenveränderungen.



Abb. 160a+b: Polierte Quarze aus der Sophienhöhle (Probe 22). Aufnahme mittels Polarisationsmikroskops im Durchlicht. b) zeigt vergrößerten Bereich aus a). REM-Bilder von polierten Quarzen befinden sich auf Seite 100 und 101.

BRAND (2006b) beschreibt für die Binghöhle ebenfalls polierte Quarze, so dass diese Oberflächenveränderung – sofern die Politur derartig gut ausgebildet ist (Abb. 160a+b) – bisher nur in Höhlen angetroffen wurde. Es handelt sich um eine charakteristische In-situ-Höhlenbildung, die langanhaltende, gleichbleibende Bedingungen, die zum Schleifen bzw. Polieren führen, in einem weitgehend geschlossenen System "Höhle" dokumentieren.

5.8 Ausblick

Weltweit werden sedimentäre Quarzkörner auf ihre Oberflächenmerkmale untersucht – ein verständliches Unterfangen, da Quarz die häufigste, aber auch als Mineral merkmalärmste Sedimentkomponente ist. Diese globalen Beschreibungs- und Deutungsversuche haben

- zu einer Fülle anscheinend Transport-kennzeichnender Kriterien,
- zu verwirrender Doppelbenennung (nomenklatorische Verwirrung) und
- sehr vielen, sachlich falschen Interpretationen geführt.

Die Fehldeutungen entstehen hauptsächlich durch

- 1. Nichtbeachtung der Korngröße als Merkmal der Transportenergie,
- 2. Unkenntnis mineralischer Merkmale des Quarzes,
- 3. Nichtbeachtung von Regeln und Gesetzen des Kristallbaus.

Um diese Konfusion der Merkmalsdeutungen zu beseitigen, wäre es notwendig, zukünftig die Oberflächenmarken (Mikrostrukturen) grundsätzlich nach Sandfraktionen zu erfassen und auch Proben guter Sortierung mit Beobachtungen an Proben schlechter und sehr schlechter (Till) Sortierung miteinander zu vergleichen. Gerade bei schlecht sortierten Sedimenten wäre es sinnvoll, Quarze aus tonreichen mit solchen aus tonfreien Sedimenten gemeinsam zu untersuchen. Auch sollte zukünftig beachtet werden, dass die Abrollfähigkeit – und damit die Möglichkeit zur Aufprägung von Prall-, Schlag- oder Stoßmarken – von Sedimentkörnern mit abnehmender Korngröße sinkt und im Bereich des Sand-Silt-Überganges endet.

Kennzeichen von Löss ist die Splittrigkeit seiner Komponenten, die auch generell zu leicht sind, um noch Prallmarken oder Schleifspuren empfangen/erleiden zu können.

V-shapes werden in fast allen Publikationen a) als Ätzgruben angesehen und sachlich ungenau mit Quarzlösung gleichgesetzt oder b) als Folge von Transportereignissen hingestellt. Diese sachlich unzutreffenden Einstufungen lässt diese Mikrostruktur jegliche Aussagekraft verlieren. Hierbei handelt es sich nachweislich um nichts anderes als Quarzwachstum, dessen Flächenareale noch nicht gänzlich geschlossen sind. Diese trigonalen Vertiefungen können durch nachträglichen Transport verändert werden – bedingt durch die interne Kristallstruktur (muscheliger Bruch) aber niemals vollständig erzeugt werden.

Zukünftig muss sich die Einsicht durchsetzen, dass nicht alle Oberflächenveränderungen detritischer Quarze auf Transportereignisse zurückzuführen sind. Dies zeigt die vorliegende Arbeit. Der Einfluss der chemischen Verwitterung kann, unter Berücksichtigung von grundlegenden mineralogischen und kristallographischen Gesetzmäßigkeiten, in Zukunft nicht mehr ignoriert werden.

6 Zusammenfassung

Aus allen wesentlichen Ablagerungsräumen wurden Quarzkorn-Oberflächen mittels REM analysiert. Durch Quarz-Oberflächenanalysen können wichtige Informationen über Transport- und Ablagerungsbedingungen einer lockeren Gesteinsformation ermittelt werden.

Die Untersuchungen von Quarzoberflächen ergänzen und unterstützen die Faziesanalyse von Sanden vor allem hinsichtlich der klimatischen Bedingungen im Sedimentationsraum.

Bei einem Großteil der bisherigen Veröffentlichungen lag der Schwerpunkt auf transportbedingten Oberflächenveränderungen. Der Fokus dieser Arbeit liegt auf Veränderungen von Quarzoberflächen infolge chemischer Verwitterung. Somit wird beigetragen, eine noch vorhandene Lücke im Wissensstand zuschließen. Für Lockersedimente kann zusammenfassend herausgestellt werden:

- i. Quarzwachstum im Verwitterungshorizont (Regolith) ist an die wechselfeuchten Tropen gebunden. Ohne saisonale Einengungen in Trockenzeiten können sich keine amorphen Krusten bilden, denen eine essentielle Bedeutung für späteres Quarzwachstum durch Diffusion zukommt.
- ii. Diese chemisch ausgefällten Si-Al-Fe-Hydroxide (amorphe Krusten) absorbieren wiederum Kieselsäure aus sehr verdünnten Lösungen. Aufgrund der erheblichen Löslichkeitsunterschiede zwischen amorpher Kieselsäure (Verwitterungsprodukt) und Quarz entwickelt sich in einem zweiten Schritt Kieselsäure-Diffusion, die zum sedimentären, authigenen Quarzwachstum führt.
- iii. Die meisten in der Literatur vorgestellten Ätzgruben ("etch pits") stellen noch nicht gänzlich geschlossene Wachstumsflächen dar und sind folglich nicht auf Quarzlösung zurückzuführen.
- iv. Bei niedrigen pH-Werten, wie sie für chemische Verwitterungshorizonte typisch sind, kann unverändertes In-situ-Quarzwachstum in Mitteleuropa für eine grobe Altersbestimmung "Tertiär" (bis einschl. Miozän) genutzt werden. Nur unter tropischen Bedingungen ist aufgrund der geringen Kieselsäurelöslichkeit nennenswerte Migration (Diffusion) möglich. Im ausgehenden Miozän haben letztmalig Bedingungen geherrscht, die ein massives Quarzwachstum ermöglichten. Mesozoisches Quarzwachstum ist meist diagenetisch verändert, paläogenes und neogenes In-situ-Wachstum ist nicht zu differenzieren.
- v. Massive Quarzlösung ist auf tropische bis evtl. subtropische Klimabedingungen beschränkt.

- vi. Quarzlösung zeichnet sich im REM durch Verrundung der Oberfläche aus; im Dünnschliff entwickelt sich (durch internes Zerbrechen des geschwächten Korns) eine Struktur aus, die an ein "Schachbrettmuster" (Abb. 55a+b) erinnert.
- vii. Glazigen aufgearbeitete Sedimente in Norddeutschland zeigen in jüngeren Quartärablagerungen mehr mechanische Abrasion der Wachstumsflächen als ältere eiszeitliche Ablagerungen (RIES & MENCKHOFF 2008).
- viii. Ein nacheiszeitliches Quarzwachstum, wie auch signifikante Quarzlösung, konnte ausgeschlossen werden.
- ix. Die Bedingungen in einem Sedimentkörper werden durch vielfältige exogene Faktoren gesteuert, so dass Lösungsgleichgewichte anfällig sind. Um einen repräsentativen Querschnitt zu erhalten, ist die Anzahl der Quarzindividuen ausreichend groß zu wählen.
- x. Muscheliger Bruch wird meist mechanisch (glazigen) erzeugt. Muscheliger Bruch kann aber auch durch verwitterungsbedingte Kristallisation von Sekundärmineralen in Rissen erzeugt werden. Hierbei führt der Kristallisationsdruck zur Sprengung des Korns.
- xi. Mattierungen der Quarze lassen lichtmikroskopisch keine Rückschlüsse auf Transport- und Ablagerungsbedingungen zu. Sie werden durch intensive mechanische und/oder chemische Einwirkung auf die Kornoberflächen erzeugt. Überwiegend wird Mattierung durch Überzüge (coatings) oder Mikrofrakturen infolge mechanischen Sandstrahlens verursacht. Mattierung ist nicht ausschließlich auf äolische Sande beschränkt.
- xii. Hochgradige Politur von Quarzen erfolgt in Höhlen und ist in der gezeigten Form auf diesen Ablagerungsraum beschränkt.

Insgesamt müssen Quarzkornoberflächen-Analysen erheblich umfangreicher in der Sedimentologie eingesetzt werden. Unter Berücksichtigung der angeführten Faktoren und Problematiken können Veränderungen der Quarzoberflächen durch chemische Verwitterung wertvolle Informationen als Paläo-Klimaindikator liefern. Neben dem bisherigen Einsatz zur Ermittlung des Paläo-Transportregimes der Sedimente, muss der Nutzen als Paläo-Klimaindikator zukünftig größere Beachtung finden.

7 Conclusion

Quartz grain surfaces from all essential sedimentary environments were analysed using scanning electron microscopy (SEM). Quartz grain surfaces can yield information about transportation and deposit of a sedimentary soft rock layer.

This investigation of quartz grain surface complements the facies analysis of sands especially in view of climatic conditions in sedimentary environments.

Most past publications have focussed on change in grain surface by sedimentary transportation. This research is about the thematic priority of change in quartz grain surfaces by chemical weathering. So this research contributes to close the knowledge gap concerning the interpretation of quartz grain surface. Loose sediments are summarised as follows:

- i. Quartz overgrowth in a regolith occurs only under tropical (wet and dry seasons) conditions. Without dry seasons no amorphous crusts (silica, chemical precipitation) can form. Amorphous crusts are crucial for later quartz-overgrowth.
- ii. Chemically precipitated Si-Al-Fe-hydroxides (amorphous crust) absorb silicic acid from very dilute solution. Due to the substantial difference in solubility of amorphous silica (weathering products) and crystalline quartz, diffusion of silicic acid will lead to in-situ overgrowth.
- iii. Most publications have described growth features as "etch pits". Such growth areas show hollows typically indicative of the trigonal crystal system. Etch pit hollows are blazon-shaped.
- iv. Under acidic conditions, which are typical for weathering horizons, unabraded quartz overgrowth in Central Europe can be to determine age "Tertiary" (up to and including Miocene). This is feasible, because in the late Upper Miocene period climatic condition makes overgrowth last time possible. Only under tropical conditions is an appreciable migration (diffusion) of silicic acid possible due to low solubility. Mesozoic overgrowth is mostly altered by diagenetic influence. It is impossible to distinguish overgrowth during the Palaeogene or Neogene periods from younger overgrowth or among each other.
- v. Massive quartz solution occurs only under tropical and maybe subtropical conditions.
- vi. Quartz solution is recognisable using SEM by a smooth surface. In thin sections, quartz solution is recognisable with a structure that looks like a chessboard.

- vii. In postglacial Central Europe, no overgrowths or quartz solution are recognisable.
- viii. For a representative cross-section, a sufficient quantity of quartz grains must be analysed, because quartz precipitation and dissolution is a complex chemical equilibrium. The same conditions are not applicable to all pore space areas.
- ix. Conchoidal breakage patterns are mostly the product of glacial grinding. Nevertheless chemical weathering can also produce such surface features. Crystallisations of secondary minerals in fissures also destroy the grain.
- x. Frosting of quartz grains develops under the influence of intensive chemical and/or mechanical weathering. Frosting supplies no solid evidence of an aeolian environment or transportation.
- xi. Such a high degree of polishing of quartz grain surface as is it shown occurs only in dripstone caves.

Altogether analysis of quartz grain surface should be applied more often in sedimentology. With the above listed reservations, change in quartz grain surface can be used as a palaeoclimate indicator. Beside previous uses for the determination of the ancient transport medium, the use of quartz grain as a palaeoclimate indicator needs to be more thoroughly studied in the future.

8 Literatur

- AG BÖDEN (Hrsg.) (1996): Bodenkundliche Kartieranleitung. Schweizerbart'sche Verlags-Buchhandlung, Stuttgart.
- ALEKSEEVA V. A. & HOUNSLOW M. W. (2004): Clastic sediment source characterisation using discrete and included magnetic particles – their relationship to conventional petrographic methods in early Pleistocene fluvial-glacial sediments, Upper Don River Basin (Russia). Physics and Chemistry of the Earth 29(13-14): 961–971.
- ALEXANDER G. B., HESTON W. M. & ILER R. K. (1954): The solubility of amorphous silica in water. The Journal of Physical Chemistry 58(6): 453-455.
- ASUMADU K., CHURCHWARD H. M. & GILKES R. J. (1991): The origins of surficial sands within highly weathered terrain in southwestern Australia. Australian Journal of Earth Sciences 38(1):45-54.
- BAKER H. W. jr. (1976): Environmental sensitivity of submicroscopic surface textures on quartz sand grain – a statistical evaluation. Journal of Sedimentary Petrology 46(4): 871-880.
- BALAZS R. J. & KLEIN G. DEV. (1972): Roundness-Mineralogical relation of some intertidal sands. Journal of Sedimentary Petrology 42(2): 425-433.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) (2004): GeoBavaria. 600 Millionen Jahre Bayern (Internationale Edition). Geologisches Landesamt Bayern, München.
- BENNETT P. C. (1991): Quartz dissolution in organic-rich aqueous systems. Geochimica et Cosmochimica Acta 55: 1781-1797.
- BENNETT P. & SIEGEL D. I. (1987): Increasing solubility of quartz in water due to complexing by organic compounds. Nature 326(6114): 684-686.
- BENNETT P. C., HIEBERT F. K. & CHOI W. J. (1996): Microbial colonization and weathering of silicates in a petroleum-contaminated groundwater. Chemical Geology 132: 45-53.
- BENNETT P. C., MELCER M. E., SIEGEL D. I. & HASSETT J. P. (1988a): The dissolution of quartz in dilute aqueous solution of organic acids at 25°C. Geochimica et Cosmochimica Acta 52(6): 1521-1530.
- BENNETT P. C., MELCER M. E., SIEGEL D. I. & HASSETT J. P. (1988b): Erratum: The dissolution of quartz in dilute aqueous solution of organic acids at 25°C. Geochimica et Cosmochimica Acta 52(12): 3023.

- BETTERMANN P. & LIEBAU F. (1975): The transformation of amorphous silica to crystalline silica under hydrothermal conditions. Contributions to Mineralogy and Petrology: 53: 25-36.
- BIEDERMAN E. W. JR. (1962): Distinction of shoreline environments in New Jersy. Journal of Sedimentary Petrology 32(2): 181-200.
- BIEN G. S., CONTOIS D. E. & THOMAS W. H. (1958): The removal of soluble silica from fresh water entering the sea. Geochimica et Cosmochimica Acta 14(1-2): 35-54.
- BLOSS F. D. (1957): Anisotropy of fracture in quartz. American Journal of Science 255(3): 214-225.
- BOGGS S. Jr., KRINSLEY D. H., GOLES G. G., SEYEDOLALI A. & DYPVIK H. (2001): Identification of shocked quartz by scanning cathodoluminescence imaging. Meteoritics & Planetary Science 36: 783-791.
- BOND G. (1954): Surface textures of sand grains from the Victoria Falls Area. Journal of Sedimentary Petrology 24(3): 191-195.
- BORGER H. (1993): Monheimer Höhensande, Transport und Verwitterungsphasen im Dünnschliff und Elektronenmikroskop. Geologische Blätter für Nordost-Bayern 43(4): 247-270.
- BORGER H., MCFARLANE M. J. & RINGROSE S. (2004): Processes of silicate karstification associated with pan formation in the Darwin-Koolpinya area of northern Australia. Earth Surface Processes and Landforms 29(3): 359-371.
- BOSÁK B. (2003): Karst processes from the beginning to the end: How can they be dated? Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers 1(3): re-published from: GABROVŠEK F. (Hrsg.) (2002): Evolution of karst: from prekarst to cessation. Postojna-Ljubljana, Zalozba ZRC, 191-223.
- BOUMA A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits a graphic approach to facies interpretation. Elsevier Publishing company, Amsterdam.
- BRADY P. V. & WALTHER J. V. (1990): Kinetics of quartz dissolution at low temperatures. Chemical Geology 82: 253-264.
- BRAND F. (2006a): Sedimentologisch-paläontologische Untersuchungen an Höhlensedimenten aus der Binghöhle bei Streitberg/Wiesenttal Fränkische Schweiz. Diplomarbeit am Geologisch-Paläontologischen Institut und Museum der Universität Hamburg, unveröffentlicht.
- BRAND F. (2006b): Was können wir aus lehmigen Ablagerungen der Binghöhle ablesen? In: BRAND F, ILLMANN R., LEJA F., PREU D., SCHABDACH H. (Hrsg.): Die Binghöhle bei Streitberg – Auf den Spuren eines unterirdischen Flusses: 28-34. Marktgemeinde Wiesenttal, Wiesenttal.

- BROWN J. E. (1973): Depositional History of Sand Grains from Surface Textures. Nature 242(5397): 396-398.
- BRUNNACKER K. (1955): Die Böden der Terrassen und der Flugsande im Regnitztal. Geologische Blätter für Nordost-Bayern 5(2): 71-77.
- BULL P. A. (1981a): Some fine-grained sedimentation phenomena in caves. Earth Surface Processes and Landforms 6(1): 11-22.
- BULL P. A. (1981b): Environmental reconstruction by electron microscopy. Progress in Physical Geography 5(3): 368-397.
- BULL P. A., CULVER S. J. & GARDNER R. (1980): Chattermark trails as paleoenvironmental indicators. Geology 8(7): 318-322.
- BULL P. A. & GOLDBERG P. (1985): Scanning Electron Microscope Analysis of Sediments from Tabun Cave, Mount Carmel, Israel. Journal of Archaeological Science 12(3): 177-185.
- BULL P. A. & MORGAN R. M. (2006): Sediment fingerprints: a forensic technique using quartz sand grains. Science & Justice 46(2): 107-124.
- BULL P. A. (1978): A quantitative approach to scanning electron microscopy analyse of cave sediments. In: WHALLEY W. B. (Hrsg.): Scanning electron microscopy in the study of sediments: 201-226. Geo Abstracts Limited.
- BULLARD J. E., MCTAINSH G. H. & PUDMENZKY C. (2004): Aeolian abrasion and modes of fine particle production from natural red dune sands: an experimental study. Sedimentology 51(5): 1103-1125.
- BURFORD E. P., FOMINA M. & GADD M. (2003): Fungal involvement in bioweathering and biotransformation of rocks and minerals. Mineralogical Magazine 67(6): 1127-1155.
- BURLEY S. D. & KANTOROWICZ J. D. (1986): Thin section and S.E.M. textural criteria for the recognition of cement-dissolution porosity in sandstones. Sedimentology 33(4): 587-604.
- BUSCH C. (2007): Die Heidenauer Aue. Untersuchungen zur Strukturgüteverbesserung eines kleinen Fließgewässers. Diplomarbeit am Institut für Geographie der Universität Hamburg, unveröffentlicht.
- CAILLEUX A. (1952): Makroskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. Geologische Rundschau 40(1): 11-19.
- CALAFORRA J. M., FERNÁNDEZ-CORTÉS A., SÁNCHEZ-MARTOS F., GISBERT J. & PULIDO-BOSCH A. (2003): Environmental control for determining human impact and permanent visitor capacity in a potential show cave before tourist use. Environmental Conservation 30(2): 160-167.

- CATER J. M. L. (1984): An application of scanning electron microscopy of quartz sand surface textures to the environmental diagnosis of Neogene carbonate sediments, Finestrat Basin, south-east Spain. Sedimentology 31(5): 717-731.
- CHAFETZ H. S. & ZHANG J. (1998): Authigenic euhedral megaquartz crystals in a Quaternary dolomite. Journal of Sedimentary Research 68(5): 994-1000.
- CHANDLER F. W. (1988): Quartz arenites: review and interpretation. Sedimentary Geology 58(2-4): 105-126.
- CHENG K. LY (1978): Grain surface features in environmental determination of late quaternary deposits in New South Wales. Journal of Sedimentary Petrology 48(4): 1219-1226.
- CORRENS C. W. (1940): Die chemische Verwitterung der Silikate. Die Naturwissenschaften 28(24): 369-376.
- CORRENS C. W. (1968): Einführung in die Mineralogie. Springer Verlag, Berlin.
- CROOK K. A. W. (1968): Weathering and roundness of quartz sand grains. Sedimentology 11(3-4): 171-182.
- CULVER S. J., BULL P. A., CAMPELL S., SHAKESBY R. A. & WHALLEY W. B. (1983): Environmental discrimination based on quartz grain surface textures: a statistical investigation. Sedimentology 30(1): 129-136.
- CURTIS C. D. (1976): Stability of minerals in surface weathering reactions: a general thermochemical approach. Earth Surface Processes 1(1): 63-70.
- DICKSCHAS M. (1999): Geochemische und mineralogische Untersuchungen an säulig verwittertem Basalt südlich Mbar/Jos Plateau Nigeria. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Jg. 1999(5-6): 527-538.
- DOORNKAMP J. C. & KRINSLEY D. (1971): Electron microscopy applied to quartz grains from a tropical environment. Sedimentology 17(1-2): 89-101.
- DORNBUSCH U., WILLIAMS R. B. G., MOSES C. & ROBINSON D. A. (2002): Life expectancy of shingle beaches: measuring in situ abrasion. Journal of Coastal Research, Special Issue 36: 249-255.
- DOTT R. H., Jr. (2003): The Importance of Eolian Abrasion in Supermature Quartz Sandstones and the Paradox of Weathering on Vegetation-Free Landscape. The Journal of Geology 111(4): 387-405.
- DOUKHAN J.-C. (1998): Signatures of Impacts in Quartz (Microstructures and Formation Mechanisms). In: BEST D. & FROESCHLÉ C. (Hrsg.): Impacts on Earth. Lecture Notes in Physics 505: 137-154. Springer, Berlin.
- DOVE P. M. (1994): The dissolution of quartz in sodium chloride solution at 25° to 300°C. American Journal of Science 294(6): 665-712.

- DOVE P. M. (1999): The dissolution kinetics of quartz in aqueous mixed cation solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta 63(22): 3715-3727.
- DOVE P. M. & CRERAR D. A. (1990): Kinetics of quartz dissolution in electrolyte solutions using a hydrothermal mixed flow reactor. Geochimica et Cosmochimica Acta 54(4): 955-969.
- DOVE P. M. & NIX C. J. (1997): The influence of the alkaline earth cations, magnesium, calcium, and barium on the dissolution kinetics of quartz. Geochimica et Cosmochimica Acta 61(16): 3329-3340.
- DRYSDALE R., PIEROTTI L., PICCINI L. & BALDACCI F. (2001): Suspended sediments in karst spring waters near Massa (Tuscany), Italy. Environmental Geology 40(8): 1037-1050.
- EBOH G. E. & TIETZ G. F. (2003): Weatherability of Zircon. Projekt: Rohstoffpotential afrikanischer Lateritbildungen. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Jg. 2003(5-6): 441-450.
- EGGLETON R. A. (1987): Noncrystalline Fe-Si-Al-Oxyhydroxides. Clay and Clay Minerals 35(1): 29-37.
- EHLERS J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- EICHHORN R., GLASER L., LAGALLY U. & ROHRMÜLLER J. (2003): Geotope in Oberfranken. Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- ENGELHARDT W. v. & BERTSCH W. (1969): Shock Induced Planar Deformation Structures in Quartz from the Ries Crater, Germany. Contributions to Mineralogy and Petrology 20(3): 203-234.
- ESWARAN H. & STOOPS G. (1979): Surface textures of quartz in tropical soils. Soil Science Society of America Journal 43(2): 420-424.
- EXLER H. J. (1957): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 6234 Pottenstein. Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- FINCH A. A., SHAW P. A., WEEDON G. P. & HOLMGREN K. (2001): Trace element variation in speleothem aragonite: potential for palaeoenvironmental reconstruction. Earth and Planetary Science Letters 186: 255-267.
- FLEGLER S. L., HECKMANN J. W. & KLOMPAREN K. L. (1995): Elektronenmikroskopie Grundlagen, Methoden, Anwendungen. Spektrum Akademischer Verlag.
- FLINT R. F. (1971): Glacial and Quaternary Geology. John Wiley & Sons, New York.
- FLÖRKE O. W., MIELKE H. G., WEICHERT J. & KULKE J. (1981): Quartz with rhombohedral cleavage from Madagascar. American Mineralogist 66(5-6): 596-600.

- FOLK R. L. (1975): Glacial deposits identified by chattermark trails in detrital garnets. Geology 3(8): 473-475.
- FOLK R. L. (1978): Angularity and silica coatings of Simpson Desert sand grains, Northern Territory, Australian. Journal of Sedimentary Petrology 48(2): 611-624.
- FOURNIER R. O. & ROWE J. J. (1977): The solubility of amorphous silica in water at high temperatures and high pressures. American Mineralogist 62(9-10): 1052-1056.
- FREYBERG B. v. (1961): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1:25 000 Blatt Nr. 6235 Pegnitz. Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- FÜCHTBAUER H. (1988): Sandstein. In: FÜCHTBAUER H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine: S. 97-183. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- GAUTIER J.-M., OELKERS E. H. & SCHOTT J. (2001): Are quartz dissolution rates proportional to B.E.T. surface areas? Geochimica et Cosmochimica Acta 65(7): 1059-1070.
- GEORGIEV V. M. & STOFFERS P. (1980): Surface textures of quartz grains from late Pleistocene to Holocene sediments of the Persian Gulf/Gulf of Oman – an application of the scanning electron microscope. Marine Geology 36(1-2): 85-96.
- GILES M. R., INDRELID S. L., BEYNOW G. V. & AMTOR J. (2000): The origin of large-scale quartz cementation: evidence from large data sets and coupled heat-fluid mass transport modelling. In: WORDEN R. H. & MORAD S. (Hrsg.) Quartz Cementation in Sandstones. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 29: 21-38. Blackwell Science, Oxford.
- GILL R. C. O. (1993): Chemische Grundlagen der Geowissenschaften. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- GILLIESON D. S. (1981): Scanning electron microscope studies of cave sediments. Helictite (Journal of Australasian Speleological Research) 19(1): 22-27.
- GILLIESON D. (1986): Cave sedimentation in the new Guinea highlands. Earth Surface Processes and Landforms 11(5): 533-543.
- GILLOTT J. E. (1974): Quartz grains. Book review. KRINSLEY & DOORNKAMP (1973): Atlas of Quartz Sand Surface Textures. Earth-Science Reviews 10(3): 235-236.
- GIMÉNEZ F. A. & JARITZ G. (1966): Amorphe und kristalline Bestandteile einiger typischer Bodenbildungen Skandinaviens. Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde 114(1): 27-46.

- GLASER S., KEIM G., LOTH G., VEIT A., BASSLER-VEIT B. & LAGALLY U. (2007): Sonderband Geotope in der Oberpfalz. Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- GLASER S., LAGALLY U., SCHENK P., EICHHORN R. & BRANDT S. (2001): Geotope in Mittelfranken. Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- GLASOW A. (2000): Stoffliche Veränderungen im Mikro- und Submikrobereich von Mineralkörnern und Bildung neuer Phasen bei Verwitterung und Bodenbildung in Löß. Dissertation an der Georg-August-Universität, Göttingen.
- GOLDICH S. S. (1938): A study in rock-weathering. Journal of Geology 46: 17-58.
- GÖTZE J. & ZIMMERLE W. (2000): Quartz and silica as guide to provenance in sediments and sedimentary rocks. Contribution to Sedimentary Geology 21. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- GRATZ A. J., FISLER D. K. & BOHOR B. F. (1996): Distinguishing shocked from tectonically deformed quartz by the use of the SEM and chemical etching. Earth and Planetary Science Letters 142(3-4): 513-521.
- GRAVENOR C. P. (1985): Chattermarked garnets found in soil profiles and beach environments. Sedimentology 32(2): 295-306.
- HABBE K. A., MIHL F. & WIMMER F. (1981): Über zwei 14C-Daten aus fränkischen Dünensanden. Geologische Blätter für Nordost-Bayern 31(1-4): 208-221.
- HARDER H. (1965): Experimente zur "Ausfällung" der Kieselsäure. Geochimica et Cosmochimica Acta 29(5): 429-442.
- HARDER H. & FLEHMIG W. (1967): Bildung von Quarzen aus verdünnten Lösungen bei niedrigen Temperaturen. Naturwissenschaften 54(6): 140.
- HARDER H. & FLEHMIG W. (1970): Quarzsynthese bei tiefen Temperaturen. Geochimica et Cosmochimica Acta 34(3): 295-305.
- HARDER H. & MENSCHEL G. (1967): Quarzbildung am Meeresboden. Naturwissenschaften 54(21): 561.
- HART J. K. (2006): An investigation of subglacial processes at the microscale from Briksdalsbreen, Norway. Sedimentology 53(1): 125-146.
- HELING D. (1988): Ton und Siltsteine. In: FÜCHTBAUER H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine: 185-231. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- HELLAND P. E., HUANG P.-H. & DIFFENDAL R. F. Jr. (1997): SEM Analysis of quartz sand grain surface textures indicates alluvial/colluvial origin of the quaternary "glacial" boulder at Huangshan (Yellow Mountain), east-central China. Quaternary Research 48(2): 177-186.

- HELLER F. (1976): Eine letztinterglaziale Schnecken- und Kleinwirbeltier-Fauna aus Schichtfugen-Gerinnen des mittleren Malm von Neumarkt/Opf. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie (Monatsheft) 10: 617-629.
- HELLER H. (2003): "In Höhlen hausen böse Geister!" Die Dämonisierung süddeutscher Karsthöhlen. Naturrezeption in Gestalt später Sagenbildung. In LIEDTKE M. (Hrsg.): Naturrezeption: 66-84. Austria Medien Service, Graz.
- HEYDEMANN A. (1964): Untersuchungen über die Bildungsbedingungen von Quarz im Temperaturbereich zwischen 100°C und 250°C. Beiträge zur Mineralogie und Petrographie 10(2): 242-259.
- HIGGS R. (1979): Quartz grain surfaces features of Mesozoic-Cenozoic sands from the Labrador and Western Greenland continental margins. Journal of Sedimentary Petrology 49(2): 599-610.
- HILL P. R. & NADEAU O. C. (1984): Grain surface textures of late wisconsinan sands from the canadian beaufort shelf. Journal of Sedimentary Petrology 54(4): 1349-1357.
- HOLBIG J. (2008/09): Herkunft und Genese eigenständig entwickelter, lehmig-schluffiger Bodensubstrate (Melm) im Bereich des Fränkischen Keuperlandes und der Südlichen Frankenalb. Dissertation an der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg. Erstellungsjahr: 2008, Publikationsdatum: 20.07.2009.
- HOLBIG J., LINHARDT E. & DIETZ E. (2004): Quarzkornoberflächenanalytik an eigenständig entwickelten, lehmig – schluffigen Substraten (Melm) im Bereich der Südlichen Frankenalb und des Fränkischen Keuperlandes. Geologische Blätter für Nordost-Bayern 54(1-4): 67-86.
- HORN A. (2005): Modellierung und Simulation orientierungsabhängiger Ätzprozesse in Silizium. Dissertation an der TU München.
- ILER R. K. (1973): Effect of adsorbed alumina on the solubility of amorphous silica in water. Journal of Colloid and Interface Science 43(2): 399-408.

ILER R. K. (1979): The Chemistry of Silica. John Wiley & Sons, New York.

JARDLEY B. W. D., MACKENZIE W. S. & GUILFORD C. (1992): Atlas metamorpher Gesteine und ihre Gefüge in Dünnschliffen. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

- JERZ H. (1996): Gesteinsfolge des Quartärs. In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDES-AMT (Hrsg.): Geologische Karte von Bayern 1:500 000: 236-251. Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- JOHNSTON W. G. (1962): Dislocation etch pits in non-metallic crystals. In: BURKE J. E. (Hrsg.): Progress in Ceramic Science 2: 1-75. Pergamon Press, Oxford.

- KANAORI Y. (1985): Surface textures of intrafault quartz grains as an indicator of fault movement. Catena 12(4): 271-279.
- KASPER-ZUBILLAGA J. J., DICKINSON W. W., CARRANZA-EDWARDS A. & HORNELAS-OROZCO Y. (2005): Petrography of quartz grains in beach and dune sands of Northland, North Island, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 48(4): 649-660.
- KAULICH B., MEYER R. K. F. & SCHMIDT-KALER H. (2000): Wanderung in die Erdgeschichte (11). Von Nürnberg durch die Pegnitz-Alb zur Bayerischen Eisenstraße. Verlag Pfeil, München.
- KEMPE S., ROSENDAHL W., WIEGAND B., & EISENHAUER A. (2002): New speleothem dates from cave in Germany and their importance for the Middle and Upper Pleistocene climate reconstruction. Acta Geologica Polonica 52(1): 55-61.
- KENIG K. (2006): Surface microtextures of quartz grains from Vistulian loesses from selected profiles of Poland an some other countries. Quaternary International 152-153: 118-135.
- KLEBER W. (1977): Einführung in die Kristallographie. VEB Verlag Technik, Berlin.
- KLEESMENT A., KONSA M., PUURA V., KARHU J., PREEDEN U., & KALLASTE T. (2006): Impact-induced and diagenetic changes in minerals in the sandy ejecta of the Kärdla crater, NW Estonia. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology 55(3): 189-212.
- KLEMD R. (1996): Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralen. In MATTHES S.: Mineralogie: 173-178. Springer Verlag, Berlin.
- KLOCKMANN (1967): Lehrbuch der Mineralogie. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- KOSSEL W. (1927): Zur Theorie des Kristallwachstums. Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse: 135-143.
- KOTTEK M., GRIESER J., BECK C., RUDOLF B. & RUBEL F. (2006): World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. Meteorologische Zeitschrift 15(3): 259-263.
- KRAUSKOPF K. B. (1956): Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. Geochimica et Cosmochimica Acta 10(1-2): 1-26.
- KRINSLEY D. & TAKAHASHI T. (1962a): Surface textures of sand grains: An application of electron microscopy. Science 135(3507): 923-925.
- KRINSLEY D. & TAKAHASHI T. (1962b): Surface textures of sand grains an application of electron microscopy: Glaciation. Science 138(3546): 1262-1264.

- KRINSLEY D. H. & DONAHUE J. (1968): Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy. Geological Society of American Bulletin 79(6): 743-748.
- KRINSLEY D. H. & DOORNKAMP J. C. (1973): Atlas of quartz sand surface textures. Cambridge University Press, Cambridge.
- KRINSLEY D. H. & MCCOY F. W. (1977a): Surface Features on Quartz Sand and Silt Grains: Leg 39 Deep Sea Drilling Project. In: In SUPKO P. R. & PERCH-NIELSEN K. et al. (Hrsg.): Deep Sea Drilling Project (U.S. Government Printing Office, Washington) 39: 445-452.
- KRINSLEY D. H. & MCCOY F. W. (1977b): Significance and origin of surface textures on broken sand grains in deep-sea sediments. Sedimentology 24(6): 857-862.
- KRINSLEY D. H., FRIEND P. F. & KLIMENTIDIS R. (1976): Eolian transport on the surfaces of sand grains of Early Triassic age. Geological Society of American Bulletin 87(1): 130-132.
- KUENEN Ph. H. (1953): Graded bedding, with observation on lower Palaeozoic rocks of Britain. Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Afd. Natuurkunde: R 1 20(3): 1-47.
- KUENEN Ph. H. (1959): Experimental Abrasion 3 Fluviatile Action on Sand. American Journal of Science. 257: 172-190.
- KUENEN Ph. H. (1960a): Experimental Abrasion 4: Eolian Action. Journal of Geology 68: 427-449.
- KUENEN Ph. H. (1960b): Sand. Scientific American: 202(4): 94-110.
- KUENEN Ph. H. (1964): Experimental abrasion: 6. surf action. Sedimentology 3(1): 29-43.
- KUENEN Ph. H. & PERDOK W. G. (1962): Experimental abrasion 5. Frosting and defrosting of quartz grains. Journal of Geology 70(6): 648-658.
- KUNTZE H., ROESCHMANN G. & SCHWERDTFEGER G. (1994): Bodenkunde. Eugen Ulmer/UTB Verlag, Stuttgart.
- LAHNER L. & STAHL G. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 6734 Neumarkt i. d. Opf. Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- LANDMESSER M. (1984): Das Problem der Achatgenese. Mitteilungen der Pollichia 72: 5-137.
- LANDMESSER M. (1988): Transport- und Akkumulationsmechanismen des SiO₂ in petrologischen System: Achat. Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft 36(3-4): 101-119.

- LANDMESSER M. (1990): Achat als sedimentpetrologische Modellsysteme. Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft/Beihefte zum European Journal of Mineralogy 2(1): 153.
- LANDMESSER M. (1993): Mobilisation durch Reifung: Anmerkungen zu einem geochemischen Akkumulationsprinzip. Berichte der Deutschen Minetalogischen Gesellschaft/Beihefte zum European Journal of Mineralogy 5(1): 38.
- LANDMESSER M. (1998): "Mobility by Metastability" in Sedimentary and Agate Petrology: Applications. Chemie der Erde 58: 1-22.
- LANG S. (2006): Höhlen in Franken Wanderführer in die Unterwelt der Fränkischen Schweiz. Fachverlag Hans Carl, Nürnberg.
- LE ROUX J. P., NIELSEN S. N., KEMNITZ H., HENRIQUEZ Á (2008): A Pliocene megatsunami deposit and associated features in the Ranquil Formation, southern Chile. Sedimentary Geology 203(1-2): 164-180.
- LESTURGEZ G. (2005): Densification des sols sableux sous culture mécanisée. Thesis University Henri-Poincaré Nancy, France.
- LEUBE A. (1954): Geologie des Veldensteiner Forstes. Geologische Blätter für Nordost-Bayern 4(2): 60-68.
- LITTLE I. P., ARMITAGE T. M. & GILKES R. J. (1978): Weathering of quartz in dune sands under subtropical conditions in Eastern Australia. Geoderma 20(3-4): 225-237.
- LYONS J. B., OFFICER C. B., BORELLA P. E. & LAHODYNSKY R. (1993): Planar lamellar substructures in quartz. Earth and Planetary Science Letters 119(3): 431-440.
- MACKENZIE F. T. & GEES R. (1971): Quartz: Synthesis at Earth-Surface Conditions. Science 173(3996): 533-535.
- MAGEE A. W., BULL P. A. & GOUDIE A. S. (1988): Chemical textures on quartz grains: an experimental approach using salts. Earth Surface Processes and Landforms 13(8): 665-676.
- MAHANEY W. C. (2002): Atlas of sand grain surface textures and applications. Oxford University Press, New York.
- MAHANEY W. C., CLARIDGE G. & CAMPBELL I. (1996): Microtextures on quartz grains in tills from Antarctica. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 121(1-2): 89-103.
- MANKER J. P. & PONDER R. D. (1978): Quartz grain surface features from fluviatil environments of northeastern Georgia. Journal of Sedimentary Petrology 48(4): 1227-1232.

- MARCELINO V. & STOOPS G. (1996): A weathering score for sandy soil materials based on the intensity of etching of quartz grains. European Journal of Soil Science 47(1): 7-12.
- MARCELINO V., MUSSCHE G. & STOOPS G. (1999): Surface morphology of quartz grains from tropical soils and its significance for assessing soil weathering. European Journal of Soil Science 50(1): 1-8.
- MARGOLIS S. V. (1968): Electron microscopy of chemical solution and mechanical abrasion features on quartz sand grains. Sedimentary Geology 2(4): 243-256.
- MARGOLIS S. V. & KENNETT J. P. (1970): Antarctic glaciation during the Tertiary recorded in Sub-Antarctic deep-sea cores. Science 170(3962): 1085-1087.
- MARGOLIS S. V. & KENNETT J. P. (1971): Cenozoic paleoglacial history of Antarctica recorded in subantarctic deep-sea cores. American Journal of Science 271(1): 1-36.
- MARGOLIS S. V. & KRINSLEY D. H. (1971): Submicroscopic frosting on eolian subaqueous quartz sand grains. Geological Society of American Bulletin 82(12): 3395-3406.
- MARGOLIS S. V. & KRINSLEY D. H. (1974): Processes of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains. American Journal of Science 274(5): 449-464.
- MARZOLF J. E. (1976): Sand grain and quartz overgrowth examined by scanning electron microscopy: The Navajo Sandstone (jurassic (?)), Utah. Journal of Sedimentary Petrology 46(4): 906-912.
- MATTHES S. (1996): Mineralogie. Springer Verlag, Berlin.
- MAZZULLO J. M. & EHRLICH R. (1983): Grain-Shape variation in the St. Peter Sandstone: A record of eolian and fluvial sedimentation of an early paleozoic cratonic sheet sand. Journal of Sedimentary Petrology 53(1): 105-119.
- MCBRIDE E. F., ABEL-WAHAB A. & MCGILVERY T. A. (1996): Loss of sand-size feldspar and rock fragments along South Texas Barrier Island, USA. Sedimentary Geology 107(1-2): 37-44.
- MCFARLANE M. J, COETZEE S. H., KUHN J. R., VANDERPOST C. H. M.& Eckardt F. D. (2007): In situ rounding of quartz grains within an African surface weathering profile in North West Ngamiland, Botswana. Zeitschrift für Geomorphologie 51(3): 269-286.
- MENCKHOFF K. (2005): Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen an Tertiärsanden der Sandgrube Bronn/Franken inkl. Detailkartierung auf Blatt 6234 Pottenstein. Diplomarbeit am Geologisch-Paläontologischen Institut und Museum der Universität Hamburg, unveröffentlicht.

- MENCKHOFF K. (2006): Geologische Detailkartierung im Veldensteiner Forst (Ausschnitt aus Blatt 6234 Pottenstein). Geologische Blätter für Nordost-Bayern 56(1-4): 31-46.
- MENCKHOFF K. (2008): Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen an äolischen Quarzsanden bei Neumarkt i. d. OPf. Geologische Blätter für Nordost-Bayern 58(1-4): 13-26.
- MENCKHOFF K. & RIES G. (2007): Untersuchungen an quarzzementierten Sandsteingeschieben aus der Provinz Dalarna. Geschiebekunde aktuell 23(2): 41-44.
- MENCKHOFF K. & TIETZ G.-F. (2006): Identifikation und Deutung von Verwitterungsformen klastischer Quarze aus Oberkreide-Sedimenten (Sandgrube Bronn/Pegnitz). Geologische Blätter für Nordost-Bayern 56(1-4): 1-30.
- MEYER R. K. F. & SCHMIDT-KALER H. (1992): Wanderung in die Erdgeschichte (5). Durch die Fränkische Schweiz. Verlag Pfeil, München.
- MEYER R. K. F. (1996): Kreide. In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000: 112-128. Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- MIALL A. D. (1977): A review of the braided-river depositional environment. Earth-Science Reviews 13(1): 1-62.
- MILLIKEN K. L. CHOH S.-J. & MCBRIDE E. F. (2002): Sandstone Petrology a Tutorial Petrographic Image Atlas (v.1.0). The American Association of Petroleum Geologists AAPG/Datapages Discovery Series: 6.
- MIZUTANI S. & SUWA K. (1966): Orthoquartzitic sand from Libyan desert, Egypt. The Journal of Earth Sciences, Nagoya University 14(2): 137-149.
- MOLNÁR B., FÉNYES J., NOVOSZÁTH L. A. J. & KUTI L. (1995): Application and Comparison of the Results of Optical and Scanning Electron Microscopic Methods for Grain-Shape Examination on Quaternary Formations. GeoJournal 36(2/3): 157-168.
- MOORE G. W. (1956): Aragonite speleothems as indicators of paleotemperature. American Journal of Science 254: 746-753.
- MOREY G. W., FOURNIER R. O. & ROWE J. J. (1962): The solubility of quartz in water in the temperature interval from 20° to 300°C. Geochimica et Cosmochimica Acta 26(10): 1029-1043.
- MORRIS R. C. & FLETCHER A. B. (1987): Increased solubility of quartz following ferrous-ferric iron reactions. Nature 330(6148): 558-561.

- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. & WORONKO B. (2004): The degree of aeolization of Quaternary deposits in Poland as a tool for stratigraphic interpretation. Sedimentary Geology 168(3-4): 149-163.
- NEISCHL A. (1903): Die Höhlen der fränkischen Schweiz und ihre Bedeutung der dortigen Täler. Inaugural-Dissertation an der Universität Erlangen.
- NEWSOME D. & LADD Ph. (1999): The use of quartz grain microstructures in the study of the origin of sand terrains in Western Australia. Catena 35(1): 1-17.
- NIELSEN J. W. & FOSTER F. G. (1960): Unusual etch pits in quartz crystals. The American Mineralogist 45(3-4): 299-310.
- NORDHOFF P. (2005): Stable isotope investigations on speleothems from different cave systems in Germany. Dissertation an der Georg-August-Universität, Göttingen.
- NUGENT M. A., BRANTLEY S. L., PANTANO C. G., & MAURICE P. A. (1998): The influence of natural mineral coatings of feldspar weathering. Nature 395: 588-591.
- Окамото G. Okura T. & Goto K. (1957): Properties of silica in water. Geochimica et Cosmochimica Acta 12(1-2): 123-132.
- ORR E. D. & FOLK R. L. (1983): New scents on the chattermark trail; weathering enhances obscure microfractures. Journal of Sedimentary Petrology 53(1): 121-129.
- ORR E. D. & FOLK R. L. (1985): Discussion: Chattermarked garnets found in soil profiles and beach environments. Sedimentology 32(2): 307-308.
- OSBORNE R. A. L. (2007): The world's oldest caves: how did they survive and what can they tell us? Acta Carsologica/Time in Karst 36(1): 133-142.
- OSBORNE R. A. L., ZWINGMANN H., POGSON R. E. & COLCHESTER D. M. (2006): Carboniferous clay deposits from Jenolan Caves, New South Wales: implications for timing of speleogenesis and regional geology. Australian Journal of Earth Sciences 53(3): 377-405.
- OSCHMANN F. (1961): Mitteilungen über den Jura und die Kreide bei Kelheim und Regensburg. Paläontologische Zeitschrift 35(3-4): 171-178.
- PATEL A. R., BAHL O P. & VAGH A. S. (1965): Etching of rhombohedral cleavages of quartz. Acta Crystallographica 19(5): 757-758.
- PEEL M. C., FINLAYSON B. L. & MCMAHON T. A. (2007): Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. Hydrology and Earth System Sciences 11(5): 1633-1644.
- PETERKNECHT K. M. & TIETZ G. F. (2006a): Oberflächenstrukturen auf Quarzkörnern ein Hilfsmittel zur Alterseinstufung der Höhlenentstehung im jurassischen Frankendolomit. In: EYNATTEN H. v., DUNKEL I., FISCHER C., KARIUS V. & RUPPERT H.

(Hrsg.): Sedimente 2006, 21th Meeting of Sedimentologists, 4th Meeting of SEPM Central European Section Abstracts and Field Trips. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 45: 132.

- PETERKNECHT K. M. & TIETZ G. F. (2006b): Prallmarken als Indikator für Lösung an Quarzen. In: EYNATTEN H. v., DUNKEL I., FISCHER C., KARIUS V. & RUPPERT H. (Hrsg.): Sedimente 2006, 21th Meeting of Sedimentologists, 4th Meeting of SEPM Central European Section Abstracts and Field Trips. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 45: 133.
- PETERKNECHT K. M. & TIETZ G. F. (2008): Tangentiale Prallmarken als Anzeiger für chemische Verwitterung an Sedimentkörnern. Geologische Blätter für Nordost-Bayern 58(1-4): 89-100.
- PETTIJOHN F. J. (1975): Sedimentary Rocks. Harper & Row, New York.
- PETTIJOHN F. J., POTTER P. E. & SIEVER R. (1972): Sand and Sandstone. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York.
- PITTMAN E. D. (1972): Diagenesis of quartz in sandstones as revealed by scanning electron microscopy. Journal of Sedimentary Petrology 42(3): 507-519.
- POLYAK V. J. & GÜVEN N. (2004): Silicates in carbonate speleothems, Guadalupe Mountains, New Mexico, U.S.A. In: SASOWSKY I. D. & MYLROIE J. (Hrsg.): Studies of Cave Sediments – Physical and Chemical Records of Paleoclimate: 303-311. Kluwer Academic, New York.
- POLYAK V. J., MCINTOSH W. C., GÜVEN N. & PROVENCIO P. (1998): Age and Origin of Carlsbad Cavern and Related Caves from ⁴⁰Ar/³⁹Ar of Alunite. Science 279(5358): 1919-1922.
- PORTER J. J. (1962): Electron microscopy of sand surface texture. Journal of Sedimentary Petrology 32(1): 124-135.
- POWER M. C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology 23(2): 117-119.
- PROSPERO J. M., GLACCUM R. A. & NEES R. T. (1981): Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America. Nature 289(5798): 570-572.
- PYE K. (2007): Sediment fingerprints: a forensic technique using quartz sand grains a comment. Science and Justice 47(1): 34-36.
- PYE K. & MAZZULLO J. (1994): Effects of tropical weathering on quartz shape: an example from northeastern Australia. Journal of Sedimentary Research A64(3): 500-507.
- PYE K. & TSOAR H. (2009): Aeolian Sand and Sand Dunes. Springer-Verlag, Berlin.

- RICHTER A. E. (1985): Geologie und Paläontologie: Das Mesozoikum der Frankenalb. Franckh-Kosmos Verlag, Stuttgart.
- RIES G. & MENCKHOFF K. (2008): Lösung und Neuwachstum auf Quarzkörnern eiszeitlicher Sande aus dem Hamburger Raum. Geschiebekunde aktuell 24(1): 13-24.
- RIMSTIDT J. D. & BARNES H. L. (1980): The kinetics of silica-water reactions. Geochimica et Cosmochimica Acta 44(11): 1683-1699.
- RIMSTIDT J. D. (1997): Quartz solubility at low temperatures. Geochimica et Cosmochimica Acta 61(13): 2553-2558.
- RISCH H. (1996): Mikrobiostratigraphische Gliederung der Kreide. In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000: 128. Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- ROBERTS A. H., ELLIS J. B. & WHALLEY W. B. (1988): The size and surface textures of sediments in an urban catchment. The Science of Total Environment 72: 11-27.
- ROSE K. C. & HART J. K. (2008): Subglacial comminution in the deforming bed: Inferences from SEM analysis. Sedimentary Geology 203(1-2): 87-97.
- RÖSLER H. J. (1988): Lehrbuch der Mineralogie. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- RUDOLPH F. (2005): Strandsteine Sammeln & Bestimmen. Wachholz Verlag, Neumünster.
- RYKART R. (1995): Quarz-Monographie. Ott Verlag, Thun.
- SANDERS J. E. & MERGUERIAN C. (1994): The glacial geology of New York City and vicinity. In: BENIMOFF A. I. (Hrsg.): The Geology of Staten Island, New York, Field guide and proceedings. The Geological Association of New Jersey, XI Annual Meeting: 93-200.
- SASOWSKY I. D. (1998): Cave formation. Enhanced: Determining the Age of What Is Not There. Science 279(5358): 1874.
- SASOWSKY I. D. (2007): Clastic sediments in cave imperfect records of processes in karst. Acta Carsologica/Time in Karst 36(1): 143-149.
- SAVAGE K. M., DE CESERO P. & POTTER P. E. (1988): Mineralogic maturity of modern sand along a high-energy tropical coast: Baixada de Jacarepaguà, Rio de Janeiro, Brazil. Journal of South American Earth Science 1(4): 317-328.
- SCHABDACH H. (1998): Die Sophienhöhle im Ailsbachtal Wunderwelt unter Tage. Verlag Reinhold Lippert, Ebermannstadt.
- SCHACHTSCHABEL P. & HEINEMANN C. G. (1967): Wasserlösliche Kieselsäure in Lößböden. Zeitschrift für Pflanzenernährung 118(1): 22-35.

- SCHÄFER A. (2005): Klastische Sedimente Fazies und Sequenzstratigraphie. Spektrum Akademischer Verlag, München.
- SCHEFFER F. & SCHACHTSCHABEL P. (Hrsg.) (1998): Lehrbuch der Bodenkunde. Enke, Stuttgart.
- SCHNEIDER H. E. (1970): Problems of quartz grain morphoscopy. Sedimentology 14(3-4): 325-335.
- SCHNITZER W. A. & BAUSCH W. (1974): Ein neuer Aragonit-Fundort bei Erlangen und die Genese der fränkischen Aragonit-Vorkommen. Geologische Blätter für Nordost-Bayern 24(4): 260-270.
- SCHNÜTGEN A. & SPÄTH H. (1983): Mikromorphologische Sprengung von Quarzkörnern durch Eisenverbindungen in tropischen Böden. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. 48: 17-34.
- SCHOLLE P. A. (1979): A Colour Illustrated Guide to Constituents, Textures, Cements, and Porosities of Sandstones an Associated Rocks. The American Association of Petroleum Geologists, Memoir 28.
- SCHRÖDER B. (1978): Fränkische Schweiz und Vorland. Sammlung Geologischer Führer: 50. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- SCHULZ M. S. & WHITE A. F. (1999): Chemical weathering in a tropical watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico III: Quartz dissolution rates. Geochimica et Cosmochimica Acta 63(3-4): 337-350.
- SCHWARZBACH M. (1993): Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- SIEVER R. (1962): Silica solubility, 0° to 200°C., and the diagenesis of siliceous sediments. The Journal of Geology 70: 127-150.
- SIEVER R. (1988): Sand. Scientific American Library, New York.
- SIEVER R. (1989): Sand ein Archiv der Erdgeschichte. Spektrum der Wissenschaft, Heidelberg.
- SLEEP N. H. & HESSLER A. M. (2006): Weathering of quartz as an Archean climatic indicator. Earth and Planetary Science Letters 241(3-4): 594-602.
- SLOCUM R. D. (1978): Friction Cracks as Directional Indicators of Glacial Flow on Mt. Desert Island, Maine. The Ohio journal of Science 78(1): 11-17.
- SMALLEY I. J. & KRINSLEY D. H. (1978): Loess deposits associated with deserts. Catena 5(1): 53-66.
- SMART P. & TOVEY N. K. (1981): Electron microscopy of soils and sediments: examples. Clarendon Press (Oxford University Press), Oxford.

- SMITH B. J. & WHALLEY W. B. (1981): Late Quaternary drift deposits of the north central Nigeria examined by scanning electron microscopy. Catena 8: 345-367.
- SMITH M. M., EHRLICH R. & RAMIREZ DE ARELLANO R. (1985): Quartz provenance changes through time: examples from two South Carolina barrier islands. Journal of Sedimentary Petrology 55(4): 483-494.
- SORBY H. C. (1880): On the structures and origin of non-calcareous stratified rocks. Proceedings of the Geological Society London 36: 46-92.
- STRAND K., PASSCHIER S. & NÄSI J. (2003): Implications of quartz grain microtextures for onset Eocene/Oligocene glaciation in Prydz Bay, ODP Site 1166, Antarctica. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 198(1-2): 101-111.
- STRANSKI I. N. (1928): Zur Theorie des Kristallwachstums. Zeitschrift für physikalische Chemie (Abt. A) 136: 259-278.
- STRASSER M. & SONTHEIMER A. (2005): Die Laierhöhle und die Ur-Lone Ein landschaftsgeschichtlicher Überblick. Mitteilungsblatt des Kahlensteiner Höhlenvereins 38: 85-94.
- STRUCKMANN C. (1855): 2. Ueber die Zersetzung der alkalischen Silicate durch Kohlensäure, und über die Löslichkeit der Kieselsäure in reinem Wasser, so wie bei Gegenwart von Salzsäure, Kohlensäure, Ammoniak, Salmiak und Bicarbonaten. Annalen der Chemie und Pharmacie 94(3): 337-347.
- SUDAN P., WHITMORE G., UKEN R. & WOODBOURN G. (2004): Quaternary evolution of the coastal dunes between Lake Hlabane and Cape St Lucia, KwaZulu-Natal. South African Journal of Geology 107(3): 355-376.
- TESTER J.W., WORLEY W. G., ROBINSON B. A., GRIGSBY C. O. & FEERER J. L. (1994): Correlating quartz dissolution kinetics in pure water from 25 to 625°C. Geochimica et Cosmochimica Acta 58(11): 2407-2420.
- TIETZ G. F. (1987): Lösung und Ausheilung tropisch verwitterter Quarze aus einem Oberkreide-Sandstein (SW-Nigeria). Facies 17: 267-276.
- TIETZ G. F. (1994): Prozesse und Produkte bei der chemischen Verwitterung von Basalt. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 50 (Festschrift zum 60. Geburtstag von Erik Flügel): 467-475.
- TIETZ G. (2007): Lösung oder neuerliches Wachstum auf Quarzkörnern: ein Indikator chemischer Verwitterung unter tropischen Klimabedingungen. In: RIES G. & TIETZ G. (Hrsg.): Geowissenschaftliche Afrikaforschung ein Abenteuer? Afrika im Jahr der Wüsten. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Jg. 2006(1-4): 151-171.

- TIETZ G. & HACHMANN W. (2007-09): Höhlenexkursion des Geol. Pal. Inst. der Universität Hamburg. Exkursionsführer, Hamburg, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, unveröffentlicht.
- TIETZ G. F., VIGAH D. A. & PEDLJIC N. (2002): Verwitterungsspuren an Sandkörnern belegen eine alttertiäre Sedimentverfüllung der Kl. Teufelshöhle bei Pottenstein.
 In: Forschungsgruppe Höhlen und Karst Franken e.V. & Karst- und Höhlenkunde der NHG Nürnberg (Hrsg.): Tagungsband der Jahrestagung der VdHK 2002: 17-19.
- TILLMANN H. & TREIBS W. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern, 1:25 000, Blatt Nr. 6335 Auerbach. Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- TREWIN N. (1996): Rasterelektronenmikroskopie in der Sedimentologie. In: TUCKERM. (Hrsg.): Methoden der Sedimentologie: 213-256. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- TROLL C. & PAFFEN KH. (1964): Die Jahreszeitenklimate der Erde. Beilage zur Erdkunde 18(1). In: TROLL C. (1964): Karte der Jahreszeiten-Klimate der Erde. Erdkunde 18(1): 5-28.
- TUCKER M. E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- TWENHOFEL W. H. (1945): The rounding of sand grains. Journal of Sedimentary Petrology 15(2): 59-71.
- VALETON I. (1967): Ein Lateritprofil auf klastischen Sedimenten des Mittelmiozäns von Neyveli (Madrasstate – Indien). Contributions to Mineralogy and Petrology 14(3): 163-175.
- VALETON I. (1988): Verwitterung und Verwitterungslagerstätten. In: FÜCHTBAUER H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine: 11-66. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- VALETON I. & BEISSNER H. (1986): Geochemistry and mineralogy of the Lower Tertiary in situ laterites on the Jos Plateau, Nigeria. Journal of African Earth Sciences 5(5): 535-550.
- VEERHOFF M. (1992): Silicatverwitterung und Veränderung des Tonmineralbestandes in Waldböden als Folge von Versauerungsvorgängen. Bonner Bodenkundliche Abhandlungen Band 8. Institut für Bodenkunde Bonn, Bonn.
- VEERHOFF M. & BRÜMMER G. W. (1993): Bildung schlechtkristalliner bis amorpher Verwitterungsprodukte in stark bis extrem versauerten Waldböden. Zeitschrift für Pflanzenernährung 156(1): 11-17.

- VIGAH D. A. & PEDLJIC N. (2001): Identifikation und Ausdeutung von Verwitterungsmerkmalen an Quarz- und Feldspatkörnern in Sedimenten in Kleinen Teufelshöhle (D 148) Pottenstein (Franken). Diplomarbeit am Geologisch-Paläontologischen Institut und Musem der Universität Hamburg, unveröffentlicht.
- VINX R. (2005): Gesteinsbestimmung im Gelände. Spektrum Akademischer Verlag, München.
- VOSSMERBÄUMER H. (1973): Quartäre Flugsande in Nordbayern. Geologische Blätter für Nordost-Bayern 23(1): 1-20.
- WALDERHAUG O. (1994): Quartz and calcite cementation of sandstones. Dissertation an der Universität Oslo.
- WALDERHAUG O., LANDER R. H., BJØRKUM P. A., OELKERS E. H., BJØRLYKKE K., & NADEAU P. H. (2000): Modelling quartz cementation and porosity in reservoir sandstones: examples from the Norwegian continantel shelf. In: WORDEN R. H. & MORAD S. (Hrsg.) Quartz Cementation in Sandstones. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 29: 39-49. Blackwell Science, Oxford
- WALKER T. R. (1957): Frosting of quartz grains by carbonate replacement. Geological Society of American Bulletin 68(2): 267-268.
- WALKER T. R. (1960): Carbonate replacement of detrital crystalline silicate minerals as a source of authigenic silica in sedimentary rocks. Bulletin of the Geological Society of America 71(2): 145-152.
- WAUGH B. (1970a): Formation of quartz overgrowths in the Penrith Sandstone (Lower Permian) of Northwest England as revealed by scanning electron microscopy. Sedimentology 14(3-4): 309-320.
- WAUGH B. (1970b): Petrology, provenance and silica diagenesis of the Penrith Sandstone (Lower Permian) of Northwest England. Journal of Sedimentary Petrology 40(4): 1226-1240.
- WEGNER M. W. & CHRISTIE J. M. (1983): Chemical Etching of Deformation Substructures in Quartz. Physics and Chemistry of Minerals 9(2): 67-78.
- WEGNER M. W. & CHRISTIE J. M. (1985): General Chemical Etchants for Microstructures and Defects in Silicates. Physics and Chemistry of Minerals 12(2): 90-92.
- WHALLEY W. B., MARSHALL J. R. & SMITH B. J. (1982): Origin of desert loess from some experimental observations. Nature 300: 433-435.
- WHALLEY W. B. (Hrsg.) (1978): Scanning electron microscopy in the study of sediments. Geo Abstracts Limited.

- WHITE W. B. (2007): Cave sediments and paleoclimate. Journal of Cave and Karst Studies 69(1): 76-93.
- WIEGAND J., FRY M., HAUS N. & KARMANN I. (2004): Geochemische und hydrochemische Untersuchung zur Genese von Sandstein- und Quarzitkarst in der Chapada Diamantina und im Eisernen Viereck (Brasilien). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 155(1): 61-90.
- WILLEY J. D. (1975a): Reactions which remove dissolved alumina from seawater. Marine Chemistry 3(3): 227-240.
- WILLEY J. D. (1975b): Silica-alumina interactions in seawater. Marine Chemistry 3(3): 241-251.
- WILSON P. (1980): Surface textures of regolith quartz from the Southern Pennines. Geological Journal 15(2): 113-129.
- WIPPERN J. (1955): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 6134 Waischenfeld. Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- WOLFE J. A. (1994): Tertiary climatic changes at middle latitudes of western North America. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 108(3-4): 195-205.
- WOZAZEK S. (2001): Die klastischen Sedimente von Süd-Elfenbeinküste: Provenanz, Umlagerungsprozesse und Entwicklung des Goldvorkommens "Belle Ville". Dissertation an der Universität Stuttgart.
- WURTH G. (2002): Klimagesteuerte Rhythmik in spät- bis postglazialen Stalagmiten des Sauerlandes, der Fränkischen Alb und der Bayerischen Alpen. Dissertation an der Ruhr-Universität, Bochum.
- ZEZSCHWITZ E. v., SCHWERTMANN U. & ULRICH B. (1973): Die Podsolierungsstadien von Braunerden aus Schieferschutt. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 136(1): 40-52.
- ZHOU L. ,WILLIAMS M. A. J. & PETERSON J. A. (1994): Late Quaternary aeolianites, palaeosols and depositional environments on the Nepean Peninsula, Victoria, Australia. Quaternary Science Reviews 13(3): 225-239.
- ZUBE B. & TIETZ G. F. (2003): Gibbsit-reiche Basaltkomplexe des Jos Plateaus/Zentralnigeria. Projekt: Rohstoffpotential afrikanischer Lateritbildungen. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Jg. 2003(5-6): 429-439.

Danksagung

Mein Dank geht an meinen Betreuer und Doktorvater Prof. Dr. Gerd F. Tietz, der stets Vertrauen in mich und meine Arbeit gesetzt hat und mir die Freiheit gegeben hat meinen eigenen Weg zu gehen.

Dr. Ekkehard Martin danke ich für die Bereitschaft sich als Zweitgutachter zur Verfügung zustellen. Kritische Anmerkungen und Anregungen haben dazu beigetragen, die Arbeit zu verbessern.

Den weiteren Mitgliedern der Prüfungskommission, Prof. Dr. Eva-Maria Pfeiffer, Prof. Dr. Jürgen Böhner und Prof. Dr. Jochen Schlüter, danke ich für die Annahme der Gutachten und deren Teilnahme an der Disputation.

Prof. Dr. Gerhard Schmiedl und Dipl.-Geol. Yvonne Milker möchte ich danken, dass der Zugang zum REM auch innerhalb schwieriger finanzieller Zeiten ermöglicht werden konnte.

Der Burg Rabenstein Event GmbH, besonders hier Herrn Wolfgang Huppmann, danke ich für den unkomplizierten Zugang zur Sophienhöhle und die Erlaubnis zur Probennahme. Dr. Thomas Striebel (Höhlenforschungsgruppe Blaustein) für hilfreiche Erläuterungen vor Ort.

Jens Hartmann, Godwin Eboh, Bianca Zube, Gunnar Ries und Andreas Preil möchte ich für die gemeinsame Zeit danken. Ebenfalls bedanken möchte ich mich bei Claudia Busch, die mich rührend mit neuen, zumeist sehr interessanten Sandproben aus aller Welt versorgt hat. Katharina Peterknecht danke ich für die Überlassung von Proben, Literatur und anregende Diskussionen.

Für die Erlaubnis zum Abdruck der gekennzeichneten REM-Aufnahmen danke ich Gunnar Ries (Abb. 21b), Jens Hartmann (Abb. 25a) und Claudia Busch (Abb. 43a+b).

Für kritische Anmerkungen, Durchsicht und anregende Diskussionen bedanke ich mich (in alphabetischer Reihenfolge!) bei Godwin Eboh, Stephan Griebel, Jens Hartmann, Gunnar Ries, Nils Schawaller und Thorsten Severin.

Annemarie Gerhard danke ich für stets unkomplizierte Hilfe, Prof. Dr. Gero Hillmer für motivierende Fürsprache und konstruktive Vorschläge.

Erklärung

Ich versichere, dass ich die vorliegende Arbeit ohne fremde Hilfe, selbständig und nur mit den angegebenen Hilfsmitteln erstellt habe.

Ich habe mich bisher an keiner anderen Stelle oder Hochschule um einen Doktorgrad beworben. Die vorliegende Arbeit wurde weder in dieser, noch in ähnlicher Form bei einer anderen Fakultät oder Hochschule eingereicht.