

**Wachstum und Lösung an Quarzkörnern in fränkischen
Höhlensedimenten in Relation zur neogenen Klimaentwicklung**

Dissertation

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

vorgelegt von

Katharina M. Peterknecht

aus

Marne

Hamburg

2011

Als Dissertation angenommen vom Department Geowissenschaften der
Universität Hamburg

Auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. rer. nat. Gerd Tietz
und Dr. rer. nat. Ekkehard Martin

Hamburg, den 12.07.2011

Prof. Dr. Jürgen Oßenbrügge
Leiter des Department Geowissenschaften

Kurzfassung

Detritische Quarzkörner aus verschiedenen fränkischen Höhlen werden mit Hilfe eines Rasterelektronenmikroskops (REM) auf chemisch induzierte Oberflächenmerkmale untersucht und verglichen. Im Zuge der Untersuchung wird ein umfangreicher Oberflächenkatalog über chemisch induzierte Strukturen und speziell der in den Höhlensedimenten vorgefundenen Strukturen zusammengestellt.

Zur Beurteilung des dominierenden Verwitterungstyps wird eine semi-quantitative Erfassungsmethode entwickelt. Mit dieser Methode kann eine Sedimentationshistorie der untersuchten Höhlensedimente abgeleitet werden.

Die Bildungsbedingungen für chemisch induzierte Oberflächenmerkmale werden mit aktuellen neogenen Klimamodellen korreliert. Es zeigt sich, dass die Bildungsbedingungen der Wachstumsmerkmale durch die Umgebungstemperatur gesteuert werden, wohingegen die Bildungsbedingungen der Lösungsmerkmale mit Hebungsphasen bzw. Paläo-Relief-Informationen in Verbindung gebracht werden können. Durch diese Korrelation ist eine zeitliche Eingrenzung der Bildungsbedingungen für die vorgefundenen Merkmale möglich. Daraus lässt sich in Kombination mit der Beobachtung fehlender Abrollspuren auf den chemisch induzierten Strukturen ein Mindestalter (Mittel-Miozän) für die Existenz der Höhlen festlegen.

Stichworte

Höhlensedimente, REM-Analyse, Quarzoberflächen, Paläo-Klima, Paläo-Geomorphologie

Abstract

Detrital quartz grains out of different franconian caves are investigated regarding chemical induced surface features using a scanning electron microscope (SEM). They are compared with each other. In the course of the investigation a detailed surface features catalogue about chemical induced features is created. It covers especially features found on quartz grains out of cave sediments

For estimation of the dominating weathering type a semi-quantitative method of data acquisition is developed. Using this method a history of sedimentation of the investigated cave sediments can be developed.

The conditions for the origin of chemical induced surface features are correlated with actual neogene climate models. The origin of overgrowth features is controlled by the environmental temperature whereas the origin of dissolution features can be linked to phases of uplift or information about the palaeo relief. This correlation allows a temporal placement of the conditions for the origin of chemical features. This combined with missing physical induced features on the chemical induced features allows to determine the minimal age of the caves to mid miocene.

Keywords

cave sediments, SEM analysis, quartz surface, palaeo climate, palaeo geomorphology

Danksagung

Ich bedanke mich bei Prof. Dr. Gerd Tietz für die Vergabe des Themas, Vermittlung der Kontakte zu den Höhlenvereinen, die Betreuung der Arbeit und die konstruktiven Diskussionssitzungen. Dr. Ekkehard Martin danke ich für die Diskussionsbereitschaft, die konstruktive Kritik und Begutachtung der Arbeit. Prof. Dr. Gerhard Schmiedl danke ich für den Zugang zum REM-Gerät sowie Dr. Yvonne Milker für die Unterstützung am REM.

Godwin Eboh, Dr. Kay Menckhoff und Dr. Gunnar Ries danke ich für die Zusammenarbeit und Diskussionsbereitschaft. Speziell danke ich Godwin Eboh für die Überlassung der Referenzprobe 1 (Jos-Plateau, Nigeria) und Dr. Kay Menckhoff für die Unterstützung am REM, die Überlassung einiger Proben sowie den Austausch der Literaturquellen. Jens Hartmann danke ich für die Einweisung in die Funktionsweise des REMs und den technischen Support am Gerät. Frau Eva Vinx danke ich für die Unterstützung im Labor. Für die Erlaubnis zur Verwendung des Bildes 7.1 B (S. 69) bedanke ich mich bei Fabian Brand.

Weiterhin bedanke ich mich für die Unterstützung von Annemarie Gerhard, Dr. Alf Grube und Moustfa Abdullah sowie Kelly Davis und Jan Peterknecht.

Ein Dank geht an die Mitglieder der Höhlenvereine FHKF und NHG (Abteilung für Karst und Höhlenkunde) für die Begleitung in den Höhlen sowie die Unterstützung bei der Probennahme. Für die Organisation der Höhlenbegleitung danke ich Dieter und Anette Preu vom FHKF sowie Dr. Jochen Götz von der NHG (Abteilung für Karst und Höhlenkunde). Höhlenbegleiter waren: Thomas-Michael Schneider, Rolf Dorn, Michel Preu, Lotar Dreier und Rainer Amann. Bei Lorenz Raps aus Ottenhof bedanke ich mich für die Erlaubnis der Probennahme der Referenzprobe 4 Ottenhof auf seinem Hofgelände.

Weiterhin bedanke ich mich bei der Firma Schlingenmeyer für die Erlaubnis zur Probenahme der Referenzprobe 3 auf ihrem Betriebsgelände.

Der größte Dank gilt jedoch meinen Eltern für die Unterstützung und Michael Cziebalski für den technischen Support.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	17
1.1.	Zeitliche Zuordnung von Klimadaten aus Höhlensedimenten	17
1.2.	Geographischer Rahmen des Untersuchungsgebietes	18
1.3.	Fragestellung	18
1.4.	Vorgehensweise	19
2.	Geologie/Geomorphologie	21
2.1.	Globale Klimaentwicklung des Känozoikums	21
2.2.	Paläogeomorphologische und klimatologische Entwicklung der Fränkischen Alb	24
2.2.1.	Jura	24
2.2.2.	Kreide	24
2.2.3.	Paläogen	26
2.2.4.	Neogen	26
2.2.5.	Quartär	29
2.2.6.	Regionale tektonische Entwicklung und Hebungsphasen Nord-Ost-Bayerns	29
3.	Karst	33
3.1.	Verkarstung der Malm-Gesteine der Frankenalb	34
3.2.	Höhlen	35
3.2.1.	Höhlenbildung in der Nördlichen Frankenalb nach Habbe (1989)	35
3.2.2.	Höhlensedimente	36
3.2.3.	Höhlentemperatur	37
4.	klastische Minerale	39
4.1.	Dolomitsand	39
4.1.1.	Verwitterungsverhalten des Dolomits nach bisherigem Kenntnisstand der Wissenschaft	40
4.1.2.	Entstehung von Dolomitsand nach Tietz	41
4.1.3.	Entstehung des Dolomitsandes im paläogeographischen Kontext	41
4.2.	Quarz	43
4.2.1.	Chemische Verwitterung von Quarz	45
4.2.1.1.	Lösungs-Wachstumsgleichgewicht	46

4.2.1.2.	Grundlagen zu Kristallwachstum	47
4.2.2.	Löslichkeit von Siliziumdioxid	48
4.2.2.1.	Kristallinität von Siliziumdioxid und Temperatur	49
4.2.2.2.	Druck- und Temperatur-Abhängigkeit	52
4.2.2.3.	pH-Abhängigkeit	52
4.2.2.4.	Kationen-Abhängigkeit	54
4.2.2.5.	Wassersättigung	55
4.2.3.	Authigene Quarze	55
4.2.4.	Authigene Megaquarze in Höhlensedimenten	56
4.2.5.	Primärer Quarz-Anteil in Malmkarbonaten Süddeutschlands	56
5.	Methoden	59
5.1.	Probennahme und Präparation	59
5.2.	Rasterelektronenmikroskopie (REM)	60
5.3.	Polarisationsmikroskopie	60
6.	Verwitterung	61
6.1.	Physikalische Verwitterung	62
6.2.	Chemische Verwitterung	62
7.	Oberflächenstrukturen-Katalog	65
7.1.	Physikalisch induzierte Oberflächenstrukturen	68
7.2.	Chemisch induzierte Oberflächenstrukturen	68
7.2.1.	Wachstum	71
7.2.1.1.	Flächenwachstum	71
7.2.1.2.	kristallographisch orientierte Anwachsäume (crystallographic overgrowth)	73
7.2.1.3.	Sonderformen von Anwachsäumen aus fränkischen Höhlen	74
7.2.2.	Wachstums-Effekte	77
7.2.2.1.	Um- und Einwachsen von Kontaktmineralen (Kontaktabdruck)	78
7.2.2.2.	Wachstum an Löchern und Depressionen	79
7.2.2.3.	Wachstum nach mechanischer Überprägung – Kristallklaster	80
7.2.3.	Lösung	81
7.2.3.1.	Extern induzierte Strukturen	83
7.2.3.2.	Intern induzierte Strukturen	85
7.2.4.	Lösungs-Sonderformen	90
7.2.4.1.	Lösungsrinnen	90
7.2.4.2.	Angelöster Kristallrasen	90
7.2.5.	Differenzierung von „Rectangular-pits“	91
8.	REM-Bilddaten-Auswertungsmethoden für chemisch verwitterte Quarze	95
8.1.	Semi-quantitative Auswertungsansätze	96

8.2.	Eigene semi-quantitative Bewertungsmethode	98
8.3.	Visuelle Schätzung	101
8.4.	Risikobewertung der Methode	103
9.	Probenbeschreibung und Ergebnisse	105
9.1.	Referenzproben	105
9.1.1.	Referenzprobe-Probe 1: in situ verwitterter Rhyolith /Jos Plateau	105
9.1.2.	Referenzprobe-Probe 2: Strandsand / Baltrum	108
9.1.3.	Referenzprobe-Probe 3: kretazische Delta-Sande / Uhry	112
9.1.4.	Referenzprobe-Probe 4: kretazische Schutzfelsschichten / Ottenhof	115
9.2.	Höhlenproben	119
9.2.1.	Bauernhöhle bei Lockenricht	119
9.2.1.1.	Sediment-Typ	119
9.2.1.2.	Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse	119
9.2.1.3.	Semi-quantitative Ergebnisse	122
9.2.2.	Bismarckgrotte bei Rinnenbrunn	123
9.2.2.1.	Sediment-Typ	123
9.2.2.2.	Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse	123
9.2.2.3.	Semi-quantitative Ergebnisse	128
9.2.3.	Distlergrotte bei Finstermühle (Neuhaus a. P.)	129
9.2.3.1.	Sediment-Typ	129
9.2.3.2.	Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse	129
9.2.3.3.	Semi-quantitative Ergebnisse	135
9.2.4.	Maximiliansgrotte bei Krottensee	136
9.2.4.1.	Sediment-Typ	136
9.2.4.2.	Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse	136
9.2.4.3.	Semi-quantitative Ergebnisse	136
9.2.5.	Petershöhle bei Hartenstein	138
9.2.5.1.	Sediment-Typ	138
9.2.5.2.	Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse	138
9.2.5.3.	Semi-quantitative Ergebnisse	141
9.2.6.	Windloch bei Sackdilling	142
9.2.6.1.	Sediment-Typ	142
9.2.6.2.	Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse	142
9.2.6.3.	Semi-quantitative Ergebnisse	148
9.2.7.	Wolfstein bei Neumarkt	149
9.2.7.1.	Sediment-Typ	149
9.2.7.2.	Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse	150
9.2.7.3.	Semi-quantitative Ergebnisse	154
9.2.8.	Mittelwerte der semi-quantitativen Auswertung aller Höhlen	154

10.	Diskussion	155
10.1.	Interpretation der qualitativen und semi-quantitativen Ergebnisse der Referenzproben	155
10.2.	semi-quantitativer Ergebnis-Vergleich aller Referenzproben	157
10.3.	Interpretation der semi-quantitativen Ergebnisse der Höhlenproben	158
10.3.1.	Bauernhöhle	159
10.3.2.	Bismarckgrotte	159
10.3.3.	Distlergrotte	160
10.3.4.	Maximiliansgrotte	161
10.3.5.	Petershöhle	161
10.3.6.	Windloch	161
10.3.7.	Wolfstein	162
10.3.8.	Alle Höhlen	163
10.4.	Modell der Sedimentationshistorie	164
10.5.	Quarz-Lösungs-Wachstums-Parameter in den fränkischen Höhlen	166
10.6.	Dominierende Oberflächenstrukturen	170
10.7.	Höhlenalter	178
10.8.	Mögliche Quellen des Siliziumdioxids	179
10.9.	authigene Quarzaggregate	180
10.10.	Siliziklastische Proben	181
11.	Zusammenfassung / Summary	183
11.1.	Zusammenfassung	183
11.2.	Summary	186
12.	Ausblick	189
A.	Liste der im Katalog aufgeführten Strukturen	203
B.	Höhlenpläne	207
C.	Aufschlussbilder	215
D.	Dreiecksdiagramme	217
E.	Semi-quantitative Datensätze	233

Tabellenverzeichnis

4.1. Temperatur- und Kristallinitäts-Abhängigkeit der Löslichkeit von Quarz bzw. SiO ₂ nach Rykart 1995	50
8.1. Kriterien zur Auswahl der Referenzproben I	99
8.2. Kriterien zur Auswahl der Referenzproben II	100
9.1. Nicht-karbonatischer Grobanteil des Sedimentes aus der Bauernhöhle . . .	119
9.2. Nicht-karbonatischer sedimentärer Grobanteil der Sedimente aus der Bismarckgrotte	123
9.3. Nicht-karbonatischer Grobanteil der Sedimente aus der Distlergrotte	129
9.4. Nicht-karbonatischer Grobanteil des Sedimentes aus der Maximiliansgrotte	136
9.5. Nicht-karbonatischer Grobanteil der Sedimente aus der Petershöhle	138
9.6. Nicht-karbonatischer Grobanteil der Sedimente des Windlochs	142
9.7. Nicht-karbonatischer Grobanteil des Sedimentes aus der Höhlenruine Wolfstein	150
E.1. Datensätze Bauernhöhle Fraktion 500 R	234
E.2. Datensätze Bauernhöhle Fraktion 500 K	235
E.3. Datensätze Bauernhöhle Fraktion 500 E	236
E.4. Datensätze Bauernhöhle Fraktion 200	237
E.5. Datensätze Bauernhöhle Fraktion 100	238
E.6. Datensätze Bauernhöhle Fraktion 63	239
E.7. Datensätze Bismarckgrotte 1 Fraktion 500	240
E.8. Datensätze Bismarckgrotte 1 Fraktion 500 K	241
E.9. Datensätze Bismarckgrotte 1 Fraktion 63	242
E.10. Datensätze Bismarckgrotte 3 Fraktion 500 R	243
E.11. Datensätze Bismarckgrotte 3 Fraktion 500 K	244
E.12. Datensätze Bismarckgrotte 3 Fraktion 500 E	245
E.13. Datensätze Bismarckgrotte 5 Fraktion 500 R	246
E.14. Datensätze Bismarckgrotte 5 Fraktion 500 K	247
E.15. Datensätze Bismarckgrotte 5 Fraktion 500 E	248
E.16. Datensätze Bismarckgrotte 5 Fraktion 200	249
E.17. Datensätze Bismarckgrotte 5 Fraktion 100	250
E.18. Datensätze Bismarckgrotte 5 Fraktion 63	251

E.19.Datensätze Bismarckgrotte 7 Fraktion 500	252
E.20.Datensätze Bismarckgrotte 7 Fraktion 63	253
E.21.Datensätze Distlergrotte 1	254
E.22.Datensätze Distlergrotte 2	255
E.23.Datensätze Distlergrotte 3 Fraktion 500 Q	256
E.24.Datensätze Distlergrotte 3 Fraktion 200	257
E.25.Datensätze Distlergrotte 3 Fraktion 100	258
E.26.Datensätze Distlergrotte 3 Fraktion 63	259
E.27.Datensätze Maximiliansgrotte Fraktion 500 R	260
E.28.Datensätze Maximiliansgrotte Fraktion 500 E	261
E.29.Datensätze Maximiliansgrotte Fraktion 200	262
E.30.Datensätze Maximiliansgrotte Fraktion 100	263
E.31.Datensätze Maximiliansgrotte Fraktion 63	264
E.32.Datensätze Petershöhle Fraktion 500	265
E.33.Datensätze Petershöhle Fraktion 200	266
E.34.Datensätze Petershöhle Fraktion 100	267
E.35.Datensätze Windloch 3	268
E.36.Datensätze Windloch 4 Fraktion 500 R	269
E.37.Datensätze Windloch 4 Fraktion 500 K	270
E.38.Datensätze Windloch 4 Fraktion 500 E	271
E.39.Datensätze Windloch 4 Fraktion 200	272
E.40.Datensätze Windloch 4 Fraktion 100	273
E.41.Datensätze Windloch 4 Fraktion 63	274
E.42.Datensätze Windloch 6 Fraktion 500 R	275
E.43.Datensätze Windloch 6 Fraktion 500 K	276
E.44.Datensätze Windloch 6 Fraktion 500 E	277
E.45.Datensätze Windloch 6 Fraktion 200	278
E.46.Datensätze Windloch 6 Fraktion 63	279
E.47.Datensätze Windloch 7 Fraktion 500 R	280
E.48.Datensätze Windloch 7 Fraktion 500 K	281
E.49.Datensätze Windloch 7 Fraktion 500 E	282
E.50.Datensätze Wolfstein Fraktion 500 R	283
E.51.Datensätze Wolfstein Fraktion 500 E	284
E.52.Datensätze Wolfstein Fraktion 200	285
E.53.Datensätze Wolfstein Fraktion 100	286
E.54.Datensätze Wolfstein Fraktion 63	287
E.55.Mittelwerte aller Höhlendaten 1	288
E.56.Mittelwerte aller Höhlendaten 2	289

Abbildungsverzeichnis

1.1. Logistisches Diagramm zur Vorgehensweise	20
2.1. Geologische Karte	22
2.2. Synopsis der känozoischen Klimaentwicklung	28
2.3. Schematische Darstellung der Reliefentwicklung in der Nördlichen Frankenalb	31
3.1. Höhlensediment-Klassifikation nach White (2007)	37
4.1. Quarzmodifikation	44
4.2. Kristallwachstum	47
4.3. Lösungsparameter: Kristallinität	51
4.4. Lösungsparameter: Druck	52
4.5. Lösungsparameter: pH-Wert	53
4.6. Lösungsparameter: Kationen	54
7.1. physikalische Oberflächenmerkmale	69
7.2. Flächenwachstum	72
7.3. Anwachssäume I	73
7.4. Anwachssäume II	75
7.5. maskiertes Wachstum	76
7.6. Sonderform Wachstumsverschmelzung	77
7.7. Wachstums-Effekte	78
7.8. Wachstum an Depressionen	80
7.9. Lösung Allgemein	82
7.10. Mikrorisse	85
7.11. Laugfacetten	86
7.12. Korngrenzen	87
7.13. Gastminerale	89
7.14. Gesteinsklasten	90
7.15. Lösungs-Sonderformen	91
7.16. Rectangular-pits	92
9.1. Referenzprobe Jos Plateau	107
9.2. Dreiecksdiagramm Jos Plateau	108

9.3. Referenzprobe Baltrum	110
9.4. Dreiecksdiagramm Baltrum	111
9.5. Referenzprobe Uhry	113
9.6. Dreiecksdiagramm Uhry	114
9.7. Referenzprobe Ottenhof I	116
9.8. Referenzprobe Ottenhof II	117
9.9. Dreiecksdiagramm Ottenhof	118
9.10. Bauernhöhle Lösungs-Merkmale	120
9.11. Bauernhöhle Laugfacetten	121
9.12. Bismarckgrotte Wachstum	124
9.13. Bismarckgrotte Oberflächenstrukturen der Anwachssäume	125
9.14. Bismarckgrotte Lösungsmerkmale	126
9.15. Bismarckgrotte extern induzierte Merkmale	127
9.16. Distlergrotte Proben 1 und 2	130
9.17. Distlergrotte Probe 3: detritische Quarze	131
9.18. Distlergrotte authigene Quarze	132
9.19. Distlergrotte rekristallisierte Fossilien	134
9.20. Maximiliansgrotte	137
9.21. Petershöhle Lösung	139
9.22. Petershöhle Wachstum	140
9.23. Petershöhle extern induzierte Strukturen	141
9.24. Sackdilling Wachstumsmerkmale	143
9.25. Sackdilling Mikrokristallrasen	145
9.26. Sackdilling Lösungsmerkmale	146
9.27. Sackdilling allochthone Proben	147
9.28. Wolfstein Lösungs Merkmale	151
9.29. Wolfstein Mikrorisse	152
9.30. Wolfstein Wachstumsmerkmale	153
10.1. Dreiecksdiagramm Referenzproben Gesamt	157
10.2. Dreiecksdiagramm mit Mittelwerten aller Höhlen	164
10.3. Mg/Ca-Verhältnis fränkischer Höhlen	167
10.4. Strukturfamilien	171
10.5. Modell der Entwicklungsbedingungen für Merkmale auf Quarzoberflächen im Verlauf der känozoischen Klimaentwicklung	172
B.1. Höhlenplan Bauernhöhle bei Lockenricht, vereinfachte Darstellung	208
B.2. Höhlenplan Bismarckgrotte bei Rinnenbrunn, vereinfachte Darstellung	209
B.3. Höhlenplan Distlergrotte bei Finstermühle, vereinfachte Darstellung	210
B.4. Höhlenplan Maximiliansgrotte bei Krottensee, vereinfachte Darstellung	211
B.5. Höhlenplan Petershöhle bei Hartenstein, vereinfachte Darstellung	212

B.6. Höhlenplan Windloch bei Sackdilling, vereinfachte Darstellung	213
B.7. Lageplan der Burg mit Burggraben und der Höhlenruine Wolfstein bei Neu- markt i.d.OPf., vereinfachte Darstellung	214
C.1. Aufschlussbilder	216
D.1. Dreiecksdiagramme Bauernhöhle bei Lockenricht	218
D.2. Dreiecksdiagramme Bismarckgrotte bei Rinnenbrunn, Proben 1 und 3	219
D.3. Dreiecksdiagramme Bismarckgrotte bei Rinnenbrunn, Probe 5	220
D.4. Dreiecksdiagramme Bismarckgrotte bei Rinnenbrunn, Probe 7	221
D.5. Dreiecksdiagramme Distlergrotte bei Finstermühle	222
D.6. Dreiecksdiagramme Maximiliansgrotte bei Krottensee	223
D.7. Dreiecksdiagramme Petershöhle bei Hartenstein	224
D.8. Dreiecksdiagramme Windloch bei Sackdilling, Probe 4	225
D.9. Dreiecksdiagramme Windloch bei Sackdilling, Proben 3 und 6	226
D.10. Dreiecksdiagramme Windloch bei Sackdilling, Probe 7	227
D.11. Dreiecksdiagramme Wolfstein bei Neumarkt i.d.OPf.	228
D.12. Dreiecksdiagramme der Mittelwerte für Bauernhöhle und Bismarckgrotte . .	229
D.13. Dreiecksdiagramme der Mittelwerte für Distlergrotte, Maximiliansgrotte, Pe- tershöhle und Windloch	230
D.14. Dreiecksdiagramme der Mittelwerte Windloch-Gesamt und Wolfstein	231
D.15. Dreiecksdiagramm mit Mittelwerten aller Höhlen	232

1. Einleitung

1.1. Zeitliche Zuordnung von Klimadaten aus Höhlensedimenten

Höhlensedimente werden in den Geowissenschaften bevorzugt zur Rekonstruktion des Paläoklimas herangezogen (White 2007). Leider reichen diese Klimaarchive bisher nicht weit in die Erdgeschichte zurück, da sie durch die Beschränkungen der Datiermethoden in ihrer Reichweite begrenzt werden. So werden kohlenstoffhaltige Partikel aus organischem Material in den Sedimenten mit der ^{14}C -Methode datiert. Deren Nachweisgrenze liegt bei maximal 57.300 Jahren. Zur Datierung von Speleothemen (Sintern) wird bevorzugt die U/Th-Datierung genutzt. Diese reicht im günstigsten Fall bis ca. 600.000 Jahre zurück (White 2007). Zur Datierung siliziklastischer Höhlensedimente werden häufig die kosmogenen Isotope ^{10}Be und ^{26}Al genutzt. Hier ist eine Datierung bis zu 5 Ma Jahre möglich. Die Methode setzt eine „Belichtung“ mit kosmischer Strahlung an der Erdoberfläche voraus (White 2007). Ungeeignet für diese Messmethode sind also Klaster aus dem „nicht-belichteten“ Bereich eines Sedimentpaketes, die durch Spalten in die Höhlen „einsickern“ können. Die aus den Höhlensedimenten ermittelten Klimadaten können demnach im günstigsten Fall nur bis zum Beginn des Pliozäns zeitlich zugeordnet werden. Ältere Sedimente können in den seltensten Fällen datiert werden. Eine Voraussetzung zur Datierung älterer Sedimente ist bisher die Anwesenheit von Fossilien entsprechenden Alters (siehe hierzu u. a. Pickford et al. 2006). Das zeigt, dass die Datierungen von Höhlensedimenten, die älter als 5 Ma sind, zumindest problematisch sind.

Erste Ansätze für die Rekonstruktion des Klimas anhand von eingetragenen Sedimenttypen und Verwitterungsmerkmalen auf Quarzoberflächen wurden bereits von Gillieson (1981) durchgeführt. Gillieson (1981) schließt jedoch eine Alteration nach der Sedimentation in der Höhle aus.

1.2. Geographischer Rahmen des Untersuchungsgebietes

Die untersuchten Höhlensedimente stammen aus Höhlen des Karstgebiets der Fränkischen Alb aus der Region zwischen den drei großen fränkischen Städten Forchheim, Bayreuth und Nürnberg. Es handelt sich um eine alte Karstlandschaft, die ihre erste Verkarstungsphase in der Unterkreide erlebte und im Verlauf der Erdgeschichte wiederholt zugedeckt und wieder freigelegt wurde und zumindest seit dem mittleren Neogen einer mehr oder weniger intensiven Verkarstung unterliegt (Meyer und Schmidt-Kaler 1992). Die bis heute verbliebenen klastischen Oberflächensedimente der Fränkischen Alb bestehen aus Mischsedimenten der Kreide, dem Neogen und dem Quartär. Die Quarze dieser Ablagerungen zeigen unterschiedliche Verwitterungsprägung (Menckhoff 2005; Menckhoff und Tietz 2006; Menckhoff 2006, 2010). Durch Umlagerung gelangten Teile dieser Oberflächensedimente im Laufe des Paläogens und Neogens in die Höhlen und unterlagen dort weiterer Verwitterung.

1.3. Fragestellung

In Untersuchungen fränkischer Sedimente zeigten Quarze Spuren intensiver chemischer Verwitterung. Es wurden dabei sowohl Oberflächensedimente als auch Höhlensedimente untersucht (Reither et al. 1988; Borger 1993, 2000; Vigah und Nijaz 2001; Menckhoff 2005; Menckhoff und Tietz 2006; Menckhoff 2006, 2010). Oberflächenmerkmale auf Quarzen, die durch chemische Verwitterung entstehen, entwickeln sich vornehmlich unter humiden Klima-Bedingungen mit hohen Durchschnittstemperaturen (Menckhoff 2010). Derartige Klimabedingungen sind heute weitgehend auf die tropischen und subtropischen Breiten beschränkt (Mai 1995), herrschten aber bis zur Mitte des Miozäns auch in Mittel-Europa (Schwarzbach 1988; Mai 1995; Utescher et al. 2009).

In dieser Arbeit soll geprüft werden, ob sich in den eingetragenen Sedimenten verschiedener Höhlen ebenfalls intensiv verwitterte Quarze befinden und ob die darauf vorgefundenen Verwitterungsmerkmale identisch bzw. miteinander vergleichbar sind. Zu diesem Zweck werden vorwiegend solche Verwitterungsmerkmale beschrieben und interpretiert, die eindeutig innerhalb der Höhlen entstanden sind. Hauptsächliche Kriterien sind dabei das Fehlen erkennbarer Abrollspuren an Neubildungen wie Wachstums- bzw. Lösungsmerkmale.

Ein weiteres Ziel der Arbeit ist die Prüfung, ob die Bildungsbedingungen der Quarzoberflächenmerkmale mit den aktuellen Klimamodellen für das Neogen der Frankenalb (Zentral-Europa, Böhme et al. 2007, 2008; Bruch et al. 2006; Utescher et al. 2009) korrelierbar sind.

Diese Untersuchungsergebnisse sollen darüber hinaus ermöglichen, das Alter der bearbeiteten Höhlen einzugrenzen bzw. auf einen bestimmten Zeitraum festzulegen. Dabei soll geprüft werden, ob die Bildungsbedingungen für chemisch induzierte Oberflächenmerkmale bei bekannter Klimahistorie als Datierhilfe für den Eintrag der Sedimente herangezogen werden kann.

1.4. Vorgehensweise

Es wurden zunächst die Proben in den Höhlen genommen und im Labor präparativ aufbereitet. Die so gewonnenen Quarzkörner wurden auf Aluminium-Stubs zur anschließenden REM-Bearbeitung montiert. Mittels REM wurden Bilder von den Quarzkörnern erstellt und analysiert. Die Analyse führte zum Ergebnis, dass die zur Zeit übliche Auswertungsmethode der environmentspezifischen Abhängigkeit der Oberflächenstrukturen für diese Fragestellung nicht sinnvoll ist. Daraufhin wurde ein neuer Auswertungsansatz entwickelt, der sich auf REM-Bilder gründet, mit denen der dominante Verwitterungstyp der Quarzoberflächen analysiert werden kann. Zu diesem Zweck wurde ein Oberflächenstrukturen-Katalog auf Basis der Verwitterungstypen zusammengestellt und die semi-quantitative Bewertungsmethode der Verwitterungstypen abgeleitet. Mit Hilfe der semi-quantitativen Bewertungsmethode wurden Dreiecksdiagramme zu den Probenbefunden erstellt.

Diese Darstellungen ermöglichten den Vergleich verschiedener Proben bzw. von Probenorten (Höhlen) gleicher bzw. ähnlicher Verwitterungs-Stadien. Zusätzlich wurden Mittelwerts-Diagramme sowie ein Gesamt-Diagramm erstellt, aus dem Rückschlüsse auf die Sedimentationshistorie möglich sind.

Zusätzlich wurde anhand der REM-Bilder der Verwitterungsablauf auf den Quarzoberflächen ermittelt. Die oberflächenprägenden Bildungsbedingungen der Merkmale ließen sich aktuellen regionalen neogenen Klimamodellen bzw. bekannten regionalen Hebungsphasen, nach denen sich das Relief und damit die Wassersättigung im Sediment geändert hat, zuordnen. Diese Zuordnung der Bildungsbedingungen für Oberflächenmerkmale zu den Klimamodellen bzw. Hebungsphasen sowie der Sedimentationsablauf, die durch die semi-quantitative Bewertungsmethode abgeleitet wurde, ermöglicht eine Alterseinschätzung des Ablagerungszeitraums für die beprobten Höhlensedimente. Dadurch wird eine indirekte Einschätzung des Mindestalters für die Höhlen möglich (siehe hierzu das logistische Diagramm auf Seite 20).

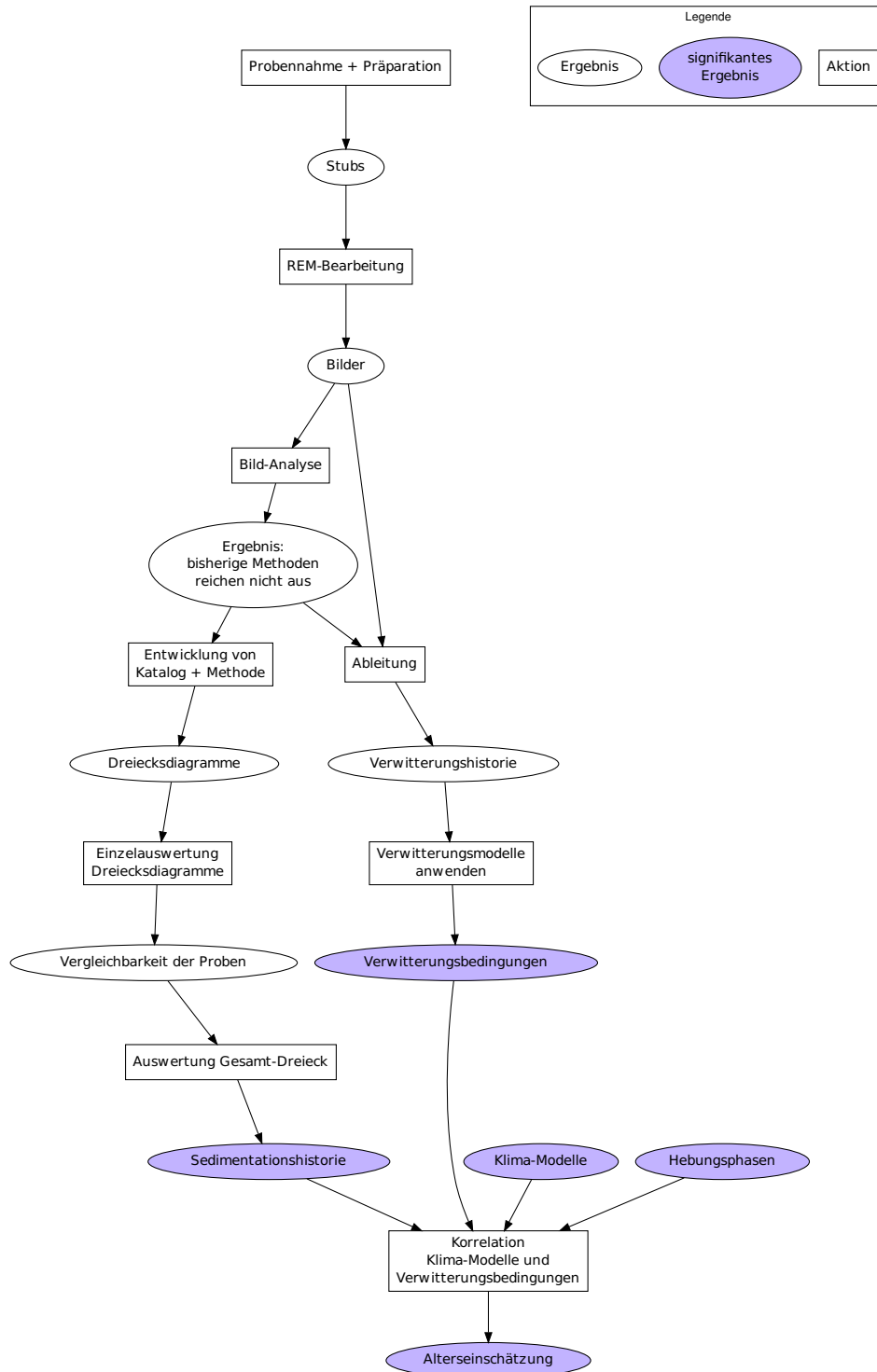


Abbildung 1.1.: Logistisches Diagramm zur Vorgehensweise

2. Geologie/Geomorphologie

Die Frankenalb ist aus mesozoischen und känozoischen Sedimenten aufgebaut. Im Arbeitsgebiet ist der Mittlere Jura (Dogger) und der Obere Jura (Malm) aufgeschlossen und wird stellenweise von kretazischen siliziklastischen Sedimenten überlagert (Freudenberger und Schwerd 1996). Für diese Arbeit sind nur die verkarstungsfähigen Schichten des Malms (Höhlenbildung) sowie die Quarzsande der Kreide bzw. jüngere Klastika des Paläogens und Neogens als Lieferant der Höhlensedimente relevant. Die mesozoischen Schichten der Nördlichen Frankenalb werden im Gegensatz zu denen der Südlichen Frankenalb nicht von der subalpinen Molasse überdeckt (Eberle et al. 2007). Känozoische Sedimente spielen in dieser Region für die Geologie nur eine untergeordnete Rolle, da sie als Aufarbeitungsprodukte der jurassischen und kretazischen Sedimente nur geringe Mächtigkeiten erreichen. Schwerpunktmäßig behandelt diese Arbeit Teile dieser Aufarbeitungsprodukte bzw. Verwitterungsprodukte, dies sind primär Höhlensedimente aus Dolomitsand. Die Ablagerungen der Kreide sind stark durch die Regression am Ende des Juras und zu Beginn der Kreide geprägt. Die an der Jura/Kreide-Grenze einsetzende Verkarstung dauerte ca. 40 Ma an und führte unter tropischen bis subtropischen Klima-Bedingungen zu einer tiefgründigen Verkarstung der Albtafel. Die Verkarstung erzeugte eine morphologisch stark strukturierte, diskordante Schichtgrenze zwischen den jurassischen und den kretazischen Sedimenten (Meyer 1972). Residualsedimente aus der unterkretazischen Verkarstungsphase sind bis heute nicht bekannt.

2.1. Globale Klimaentwicklung des Känozoikums

Im Känozoikum entwickelt sich das Klima von einem global tropischen bis subtropischen Treibhaus-Milieu während des Eozäns zu einem regional differenzierteren Klima in der Folgezeit, das stärker von dem Breitengrad und der Landmassenverteilung abhing. Die oszillierende Klimaentwicklung des Känozoikums mit tendenzieller Temperatur-Abnahme beginnt bereits im Eozän mit Beendigung des frühen Eozän-Klima-Optimums. Laut Zachos et al. (2001) wird die Klimaveränderung durch langperiodische Variationen der Solarkonstanten (Präzession, Erdschiefe und Exzentrizität) und tektonischer Aktivitäten mit beeinflusst. Anhand von Untersuchungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Notationen an bentischen Tiefsee-Foraminiferen

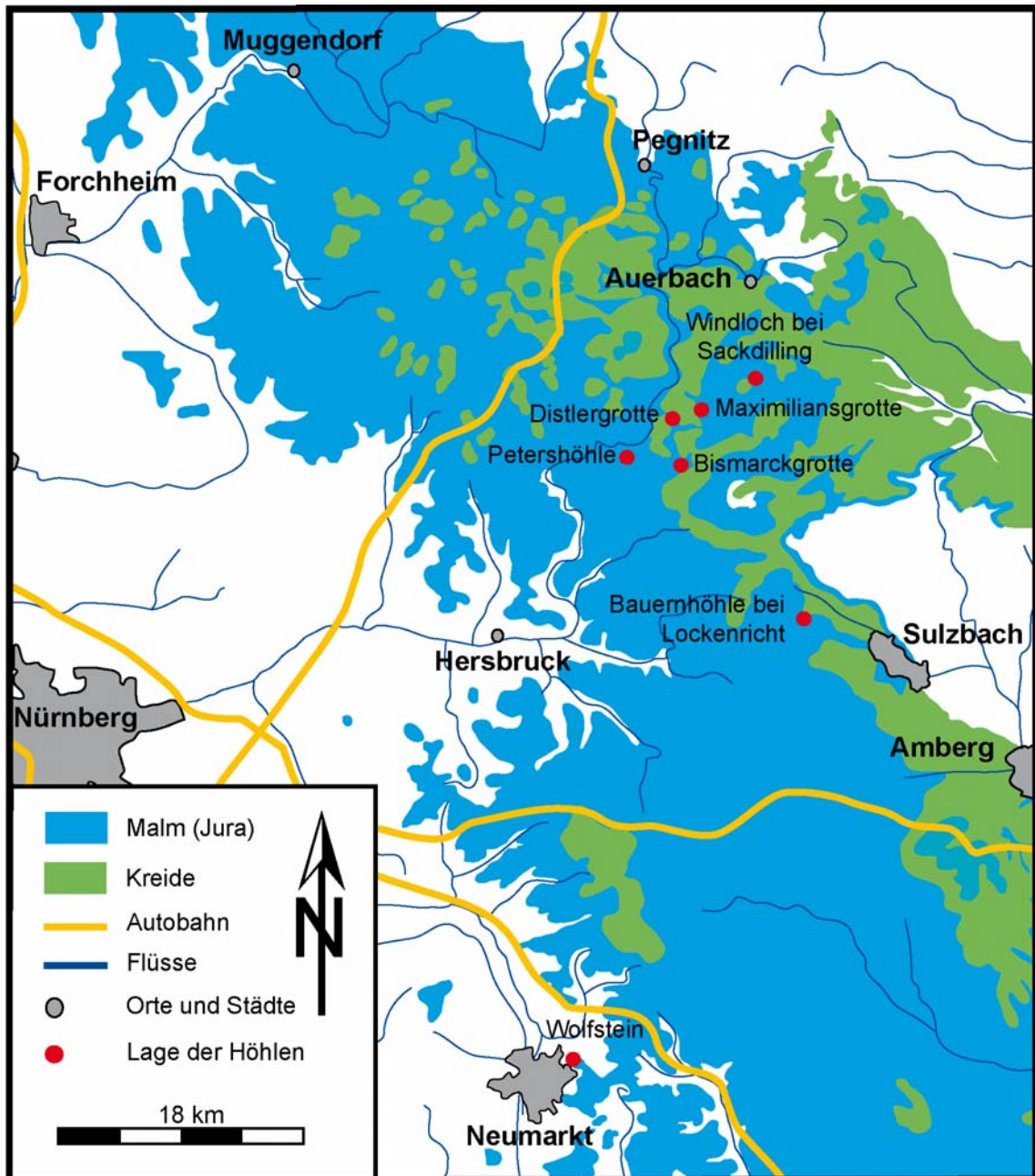


Abbildung 2.1.: Geologische Detail-Übersichtskarte des Arbeitsgebietes Nördliche Frankenalb mit Angabe der Probenorte

sind die Trends der globalen Klimaentwicklung der vergangenen 65 Ma Jahre im Wesentlichen bekannt (Zachos et al. 2001).

Zu Beginn des Paläogens kommt es zu einem Temperaturanstieg des ozeanischen Tiefenwassers. Diese Temperatursteigerung beginnt ab dem mittleren Paläozän (59 Ma) und dauert bis zum frühen Eozän (52 Ma) an. Diese Entwicklung gipfelt im frühen Eozän-Optimum (EECO; 52 bis 50 Ma). Es folgt ein 17 Ma lang andauernder kontinuierlicher Temperaturabfall während des restlichen Eozäns. Zu Beginn des Oligozäns kommt es zu einem sprunghaften Abfall der Temperatur (35-34 Ma). Dieser Sprung dokumentiert den Beginn des Aufbaus des antarktischen Inlandeises (Oi-1 Vereisung, 35 Ma). Der Temperaturabfall seit dem frühen Eozän beträgt insgesamt 7°C (von 12° auf 4,5°C). Daten belegen im Oligozän eine antarktische Eisschildgröße von 50% des heutigen Eisschildes und eine Tiefenwasser-Temperatur von -4°C. Der Eisschild existiert in dieser Form bis zum späten Oligozän (26-27 Ma), ab 27 Ma reduziert eine Warmphase den Eisschild. Von 27 Ma bis ins Mittlere Miozän (-15 Ma) bleibt das Eisvolumen gering und das Tiefenwasser hat mit Ausnahme einiger Perioden kurzer Vereisungsphasen (Mi-Events) eine etwas höhere Temperatur. Diesem Warmphasen-Peak des mittleren miozänen Klima-Optimums (17-15 Ma) folgt eine graduelle Abkühlung und führt zum Aufbau des Haupt-Eisschildes der Antarktis (Ost-Antarktis) bis 10 Ma. Es folgt ein langsamer Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte vom späten Miozän bis zum frühen Pliozän, der die Phase der langsamen Abkühlung und des kontinuierlich wachsenden Eisschildes in der West-Antarktis widerspiegelt. Das frühe Pliozän (bis -3,2 Ma) ist zu Beginn durch einen leichten Erwärmungstrend gekennzeichnet, dem sich ein Anstieg des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes anschließt. Dieser reflektiert den Beginn der Vereisungszyklen auf der Nordhemisphäre (Arktis) und der West-Antarktis (Zusammenfassung nach Zachos et al. 2001). Zum Ende des Neogens (Pliozän) stellen sich Klimabedingungen ein, die dem heutigen Klima ähnlich sind. Das sich anschließende Pleistozän ist durch die Vereisungszyklen der Nordhemisphäre geprägt. Im Holozän erwärmt sich das Klima nach der letzten Vereisungsphase (Maximum ca. 20 Ka) wieder und es entwickeln sich in den letzten 1 Ka die heutigen Klimabedingungen auf der Erde (Schwarzbach 1988).

Einhergehend mit den klimatischen Temperaturschwankungen verändert sich im Laufe des Känozoikums die Niederschlagsintensität.

Ober-Miozän	stärker arid
Ält. Miozän	stärker humid
Ob. Eozän - Unt. Oligozän	stärker arid
Mittel-Eozän	stärker humid

Niederschlagsintensität aus Schwarzbach (1988)

2.2. Paläogeomorphologische und klimatologische Entwicklung der Fränkischen Alb

Die Entwicklung des lokalen Klimas der Fränkischen Alb wird durch die lokale Geomorphologie beeinflusst (Bruch et al. 2007). Durch die Hebung der Böhmisches Masse und die beginnende Auffaltung der Alpen seit der Kreide ändert sich die Land-See-Verteilung in der Region kontinuierlich (Unger und Schwarzmeier 1987; Freudenberger und Schwerd 1996; Eberle et al. 2007) und das Klima entwickelt sich von humiden zu semi-ariden Bedingungen (Schwarzbach 1988; Bruch et al. 2007; Böhme et al. 2008).

2.2.1. Jura

Malm (161,2-145,5 Ma)

Im oberen Jura wurde das Vindelizische Land vollkommen überflutet. Dadurch kommt es zu einer Verbindung zwischen dem flachen, fränkischen Schelfmeer und der Tethys. Das kalkreiche Tiefenwasser der Tethys und die zunehmende Erwärmung auf dem fränkischen Schelf führten zu einer intensiven Kalk-Sedimentation. Gelegentlicher Eintrag von feinklastischem Material führt zu charakteristischen Kalk-Mergel-Abfolgen (Meyer und Schmidt-Kaler 1996). Neben diesen geschichteten fossilführenden Bank- und Mergelkalken entwickeln sich massige Kieselschwammriffe mit Algenkrusten auf Schwellen (Bioherme, Malm α und β , Meyer und Schmidt-Kaler 1992). Später werden diese infolge einer Meeresverflachung häufig durch Schwammriffe überwachsen (Biostrome, bevorzugt im Malm δ). Im Malm ζ schließt die Sedimentations-Abfolge des Juras mit gebankten Dolomitschichten ab. Die Rifffalke wurden noch im ausklingenden Malm durch magnesiumhaltige Wässer dolomitisiert und so zum Frankendolomit umgewandelt (Meyer und Schmidt-Kaler 1992). Durch den späteren Abtrag in der Kreidezeit sind in der Nördlichen Frankenalb heute nur noch 200 m der Malm-Ablagerungen erhalten (Malm α bis tiefsten Malm ζ , Meyer und Schmidt-Kaler 1996). Demgegenüber sind weiter südlich heute noch 500-600 m der Malm-Ablagerungen (Malm α bis ζ 6, an der Donau bei Neuburg) erhalten (Meyer und Schmidt-Kaler 1996). Gesicherte Beispiele für intrajurassischen Paläokarst in der Südlichen Frankenalb konnten bisher nicht erbracht werden (Glaser 2000).

2.2.2. Kreide

Unterkreide (145,5-99,6 Ma)

Durch das Herausheben und die dadurch initiierte Regression in der Region am Ende der Malmzeit lag das Arbeitsgebiet zur Zeit der Unterkreide paläogeographisch in einem

tropischen Küstengebiet (Pfeffer 1986; Meyer 1996). Durch die nun einsetzende, tiefreichende Verkarstung erhält die Landoberfläche mit den unterschiedlichen faziell ausgebildeten jurassischen Karbonatgesteinen eine differenzierte Morphologie. Während sich im Bereich der Bank- und Mergelkalke die Flächenalb entwickelt, entsteht in der Zone mit den Riffen die Kuppenalb (Meyer und Schmidt-Kaler 1992). Diese Reliefaufteilung ist heute noch erhalten. Zum Ende der Unterkreide wird das neu entstandene Karstrelief durch siliziklastisches Material wieder teilweise verschüttet. Sedimente aus dieser Zeit sind nur relikthaft überliefert. Es handelt sich um die sogenannten Schutzfelsschichten. Ihr Alter konnte mangels fossiler Rückstände nicht eindeutig ermittelt werden. Risch (1996) vermutet ein unterkretazisches Alter, hält jedoch auch ein Unter- bzw. Mittel-Cenoman-Alter für möglich. Er vermutet, dass es sich um limnofluviatile Aufarbeitungsprodukte handelt und nicht um marine Ablagerungen. Sie setzen sich aus hellen und bunten, kaolingegebenen Quarzsanden zusammen, die mit Feinkies-Lagen und bunten Kaolintonen durchsetzt sind. Es bildeten sich auch Paläoböden und Bohnenerze aus (Amberger Erze, Eberle et al. 2007). Diese Sedimente stehen heute nur noch in tieferen Karsthohlformen an (Pfeffer 1986; Risch 1996). Die Mächtigkeit der heute noch vorhandenen jüngsten, oberjurassischen Karbonatablagerungen des Malm in der Schwäbischen Alb lassen auf eine großflächige, sporadisch existierende Sedimentbedeckung in den 40 Ma Jahren der Unterkreide schließen (Eberle et al. 2007).

Das feuchtwarme Klima der Unterkreide (15-23 °C, Eberle et al. 2007; Schwarzbach 1988) in Mitteleuropa führte zu einer intensiven tiefgründigen Verkarstung der oberjurassischen Karbonatplattform. Die Reliefentwicklung durch die tropische Verkarstung während der Unterkreide in Süddeutschland ist sehr unterschiedlich ausgeprägt. Während sie in der Schwäbischen und Südlichen Frankenalb meist nur flächige Formen mit wenig eingetieften Tälern ausbildet (Flächenalb), herrscht in der Nördlichen Frankenalb ein intensiv gegliedertes Relief vor (Kuppenalb, Eberle et al. 2007). In und entlang der jurassischen Schwammriff-Schwellen entwickelte sich ein typischer tropischer Turmkarst (vgl. Abb. 2.3, S. 31), wie er heute beispielsweise in Südwest-China, Vietnam, Indonesien, Malaysia und Thailand ausgebildet ist (Eberle et al. 2007). Diese Reliefdifferenzierung ist als unmittelbare Folge des unterschiedlichen Verkarstungsverhaltens der jurassischen Faziesräume zu sehen (Tietz und Hachmann 2004, S.41).

Oberkreide (99,6-65,5 Ma)

Durch das langsame Einsenken der Fränkischen Alb bei gleichzeitigem Tethysvorschub in den Regensburger Golf als Folge weltweiter Meeresspiegelanstiege (Meyer 1996) wurde das unterkretazische Karstrelief zu Beginn der Oberkreide durch Verwitterungsmaterial der Böhmisches Masse verschüttet (vgl. Abb. 2.3, S. 31). Abgelagert wurden wechselnde Folgen aus marinen Kalk-Arkose-Sandsteinen (z. B. Michelfelder Schichten, Auerbacher Keller-Sandstein) und glaukonitischen und feinsandigen Mergel (Cardienton, Freudenberger und Schwerd 1996). Diese Sedimentation erfolgte vom Obercenoman (ca. 95 Ma) bis zum Santon (ca. 80 Ma, Pfeffer 1986) in einer geologisch relativ kurzen Zeitspanne (Pfeffer 1989).

Dabei wurden auch vorhandene Karstformen wie z. B. Höhlen mit diesen siliziklastischen Sedimenten plombiert (Habbe 1989).

Das feuchtwarme Klima der Unterkreide setzte sich in der Oberkreide fort. Es entwickelte sich eine tropische Sumpflandschaft mit tiefgründiger Verwitterung und dichter Vegetation, wie man sie heute beispielsweise auf der Halbinsel Yucatán im Süden Mexikos antrifft (Eberle et al. 2007).

2.2.3. Paläogen

(65,5-23,03 Ma)

Das oberkretazische Flachrelief blieb bis Ende des Paläogens weitgehend unverändert. Dieser Zeitabschnitt wurde durch leicht erosive Sedimentationsbedingungen geprägt, wobei es im Wesentlichen zu Ablagerung und Umlagerung der klastischen Oberkreidesedimente kam (siehe Abb. 2.2, S. 28). Das Flachrelief wurde im Verlauf des Paläogens durch den Aufstieg des Eschenfelden-Königsteiner Gewölbes in drei Phasen angehoben und erodiert (Pfeffer 1986, Fig.3). Es entwickelten sich drei Plateauniveaus mit Kuppen auf verschiedenen Höhenniveaus, die zum Teil heute noch nachvollziehbar sind (Habbe 1989; Pfeffer 1989).

Die herrschenden tropischen bis subtropischen Klimabedingungen des Mesozoikums setzten sich im Paläogen fort und steigerten sich bis zum frühen eozänen Klima-Optimum (Zachos et al. 2001). Anschließend folgte bis ins späte Oligozän eine graduelle Abkühlung (globale Paläotemperatur des Ozeanbodens: 4°C, Mai 1995), der sich im Miozän zunächst eine Erwärmung anschloß (globale Paläotemperatur des Ozeanbodens: 8°C, Mai 1995), gefolgt von erneuter gradueller Abkühlung (globale Paläotemperatur des Ozeanbodens: 2°C, Mai 1995). Das tropische bis subtropische Klima des Paläogens führte zur intensiven chemischen Verwitterung der Sedimente. Durch diese intensive chemische Verwitterung bildeten sich zwischen dem Campan und dem Obermiozän auf den Verebnungsflächen rote Residual-Lehme und Paläoböden aus (Habbe 1989; Pfeffer 1989), die Feldspäte der klastischen Kreidesedimente wurden größtenteils durch die intensive chemische Verwitterung zersetzt und durch Kaolin ersetzt (Gilg 2000).

2.2.4. Neogen

(23,03-2,588 Mio Jahre)

Das extreme Flachrelief des Paläogens blieb bis zum Mittel-Miozän erhalten. Erste Nachweise für eine stärkere Reliefentwicklung treten als jurassische Fragmente in den Trümmerauswurfmassen des Ries-Impaktes auf (Mittel-Miozän ~14,5 Ma, Habbe 1989; Eberle et al.

2007). Die Reliefentwicklung wurde bereits im Paläogen mit der Hebung des Eschenfelden-Königsteiner Gewölbes eingeleitet (Pfeffer 1986). Sie bewirkt eine großräumige Veränderung der Drainage-Systeme durch erneute tektonische Hebung (12-10 Ma, Unger und Schwarzmeier 1987) und Eintiefungsphasen von Flüssen in der Zeit Sarmatium-Pantium (Pfeffer 1986), die durch Starkregenereignisse von 7 bis 5 Ma gefördert wurden (Eberle et al. 2007; Freudenberger und Schwerd 1996). Die durch Starkregenereignisse induzierten Schichtfluten führten zu den sogenannten Breiterrassen und lassen sich heute in den Nördlichen Franken als pliozäne Terrassen belegen (Pfeffer 1986). Im Mittleren Pliozän endete die Phase der Breiterrassenbildung. Ein „en bloc“-Aufstieg des Gebietes im Plio-Pleistozän begünstigte die weitere Eintiefung der Flusstäler (Pfeffer 1986; Garleff und Kris 1997; Eberle et al. 2007).

Das tropische bis subtropische Klima setzte sich zu Beginn des Miozäns fort (Zachos et al. 2001). Die Temperatur- und Niederschlagsbedingungen werden in diesem Abschnitt der Erdgeschichte in Zentral-Europa stark durch die paläogeographischen Umwälzungen geprägt und zeigen häufig deutliche lokale Variationen (Bruch et al. 2006). Untersuchungen an miozänen Holzfluren der südlichen Frankenalb ergaben eine Jahresdurchschnittstemperatur von 22,2-24,2°C mit ganzjährigen humiden Klimabedingungen (Böhme et al. 2007) bis ins späte Ottnangium (17,5-17,3 Ma). Im Karpatium (17,0-16,3 Ma) kam es jedoch zu einer sprunghaften Abkühlung mit Jahresdurchschnittstemperaturen von 17,4-20,5°C (siehe Abb. 2.2, S. 28, blaue Signatur). Es entwickelte sich eine kurzzeitige Saisonalität mit Trockenzeiten im Winter/Frühjahr und Herbst, die sich mit der Mi2-Eisschild-Bildung der Antarktis korrelieren lässt (Böhme et al. 2007). Anschließend stellen sich im frühen und mittleren Badenum (16,3-13,8 Ma) unter den niedrigeren Temperaturbedingungen wieder ganzjährig humide Klimabedingungen ein (siehe Abb. 2.2, S. 28, blaue Signatur, Böhme et al. 2007). Für das folgende Tortonium werden niedrigere Durchschnittstemperaturen (14,3-17,75°C) von Bruch et al. (2006) bei relativ hohen Niederschlagsraten ermittelt (siehe Abb. 2.2, S. 28, lila Signatur Bruch et al. 2006). Abweichend davon ermitteln Böhme et al. (2008) für den südwestlichen und zentralen europäischen Raum ab dem Serravallium (13,82-11,608 Ma) bis zum späten Tortonium (11,608-7,246 Ma) einen Wechsel zwischen intensiver Humidität und ausgeprägter Aridität (siehe Abb. 2.2, S. 28, grüne Signatur). Beginnend mit einer langen Trocken-Phase (13-11 Ma, Niederschlagsmenge im Jahresdurchschnitt: Mean Annual Precipitation: MAP <350 mm) steigert sich der MAP-Wert in der Zeitspanne von 10,2-9,8 Ma auf 800 mm (Zentral-Europa) bzw. 1500 mm (SW-Europa). Dieser Zeitspanne folgte ein erneuter Wechsel zu trockenem Klima in Assoziation mit einer Abkühlungsepisode (9,7-9,5 Ma, MAP ca. 250-400 mm). Im Anschluß dieser semiariden Phase differenzierte sich das europäische Klima (9,0-8,5 Ma) in ein warmphasiges, extrem humides Klima in SW-Europa (MAP 1600 mm) und ein weniger stark humides Klima in Zentral-Europa (MAP 1000 mm). Erst jetzt entwickelt sich eine dauerhafte Saisonalität in Süddeutschland (Utescher et al. 2009). Bis zum Ende des Miozäns war das Klima in

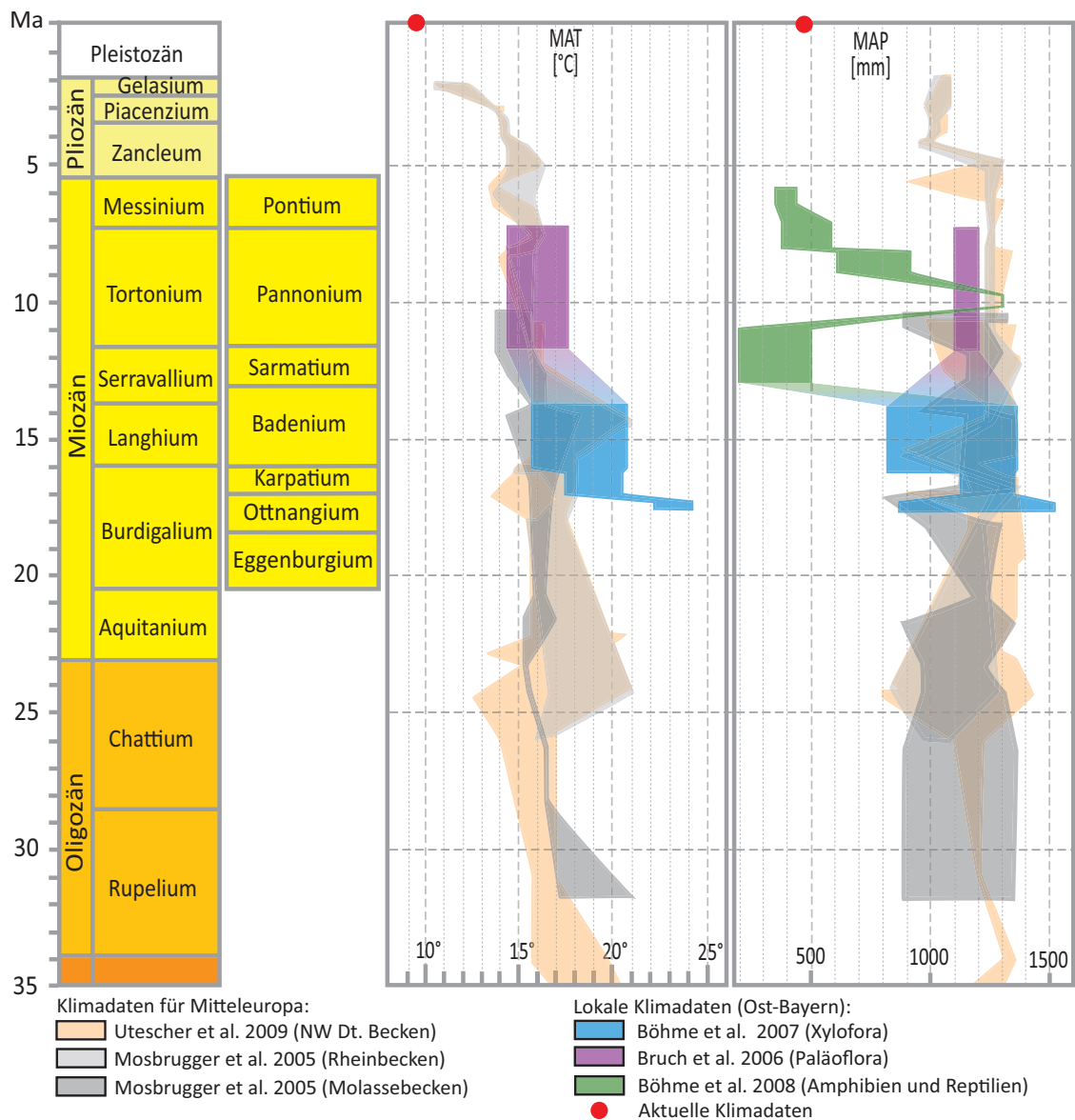


Abbildung 2.2.: Synoptische Darstellung der Temperatur- (MAT) und Niederschlagsentwicklung (MAP) über die Zeitspanne 35 bis 2 Millionen Jahre für Nord- und Zentral-Europa: nordwestdeutsches Becken (Utescher et al. 2009), süddeutsches Molassebecken und unteres Rheinbecken (Mosbrugger et al. 2005). Lokale Studien an süddeutschen Molasseablagerungen belegen die hohe lokale Variabilität der Niederschlagsmengen in Zentral-Europa. Böhme et al. (2007) auf Basis der Datengrundlage von Paläoflora (Xyloflora); Bruch et al. (2006) auf Basis der Datengrundlage von Paläoflora; Böhme et al. (2008) auf Basis der Datengrundlage von Amphibien und Reptilien. Die Daten der einzelnen Publikationen sind mit Farbverlaufs-Signaturen verbunden, um die möglichen Entwicklungstrends darzustellen. Die roten Punkte am oberen Rand der Grafik markieren die heutigen Durchschnittswerte für Mittelfranken (MAT: 9,4°C; MAP: 454,9 mm; Daten TU-Berlin). Grafik verändert und ergänzt nach Utescher et al. (2009).

SW-Eropa stärker humid als heute. Demgegenüber entwickelte sich das Klima in Zentral- bzw. Ost-Europa im Vergleich zu heute zu einer stärkeren Aridität (Böhme et al. 2008).

Nach dem globalen mittel-miozänen Klima-Optimum (17-15 Ma) kam es zur sukzessiven Abkühlung bis zum Pliozän. Die Aridität in Mitteleuropa nahm zu (Schwarzbach 1988) und durch unregelmäßige, starke Niederschlags-Ereignisse kam es häufig zu flächiger Erosion in Form von Schichtfluten (Eberle et al. 2007).

2.2.5. Quartär

(2,588 Ma bis heute)

Der „en bloc“-Aufstieg des Gebietes, der bereits im Pliozän begann, intensiviert u. a. die Eintiefung des Pegnitzcanyons (Pfeffer 1986; Garleff und Kris 1997) und führte zur Absenkung der Grundwasserhorizonte. Höhensande und Schotterreste auf den Albhöhen und auf flußbegleitenden Terrassen belegen diese fortschreitende Talbildung, die zu intensiv akzentuierten Reliefverhältnissen führte (Habbe 1989). Dadurch wurden zum großen Teil die oberkretazischen Siliziklastika aus dem unterkretazischen Karstrelief ausgeräumt. Dieses führte nachfolgend zu einer weiteren Verkarstung der erneut freigelegten jurassischen Karbonate (Pfeffer 1986, vgl. Abb. 2.3 , S. 31). Neben äolischen Sedimenten wie Dünen und Lösslehmen in tieferen Lagen wurden die Böden durch Permafrost geprägt (Eberle et al. 2007; Freudenberger und Schwerd 1996). Freigelegte Höhlenruinen verloren in dieser Zeit ihren Sinterbesatz durch anhaltende Frostsprengung, wobei heute noch erhaltene, glatte, rundflächige Gewölbeformen entstanden (mündlich Tietz). Solche glatten Gewölbeformen sind u. a. an der Höhlenruine der Riesenburg bei Engelhardsberg (C 82) und dem Quakenschloß bei Engelhardsberg (C 4) erhalten.

Im Pleistozän gehörte die Fränkische Alb zu den Periglazialgebieten und wurde weder durch die alpinen noch durch lokale Gletscher beeinflusst (Freudenberger und Schwerd 1996). Im Holozän steigt die Durchschnittstemperatur und entwickelt sich zu den heutigen Temperaturverhältnissen.

2.2.6. Regionale tektonische Entwicklung und Hebungsphasen Nord-Ost-Bayerns

Franken liegt auf dem nordöstlichen Teil der Süddeutschen Großscholle. Die Großscholle ist intern durch weitgespannte Aufwölbungen und Einmuldungen sowie weit durchziehende Bruchtektonik geprägt und wird im Osten durch mehrere NNW-SSE- bis NW-SE-streichende Störungszonen gegen die Böhmisches Großscholle abgegrenzt. Während die Schichtverbiegungen keine ausgeprägten Längsachsen aufweisen, wird die Bruchtektonik bevorzugt

durch herzynisch streichende Richtungen (WNW-SES) charakterisiert (Freudenberger und Schwerd 1996).

Die Region Ostbayerns ist durch zwei großtektonische Einheiten geprägt. Von der Grenze Dogger/Malm bis zum Ende der Oberkreide werden die tektonischen bzw. Hebungs-Abläufe des Gebietes durch die „en-bloc“-Hebung des ostbayerischen Grundgebirges (abgedeckte kristalline Böhmisches Masse) dominiert. Die westlich angrenzenden Senken und Becken, die aus mesozoischen Sedimenten mit kristallinem Basement bestehen, unterliegen ebenfalls dieser Hebung. Sie werden aber durch die Sedimentüberdeckung mit zeitlicher Verzögerung zum kristallinen Basement gehoben. Der tektonische Einfluss des alpinen Orogens ist in dieser Zeitspanne untergeordnet. Ab Ende der Oberkreide ändert sich das dominierende tektonische Regime. Nun überwiegt der tektonische Einfluss des alpinen Orogens die Gestaltung der Burchtektonik und Flexuren in Südostbayern. Zwischen Eozän und Oligozän entwickelt sich die Hauptüberschiebungsphase der Alpen über das nördliche Alpenvorland (wie z. B. Kalkalpin, Flysch, Ultra- und Südhelvetikum) und endet vorläufig im Unteren Egerium (höheres Oberoligozän, 25 Ma) in der Überschiebung auf das Nordhelvetikum. Zwischen 12-10 Ma (Ende Sarmatium bis Mitte Pannonium) fand dann nach einer längeren Unterbrechung die vorerst letzte große nachweisbare Bewegung des alpinen Körpers in der Region Südostbayerns statt. Es kam zur Abscherung der Faltenmolasse und zur Einmuldung der Vorlandmolasse. Dieser letzte Vorschub reaktivierte in den Molasseablagerungen südlich von Regensburg die Schierling-Störung und westlich von Landshut den Landshut-Neuöttinger Abbruch und erzeugte einen bruchtektonischen Versatz um bis zu 30 m des nördlichen Areals. Eine schwache Einmuldung der Vorlandmolasse und das flexurartige Verbiegen entlang sekundärer Bewegungslinien war die Folge und führte zu einer Erhöhung der Sprungbeträge entlang der Hauptbewegungslinien. Unabhängig vom Einfluss des alpinen Orogens erfuhr die Böhmisches Masse weiterhin eine kontinuierliche „en-bloc“-Hebung, jedoch bewirkte die Einengung durch den Nordvorschub des alpinen Orogens eine mehrphasige Rotation der Böhmisches Masse (zusammengefasst nach Unger und Schwarzmeier 1987).

Das Arbeitsgebiet liegt im Einflussbereich der saxonischen Wölbungs- und Überschiebungstektonik an der Grenze zum Böhmisches Gewölbe (Tillmann und Treibs 1967). Die nördlichen Höhlen (Bismarckgrotte, Maximiliansgrotte, Petershöhle, Distlergrotte, Windloch bei Sackdilling) liegen im Bereich der „Mulde von Rana“ und dem „Gewölbe Eschenfelden-Königstein“. Im Westen grenzt die Krottensee-Welluck-Lenoie-Flexur das Eschenfelden-Königstein gegen die Rana-Mulde ab. Die Flexur ist die bruchlose Fortsetzung der Sulzbacher Störungszone südöstlich des Untersuchungsgebietes (Beilage 3 in Tillmann und Treibs 1967). Die Anlage dieser Strukturen fällt in die Oberkreide (frühestes Cenoman, Tillmann und Treibs 1967) und wurde durch die unterschiedlichen Hebungsraten des bedeckten ost-bayerisch-böhmisches Basements und des Böhmisches Massivs gesteuert.

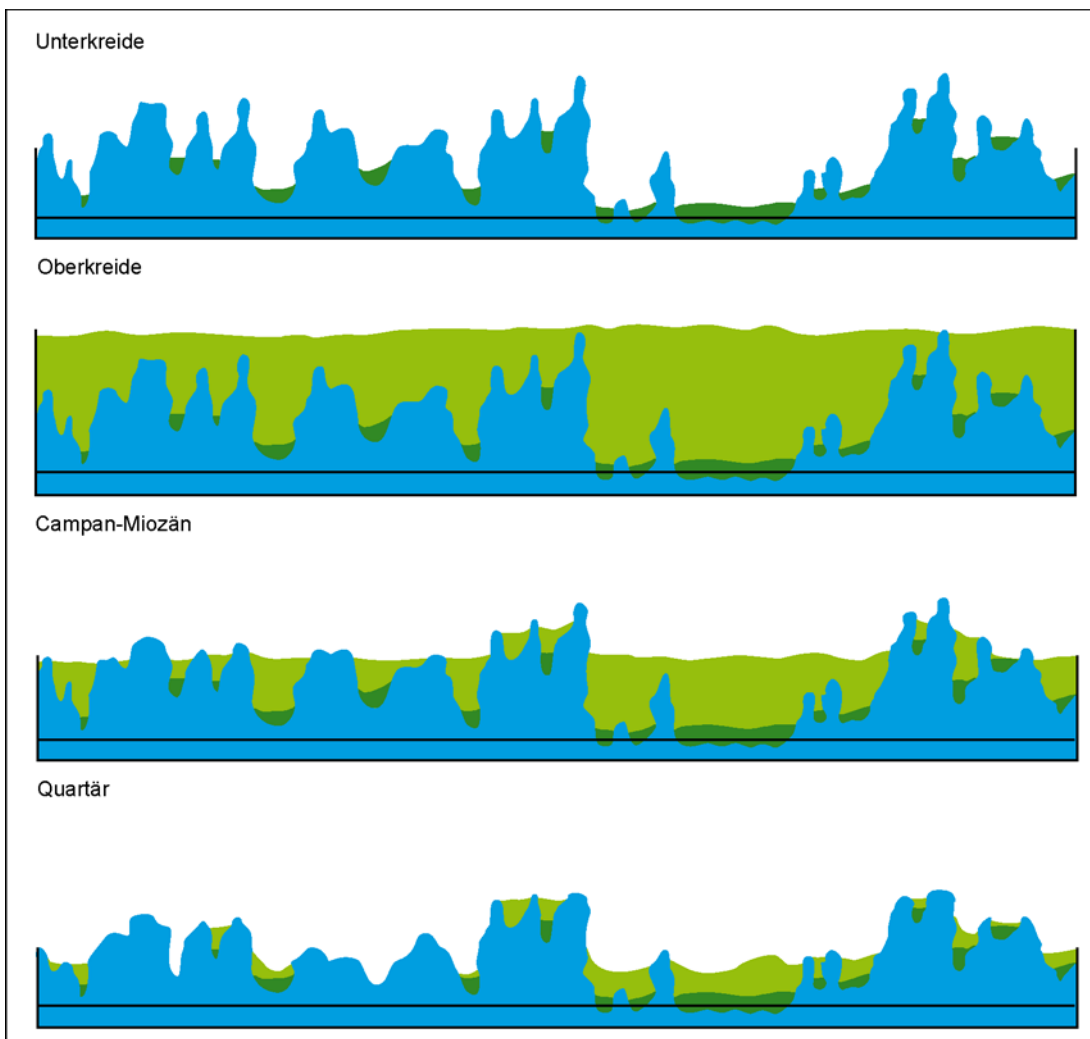


Abbildung 2.3.:

Schematische Darstellung der Reliefentwicklung in der Nördlichen Frankenalb verändert nach Pfeffer (1989)

1. Unterkreide: Entstehung und teilweise Verschüttung des Turmkarstreliefs in der nördlichen Frankenalb. Intensive chemische Verwitterung der jurassischen Kalke (blau) und der unterkretazischen Schutzfelschichten (dunkel-grün).

2. Oberkreide: Verschüttung des Turmkarstreliefs durch siliziklastische Sedimente (hell-grün). Entwicklung eines Flachreliefs.

3. Campan-Miozän: Die phasenweise Hebung des Flachreliefs führte zu Verebnungsflächen mit Kuppen auf verschiedenen Höhenniveaus.

Miozän/Pliozän: Intensivierung der Verkarstung und weitgehende Ausräumung der oberkretazischen Siliziklastika (Habbe 1989).

4. Quartär: Weitere Exhumierung des unterkretazischen Karstreliefs durch Erosion der oberkretazischen Sedimente und fortgesetzte Verkarstung der jurassischen Riffe.

3. Karst

Geomorphologisch ist die Frankenalb durch den Karst geprägt. Karst (serbokroatisch: steiniger Boden, Martin et al. 2002) ist ein Begriff der Geomorphologie, unter dem man den landschaftsprägenden Einfluss von Lösungsverwitterung und -abfuhr löslicher Gesteine durch flüssiges Wasser versteht. Am häufigsten entwickeln sich Karstformen auf Kalken, was auf den hohen Verbreitungsgrad dieses Karbonatgesteines auf der Erde zurückgeführt wird (Ahnert 1996), sie entwickeln sich aber auch auf Sulfaten (Gipskarst) und Silikaten (Silikatkarst).

Karbonate sind Teil eines 3-phasigen Systems, das unter Gleichgewichtsbedingungen stabil ist.

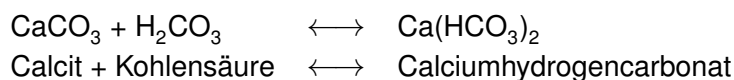
- feste Phase: Karbonatgestein (CaCO_3)
- flüssige Phase: Wasser (H_2O)
- gasförmige Phase: Kohlensäure (CO_2)

Wird eine der leicht mobilen Phasen wie das Wasser bzw. die Kohlensäure gestört, erfolgt solange chemische Umsetzung aller drei Phasen, bis ein neues stabiles Gleichgewicht erreicht ist.

Bei der Verkarstung von Karbonatgesteinen wird zunächst Karbonatgestein durch Zutritt von meteorischem Wasser gelöst. Dieses Wasser enthält bereits geringe Mengen Kohlendioxid aus der Atmosphäre, nimmt aber beim Durchsickern der Bodenhorizonte weiteres Kohlendioxid auf. Wasser und Kohlendioxid dissoziiert zu Kohlensäure (siehe Formel).



Kohlensäure reagiert kalkaggressiv und löst unter Bildung von Calciumhydrogencarbonat Karbonatgesteine auf.



Abhängig vom Reinheitsgrad des Ausgangsgesteins entstehen verschiedene Lösungsformen. Neben Oberflächen-Formen wie Turmkarst, Dolinen, Ponore und Karstquellen sind Höhlen und Höhlenruinen charakteristische Landschaftselemente der fränkischen Karstmorphologie.

3.1. Verkarstung der Malm-Gesteine der Frankenalb

Die Schichten des Malms im fränkischen Jura bestehen aus karbonatischen Ablagerungen. Während die Beckenfazies weitgehend calcitisch aufgebaut ist, bestehen die Riffe der Kuppenalb aus spät-diagenetisch sekundär umkristalisiertem Dolomit (Meyer 1972). Nach der marinen Ablagerung der Karbonate im Jura wich das Meer in der unteren Kreide zurück und es setzte intensive Verkarstung ein (vgl. Abschnitt 2.2.2 Kreide S. 24). Durch den z. T. inhomogenen internen Aufbau des Dolomitgesteins (Bausch 1965; Michel 2001) und das unterschiedliche Lösungsverhalten von Calcit und Dolomit (Priesnitz 1967) entwickelte sich ein sehr ausgeprägtes Karstrelief (Pfeffer 1989). Neben nahezu planaren Ebenen treten Karst-Türme und tiefreichende Gelände-Depressionen auf, die bis zu 200 m tief in die unteren Malm-Schichten reichen können. In einzelnen Fällen reichen sie sogar bis in die Schichten des Doggers (Pfeffer 1989).

Die planaren Ebenen entwickeln sich im Bereich der gebankten Kalke in der Bank- und Mergelfazies bzw. zwischen den Riffen. Dort kommt es in der ersten Verkarstungsphase mangels Klüften und Störungen und auf Grund der geringen Porosität und Permeabilität zur flächenhaften Verkarstung. Dabei bildeten sich zuerst raue Flächen aus, die durch Rillen oder Karren geprägt waren. Auf ihnen entwickelten sich dann relativ schnell Böden mit entsprechender Vegetation. Die Wurzelatmung der Pflanzen steigerte die CO_2 -Konzentration in den Bodenhorizonten. Die daraus resultierende Steigerung der Kohlensäure-Bildung im Boden steigerte die Verkarstung entlang der Grenze Boden zu Kalkunterlage (Horizont B und Horizont C) deutlich und führte zu deren ebenflächigen, horizontalen Verkarstung. Die entstehende Landschaft wird Flächenalb genannt. Durch spätere tektonische Beanspruchung entwickelten sich Klüfte, die zur Ausbildung von senkrechten Schachthöhlen führt (nach Tietz und Hachmann 2004). Diese Höhlen treten in der nördlichen Fränkenalb recht selten auf. Ein Beispiel ist die Schachthöhle im Steinbruch bei Weidensee/Bronn (D76a).

Die Karst-Türme entwickeln sich in den Regionen, in denen die kuppelartigen Schwammriffe und die dicktafeligen Bänke des Malm δ abgelagert sind. Sie sind aus calcitischen Fossilien und dolomitisiertem Fossilschutt zusammengesetzt. Durch die sekundäre Dolomitierung im Malm dieser Bereiche kam es zu einer Schrumpfung des Mineralvolumens (ca. 13%, Schmidt 1965), die zu einer deutlich erhöhten Porosität und Permeabilität führte. Daher ist davon auszugehen, dass die Drainage des Oberflächenwassers in der Zeit der ersten Verkarstung wohl eher durch die dolomitierten Schwammriffe und die dicktafeligen Bänke

erfolgte als durch die weniger porösen und permeablen calcitischen Gesteinsfolgen der Beckenfazies. Zusätzlich ist der Gesteinskörper der Riffe aus zuckerkörnigen Dolomitkristallen aufgebaut, die durch ihre gegenseitige Verschränkung dem Gestein seine Festigkeit geben. Bei Zutritt von kalk- bzw. dolomitaggressiven Lösungen werden zuerst die Ecken und Kanten der Kristalle gelöst, der Gesteinsverband wird nachhaltig gelockert und die Kristallrümpfe sanden als Dolomitsand ab. Dadurch erfolgt eine rasche Raumerweiterung. Bei einer Netto-Betrachtung unter gleichen Umweltbedingungen ist die gelöste Stoffmenge im Dolomit somit deutlich geringer als im Calcit. Durch das Abrieseln und dem erosiven Wassertransport des angelösten Dolomitdetritus ist die Menge des entfernten Gesteinsvolumens deutlich größer als beim vergleichbaren Lösungsvorgang im calcitischen Gestein. In den dolomitisierten Riffen entwickelt sich nahezu vertikal orientierte, tiefreichende Verkarstung bei weitgehender Erhaltung der äußeren, kuppeligen Riffmorphologie. Die entstehende Landschaft wird Kuppenalb genannt (nach Tietz und Hachmann 2004).

3.2. Höhlen

Definition Höhle in Anlehnung an Martin et al. (2002)

Eine Höhle ist eine durch natürliche Prozesse gebildete unterirdische Hohlform, die von Gestein umschlossen und durch Menschen begehbar ist. Eine gleichzeitig mit dem umgebenden Gestein entstandene Höhle wird als Primärhöhle bezeichnet (z. B. Kalktuffhöhle, Lavahöhle, Riffhöhle). Bei Sekundärhöhlen erfolgt die Höhlenbildung später als die Entstehung des die Höhle bergenden Gesteins, z. B. durch chemische Gesteinslösung (Karsthöhle), tektonische Vorgänge (Überdeckungshöhle) oder durch erosive Ausspülung (Brandungshöhle, Uferhöhle).

Die in dieser Arbeit untersuchten Sedimentproben stammen aus Karsthöhlen, die zur Gruppe der Sekundärhöhlen gehören.

3.2.1. Höhlenbildung in der Nördlichen Frankenalb nach Habbe (1989)

Die zahlreichen Höhlen der Fränkischen Alb sind recht ungleichmäßig in der Alb verteilt. Vorwiegend liegen sie hoch über dem heutigen Vorfluter. Nach Spöcker (1952) sind die Höhlen in der Frankenalb drei Höhen-Niveaus zuzuordnen, die an entsprechende überlagernde Abtragungs-Niveaus des Oberflächenreliefs gekoppelt sind. Die Höhlen weisen keine bedeutende Horizontal-, sondern eher eine Vertikalerstreckung auf. Die Erstreckung nach der

Mündung führt heute meist abwärts, ist also demnach eine nachträgliche Erosions-Öffnung (Habbe 1989). Dieses deutet darauf hin, dass die ehemalige Höhle höher im Gesteinskörper hinauf reichte. Die einzelnen Höhen-Niveaus der Höhlen belegen eine längere Verweildauer des phreatisch-vadosen Übergangsbereichs als Zone stärkster Karbonatlösung im Berg (Habbe 1989). Verschiedene Höhen-Niveaus der Höhlen beweisen eine mehrphasige Absenkung des Vorfluters. Nach Habbe (1989) sind die meisten Höhlen bereits während der ersten Verkarstungsphase in der Unterkreide angelegt worden. Demgegenüber sind die Oberflächen-Niveaus Produkte der flächenhaften Abtragung ab dem oberen Miozän bzw. des Pliozäns. Deren Entstehung und Kopplung an die Höhlen-Niveaus erklärt Habbe (1989) mit der Kanalisierungswirkung der Höhlensysteme. Sobald der oberirdische Abtrag auf ein Höhlen-Niveau trifft, wird ein Teil des abfließenden Wassers durch die vorgegebenen Höhlenwege kanalisiert und kann nicht mehr erosiv an der Oberfläche wirken. Dadurch bleiben lokale Verebnungsflächen in unterschiedlichen Höhen-Niveaus erhalten. Die Höhlen wurden wie das rudimentär erhaltene unterkretazische Karstrelief während der Oberkreide mit siliziklastischen Sedimenten verschüttet und somit plombiert. In der Literatur wird von einer im Pliozän einsetzenden Ausräumung des Karstreliefs ausgegangen, dabei sollen auch die Höhlen freigeräumt und so zugänglich für eine anschließende Neuverfüllung worden sein (Habbe 1989).

3.2.2. Höhlensedimente

Klassifikation der Höhlensedimente nach White (2007)

In Höhlen treten verschiedene Sedimenttypen auf. Diese können in klastische und chemische Sedimente unterteilt werden (White 2007). Die klastischen Sedimente werden in der Regel mechanisch in Höhlen eingetragen, während chemische Sedimente dort in situ gebildet werden. Klastische Sedimente lassen sich ihrerseits in lokal verfrachtetes Substrat (autochthon) und in von aussen in die Höhle eingetragenes Sediment (allochthon) unterteilen. Zu den autochthonen Sedimenten zählen Verwitterungsdetritus, Verbruch und Guano. Unter Verwitterungsdetritus versteht man die unlöslichen Komponenten des Umgebungsgesteins wie z. B. Ton, Chert, silifizierte Fossilien, Sand und authigene Quarze (White 2007). Dazu können auch schwerlösliche Komponenten wie z. B. der Dolomitsand der fränkischen Höhlen gezählt werden. Chemische Sedimente entstehen durch Sicker- oder Tropfwasser bzw. oberflächlich ab rinnendes Wasser und werden anhand ihrer chemischen Zusammensetzung unterteilt. Zu ihnen gehören u. a. Sinterbildungen aus Kalk oder Eisen- und Manganausfällungen (White 2007).

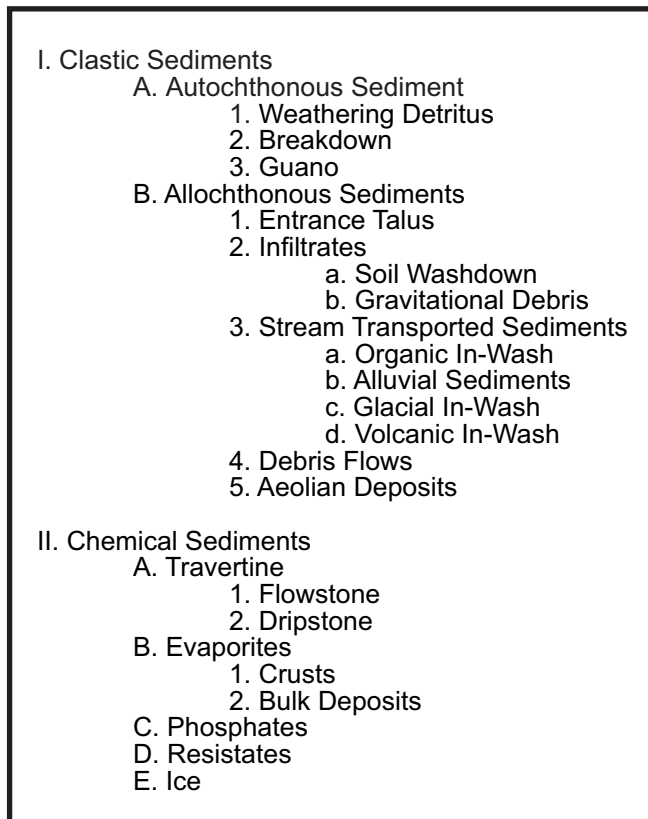


Abbildung 3.1.: Klassifikations-Schema für Höhlensedimente nach White (2007)

In dieser Arbeit wird die Klassifikation der beprobten Höhlensedimente nach White (2007) angewandt. Untersucht wurden klastische Sedimente. Es handelt sich dabei um Residualsedimente (Dolomitsand), die anteilig sowohl aus autochthonen als auch aus allochthonen Sedimenten zusammengesetzt sind. Der Dolomitsand enthält zudem alluviale Relikte (Quarz). Zusätzlich wurden auch einige rein allochthone Höhlensedimente mit vorwiegend siliziklastischer Zusammensetzung untersucht.

3.2.3. Höhlentemperatur

Die Höhlentemperatur ist abhängig von der Jahresmitteltemperatur der Aussenluft (MAT) und der Höhenlage der Höhle (Wenger 2007). So herrschen in der Höhle „Khaf Hamam“ in Jedel Hafit (Vereinigte Arabische Emirate) Temperaturen von 37°C und im schweizerischen Jochloch -5°C (3470 m Höhenlage). Auf Grund der konstanten Temperaturbedingungen sind Höhlen ideale Naturlaboratorien für klimagesteuerte Gleichgewichtsabläufe wie etwa

das Kohlendioxidssystem mit den Sinterbildungen oder aber Langzeit-Verwitterungsstudien an siliziklastischen Mineralen.

4. klastische Minerale

In diesem Kapitel wird nur auf die Minerale eingegangen, die für die Fragestellung relevant sind.

4.1. Dolomitsand

Dolomit gehört zu den chemischen Sedimenten. Er wird im Wesentlichen entweder durch Evaporation gebildet und dann als primärer Dolomit bezeichnet oder er entsteht durch sekundäre Dolomitierung epigenetisch (sekundärer Dolomit). Der sekundäre Dolomit wird meist postdiagenetisch gebildet und entwickelt sich häufig selektiv an eine einzelne Fazies gebunden. Daneben kann Dolomit aber auch hydrothermal bzw. metasomatisch gebildet werden, derartige Bildungen haben jedoch nur lokale Bedeutung.

Eigenschaften des Dolomits:

Chemie: $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ wasserfreies Carbonat

Symmetrieklasse: trigonal-rhomboedrisch

Dichte: 2,9

Härte: 3,5-4

Spaltbarkeit: vollkommen

Im Gegensatz zu Calcit, der in allen Korngrößenbereichen in idiomorpher und xenomorpher Kristallform entstehen kann, tritt Dolomit mit seltenen Ausnahmen nur in Form idiomorpher Kristalle auf. Bei der Verwitterung von Dolomit entstehen unter gemäßigt humiden Bedingungen detritische Einzel-Kristalle mit rhombischer Gestalt. Diese werden als Dolomit-Aschen, Dolomitsand oder Dolomitgrus bezeichnet (Burger 1982, 1989). Neben chemischen (Sinter) und siliziklastischen Sedimenten treten in den fränkischen Höhlen häufig klastische Dolomitsandlagen auf.

4.1.1. Verwitterungsverhalten des Dolomits nach bisherigem Kenntnisstand der Wissenschaft

Das Verwitterungsverhalten von Dolomit unterscheidet sich wesentlich von der Calcit-Verwitterung. So ist die Lösungsgeschwindigkeit von Dolomit kaum halb so groß wie die des Calcits (Priesnitz 1967), daher zeigt der Dolomit eine deutlich höhere Verwitterungsresistenz als Calcit.

Für die Dolomitsandbildung gibt es verschiedene Entstehungsthesen (Burger 1982, 1989; Hofbauer et al. 2005). Nach Burger (1982, 1989) erfolgt die Verwitterung von Dolomit in 7 Phasen, von denen für die Dolomitsandbildung die ersten fünf Phasen von Bedeutung sind:

1. Phase: Die Lösung des Dolomit-Gesteins beginnt im Zement zwischen den idiomorphen Mineralen. Erste Verwitterungslöcher bilden sich in den Mineralzwischenräumen.
2. Phase: In den Lösungszwickeln setzt sich oranges bis bräunliches amorphes Verwitterungsmaterial ab, dessen Größe im Größenbereich der Tonfraktion liegt.
3. Phase: Ausgehend von den initialen Lösungslöchern schreitet der Lösungsprozess entlang der Mineralkorngrenzen fort.
4. Phase: Die Kristalle werden mit einem dünnen Film aus eisenreichem bräunlichen amorphem Verwitterungsmaterial ummantelt.
5. Phase: Der Kristallverband wird immer stärker zersetzt. Dadurch wird das Gesteinsgefüge stark gelockert, gleichzeitig setzt eine verstärkte Hohlräumbildung ein. Da das Mineralkristallgitter das höchste energetische System ist, erzeugt die chemische Lösung idiomorphe Formen bei intakten Mineralkristallen. Diese durch Lösung isolierten idiomorphen Minerale werden ausgewaschen und bilden den Hauptanteil des Dolomitsandes.

Neben der beschriebenen Vergrusung durch Lösungsvorgänge (Burger 1982, 1989) wird von Hofbauer et al. (2005) eine rein physikalische Verwitterung des Dolomitgesteins für möglich gehalten. Die Ursache sehen sie in dem stark anisotropen thermischen Verhalten der Minerale, wie es von Siegesmund et al. (2000) anhand von Marmor beschrieben wird. Demnach wird unter Oberflächenbedingungen durch das unterschiedliche Ausdehnungsverhalten der Kristallachsen bei den Einzel-Kristallen der Gesteinsverband physikalisch aufgelockert und kann somit „absanden“.

Bei dem Modell von Burger (1982, 1989) wird vernachlässigt, dass im unverwitterten Dolomitgestein kein Zement vorhanden ist. Das anisotrope thermische Verhalten des Dolomits nach Hofbauer et al. (2005) würde bestenfalls zu Drucklamellen im Dolomit

aber nicht zum physikalischen Auflockern und „Absanden“ des Gesteins führen (mündlich Tietz).

4.1.2. Entstehung von Dolomitsand nach Tietz

Die Ursache der Dolomitsandbildung ist nach Tietz (mündlich) deutlich einfacher zu beschreiben. Die zuckerkörnigen Dolomitkristalle geben durch ihre gegenseitige Verschränkung dem Gestein seine Festigkeit. Bei Zutritt von Lösungen werden zuerst die Kristallecken und dann die Kristallkanten gelöst (Menckhoff 2006). Die angelösten Dolomitkristalle zeigen kaum Verwitterungsspuren, der Gesteinsverband wird jedoch durch diese Lösung nachhaltig gelockert und die Kristallrümpfe „sanden“ als Dolomitsand ab. Dadurch erfolgt eine rasche Raumerweiterung (vgl. Abschnitt 3.1, S.34).

4.1.3. Entstehung des Dolomitsandes im paläogeographischen Kontext

Es ist unwahrscheinlich, dass der gesamte Dolomitsand, der heute in den Höhlen zu finden ist, in den Höhlen gebildet wurde. Die bei der Lösung entstehende Ionenfracht würde am Boden wieder ausgeschieden werden und dort herabgerieselte Dolomitkristalle einsintern. Dadurch müsste ein „Mit-“ bis „Nebeneinander“ von Dolomitsand und Sinter auftreten. Die Dolomitsande stehen aber in der Regel „unter“ bzw. deutlich seltener „auf“ Sinterkrusten an. Daher hat sich ein Großteil der Dolomitsande höchstwahrscheinlich ausserhalb der Höhlen in situ gebildet und wurde dann als Sediment in die Höhlen verfrachtet.

Die Dolomitsandbildung ist als eine tiefgründige in situ Verwitterung unter humiden Bedingungen bei tropischen Klimaten zu sehen und setzt erst nach der Ablagerung der siliziklastischen Sedimente der Oberkreide ein. Dies belegen Bohrungen, in denen durch eine scharfe Trennlinie getrennt kretazische Sande direkt über Dolomitgrus nachgewiesen wurden (Burger 1982, 1989; Pfeffer 1989). Daher kann der Beginn der Dolomitvergrusung erst ab dem Paläogen einsetzen.

Im Verlauf der sukzessiven Hebung der Frankenalb während des Paläogens werden die Kreidesedimente abgetragen (siehe Abschnitt 2.2.3 Paläogen, S.26 und Pfeffer 1986). Die Zone des verwitternden Gesteins verlagert sich dadurch immer weiter in Richtung der Gesteinsgrenze zwischen Kreide und Malm (dem unterkretazischen Karstprofil) und erreicht im Verlauf des Paläogens das Dolomitgestein. Ergiebige Regenfälle und üppige Vegetation während des Paläogens und zum Anfang des Neogens bedingen einen hohen CO₂-Gehalt in der Bodenluft und begünstigen die Ecken- und Kantenlösung entlang der Dolomitkristalle. Durch den Abtrag der kretazischen Sedimente werden auch die obersten

Stockwerke des unterkretazischen Karstreliefs teilweise freigelegt und unterliegen erneuter Verkarstung. Dadurch werden kretazische Höhlen angeschnitten (siehe Abschnitt 3.2.1, nach Habbe 1989, S. 35) und es kommt zum Eintrag allochthoner Dolomitsande, die Relikte von kretazischen Siliziklastika enthalten können (ca. 2%). Es kann davon ausgegangen werden, dass der überwiegende Teil der überlagernden Kreidesedimente durch Oberflächenerosion abtransportiert wurde und so kein grösserer Eintrag von Siliziklastika in die Höhlen erfolgte.

Eine glazigene Bildung der Dolomitsande, wie sie von Hofbauer et al. (2005) angenommen wird, ist nicht anzunehmen. In den Kaltzeiten des Pleistozäns bildete sich durch Frostsprengung verstärkt Frostschutt in Form von Dolomitgesteinsscherben und -blöcken. Zusätzlich stand das Lösungsmittel Wasser durch die Bindung als Eis nicht zur Lösungsverwitterung zur Verfügung. In den Warmzeiten hingegen kam es zur intensiven Sinterbildung. Eine Sedimentfolge, die im Glazial und Interglazial bzw. Interstadial gebildet wurde, wäre in den Höhlen als Wechsellagerung von Dolomitsanden, Frostschuttdecken und Sinterbildungen zu erkennen. Diese Wechsellagen mit Frostschutt und Dolomitsanden wurden in den Höhlen bisher nicht beschrieben. Die Dolomitsande werden ausschließlich an der Basis der höhlenfüllenden Sedimente gefunden und beschrieben (mündlich Peter Konrad, FHKF sowie eigene Beobachtungen) bzw. sie treten in weitgehend sinterfreien Höhlenräumen auf. Das bevorzugte Auftreten der Sande an der Basis der Höhlensedimente legt den Schluss nahe, dass es sich um die ältesten heute erhaltenen klastischen Sedimente in den fränkischen Höhlen handelt.

4.2. Quarz

Quarz gehört zu den gesteinsbildenden Mineralen und ist ein sehr häufiger Bestandteil der kristallinen Gesteine (z. B. granitoide Tiefengesteine, Gneise und Schiefer). Er kristallisiert unter allen Druck-Temperatur-Bedingungen der kontinentalen Kruste (Vinx 2005). Als letztes Mineral der fraktionierten Kristallisations-Reihe gesteinsbildender Minerale kristallisiert Quarz in Tiefengesteinen, wird aber auch aus magmatischen Restschmelzen in Pegmatit- bzw. Aplit-Gängen in großen Mengen gebildet. Zusätzlich wird er durch Remobilisierung in Form von $\text{Si}(\text{OH})_4$ auf Spalten und Klüften tektonischen Ursprungs ausgefällt. Eine gesonderte Stellung nehmen in Sedimenten in situ gewachsene authigene Quarze ein.

Eigenschaften des Quarzes:

Chemie: SiO_2 Oxid

Symmetrieklasse: i.d.R. trigonal-trapezoedrische Symmetrie

Härte: 7

Spaltbarkeit: nur an schockmetamorph überprägten Gesteinen zu beobachten

Tiefquarz

Symmetrieklasse: trigonal-trapezoedrisch

Dichte: 2,65

Hochquarz

Symmetrieklasse: hexagonal-trapezoedrisch

Dichte: 2,53

Chemisch gilt Quarz als der Anhydrit der Kieselsäure. Bei dieser Verbindung ist ein Siliziumion an zwei Sauerstoffionen gebunden. Durch die besonders starke Bindung zwischen den Silizium- und den beiden Sauerstoffatomen weist das Mineral eine hohe Resistenz gegenüber chemischen Einflüssen auf (Iler 1979). Die Verwitterungsstabilität gegenüber Lösungen erklärt sich zusätzlich aus dem Fehlen von leicht löslichen metallischen Kationen im Kristallgitter, wie sie z. B. im Feldspat auftreten (Blatt 1982).

Eine weitere markante Eigenschaft von Quarz ist das Fehlen ebener Spaltflächen (Vinx 2005). Es wird zwar in der Literatur von einer leicht bevorzugten Spaltrichtung parallel zu Rhomboederflächen und gelegentlich auch parallel zu Prismenflächen gesprochen (Blatt 1982; Rykart 1995), faktisch ist dieses aber nur sehr schwer bzw. gar nicht an detritischen Quarzkörnern nachzuweisen. Spaltbarkeiten werden im Zusammenhang mit Quarz nur aus schockmetamorph überprägten Gesteinen aus Impaktstrukturen beschrieben (Doukhan 1989; Müller 1969; von Engelhard und Stöffler 1965). Quarz ist mit seiner Härte 7 (nach Mohs-Skala) und der schlecht entwickelten Spaltbarkeit gegenüber mechanischen Verwitterungseinflüssen sehr widerstandsfähig. Die geringe Löslichkeit und die hohe mechanische

Belastbarkeit machen Quarz zu einem Residualmineral und führen zu Bildung monomineralischer Sedimente in orogen-fernen Regionen.

Quarz tritt in verschiedenen Modifikationen auf (Rykart 1995). Die häufigsten sind: Tiefquarz (α -Quarz), Hochquarz (β -Quarz), Tridymit, Cristobalit, Coesit, Stishovit (Abb.: 4.1, S. 44).

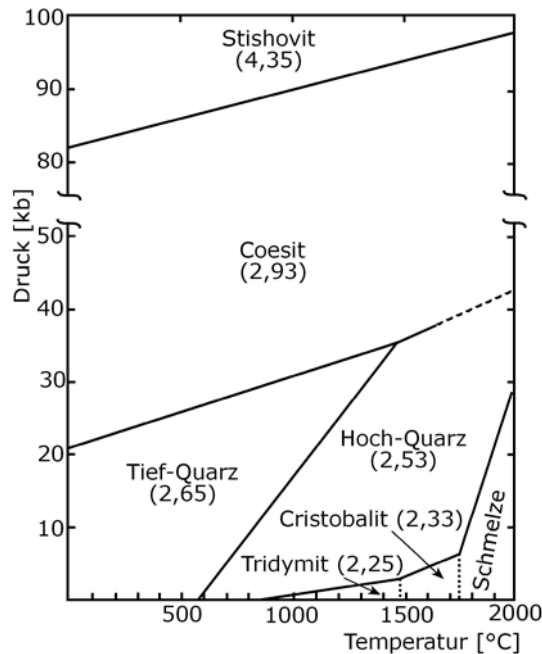


Abbildung 4.1.: Quarzmodifikationen dargestellt in Abhängigkeit von Temperatur und lithostatischem Druck. Mineraldichte in Klammern (g/cm^3) (Rykart 1995)

Bis auf die Höchstdruck- bzw. Höchsttemperatur-Modifikationen Coesit und Stishovit bzw. Tridymit und Cristobalit ist das Siliziumion in den Quarzmodifikationen tetraedrisch von vier Sauerstoffionen umgeben. Hoch- und Tiefquarz stellen die überwiegende Masse der oben aufgeführten Quarzmodifikation in der äusseren Kontinentalkruste. An der Erdoberfläche tritt Hochquarz in der Regel nicht auf, da er bei Unterschreitung der Inversionstemperatur (573°C) in Tiefquarz gewandelt wird. Daher sind alle als Hochquarz bezeichneten Sammlerstücke und idiomorphe Einsprenglinge in sauren Vulkaniten Paramorphosen (Rykart 1995; Vinx 2005). Es handelt sich um eine enantiotrope Umwandlung (reversibel). Bei der Inversion von Hoch- zu Tiefquarz kommt es zu einer geringen zerstörungsfreien Verschiebung und Rotation der Kristallbausteine der Struktur. Die Schraubenachsen bleiben bei diesem Vorgang erhalten, verändern sich aber beim Hochquarz zu einer sechszähligen Schraubenachse und beim Tiefquarz zu einer dreizähligen Schraubenachse (Rykart 1995). Bei der überwiegenden Masse klastischer Quarze in Sedimentablagerungen kann auf Grund dieser temperaturabhängigen Inversion von Tiefquarz ausgegangen werden.

Kornform Die ursprüngliche Form siliziklastischer Quarzkörner wird durch das Muttergestein (Wirtsgestein) bestimmt. Durch die späte Kristallisation der Quarzkörner in Plutonen und Gängen haben sie häufig eine xenomorphe Ausgangsgestalt. Quarze aus Klüften und Störungen sind häufig idiomorph bzw. hypidiomorph. Quarzkörner aus Sedimentlagen wie Sanden oder Sandsteinen sind zum überwiegenden Teil mehr oder weniger abgerollte Verwitterungsresiduen aus Tiefengesteinen, Gneisen bzw. Schiefern. Sie haben meist xenomorphe Gestalt. Daher wird ihre ursprüngliche Form durch die vorherrschende Korngröße des entsprechenden „Muttergesteins“ vorgegeben und im Laufe der Verwitterung überprägt. Je länger ein Korn der Verwitterung ausgesetzt ist, umso ausgeprägter ist der Rundungsgrad entwickelt (Pettijohn et al. 1987).

4.2.1. Chemische Verwitterung von Quarz

Neben der Verwitterungsstabilität gegenüber mechanischen Einflüssen weist Quarz eine sehr hohe Verwitterungsresistenz gegenüber chemischer Verwitterung auf.

Die chemische Verwitterung von Quarz wird, wie bei allen Mineralen, durch das Gleichgewichtsverhalten von Feststoff zum Fluid gesteuert. Bezeichnend für Quarz ist die charakteristische geringe Löslichkeit von Quarz unter Oberflächenbedingungen ($11 \text{ ppm} \pm 1$ bei 25°C , Rimstidt 1997). Auf Grund dieser geringen Löslichkeit und der Tatsache, dass es sich bei Quarz um eine Form des Si-Oxids handelt, werden in der Forschung bevorzugt Lösungsversuche an amorphen bzw. kryptokristallinen Siliziumoxid-Formen durchgeführt (u. a. Iler 1979; Kennedy 1950; Krauskopf und Bird 1995; Morey und Hesselgesser 1951; Rykart 1995). Aus dem Lösungsverhalten des amorphen bzw. kryptokristallinen Siliziumdioxids wird das Lösungsverhalten von Quarz meist rekonstruiert (u. a. Iler 1979; Rykart 1995; Krauskopf und Bird 1995) oder direkt mit diesem verglichen (Rykart 1995; Morey und Hesselgesser 1951). Da chemische Reaktionen an Mineralen weitgehend Oberflächeneffekte sind, sinkt die Löslichkeit mit kleiner werdenden Oberflächen im Verhältnis zum Volumen und damit bei zunehmender Korngröße. Größere Quarzkörner sind jedoch sehr häufig nicht vollflächig Lösungsreaktionen ausgesetzt, daher findet man in natürlichen Sedimenten meist Quarze mit „fleckenhaften“ Lösungsmerkmalen. Bei der chemischen Verwitterung von Quarz entstehen grundsätzlich zwei unterschiedliche Verwitterungserscheinungen: zum einem kann es durch Verwitterung in einer Sedimentablagerung zur Ausfällung von freigesetztem SiO_2 an vorhandenen Quarzkörnern kommen (Wachstum), zum anderen können durch intensive Verwitterung unter stetiger Materialabfuhr Lösungsmerkmale an Quarzkörnern entstehen (Lösung). Gesteuert wird das Wachstum durch den Sättigungsgrad von $\text{Si}(\text{OH})_4$ im Fluid, dieser steht in direkter Beziehung zur SiO_2 -Form (wie z. B. Opal oder Quarz, Landmesser 1995). In seltenen Fällen kommt es zur Neu-Keimbildung (Kleber 1977), in der Regel lagert sich aber das gelöste SiO_2 an vorhandenen Wirtskristallen (klastische Quarze) ab. Als SiO_2 -Lieferanten kommen in erster Linie organogenes SiO_2 ,

meist in amorpher Form ehemaliger Skelettkomponenten von Schwämmen oder Diatomeen und weniger verwitterungsresistente Minerale wie mafische Minerale und Feldspat in Frage. Aber auch kryptokristalline SiO_2 -Formen (Opal, Chalcedon, Chert) können die Quelle des gelösten Siliziumoxids sein (Landmesser 1988, 1995). Können diese möglichen Quellen komplett ausgeschlossen werden, kann Quarz selber die Quelle des gelösten SiO_2 sein. Hierbei wird die Fällung des SiO_2 durch Lösungs-Einengung bzw. Temperaturabfall gesteuert. Grundsätzlich kann gelöstes SiO_2 über weite Strecken im Grundwasser durch Diffusion „transportiert“ werden (Flügel 2004; Tietz 1987, 2007) und so aus „externen“ Quellen stammen.

4.2.1.1. Lösungs-Wachstumsgleichgewicht

Für das Kristallwachstum bzw. die Kristalllösung ist von grundlegender Bedeutung, dass sich ein dynamisches, chemisches Gleichgewicht zwischen gesättigter Lösung und Festkörper (Mineral) einstellt. Das bedeutet, dass ein ständiger Stoffaustausch zwischen Festkörper und Lösung stattfindet. Voraussetzung für diese Gleichgewichtseinstellung bei Quarz ist ein sehr lang anhaltender Kontakt zwischen Lösungskörper und Festkörper (Mineraloberfläche) unter gleichbleibenden Bedingungen. Verschiebt sich die Lösungskonzentration durch Verdunstung bzw. Temperaturerniedrigung in Richtung „Über“-Sättigung, kommt es zur Ausfällung an vorhandenen Keimen. Solange das reaktionsfähige Fluid Kontakt zu vorhandenen Quarzkörnern hat, wird an diesen SiO_2 anwachsen. Nur wenn das Fluid sehr rasch eingengt wird (durch Verdunstung), ist die Fällungsenergie so hoch, dass gleichzeitig „neue“ Netzebenen angelegt werden und auf Körnern mehr oder weniger hypidiomorphe Kristallrasen entstehen.

Zur Lösung von Quarz hingegen können bereits minimale Strömungsbewegungen des Haftwassers um die Körner führen. Dabei kommt es meist zur Erniedrigung der Lösungskonzentration und somit zur Untersättigung. Untersättigte Lösung reagiert in sehr geringem Ausmaß quarzaggressiv und führt zur sukzessiven Lösung der Kornoberfläche.

Durch die heterogene Fluidverteilung im Porennetz mit lokalen, porengelunden Gleichgewichtssystemen kann es zur zeitgleichen Ausbildung von untersättigten bzw. gesättigten Bedingungen nebeneinander im gleichen Sedimentpaket bzw. am gleichen Korn kommen (Pettijohn et al. 1987; Landmesser 1995). Solche Gleichgewichte können sich aber nicht in einem mobilen System (wie z. B. während des Sediment-Transports) einstellen, da die Kornoberfläche ständig und relativ schnell „frischer“ Lösung ausgesetzt ist (Tietz 2007).

4.2.1.2. Grundlagen zu Kristallwachstum

Das Kristallwachstum lässt sich untergliedern in Keimbildung und in „Weiter-Wachsen“ eines präexistierenden Keimes (Ramdohr und Strunz 1967). Bei der Kristallisation aus einer flüssigen Phase heraus muss zunächst die Keimbildungsarbeit geleistet werden. Dafür ist die Erhöhung der Ionenkonzentration über den Sättigungspunkt erforderlich (Kleber 1977). Diese Arbeit ist nicht notwendig, wenn bereits Mineral-„Substanz“ in Form detritischer Quarzkörner vorliegt (Tietz 2007). In diesem Fall kann bei einem geringen Überschreiten der Sättigungskonzentration im metastabilen Bereich (Ostwald-Miers-Bereich, Rykart 1995) das Kristallwachstum an einem präexistierenden Keim beginnen.

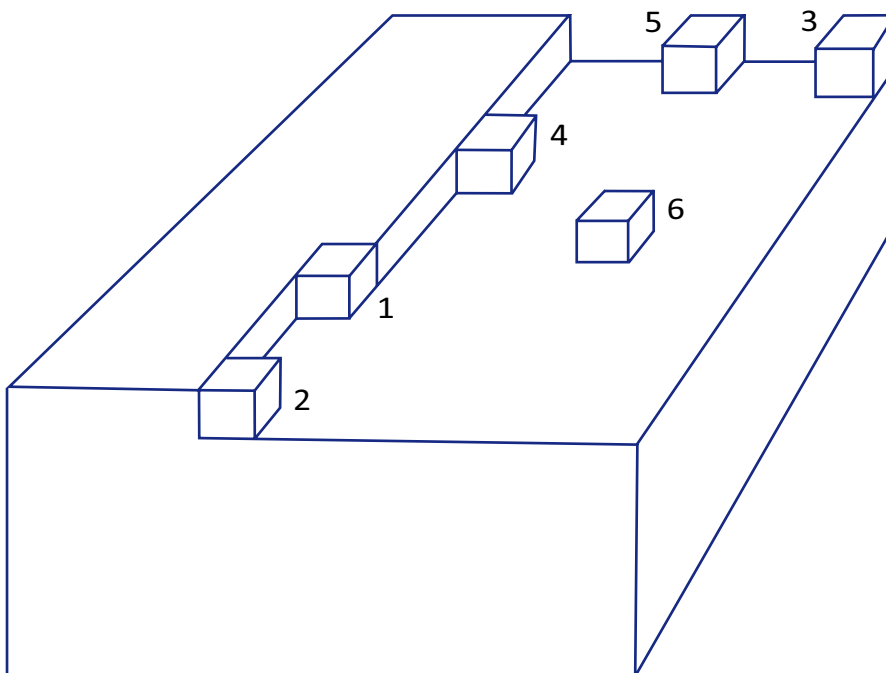


Abbildung 4.2.: Erweitertes Kristallwachstumsmodell eines ionaren Gitters nach Kleber (1977) und Rösler (1988) auf Grundlage der Theorie von Kossel (1927) und Stranski (1928). Der Energiegewinn nimmt mit aufsteigendem Zahlenwert ab, so dass der geringste Energiegewinn an der Position (6) anfällt und der größte Energiegewinn an der Position (1) (Grafik aus Rösler 1988).

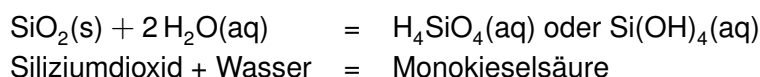
Das Wachstum erfolgt nach der Theorie von Kossel (1927) und Stranski (1928) lagenweise auf vorhandenen Kristalloberflächen (abgebildet u. a. in Ramdohr und Strunz 1967; Gill 1993). Kleber (1977) und Rösler (1988) erweiterten das Modell und differenzierten die Anlagerungspositionen und deren Energiegewinn auf sechs Schritte (vgl. Abb. 4.2, S. 47). So bringt die Anlagerung eines Bausteins auf einer fertigen Netzebene (6) den geringsten Energiegewinn, was gleichbedeutend mit relativ hoher Übersättigung ist. Die Neubildung einer Bausteinreihe bringt einen mittleren (4), wohingegen die Fortführung einer Netzebene

einen hohen Energiegewinn (1) erzielt. Begonnene Bausteinreihen einer Netzebene bieten hiernach energetisch günstige Plätze und werden bevorzugt weiter gebaut. Dies führt zur Ausbildung von geraden geometrisch begrenzten Wachstumsflächen. Nach Tietz (2007) ermöglicht die oben aufgeführte Differenzierung der Anlagerung an den Wachstumsflächen eine Abschätzung des Sättigungsgrades der Lösung. Bei geringer Sättigung entstehen ebene, gradlinig begrenzte Flächen, eine mittlere Sättigung erzeugt abgestufte Flächenpakete. Noch höhere Sättigungen führt zur Ausbildung sich überlagernder Kristallkanten (sogenannte Fensterkristalle, Tietz 2007).

Detritische Quarzkörner sind meist mehr oder weniger abgerollte Kristallrümpfe oder abgerollte Kristallaggregate. Diese Körner werden nicht durch Kristallflächen, sondern durch beliebig angeschnittene Netzebenenrümpfe mit vielen freiliegenden Halbkristalllagen begrenzt. In Abhängigkeit vom Sättigungsgrad der umgebenden Lösung kann es an einer oder mehreren Stellen dieser Körner zur Ausbildung gradlinig begrenzter Flächen kommen (Tietz 2007). Um die Wachstumsvorgänge in einem durch Permeabilität und Porosität beeinflussten unzementierten Kornpaket ablaufen zu lassen, muss sich als erstes das oben beschriebene chemische Gleichgewicht zwischen fester und flüssiger Phase einstellen. Für die Anlagerung von Material an die vorhandenen Flächenrümpfe des Quarzes muss dann die Anlagerungsenergie der Halbkristalllagen exakt dem Sättigungsgrad der umgebenden Lösung entsprechen (Tietz 2007).

4.2.2. Löslichkeit von SiO_2

Allgemein erfolgt die Lösung von SiO_2 durch Hydrolyse (Iler 1979, S.4):



(verändert nach Tester et al. 1994, aus Iler 1979, S. 4)

Dabei beträgt die Aktivierungsenergie zur Auflösung von Quarz 89 ± 5 kJ/mol (Rykart 1995, nach Tester et al. 1994). Wie oben beschrieben ist die Lösungsneigung von SiO_2 unter nicht diagenetischen Oberflächen-Bedingungen nur in sehr geringem Ausmaß existent. Untersuchungen haben ergeben, dass die Löslichkeit von SiO_2 durch verschiedene Parameter beeinflusst wird (u. a. Bickmore et al. 2006; Dove und Nix 1997; Dove 1999; Kennedy 1950; Krauskopf und Bird 1995; Morey und Hesselgesser 1951). Zu diesen Parametern gehören:

- Kristallinität des SiO_2
- Temperatur

- Druck
- pH-Wert
- Ionenstärke (ohne Kieselsäureanteil)

4.2.2.1. Kristallinität von SiO_2 und Temperatur

In der Natur liegt SiO_2 in verschiedenen Aggregatzuständen vor. Neben kristallinem Quarz treten mikrokristalliner Chalcedon, kristallin halbgeordneter Opal CT bis hin zu amorphen SiO_2 -Krusten (Opal A) mit ungeordneter Struktur auf. Je geringer die Kristallinität ist, um so größer ist die Löslichkeit des SiO_2 (vgl. Abb. 4.3, S. 51). Daher löst sich beispielsweise mikrokristalliner Chalcedon schneller als Quarzkristalle (Rykart 1995).

Landmesser (1988, 1995) stellt zur Frage der kristallinitätsabhängigen Löslichkeit in seiner Arbeit das Mobilitäts- und Akkumulations-Verhalten von SiO_2 bei niedrigen Temperaturen am Beispiel Achat dar. Dem Modell liegt die treibende Kraft der Potential-Erniedrigung zugrunde. Viele chemische und physikalische Abläufe in der Natur werden durch Potential-Erniedrigung angetrieben (Landmesser 1994). Diese Potential-Erniedrigung treibt im physiko-chemischen Bereich das Mobilitätsverhalten gelöster Stoffe an (in diesen Fall $\text{Si}(\text{OH})_4$).

Grundlegend für dieses Modell ist, dass SiO_2 in der Natur in verschiedenen Aggregatzuständen vorkommt. Diese Aggregatzuständen weisen unterschiedliche chemische Reife auf. Nach Landmesser (1988) bezeichnet die Reife eines Bodenkörpers den Grad der Kristallinität bzw. des chemischen Potentials der im Bodenkörper enthaltenen Partikel. Hohe Kristallinität entspricht dabei einer hohen Reife sowie einem niedrigen chemischen Potential (z. B. Quarz). Neben Quarz treten metastabile SiO_2 -Aggregate wie u. a. amorphes SiO_2 oder Opal CT auf.

Das chemische Potential der metastabilen SiO_2 -Aggregate erniedrigt sich nach folgender Reihenfolge:

amorphes SiO_2 – Opal C/T – Opal T – Chalcedon – Quarz

Quarz ist von den aufgeführten Mineralen das stabilste SiO_2 -Aggregat und hat in dieser Reihe das niedrigste chemische Potential.

Das Lösungsverhalten von SiO_2 und die $\text{Si}(\text{OH})_4$ -Konzentration im Umgebungsfluid ist von der Reife des Bodenkörpers (Partikelgröße) abhängig. Dabei gilt: je kleiner die Partikel sind (Krypto- bzw. Mikrokristalle), umso leichter lassen sie sich lösen (Gibbs-Thomson-Beziehung beschrieben nach Landmesser 1988). Das bedeutet: unreife SiO_2 -Aggregate (z. B. Opal) erzeugen hohe $\text{Si}(\text{OH})_4$ -Konzentrationen, reife SiO_2 -Aggregate (z. B. Quarz) erzeugen niedrige $\text{Si}(\text{OH})_4$ -Konzentrationen im Fluid.

Grundsätzlich diffundiert das gelöste SiO_2 in Form von Si(OH)_4 im Sedimentkörper immer zu chemisch reiferen Aggregaten. Reife SiO_2 -Aggregate wie Quarz wirken als SiO_2 -Akzeptor. Diffundiert eine opal-induzierte Si(OH)_4 -Konzentration zu einem „benachbarten“ Quarz, ist das Fluid in Bezug auf den Quarz an Si(OH)_4 übersättigt. Es kommt zu Ausfällung von SiO_2 . Nach Landmesser (1995) erzeugt extrem Si(OH)_4 -„übersättigtes“ Fluid weniger reife Ausfällungsprodukte als Si(OH)_4 -„gesättigte“ Umgebungslösung. Daraus lässt sich ableiten, dass Porenlösungen mit hohen Si(OH)_4 -Konzentrationen weniger reife Anwachsäume wie z. B. Mikrokristallrasen oder amorphe Krusten an Kristallkeimen (Quarz) erzeugen. Niedrige Si(OH)_4 -Konzentrationen dagegen erzeugen reifere Wachstumsstrukturen wie Flächenwachstum oder Anwachsäume aus Kristallsubindividuen.

Die Mobilität durch Metastabilität von SiO_2 ist ein sehr langsamer Gleichgewichtsausgleich von SiO_2 , das in verschiedenen metastabilen Aggregatzuständen ungleichmäßig im Sedimentkörper verteilt ist. Wendet man das Modell des SiO_2 -Transports und dessen Akkumulation nach Landmesser (1988, 1995) auf die Problematik des Neu-Wachstums von Anwachsstrukturen an detritischem Quarz an, so kann diese Form des Gleichgewichtsausgleich in einem Sedimentpaket zu einem langsamen „Weiter-Wachsen“ von SiO_2 an detritischen Quarzkörnern führen. Da hierbei wieder das Modell von Kossel (1927) und Stranski (1928) gilt, können geringe Lösungsänderungen dazu führen, dass bereits begonnenes Wachstum weitergeführt wird, während benachbarte Körner keinerlei Wachstum zeigen.

Einen wesentlichen Einfluss in diesem System hat dabei die Temperatur. Die Löslichkeit nimmt mit steigender Temperatur zu. Es handelt sich um einen endothermen Vorgang. Amorphes SiO_2 mit ungeordneter Struktur hat bei tieferen Temperaturen eine deutliche Löslichkeit (Alexander et al. 1954; Eitel 1965). Dagegen löst sich Quarz mit einem wohlgeordneten Kristallgitter unterhalb von 140°C nur in eingeschränktem Ausmaß (vgl. Abb. 4.3, S. 51). Die Abhängigkeit der Löslichkeit von der Kristallinität und der Temperatur ist in der Tabelle 4.1 (S. 50) von Rykart (1995) zusammengestellt worden.

Temperatur in [$^\circ\text{C}$]	Löslichkeit Quarz [in ppm]	Löslichkeit amorphes SiO_2 [in ppm]
25°	06 - 11	120
100°	70	450
200°	300	800
300°	800	-

Tabelle 4.1.: Temperatur- und Kristallinitäts-Abhängigkeit der Löslichkeit von Quarz bzw. SiO_2 nach Rykart 1995

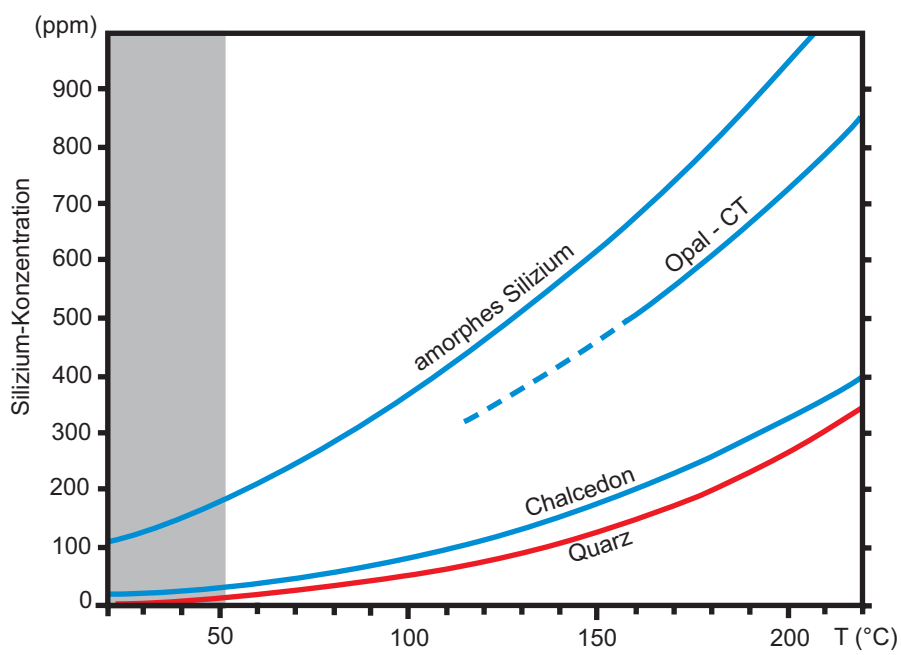


Abbildung 4.3.: Lösungsparameter: Kristallinität. Abhängig von der Kristallinität der SiO_2 -Modifikation unterscheidet sich die Löslichkeit von Quarz (rot) und anderen Silizium-Formen (blau). Grau hinterlegt ist der Temperaturbereich, der in den hier bearbeiteten Oberflächensedimenten maximal realisiert ist (verändert nach Landmesser 1995).

4.2.2.2. Druck- und Temperatur-Abhängigkeit

Die Löslichkeit wird auch durch zunehmenden Druck und steigende Temperatur beeinflusst, wie in der Abbildung 4.4 (S. 52) nach Kennedy (1950) in Rykart (1995) zu sehen ist. Bei niedrigen Temperaturen ($< 50\text{ }^{\circ}\text{C}$) ist der Einfluss des Drucks auf das Lösungsverhalten der SiO_2 -Aggregate jedoch vernachlässigbar klein (Landmesser 1995).

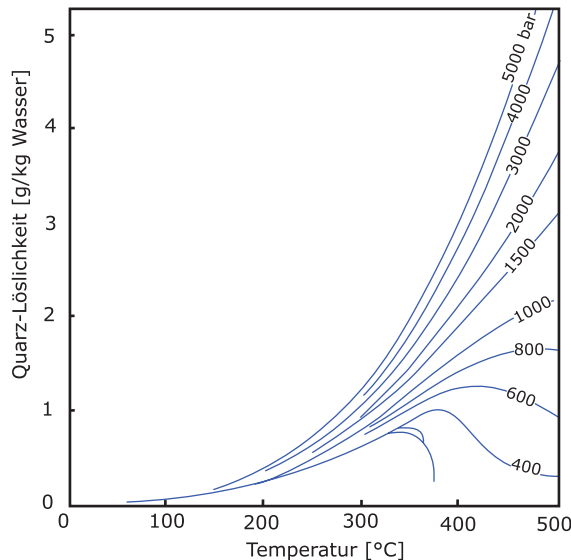


Abbildung 4.4.: Lösungsparameter: Druck. Löslichkeit von SiO_2 in Abhängigkeit von Temperatur ($^{\circ}\text{C}$) und Druck (bar) in g SiO_2 /kg Wasser (aus Rykart 1995 nach Kennedy 1950).

4.2.2.3. pH-Abhängigkeit

Ein pH-Wert >9 wirkt sich auf die Löslichkeit von SiO_2 lösungssteigernd aus. Diese Steigerung erfolgt jedoch nicht linear mit dem Ansteigen des pH-Werts. Im pH-Bereich von 2 bis 8 erfolgt eine leichte Steigerung der Löslichkeit, der sich ab pH 8,5 eine exponentielle Löslichkeitssteigerung anschließt (siehe Abb. 4.5, S. 53 Krauskopf und Bird 1995, S.90).

Derart erhöhte pH-Werte werden in der Natur nur unter bestimmten Bedingungen beobachtet. So werden neutrale bis basische Werte im Zusammenhang mit ariden Regionen (pH 7-8) und Ozean-Oberflächenwasser (pH 8,1-8,3) assoziiert. Höhere pH-Werte werden aus den Bereichen Bodenwasser in Wüsten bzw. Salzseen (z. B. Playa-Lakes und Subkas; pH 9 und höher) und Wasser in Karbonatgestein ohne CO_2 -Zutritt (pH 10) beschrieben (Krauskopf und Bird 1995). Eine Erhöhung des pH-Wertes könnte auch durch die Zersetzung von Alkalifeldspäten oder anderen verwitternden Mineralien erfolgen (Rykart 1995).

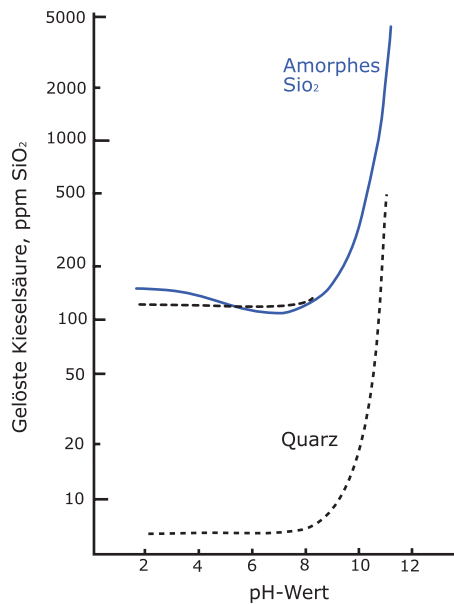


Abbildung 4.5.: Lösungsparameter: pH-Wert. Löslichkeitsverhalten von SiO₂ bei 25°C. Die obere blaue Kurve zeigt die Löslichkeit von amorphem SiO₂ in Abhängigkeit des pH-Wertes (experimentell). Die obere gestrichelte Kurve zeigt die berechnete Kurve für amorphes SiO₂ basierend auf einer konstanten Löslichkeit von 120 ppm SiO₂ bei einem pH-Wert unter 8. Die untere gestrichelte Kurve zeigt die berechnete Löslichkeit von Quarz basierend auf der ungefähr bekannten Löslichkeit von 6 ppm SiO₂ in neutraler und saurer Lösung (aus Rykart 1995 nach Krauskopf und Bird 1995).

So werden pH-Werte von bis zu pH 11 aus grundwassergesättigten verwitternden alkalischen Vulkaniten beschrieben (Drever 1982). Untersuchungen zeigten zudem, dass sich im Haftwasser von verwitternden Feldspäten pH-Zonierungen einstellen können, in denen jedoch mit zunehmendem Abstand von der Reaktionsfläche die pH-Werte sehr schnell deutlich unter 8 absinken (Drever 1982).

Aus den karbonatischen Höhlen der Frankenalb werden pH-Werte zwischen 7,96 bis 8,49 für Tropfwasser und 7,97 bis 8,06 in Sinterbecken beschrieben (Reither et al. 1988; Tietz 1988).

Die häufig beobachteten Lösungserscheinungen an Quarzen im hydrothermalen Milieu (Rykart 1995) können nicht auf pH-Effekte zurückgeführt werden, da der pH-Wert bei hydrothermalen Wässern in der Regel annähernd neutral (pH 7) ist (Krauskopf und Bird 1995, S.518).

4.2.2.4. Kationen-Abhängigkeit

Die Anwesenheit von Alkalien bzw. Erdalkalien führt zu einer Steigerung der Löslichkeit von Quarz. Experimentelle Untersuchungen im Temperaturbereich um 200°C zeigen diesen löslichkeitssteigernden Einfluss gelöster Kationen (Dove und Nix 1997). Die Lösungs-Steigerung folgt der Abfolge vom reinen Wasser zu Wasser mit Ionenanteil: reines Wasser < Mg_2^+ < Ca_2^+ ? Li^+ ? Na^+ ? K^+ < Ba_2^+ (vgl. Abb. 4.6 A, S. 54, Dove und Nix 1997)

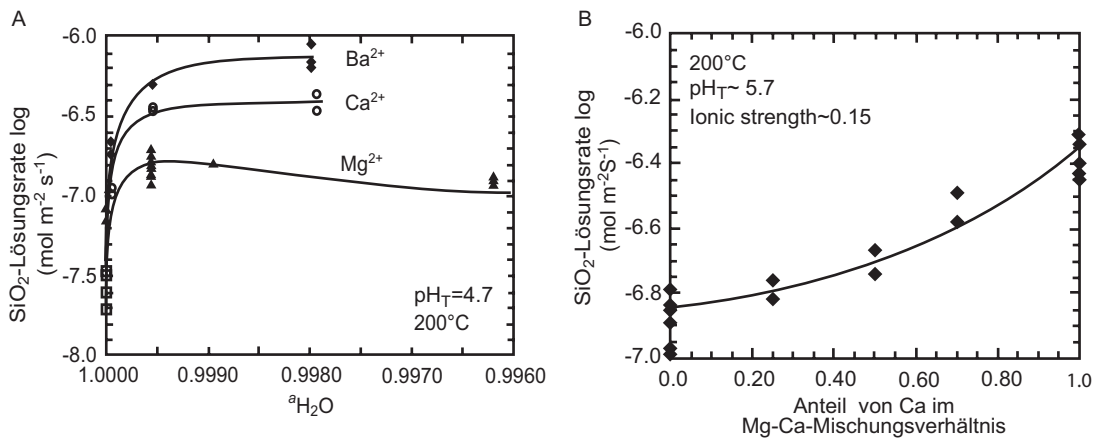


Abbildung 4.6.: Lösungsparameter: Kationen. (A) Löslichkeit von SiO_2 in Abhängigkeit von verschiedenen Erdalkalien (Dove und Nix 1997). (B) Gehemmtes Lösungsverhalten von SiO_2 unter Einfluss des Zweitsalzes Magnesium (Dove 1999)

Gelöste Bariumionen bewirken die stärkste Lösungssteigerung an Quarz. Es kommt zu einer Steigerung von bis zum 114-fachen im Vergleich zum Lösungsverhalten von Quarz in deionisiertem Wasser (Dove 1999). Magnesiumionen bewirken dagegen die geringste Lösungssteigerung. In Verbindung mit einem Zweitsalz wirkt Magnesium sogar im geringen Ausmaß lösungseinschränkend im Vergleich zu den Einzelsalzen auf die Löslichkeit von Quarz (vgl. Abb. 4.6 A und B, S. 54 Dove 1999; Dove und Nix 1997).

Lösungshemmende Wirkung wurde bei der Anwesenheit von Aluminiumionen (Bickmore et al. 2006) bzw. Eisenionen in sehr geringen Konzentrationen (Dove 1999) festgestellt. Daher finden sich in Sedimenten sehr oft nur gering bis mäßig angelöste Feldspäte. Totale Feldspatlösung erfolgt meist nur über mehrphasige Lösung, die durch eine Abfolge nasser und trockener Phasen charakterisiert ist (Tietz 1987).

4.2.2.5. Wassersättigung

Ohne Wasser bzw. Fluid kann keine Lösung, kein Si(OH)_4 -Transport bzw. kein Wachstum an vorhandenen Keimen stattfinden. Das totale Lösungspotential wird vom Lösungs-Wachstums-Gleichgewicht in Abhängigkeit der Temperatur gesteuert (siehe Tabelle 4.1, S. 50). Dagegen ist das absolute Lösungspotential des gelösten Stoffes (Menge in Milligramm) vom Volumen des Lösungsmittels Wasser abhängig. Dies bedeutet bei gleicher Konzentration, dass bei einem großen Wasservolumen mehr SiO_2 in Lösung gehen kann als bei einem geringeren Wasservolumen.

Wassergefüllte Poren des phreatischen Milieus sind meist miteinander verbunden, daher ist ein Stoffaustausch in Form von Diffusion zwischen den Poren möglich (kommunizierendes Porenwasser). Gelöste Stoffe können durch Grundwasserströmung oder Diffusion über weite Strecken transportiert werden (siehe Abschnitt 4.2.1, S. 45).

Bei den überwiegend luftgefüllten Poren des vadosen Milieus existiert nur ein Haftwasserfilm und ein Stoffaustausch ist nur sehr eingeschränkt möglich. Lösung bzw. Diffusion kann nur innerhalb dieses Haftfilmes stattfinden. Bei Wasserreduktion durch zunehmende Aridität reduziert sich der Haftfilm, es bilden sich Wassermenisken im Kontaktbereich benachbarter Körner aus. Diffusion ist dann nur in diesem räumlich begrenzten Volumen möglich. Zusätzlich ist das Wasser-Volumen deutlich geringer als im phreatischen Milieu, daraus ergibt sich eine geringere Menge gelöster Substanz im vadosen Milieu.

4.2.3. Authigene Quarze

Eine Sonderstellung innerhalb des SiO_2 -Systems nehmen authigene Quarze ein. Sie werden aus marinen Flachwasser-Karbonaten wie lagunären Kalken, evaporitischen Dolomiten (Chafetz und Zhang 1998) und Mergeln (Rykart 1995) sowie aus anderen Evaporiten (Gips und Anhydrit) beschrieben (Laschet 1984). Es werden Mikroquarze und Megaquarze unterschieden, wobei Mikroquarze zwischen 1 und 30 μm groß sind und Megaquarze Größen von 30 bis 250 μm erreichen (Meyers und James 1978), sie können aber in Sonderfällen auch bis zu 3 cm groß werden (Rykart 1995). Megaquarze zeigen häufig idiomorphes, doppelendiges Kristallwachstum. Meist weisen sie ein pseudohexagonales Aussehen auf (Rykart 1995). Neben verzerrten Formen, die auf Wachstumsbehinderungen beruhen, findet man selten auch zu Aggregaten verwachsene Bildungen (Chafetz und Zhang 1998). Radialstrahlige oder kugelige Aggregate enthalten dabei oft einen Chalcedonkern (Rykart 1995).

Zur Bildung der authigenen Kristalle wird ein Milieu mit hohem pH-Wert und hohem Sulfat-Gehalt angenommen (Laschet 1984). Sehr häufig werden solche idiomorphe Quarze in den Keupertonen Spaniens beobachtet (Grimm 1962), wo sie zusammen mit Gips auftreten

und eine Größe von mehr als 2 cm erreichen. Ihre Entstehung wird auf die Mobilisierung und nachfolgende Kristallisation von organogenem amorphen SiO_2 oder Verwitterungslösungen von Silikatmineralen bzw. Auflösung glasiger amorpher Anteile von Vulkaniten und Aschen zurückgeführt (Laschet 1984; Chafetz und Zhang 1998). Die Kristallisation setzt bereits bei einer geringen Sedimentüberdeckung und einer leichten Erhöhung der Oberflächentemperatur ein (Meyers und James 1978; Chafetz und Zhang 1998, 30°C). Häufig wird ein Über- bzw. Einwachsen von Umgebungsmaterial beschrieben (Molenaar und de Jong 1987; Chafetz und Zhang 1998). Die idiomorphe Form der Kristalle deutet auf eine frühgenetische Bildung hin. Die Kristalle hatten beim Wachstum im Porenraum genügend Platz, um weitgehend ungestört eine idiomorphe Gestalt anzunehmen (Chafetz und Zhang 1998).

Chafetz und Zhang (1998) nehmen für die authigenen Quarze einen relativ kurzen Bildungszeitraum an, da diese in pleistozänen Ablagerungen einer Sabkah nachgewiesen wurden. Weiterhin treten die authigenen Megaquarze und detritischen Quarzkörner mit Anwachsstrukturen in ihren Untersuchungen ausschließlich in Dolomitlagen auf, nicht aber in den überlagernden Low-Magnesium-Karbonaten.

Bei allen in situ gebildeten authigenen Quarzen in Sedimentgesteinen handelt es sich immer um Tiefquarze.

4.2.4. Authigene Megaquarze in Höhlensedimenten

Polyak und Güven (2004) beschreiben authigene Quarze in Höhlensintern aus Höhlen von New Mexiko. Neben verschiedenen silikatischen Neubildungen und amorphen SiO_2 -Krusten in und auf karbonatischen Speleothemen werden auch authigene idiomorphe Quarze in Dolomitkrusten beschrieben. Deren Größen betragen 10-200 μm . Als Quelle für das Silizium wurden in diesem Fall der siliziklastische Siltanteil des Höhlenumgebungsgesteins angenommen. Auch hier wird ein verhältnismäßig kurzer Bildungszeitraum angenommen ($\ll 1$ ka).

4.2.5. Primärer Quarz-Anteil in Malmkarbonaten Süddeutschlands

Verschiedene petrographische und geochemische Untersuchungen beschreiben die nicht-karbonatischen Rückstände aus den Malmkalken Süddeutschlands (u.a. Bausch 1980, 1987; Grunenberg 1992; Huang 1997; Menges 1995; Knoblauch 1963). Das Untersuchungsmaterial wurde dabei in $>2 \mu\text{m}$ und $<2 \mu\text{m}$ unterteilt. Korngrößen oberhalb der Siltfraktion werden nicht aus den Riffkalken beschrieben. Die säureunlöslichen Mineralrückstände der Malmkalke enthalten unter anderem Quarz (Grunenberg 1992; Huang 1997; Menges 1995).

Aus dem Treuchtlinger Marmor werden detritische Körner (Größe ca. 25 μm), authigene, idiomorphe Quarzkristalle (Megaquarz, Größen ca. 1-30 μm) und authigene Mikroquarze in Form von Kristallaggregaten (Größe ca. 25 μm) beschrieben (Grunenberg 1992; Huang 1997). Es wird ein äolischer Eintrag des siliziklastischen Materials angenommen (Menges 1995). Nach Bausch (1980) enthalten die Mergelkalke aus dem Malm γ bei Amberg bis zu 5,9% unlöslichen Rückstand, davon werden 2% $>60 \mu\text{m}$ angegeben.

5. Methoden

5.1. Probennahme und Präparation

Bei der Probennahme wurde darauf geachtet, dass das beprobte Sediment keine anthropogene Überprägung erfahren hat. Dafür wurden die Proben in Bereichen genommen, in denen eine intakte sichtbare Schichtung vorhanden war. Die entnommene Probenmenge betrug ca. 2-2,5 kg. Das Probenmaterial besteht in der Regel aus Residualsedimenten (Dolomitsanden), die anteilig sowohl autochthonen als auch allochthonen Ursprungs sind (siehe hierzu Abschnitt 4.1.3, S. 41). Bei diesen Dolomitresiduen handelt es sich also um ein Gemisch aus in situ verwittertem Dolomit (in der Höhle) der Klasse I.A.1 und eingebrachten detritischen dolomitischen Verwitterungsresiduen (Regolith) der Klasse I.B.3.a. Der Dolomitsand enthält zudem alluviale Relikte (Quarz) der Klasse I.B.3.b. Zusätzlich wurden auch einige allochthone Sedimente der Klasse I.B.3.b (siliziklastische Sande) aus den Höhlen beprobt. Daher weisen die Proben einen unterschiedlich hohen Karbonatanteil auf. Um den nichtkarbonatischen Anteil von den karbonatischen Anteilen zu trennen, wurde 1 kg Probenmaterial mit 1-normaler Salzsäure (Äquivalentkonzentration) behandelt. Der nichtkarbonatische Rückstand wurde nass gesiebt. Dabei erfolgte eine Einteilung in folgende Größenfraktionen:

- >500 μm
- 500-200 μm
- 200-100 μm
- 100-63 μm
- <63 μm

Untersucht wurden Quarze aus den Fraktionen >500 μm , 500-200 μm , 200-100 μm sowie 100-63 μm . Da ein früher Eintrag von Silt in die jurassischen Riffe zu deren Bildungszeit nicht gänzlich ausgeschlossen werden kann (vgl. Abschnitt 4.2.5, S. 56; Grunenberg 1992; Menges 1995; Huang 1997) und somit eine Verfälschung der Ergebnisse durch diesen jurassischen siliziklastischen Detritus möglich wäre, wurde die Fraktion <63 μm nicht weiter untersucht.

5.2. Rasterelektronenmikroskopie (REM)

Für die Untersuchungen am Rasterelektronenmikroskop wurden die Quarzkörner auf einem Aluminiumstüb mittels eines selbstklebenden Kohlenstoffpads fixiert und anschließend mit Gold besputtert. Die Untersuchungen erfolgten an dem Rasterelektronenmikroskop (Typ LEO VP 1455, Zeiss) des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Hamburg. Es wurden aus sieben fränkischen Höhlen insgesamt 1124 Einzelkörner untersucht. 60 Einzelkörner wurden als Referenzproben verwendet.

5.3. Polarisationsmikroskopie

Von semiverfestigtem Probenmaterial (Bauernhöhle von Lockenricht) und einigen authigenen SiO_2 -Bildungen (Streupräparat) wurden Dünnschliffe hergestellt und mit Hilfe eines Olympus Polarisationsmikroskopes untersucht.

6. Verwitterung

Silikatische Minerale bzw. oxidische Minerale mit Silikatstrukturen kristallisieren primär in magmatischen Schmelzen wie z. B. in Plutonen. Sie sind mit der Schmelze, dem Umgebungsdruck und der Temperatur des Plutons im Gleichgewicht (Vinx 2005). Da das Volumen von Schmelzen generell kleiner ist als das Volumen des kristallisierten Magmas, erleiden alle Minerale Stress bei der Kristallisation der Magmas. Dabei reagieren viele Minerale mit der Anlage von Spaltrissen (z. B. Spaltbarkeit im Feldspat) bzw. Gitterverzerrungen (z. B. undulöses Auslöschchen in Quarz, Vinx 2005). Sobald ein Pluton durch Isostasie aufsteigt und durch Verwitterung des überlagernden Gesteins freigelegt wird, verlassen die Minerale ihren Stabilitätsbereich (Press und Siever 1998). Der Spannungstress des ursprünglichen Magmatits, der durch den Kristallisationsdruck entsteht, wird dabei durch großflächige Klüftung des Plutons und (geringe) Aufweitung der Spaltrisse in den Mineralen abgebaut. Dadurch entsteht im Pluton Porosität und Permeabilität. Entlang der so entstehenden Leitbahnen kann Lösung eindringen und das Gestein zersetzen. Tropische bis subtropische Klimate begünstigen dabei die chemische Verwitterung, während gemäßigte und kalte Klimate eine physikalische Verwitterung bewirken. Beides führt letztendlich zur Erosion des Plutons (Press und Siever 1998). Dabei werden zuerst die Minerale durch die Verwitterung separiert und anschließend dem Sedimentationszyklus zugeführt. Durch weitere Verwitterung der detritischen Körner werden stabilere Minerale wie Quarz in Sedimenten angereichert (Press und Siever 1998).

Sowohl die physikalische als auch die chemische Verwitterung wirken destruktiv auf das Gestein und die Minerale. Zusätzlich können die Verwitterungseinflüsse in den unterschiedlichsten Kombinationen die Minerale angreifen und somit unterschiedliche Erscheinungsformen der Verwitterung hervorrufen. Ergänzend zu den Verwitterungseinflüssen spielen die Dauer der Verwitterung sowie die Umgebungstemperatur eine große Rolle. Die Verwitterung greift das Mineralkorn an Oberflächen an und überprägt in erster Linie die Oberfläche der Körner bzw. die Oberfläche entlang von Schwächezonen (z. B.: Spaltbarkeiten, Korngrenzen oder Risse). Die Umgestaltung der Kornform (Rundungsgrad / roundness) erfolgt meist durch die physikalische Abrasion. Im Laufe der Zeit, und somit der andauernden physikalischen Verwitterung, erfährt das Korn eine immer stärkere Kantenrundung, die im Idealfall bis zur Ellipsoid- bzw. Kugelform führt (Pettijohn et al. 1987). Dieser Vorgang ist jedoch von der Korngröße abhängig. Bei Körnern, die kleiner als 63 µm sind (Schluff- bzw.

Tonfraktion), bleiben die Kanten auf Grund ihrer geringen Eigenmasse und damit einhergehenden geringen Stoßenergie eckig (Pettijohn et al. 1987; Blatt 1982). Eine Verrundungen dieser Körner kann nur durch chemische Verwitterung erfolgen (Lösung, Pettijohn et al. 1987; Blatt 1982).

Im Forschungsbereich der Oberflächenstrukturen liegt der bisherige Schwerpunkt bei der Beschreibung physikalisch induzierter Oberflächenmerkmale (vgl. Krinsley und Doornkamp 1973; Mahaney 2002). In dieser Arbeit liegt der Schwerpunkt auf der chemischen Verwitterung. Daher wird im Folgenden mehr auf die Oberflächenstrukturen eingegangen, die ausschließlich durch chemische Verwitterung entstehen. Zur Vervollständigung wird zunächst kurz auf die Oberflächenstrukturen eingegangen, die durch physikalische Verwitterung erzeugt werden.

6.1. Physikalische Verwitterung

Die physikalische Verwitterung bewirkt im Wesentlichen eine Separierung von Partikeln, die größer als 63 μm sind. Die Mechanik hat dabei einen wesentlichen destruktiven Anteil. Dabei wirken beim Sedimentationsprozess im Wesentlichen Scherkräfte auf die Mineralkörner. Scherkräfte können in Aufprall (Energieimpuls) und Abrasion (durch Umgebungsmaterial) unterteilt werden. Die Wirkung des Energieimpulses hängt vom Energiepotential und der Masse (Kornvolumen \times Dichte) ab. Unter Abrasion versteht man die Abriebwirkung durch das Umgebungsmaterial und die Eigenmasse des Kornes. Neben den Scherkräften hat die Elastizität des Materials einen wichtigen Einfluss. Die Elastizität der Minerale ist abhängig von ihrem internen Kristallaufbau und der Materialtemperatur. Bei niedrigen Temperaturen verhalten sich starre Körper spröde. Je tiefer die Temperatur ist, um so spröder wird das Material. Bei höheren Temperaturen verhält sich das Material elastischer. Eine weitere physikalische Verwitterungsform ist die Sprengung von Körnern oder Gestein durch Kristallisationsdruck unter Einwirkung von Fremd-Kristallen wie z. B. Wassereis oder Eisenminerale (Füchtbauer und Müller 1970; Aleva 1994; Borger 2000). Dabei werden gelöste Ionen transportiert und kristallisieren in Mikrorissen. Durch die Ausfällung dieser Mineralphasen bzw. des Wassereises werden die Mikrorisse aufgeweitet und das Korn oder Gestein gesprengt.

6.2. Chemische Verwitterung

Im Gegensatz zur physikalischen Verwitterung bewirkt die chemische Verwitterung keine Separierung bzw. Umlagerung von Mineralkörnern, sondern eine Umlagerung von Elementen bzw. löslichen chemischen Verbindungen (Garrels und Christ 1965; Aleva 1994).

Die chemische Verwitterung bewirkt die Reduktion von Gesteinskörpern durch Lösung und der Abfuhr bzw. Reorganisation der gesteinsaufbauenden Elemente zu sekundären Mineralien. Dabei gehen nicht alle Elemente im gleichen Maß in Lösung. Alkalien und Erdalkalien (Kationen) gehen als erstes in Lösung und sind in gelöster Form sehr mobil (Garrels und Christ 1965; Füchtbauer und Müller 1970; Aleva 1994). Eine deutlich geringere Löslichkeit zeigen die Elemente Eisen, Silizium und Aluminium, deren Mobilität zudem deutlich geringer ist. Während Aluminium als weitgehend immobil bezeichnet werden kann, zeigt Eisen eine stark eingeschränkte und Silizium eine eingeschränkte Mobilität (Garrels und Christ 1965; Füchtbauer und Müller 1970; Aleva 1994).

Dadurch kommt es bei der chemischen Verwitterung zur Anreicherung dieser Elemente. Die Anreicherung erfolgt in der Regel in Form von Sekundärbildungen wie z. B. Kaolinit (AlSiO_2), Bauxit (Aluminiumhydroxid) und Ferrylith (Fe-Kruste). SiO_2 wird dagegen als Residuum der primären Minerale in Form von reinem Quarzsand angereichert (Füchtbauer und Müller 1970; Aleva 1994). Durch anhaltende Lösungseinwirkung gehen aber auch SiO_2 und Eisen unter speziellen Bedingungen in Lösung und werden umgelagert bzw. abgeführt. Von den zuletzt genannten geht SiO_2 noch am ehesten in Lösung (Füchtbauer und Müller 1970; Aleva 1994). In stark element-verarmten Residual-Gesteinen kann es dann zu Neuspaltung an vorhandenen Mineralen durch Lösungs-Wachstums-Gleichgewichts-Reaktionen kommen (Tietz 1987). Bei Anwesenheit von Aluminium kann es zur Neubildung von Kaolinit oder amorphen Krusten kommen (Jasmund und Lagaly 1993).

Einen wichtigen Einfluß auf die Quarzkörner hat die Wirkdauer der chemischen Verwitterung. Unter der Voraussetzung konstanter Druck- und Temperaturbedingungen sowie gleichbleibender Wassersättigung im Sediment können sich nur dann abweichende Ausprägungen chemisch induzierter Merkmale entwickeln, wenn die Quarzkörner unterschiedlich lange der chemischen Verwitterung ausgesetzt sind. Geht man also von einer zeitgleichen Schüttung bzw. Ablagerung der Quarzkörner aus, unterliegen alle Körner gleich lang den gleichen Umgebungsbedingungen, das führt zu Quarzoberflächen mit gleicher Verwitterungsintensität. Bei erneutem Materialeintrag mit gleichzeitiger Resedimentierung der alten Schüttung können die neu eingetragenen Körner den Verwitterungsvorsprung der Körner der ersten Schüttung nie mehr einholen und zeigen immer eine geringere Ausprägung der chemisch induzierten Merkmale.

Die durch chemische Verwitterung induzierten Oberflächenstrukturen sind in ihrer Entstehung komplexer als die physikalisch induzierten Oberflächenmerkmalen und somit schwieriger zu erkennen und zu interpretieren. Die chemische Verwitterung kann sowohl Lösungsmerkmale als auch Wachstumsmerkmale erzeugen.

Dazu erschweren Überprägungen durch dynamische Gleichgewichtsverhalten von Lösung und Ausfällung an den Oberflächen der Mineralkörner eine Identifikation charakteristi-

scher Merkmale. So kann es zu Lösungs-Überprägungen an Wachstumsstrukturen bzw. Wachstums-Überprägungen an Lösungsstrukturen kommen.

Wichtig bei der Unterscheidung chemisch induzierter Oberflächenstrukturen ist die Differenzierung zwischen Wachstum und Lösung. Chemische Verwitterung unter atmosphärischen Bedingungen setzt Flüssigkeit, hohe Umgebungstemperaturen und stagnierende Sedimentations-Bedingungen voraus.

Wachstumsmerkmale deuten unter den oben aufgeführten Rahmenbedingungen auf stagnierende hydrogeologische Bedingungen hin (phreatische Sedimentbedingungen). Lösungsmerkmale lassen auf den stetigen Ionenabtransport durch ausreichend Wasser in einem gut permeablen Substrat schließen (vadose Sedimentbedingungen), was einer kontinuierlichen SiO_2 -Untersättigung gleich kommt.

Charakteristische Oberflächenmerkmale, die durch Wachstum auf Quarzkörnern erzeugt wurden, sind ebene Flächen und gerade Kanten. Daneben können auch amorphe Krusten auf den Körnern ausgefällt werden (Menckhoff 2010). Lösung an Oberflächen detritischer Körner sind schwer nachweisbar, da der Nachweis von entferntem Material in der Regel nur indirekt möglich ist. So sind Löcher mit kristallografischer Symmetrie ein Hinweis auf gelöste Gastminerale (z. B.: Feldspat). Heraus präparierte Gastminerale wie z. B. Zirkon weisen dagegen direkt auf Lösung des Quarzes hin.

7. Oberflächenstrukturen-Katalog

In den folgenden Kapiteln wird der Oberflächenstrukturen-Katalog als „Katalog“ bezeichnet.

Oberflächenstrukturen auf detritischen Mineralkörnern werden seit den frühen 60er Jahren mit Hilfe von rasterelektronischen Methoden identifiziert und klassifiziert. Pionierarbeit leisteten auf diesem Gebiet Biedermann (1962), Krinsley und Takahashi (1962) sowie Porter (1962) (siehe hierzu auch: Krinsley und Doornkamp 1973; Mahaney 2002).

Zu Beginn der Untersuchungen wurden Oberflächen detritischer Körner aus definierten Environments ausgewählt. Diese Bildungsmilieus wurden von Krinsley und Doornkamp (1973) wie folgt unterteilt:

- „verwitterte Deckschicht“ (regolith/„source material“)
- diagenetisch
- glazigen
- Löss
- subaquatisch
- glazigen und subaquatisch
- äolisch
- „high-energy chemical“

Grundlage dieser Einteilungen waren in erster Linie Häufigkeitsverteilungen innerhalb der Ablagerungsbereiche. Später folgende Arbeiten orientierten sich an dieser Aufteilung (u. a. Doornkamp 1974; Margolis und Krinsley 1974; Higgs 1979; Gillieson 1981). Die vorgefundenen Strukturen wurden meist empirisch als environmentspezifisch klassifiziert und zur Kennzeichnung der oben genannten Paläoenvironments herangezogen (u. a. Krinsley und Doornkamp 1973; Mahaney 2002). Aus der Einzel-Struktur-Betrachtung entwickelte sich mit der Zeit die Betrachtung von Struktur-Vergesellschaftungen, die heute noch zur Paläoenvironment-Spezifizierung genutzt wird (u. a. Krinsley und Doornkamp 1973; Mahaney 2002).

Diese Vorgehensweise ist nicht ganz unproblematisch, denn viele dieser Strukturen sind nicht auf ein Environment beschränkt. So treten ähnliche bzw. gleiche Strukturen in unterschiedlichen Environments auf, da sie zum einem sedimentär ererbt werden können (Brown 1973; Setlow und Karpovich 1972; Krinsley und Doornkamp 1973; Darmody 1985) oder zum anderem durch ähnliche Umwelteinflüsse in unterschiedlichen Environments gebildet worden sind (u. a. Brown 1973; Pettijohn et al. 1987; Siever 1980; Peterknecht und Tietz 2011).

Die Vererbung bzw. der Fortbestand der Strukturen wird durch die Verwitterungsresistenz des Quarzminerals stark begünstigt (vgl. Abschnitt Quarz, S. 43). Daher kommt es auf dessen Oberfläche zur vielfachen Überprägung und Überlagerung von Strukturen durch wechselnde Umwelteinflüsse in den unterschiedlichen Ablagerungs-Bereichen während der Sedimentationshistorie (Krinsley und Doornkamp 1973; Brown 1973; Menckhoff und Tietz 2006). Oft werden Strukturen an nachfolgende Environments quasi weiter vererbt (Brown 1973; Krinsley und Doornkamp 1973; Setlow und Karpovich 1972; Darmody 1985). Als Beispiel für solche ererbten Strukturen können die glazigenen Sedimente aus Norddeutschland aufgeführt werden. Vor dem pleistozänen Glazigen, im Paläogen und beginnenden Neogen herrschten auch auf der Nordhemisphäre tropische bis subtropische Klimaverhältnisse (Schwarzbach 1988; Mai 1995) mit tiefgründiger chemischer Verwitterung (Lidmar-Bergström et al. 1999). Die darauf folgenden Eiszeiten haben die im Paläogen und Neogen chemisch verwitterten Sedimente wieder aufgearbeitet und umgelagert (Lidmar-Bergström et al. 1999). So zeigen Mineralkörner früher Vereisungsphasen (Elstervereisung / Pleistozän) zum Teil Lösungserscheinungen, wie z. B. heraus präparierte Fremdminerale im Quarz und angelöste Feldspäte. Es treten weiterhin Wachstumsmerkmale in Form intakter sekundär gebildeter Kristallflächen sowie wenig gerundete Kristallkanten an detritischen Quarzkörnern auf (Ries und Menckhoff 2008). Die aufgeführten Lösungs- und Wachstumsmerkmale weisen auf tropische Verwitterung hin (Ries und Menckhoff 2008). Sie sind also bereits in vorhergehenden Ablagerungs-Milieus entstanden und somit deutlich älter als das einbettende Environment.

Die Entstehung gleicher oder ähnlicher Strukturen in unterschiedlichen Environments unter ähnlichen Umweltbedingungen kann gut an den Beispielen der äolischen und fluvialen Systeme verdeutlicht werden. Die oberflächengestaltenden Einflüsse sind hier fast identisch, der wesentliche Unterschied sind das Transportmedium (Luft bzw. Wasser, Press und Siever 1998) sowie die maximale Energieintensität des jeweiligen Mediums (Siever 1980; Pettijohn et al. 1987). Die oberflächengestaltenden Faktoren, wie z. B. das Rollen und Aneinanderstoßen während des Transportes als Roll- und Saltationsfracht sind für Sedimentkörner generell gleich (Press und Siever 1998; Peterknecht und Tietz 2011).

Die environmentgestützte Entstehungsinterpretation und das multiple Auftreten einzelner Strukturen in unterschiedlich abgelagerten Sedimenten führt zwangsläufig zu gegensätzlichen Aussagen über deren Entstehung und deren Environment-Abhängigkeit.

So ist eine eindeutige Unterscheidung transportbedingter Oberflächenmerkmale ausschließlich durch spezifische Oberflächenstrukturen oder Struktur-Vergesellschaftungen kaum möglich, da es auf den Quarzoberflächen durch das Aufsummieren der ererbten und der rezent gebildeten Strukturen zu einer Überlagerung verschiedener oberflächengestaltender Einflüssen (Verwitterungssignale) kommt.

Erschwerend kommt hinzu, dass die Genese einiger Merkmale in der Literatur heute noch kontrovers diskutiert wird. Beispiele hierfür sind die Diskussionen über mattierte Oberflächen (Menckhoff 2008) bzw. über Chattermark Trails (Peterknecht und Tietz 2011). Dies führt zu sehr unterschiedlichen Ausdeutungen der Einzelstrukturen und der Struktur-Vergesellschaftungen in der Literatur und somit zu sehr unterschiedlichen Endergebnissen bei der Beurteilung der Bildungsvorgänge. Environmentsspezifische Aussagen sind daher stark vom jeweiligen Autor abhängig.

Zusätzlich wurden bei den bisherigen Untersuchungen bislang die chemischen und kristallinen Eigenschaften, wie etwa die Kristallstruktur des Minerals, dessen Stabilitätsbereich sowie das Lösungs-Wachstumsverhalten des Minerals nicht ausreichend berücksichtigt.

Auf Grund der kontroversen Diskussion vieler Entstehungs-Mechanismen der Oberflächenstrukturen wird in diesem Kapitel die Interpretation der Strukturen nach Auffassung der Autorin dargestellt. Es werden markante Strukturen gezeigt, beschrieben und, wenn vorhanden, mit Literaturangaben abgeglichen, um anschließend ihre mögliche Verwitterungs-Genese zu diskutieren.

Der Ursprung der Oberflächenstrukturen wird in der Literatur in zwei unterschiedliche Gruppen unterteilt (u. a. Margolis und Krinsley 1974; Tankard und Krinsley 1974; Asumadu et al. 1987).

- Genetisch ererbte Merkmale primärer Minerale, die durch Kristallisation oder post-magmatische Veränderungen entstanden sind. Dazu gehören unter anderem: Gastminerale, Löcher von Fluid-bzw. Gaseinschlüssen und durch Druckentlastung aufgeweitete Mikrorisse (Borger 1993) sowie korninterne Mineralgrenzen.
- Produkte mechanischer und/oder chemischer Alteration bzw. Verwitterung nach der Separation vom Muttergestein.

Wie im Abschnitt Verwitterung (S. 61) beschrieben wird, lassen sich verwitterungsbedingte Oberflächenstrukturen in zwei Unterkategorien unterteilen: der eine Teil ist chemischen und der andere Teil mechanischen Ursprungs (Margolis 1968). Die genetisch ererbten Merkmale wie Gastminerale oder mineralinterne Korngrenzen werden hauptsächlich durch die chemische Verwitterung herauspräpariert oder betont. Allerdings stellen mineralische, flüssige und gasförmige Korneinschlüsse Störungen des Kristallgitters im Wirtsmaterial dar. Diese Störstellen fungieren als Schwächezone und führen häufig bei mechanischer Belastung zum Zerschneiden des Korns entlang der Einschlüsse und können somit auch

durch physikalische Verwitterung freigelegt bzw. angeschnitten werden. Davon unabhängig werden Oberflächenstrukturen in der Literatur Bildungsmilieus zugeordnet (siehe oben).

7.1. Physikalisch induzierte Oberflächenstrukturen

Physikalisch induzierte Oberflächenstrukturen sind mechanisch erzeugte Merkmale (vgl. Verwitterung, S. 61) eines Transports bzw. mehrerer unterschiedlicher Transportvorgänge. In der Regel sind es Produkte von Stossvorgängen. Eine Ausnahme bildet hier die Kristallsprengung (vgl. physikalische Verwitterung, S. 62). Die Stossvorgänge führen an den detritischen Körnern zur Abrasion der Oberfläche. Durch physikalische Parameter wie z. B. Stossenergie, Kontaktwinkel, Härte der Kollisionspartner und die Dauer des mechanischen Einflusses werden zwei unterschiedliche Typen von Veränderungen an den Oberflächen erzeugt:

- a. Abschleifen
- b. Zerschlagen

Die häufigsten Oberflächenprodukte dieser Vorgänge sind Oberflächenverrundung, Kantenrundung und muscheliger Bruch.

Die Oberflächenverrundung bzw. Kantenrundung (Abb. 7.1 A, S. 69) wird durch moderates Einwirken von Scherkräften wie Schmirgeln bzw. Abspannen erzeugt. Diese Abrasion kann bis zur Oberflächenpolitur (Brand 2006; Menckhoff 2010) der Kornoberfläche führen (Abb. 7.1 B, S. 69).

Der muschelige Bruch wird durch einen starken destruktiven Energieimpuls (Stossimpuls) mit einer Scher-Komponente oder durch Kristallsprengung erzeugt (vgl. physikalische Verwitterung, S. 62). Beim Abplatzen der Oberfläche durch den Energie-Impuls entsteht eine muschelige, meist konkav gebogene Oberfläche, die zum Teil getreppte Oberflächenpartien aufweist (Abb. 7.1 C, S. 69). Daneben treten noch Trümmerzonen mit konzentrisch (Abb. 7.1 D, S. 69) oder aber chaotisch angeordneten Mikrorissen auf, die durch einen Frontal-Zusammenstoß von Körnern entstehen.

7.2. Chemisch induzierte Oberflächenstrukturen

Chemische induzierte Oberflächenmerkmale entstehen durch intensive chemische Verwitterung oder durch Diagenese (Krinsley und Doornkamp 1973; Mahaney 2002). Nach Definition umfasst der Begriff der „Diagenese“ alle chemischen und physikalischen Prozesse, die Sande vom Zeitpunkt der Sedimentation bis zum niedrigsten Grad der Metamorphose

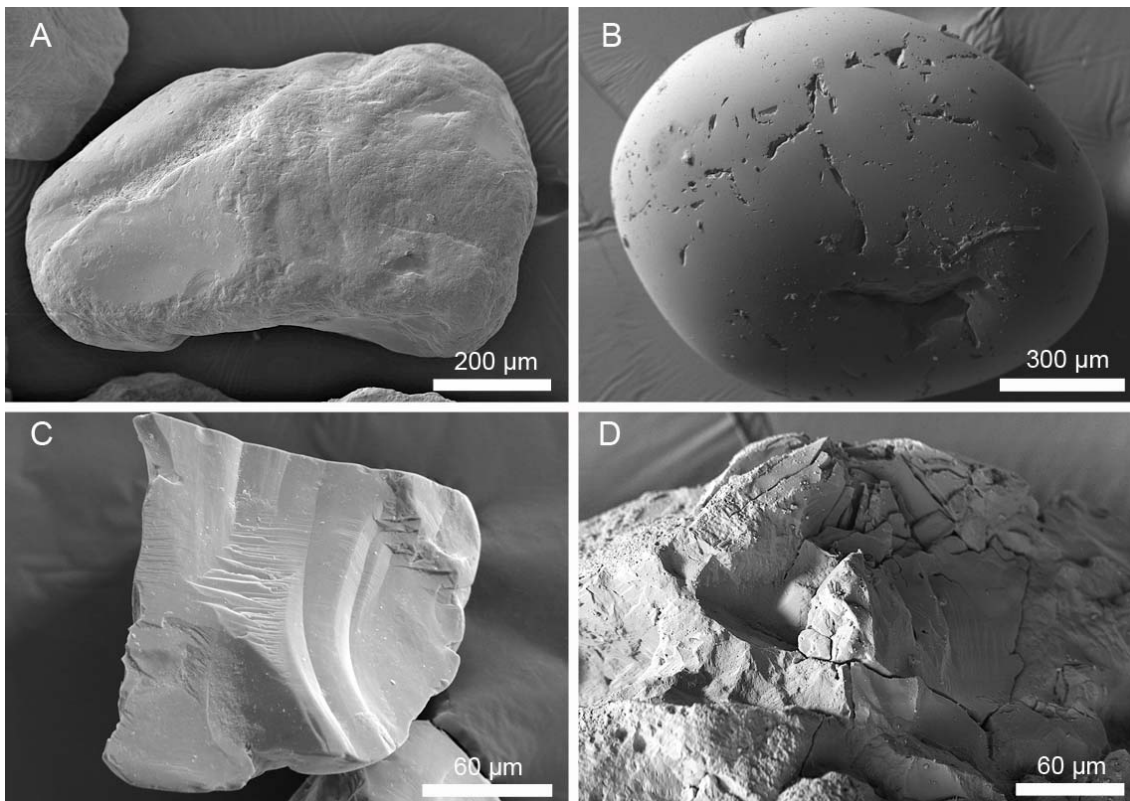


Abbildung 7.1.: physikalische Oberflächenmerkmale; A: Quarz aus Tillablagerung mit gut gerundeten Kornkanten und rauer Oberfläche (Schulauer Ufer / Hamburg); B: sehr gut gerundeter Quarz mit polierter Oberfläche (Binghöhle / Franken; mit freundlicher Erlaubnis von F. Brand); C: Quarz mit muscheligem Bruch (Braunkohlensande bei Duingen / Niedersachsen), D: Quarz mit radialstrahliger Trümmerbruchzone (Bismarckgrotte / Franken)

beeinflussen (Martin et al. 2002, S. 429, Diagenese Definition 2). Im Folgenden wird der Begriff „Diagenese“ allerdings immer im Kontext der Lithifikation verwandt.

In den Standardwerken von Krinsley und Doornkamp (1973) bzw. Mahaney (2002), die sich mit Oberflächenstrukturen auf Quarzen und anderen detritischen Körnern befassen, ist der Bereich der chemischen Verwitterung bzw. der Verwitterung unter tropischen Bedingungen nur untergeordnet abgehandelt worden. Mahaney (2002, S. 66) räumt ein, dass viele seiner Beispiele aus glazigen überprägten Sedimenten, Böden und Paläoböden stammen. Dieses Beispiel verdeutlicht, dass chemisch verwitterten detritischen Sediment-Körnern in der Literatur bisher wenig Aufmerksamkeit zuteil wurde. Verwitterungsmerkmale wie Lösung bzw. Ausfällung werden bei Mahaney (2002) weitgehend als diagenetische Erscheinung abgehandelt. Ein Grund für die Vernachlässigung der chemisch induzierten Oberflächenmerkmale könnte sein, dass der Verwitterungsmechanismus von Quarz immer noch nicht ganz geklärt ist (vgl. Abschnitt Quarz, S. 43). In dieser Arbeit werden nur die nicht

diagenetischen Oberflächenbildungen näher betrachtet. Nach Pye (1983) könnte dieser oberflächenprägende Verwitterungsmechanismus durch die Kombination von chemischer und mechanischer Verwitterung gesteuert sein. Weiterhin zeigt sich, dass die Oberflächenstrukturen abhängig vom Ausgangssubstrat sind. So zeigen transportierte Quarzkörner andere Oberflächenmerkmale als in situ verwitterte Quarze. Gute Beispiele für diese Aussage sind die Arbeiten von Little et al. (1978) sowie Eswaran und Stoops (1979). Während Little et al. (1978) resedimentierte Dünensande untersuchten, beschäftigten sich Eswaran und Stoops (1979) mit in situ verwitterten Quarzkörnern eines regolithischen Granites. Der Formenschatz der Oberflächenmerkmale unterscheidet sich deutlich. Während detritische Quarze eher mechanisch geprägte Merkmale aufweisen, zeigen in situ verwitterte Quarze Merkmale, die ausschließlich durch Lösung bzw. Wachstum entstanden sind.

Im Folgenden wird die Entwicklungsabfolge chemisch induzierter Merkmale dargestellt. Sie basiert auf der Grundlage, dass bei der chemischen Verwitterung eine fortlaufende Entwicklung der auftretenden Oberflächenmerkmale stattfindet. Die Merkmale unterliegen also einer chemischen Evolution. Die aufgeführte Reihenfolge der beschriebenen Merkmale zeigt den Entwicklungsverlauf der chemisch induzierten Oberflächenmerkmale im Laufe langanhaltender chemischer in situ Verwitterung. Je länger die Mineralkörner der chemischen Verwitterung ausgesetzt sind, um so stärker ist die Ausprägung chemisch induzierter Merkmale (z. B. deren Größe oder Häufigkeit). Aus initialen Merkmalen entwickeln sich Folgestrukturen bzw. Strukturgesellschaften. Solche Entwicklungsabfolgen wurden bereits für die Teilbereiche „Flächenwachstum“ (Tietz 2007) und „kristallographisch orientierte Anwachsäume“ (Pittman 1972; Higgs 1979) erstellt.

Für den Teilbereich der Lösung wurde in dieser Arbeit erstmalig eine Evolutionabfolge erstellt. Der Ablauf der Lösungsevolution wurde mit Hilfe von Referenzproben und an Höhlenproben entwickelt und zusammengestellt.

Chemische Verwitterung erzeugt auf Quarzoberflächen zwei grundsätzlich unterschiedliche Gruppen:

- Wachstumsmerkmale
- Lösungsmerkmale

Die Entstehung der Merkmale in einem Lockersediment ist abhängig vom Sättigungsgrad der kornumgebenden Lösung, der Umgebungstemperatur und den anwesenden Kationen, wie Alkalien und Erdalkalien (vgl. Abschnitt Quarz, S. 43).

Sedimentpakete mit guter Drainage sind in alle Richtungen offene Systeme. Durch Wasserzutritt werden Elemente aus anwesenden Mineralen gelöst und durch eine stetige Fluidmigration abgeführt (Lösung). Daher kann es nur dann zur Ausfällung aus gesättigter Lösung kommen, wenn sich stagnierende Verhältnisse einstellen (Wachstum, vgl. Abschnitt Quarz, S. 43). Diese treten ein, wenn sich das Sedimentpaket in stauendem Wasser

mit deutlicher SiO_2 -Konzentrationen befindet oder das Lösungs-Wachstums-Gleichgewicht durch Reduzierung des Porenwassers bzw. Erniedrigung der Umgebungstemperatur verändert wird.

7.2.1. Wachstum

Die Merkmale des Wachstums lassen sich wiederum in zwei Kategorien unterteilen. In beiden Fällen kommt es zu Oberflächen-Ergänzung durch SiO_2 -Anlagerung:

- Flächenwachstum an und auf vorhandenen Netzebenen
- kristallographisch orientierte Anwachsäume (overgrowth)

Die Ausbildungsform der Wachstumsmerkmale ist abhängig von der SiO_2 -Konzentration des kornumgebenden Fluids und der Umgebungstemperatur (vgl. Abschnitt Quarz, S. 43).

7.2.1.1. Flächenwachstum

Das Flächenwachstum entsteht durch die Anlagerung von SiO_2 an Netzebenen des detritischen Quarzkorns. Flächenwachstum ist ein Zeichen für relativ geringe Konzentration in dem das Korn umgebenden Fluid.

An vorhandenen Netzebenenrumpfen auf den Kristallflächen lagert sich neues Material aus dem umgebenden SiO_2 -haltigen Fluid an (Gratz et al. 1991). In der Literatur werden diese Netzebenen auch als „steps“ (Dove et al. 2005) oder „ledges“ (Gratz et al. 1991) bezeichnet. Bei relativ geringer Konzentration erfolgt der Anbau nur an einer ebenen, gradlinig begrenzten Fläche (nach Tietz 2007, lineare Netzebenen, vgl. Abb. 7.2 A, S. 72). Mit Erhöhung der Konzentration können neue Netzebenen angelegt werden, die zu einer stufigen, kaskadenartigen Oberfläche führen (kaskadenartige Netzebenen-Stufen, vgl. Abb. 7.2 B, S. 72). Zusätzlich kann es zur Anlagerung von SiO_2 an konvergierenden gradlinig begrenzten Flächen in der gleichen Ebene kommen. Bei diesen aufeinander zuwachsenden Flächen entstehen Relikt-Löcher mit trigonaler Symmetrie, die der Kristallsymmetrie des Quarzes entsprechen (dreieckige Wachstums-Relikt-Löcher, vgl. Abb. 7.2 C, S. 72). Diese sind entgegen der weit verbreiteten Auffassung in der Literatur kein Produkt von Lösung wie u. a. von Krinsley und Doornkamp (1973); Eswaran und Stoops (1979); Asumadu et al. (1988); Pye (1983); Borger (1993); Marcelino und Stoops (1996) angenommen wird. Sie werden in der Literatur als „triangular pits“ bezeichnet (u. a. Krinsley und Doornkamp 1973; Eswaran und Stoops 1979; Asumadu et al. 1988; Marcelino und Stoops 1996; Pye 1983; Borger 1993). Borger (1993) ordnet diese „triangular pits“ auf Grund von Beobachtungen ausschließlich rhomboedralen Kristallflächen (1011 und 0111) zu. Die kristallographischen Orientierungen der Flächen an Quarz-Körnern sind jedoch nicht identifizierbar, da diese

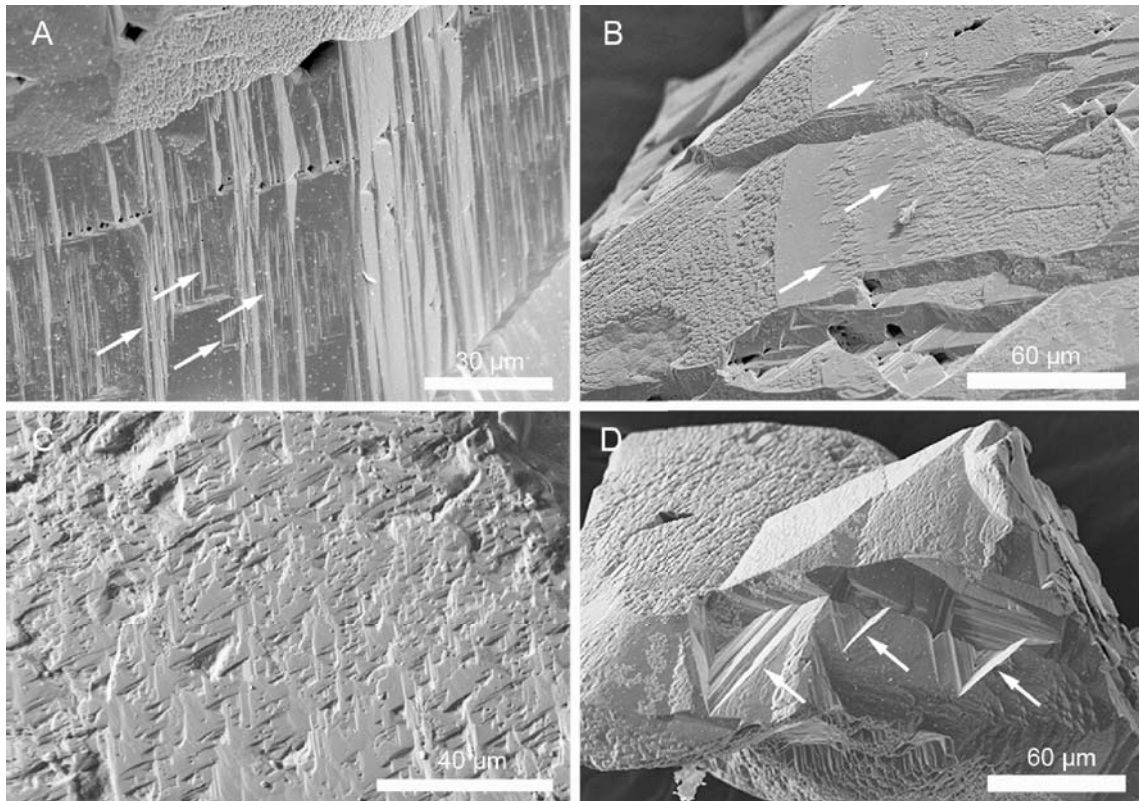


Abbildung 7.2.: Flächenwachstum; A: Quarz aus saprolithischem Rhyolith, Pfeile: lineare Netzebenen (Jos-Plateau, Nigeria); B: Quarz aus saprolithischem Rhyolith, Pfeile: kaskadenartige Netzebenen-Stufen (Jos-Plateau, Nigeria); C: Quarzoberfläche mit dreieckigen Wachstums-Relikt-Löchern (Mammuthöhle / Franken); D: Quarz aus saprolithischem Rhyolith, Pfeile: „triangle-within-triangle“-Struktur, Wachstums-Struktur mit amphitheaterartigen trigonalen Umrissen (Jos-Plateau, Nigeria)

Körner meist als Spätkristallit im Magma nur in xenomorpher oder hypidiomorpher Gestalt auskristallisieren. Es sind also keine idiomorphen Minerale mit eindeutigen Kristallflächen und somit ist eine Zuordnung von spezifischen Strukturen zu Kristallflächen nicht zweifelsfrei möglich. Zudem werden detritische Körner durch mechanische Überprägung stark abgerollt bzw. zerbrochen. Dadurch verlieren sie im Laufe ihres Transports klar identifizierbare Kristallflächen.

Bei der Stapelung der Wachstums-Ebenen mit triangularen Löchern kommt es zu den sogenannten „triangle-within-triangle“-Strukturen (Abb. 7.2 D, S. 72). Deren Entstehung wird von Tietz (2007) mit dem Wachstumsverhalten bei Hopper-Kristallen verglichen. Durch eine hohe SiO_2 -Konzentration in der Lösung kommt es überwiegend an den Kanten der Kristallflächen zur Anlagerung von Material. Dieses führt zur Stapelung unvollständiger Kristallebenen. Es entsteht eine Vertiefung ähnlich der Geometrie eines Amphitheaters mit trigonalem Umriss.

Die Reihenfolge der oben aufgeführten Merkmale entspricht der zunehmenden Lösungskonzentration im kornumgebenden Fluid, wie sie bereits von Tietz (2007) dargestellt wurden. In den Abbildungen 7.2 A-D (S. 72) kann die Erhöhung der Konzentration in Einzelschritten von relativ gering bis gemäßigt nachvollzogen werden.

7.2.1.2. kristallographisch orientierte Anwachssäume (crystallographic overgrowth)

Steigert sich die Lösungskonzentration weiter, kommt es auf ebenen Kornoberflächen zu isoliertem Wachstum mit unterschiedlicher Dichte an Kristallsubindividuen. Diese Kristalldichte ist abhängig von der SiO_2 -Konzentration in der Lösung. Während bei geringer bis mäßiger Konzentration das Wachstum noch an vorhandenen Netzebenen stattfindet (siehe oben), kommt es bei einer sehr hohen Konzentration zu einer spontanen Ausfällung von SiO_2 auf der Kornoberfläche, die ungeachtet des erzielten Energiegewinns durch die Kristallisation erfolgt (vgl. Abschnitt 4.2.1.2 Grundlagen zu Kristallwachstum, S. 47). Als Beispiel kann hier die Konzentrationssteigerung durch Verdunstung angeführt werden. Es entstehen Kristallrasen mit Kristallsubindividuen unterschiedlichster Dichte. Dabei ist zu beobachten, dass die Ausbildung des Kristallrasens abhängig von der Wirkdauer und der Konzentration im kornumgebenden Fluid ist. Bei gemäßigter bis hoher Konzentration entwickeln sich relativ große isolierte einzelne Anwachsstukturen mit hypidiomorphem bis idiomorphem Erscheinungsbild (Im Folgenden als großflächige Anwachssäume bezeichnet, Abb. 7.3 A, S. 73). Eine sehr hohe Konzentration von SiO_2 in der Lösungen erzeugt demgegenüber einen feinen Belag aus SiO_2 ohne sichtbare kristalline Struktur (siehe oben) bzw. in Form eines Mikrokristallrasens (Abb. 7.3 B, S. 73 und Landmesser 1995; Tietz 2007).

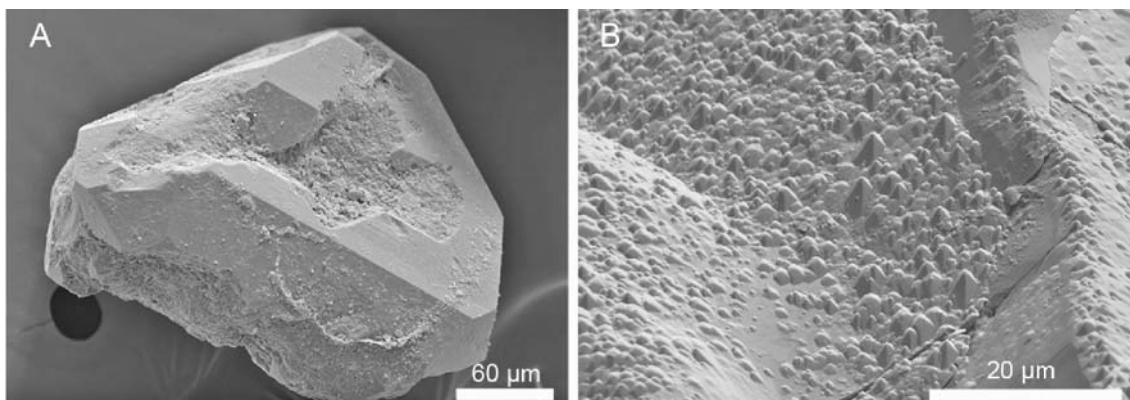


Abbildung 7.3.: Anwachssäume I; A: großflächiger Anwachssaum: sekundärer Anwachssaum mit Kristallflächen- und -kanten-Bildung an einem Quarz-Korn aus dem unter-triassischen Sandstein der Moenkopi-Formation (Antelope-Canyon, Arizona, USA); B: Mikrokristallrasen: sekundär gewachsener SiO_2 -Kristallrasen auf muscheliger Quarzbruchfläche (Bismarckgrotte / Franken)

Als Initialstadium beschreibt Higgs (1979) kugelige, oft amorphe SiO_2 -Ausscheidungen aus „superübersättigten“ Lösungen an stationären Körnern. Die erste Phase bezeichnet er als „silica globules“ und bezieht sich auf LeRibault (1975). Diese „silica globules“ können dann bei ausreichendem SiO_2 -Angebot zu „pellicles“ (Häutchen) zusammenwachsen und letztendlich das ganze Korn bedecken. Diese Häutchen sind charakteristisch für alle Environments, die SiO_2 -Ausscheidung begünstigen. Higgs (1979) geht von einer schnellen Ausscheidung von amorphem SiO_2 aus, das sich anschließend durch chemische Reifung (Landmesser 1990) zu hypidiomorphen Quarz-Anwachssäumen (crystallographic overgrowths, Higgs 1979) entwickelt.

Die hypidiomorphen Quarz-Anwachssäume weisen ihrerseits eine differenzierte Entwicklungsreihe auf. Higgs (1979) beobachtet deutliche Ähnlichkeiten zu diagenetisch gebildeten Anwachssäumen, wie sie von Pittman (1972) beschrieben werden. Die Initialform beschreibt Pittman (1972) als klecksartig / fleckenartig („blob-like“) und ohne eindeutige kristalline Form, der feine Kristallrasen-Überzüge folgen können (Abb. 7.4 A und B, S. 75).

Weiteres Wachstum bei gleichzeitiger sinkender SiO_2 -Konzentration (durch SiO_2 -Aufzehrung) der Initialformen führt durch die Wachstumsverschmelzung isolierter Kristallflächen zu Reduktion und Vergrößerung der einzelnen verbleibenden Kristallflächen (Higgs 1979, Abb. 7.4 C, S. 75). Die Wachstumsverschmelzung und kontinuierliche Anlagerung von SiO_2 kann zu sekundär gebildeten idiomorphen Kristallflächen und -kanten an detritischen Körnern führen (idiomorphic crystals of neofomed, Pittman 1972, Abb. 7.4 D, S. 75).

Pittman (1972) beobachtete, dass die Anlagerung von SiO_2 nur an isolierten Stellen erfolgt, die frei von Fremdbelegen wie Eisen, Tonbelege oder amorphe Krusten sind. Im Dünnschliff erscheint das Bild einer überwachsenen bzw. eingewachsenen Kruste auf Fremdmaterial, die die ursprüngliche Form des detritischen Kornes nachzeichnet (Pittman 1972, Abb. 7.5 A, S. 76). Auf REM-Bildern scheint der neu gebildete Anwachssaum nicht direkt mit dem detritischen Korn verwachsen zu sein (Abb. 7.5 B, S. 76). Teilweise scheinen die Anwachssäume über dem Korn zu schweben. Solche Wachstumsstrukturen werden auch als „maskiertes Wachstum“ bezeichnet (Reither 1990, Abb. 7.5 C, S. 76). Im Extremfall sind dünne SiO_2 -Krusten durch „säulenartige Beinchen“ mit der Quarzkornoberfläche verbunden, wie sie auf Körnern aus einer fränkischen Höhle nachgewiesen werden konnten (Abb. 7.5 D, S. 76).

7.2.1.3. Sonderformen von Anwachssäumen aus fränkischen Höhlen

In fränkischen Höhlen tritt auf detritischen Quarzen vermehrt eine Spezialform der Wachstumsverschmelzung von SiO_2 -Anwachssäumen auf. Es handelt sich um eine Mischform bzw. Übergangsform von Flächenwachstum und inselartigen Anwachssäumen aus SiO_2 . So werden auf den Oberflächen z. T. inselartige Netzebenenstapel bzw. extrem flache

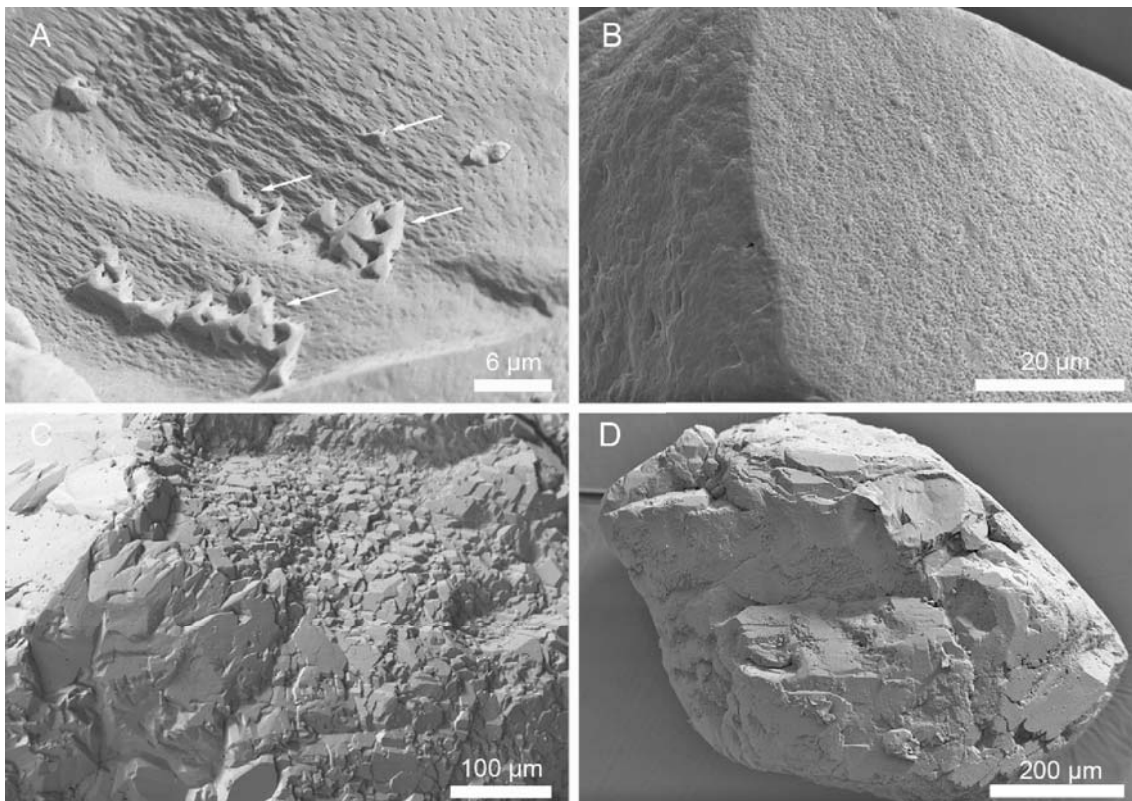


Abbildung 7.4.: Anwachssäume II; A: „blob-artige“ SiO_2 -Ausfällungen auf detritischem Quarz (Bauernhöhle bei Lockenricht / Franken); B: sekundär gewachsener mikrokristalliner SiO_2 -Kristallrasen auf detritischem Quarz (Schutzfelsschichten, Ottenhof / Franken); C: sekundär gewachsener SiO_2 -Anwachssaum mit verschmelzenden Kristallindividuen auf detritischem Quarz (Peterhöhle / Franken); D: sekundär gewachsener SiO_2 -Anwachssaum mit verschmelzenden Kristallflächen und -Kanten auf detritischem Quarz (Bismarckgrötte / Franken)

stumpfe Pyramiden mit dreieckiger Grundfläche beobachtet, die in unterschiedlicher Dichte auf der Kornoberfläche verteilt sind (Abb. 7.6 A, S. 77). Die Kanten der stumpfen SiO_2 -Pyramiden stellen Netzebenen dar, an denen SiO_2 durch Ausfällung angelagert wird (vgl. Abschnitt Quarz, S. 43). Dabei wachsen die isolierten stumpfen Pyramiden zu flächigen Anwachssäumen zusammen (Abb. 7.6 B, S. 77). Bei dem Verschmelzen der dreieckigen Pyramidenstümpfe entstehen dreieckige Reliktlöcher, die in der Literatur häufig fälschlicherweise auch als Lösungslöcher angesprochen werden (siehe auch Abschnitt 7.2.1.1 Flächenwachstum, S. 71). Grundsätzlich gehen dreieckige Löcher auf detritischen Quarzkörnern immer auf Wachstumsvorgänge zurück. Bei Quarzlösung entstehen i.d.R. keine Löcher mit trigonaler Symmetrie (Menckhoff 2010). Dieses unvollständige Flächenwachstum kann bis zu einer Oberfläche mit trigonaler netzartiger Optik führen (Anwachssaum in Netzoptik mit trigonalen Löchern, Abb. 7.6 C, S. 77). Die Struktur stellt also ein Stadium zwischen der „triangle-within-triangle“-Flächenstruktur (Abb. 7.2 D, S. 72) und dem krypto- bis mi-

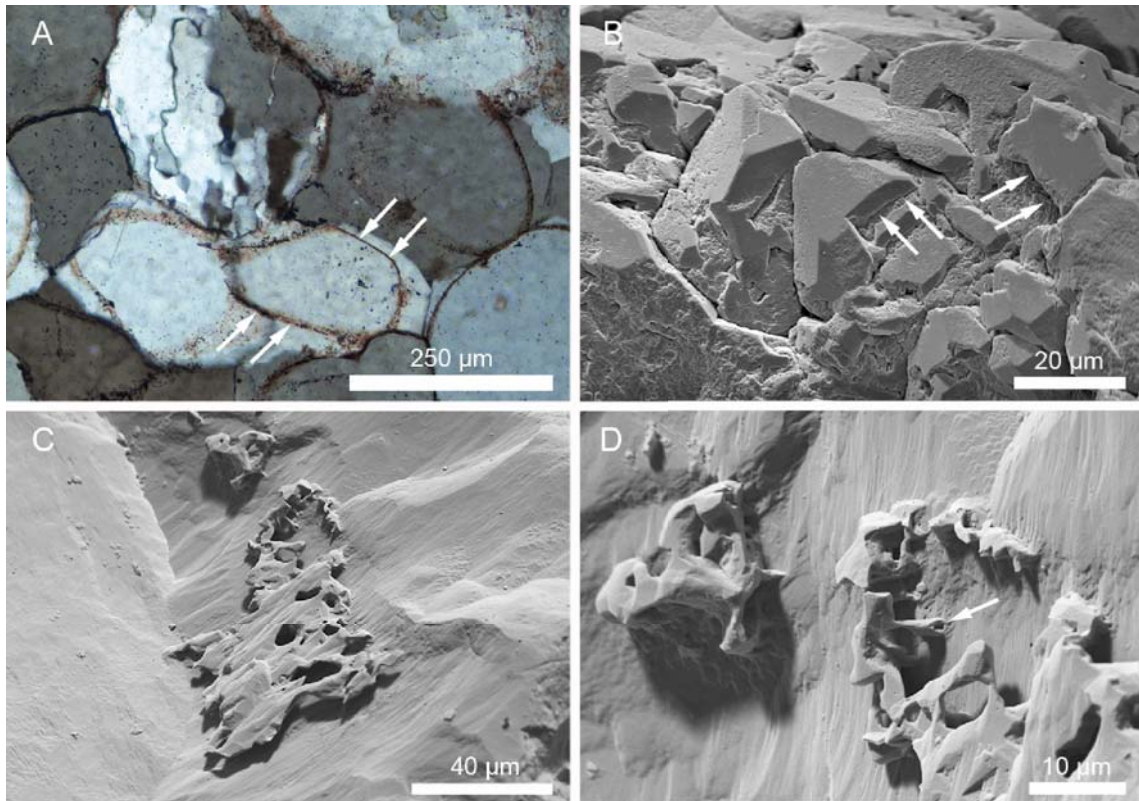


Abbildung 7.5.: SiO_2 -Krusten; A: Sandstein mit eingewachsenen Eisen-Tapeten auf Quarzkörnern (Pol.-Mik. Bild, Dalasandstein / Schweden); B: maskiertes Wachstum, Kristallkanten setzen nicht direkt auf dem Quarzkorn auf (Schutzfelsschichten, Otterhof / Franken); C: extremes maskiertes Wachstum, „schwebende“ Quarz-Kruste über detritischem Quarz (Bauernhöhle bei Lockenricht / Franken); D: extremes maskiertes Wachstum, Detail-Vergrößerung, die „schwebende“ Quarz-Kruste ist mit „Quarz-Beinchen“ mit dem Mutterquarz verbunden (Bauernhöhle bei Lockenricht / Franken)

krokrystallinen SiO_2 -Rasen dar. Es handelt sich demnach im Prinzip um Kluster aus einer Vielzahl flächig auftretender „triangle-within-triangle“-Strukturen. Das Auftreten dieser Oberflächenstruktur liefert einen wichtigen Hinweis auf „in situ“-Wachstum auf den detritischen Quarzkörnern aus den untersuchten Höhlen.

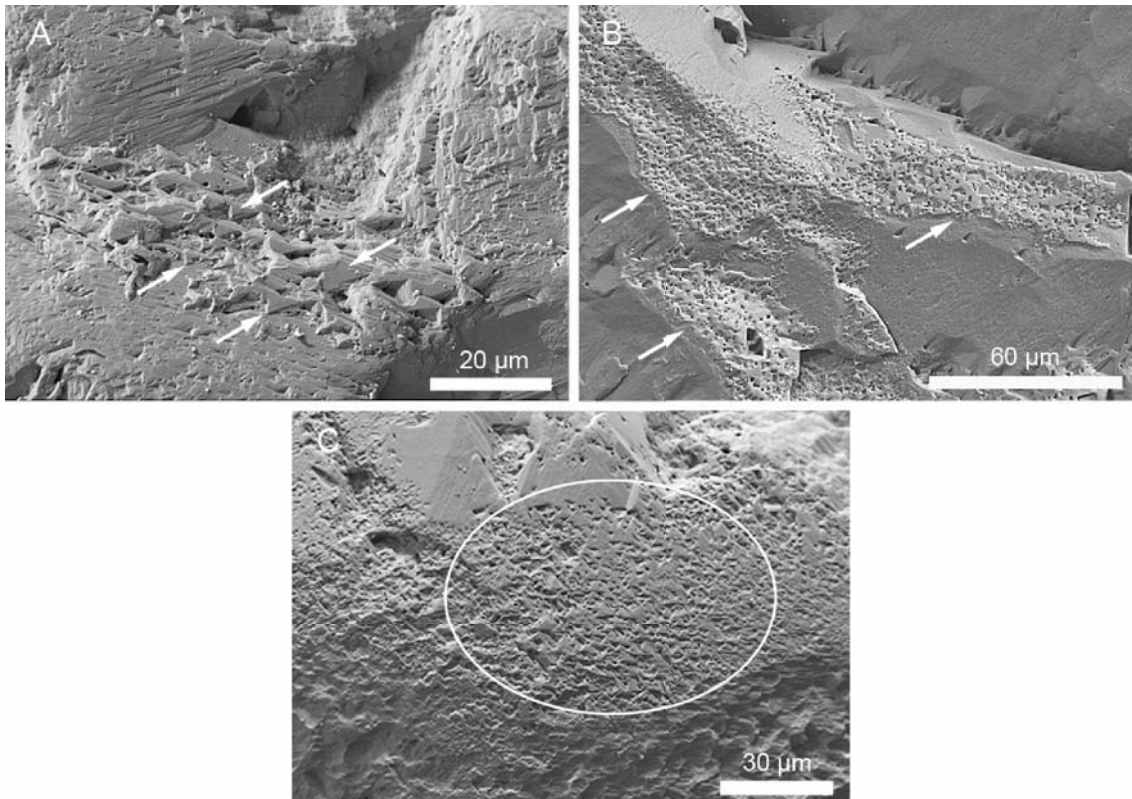


Abbildung 7.6.: Sonderform Wachstumsverschmelzung; A: Wachstumsstruktur in Form von stumpfen Pyramiden mit dreieckiger Grundfläche auf detritischem Quarzkorn (Bismarckgrotte / Franken); B: stumpfe Pyramiden verschmelzen zu Si-Kruste auf detritischem Quarzkorn (Bauernhöhle bei Lockenricht / Franken); C: Durch unvollständiges Flächenwachstum auf dem Quarz bildet sich eine Netzoptik mit trigonalen Löchern aus (Bismarckgrotte / Franken).

7.2.2. Wachstums-Effekte

Neben den Wachstumsmerkmalen, die abhängig vom kristallographischen Gitter des Quarzes sind, gibt es weitere Wachstumsmerkmale, die abhängig von exogenen Einflüssen sind. Beispiele hierfür sind:

1. umwachsene und eingewachsene Kontaktminerale
2. Wachstum in Vertiefungen jeglicher Art (Depressionen)
3. Wachstum nach mechanischer Überprägung (Stoßbeanspruchung)

7.2.2.1. Um- und Einwachsen von Kontaktmineralen (Kontaktabdruck)

Beim Wachstum im Sedimentkörper ist der Raum für das wachsende Mineral beschränkt. Dadurch können umgebende Minerale mit punktuell oder flächigem Kontakt bei der SiO_2 -Ausfällung umwachsen werden. Bei dem Entfernen des Kontaktkorns entstehen dann Negativ-Formen bzw. Abdrücke des Minerals.

Eine sehr typische Form sind gerade Rillen, die in Gruppen oder Scharen auftreten (Abb. 7.7 A, S. 78). Deren Ursprung können Tonminerale wie Kaolinit sein. Ein wichtiger Indikator für Tonminerale ist, dass die Rillen gerade sind, da bei gebogenen Rillen auch von mechanisch angelegten Sichelmarken ausgegangen werden kann (vgl. „Chattermark Trails“, Abb. 7.10 C, S. 85 und Peterknecht und Tietz 2011).

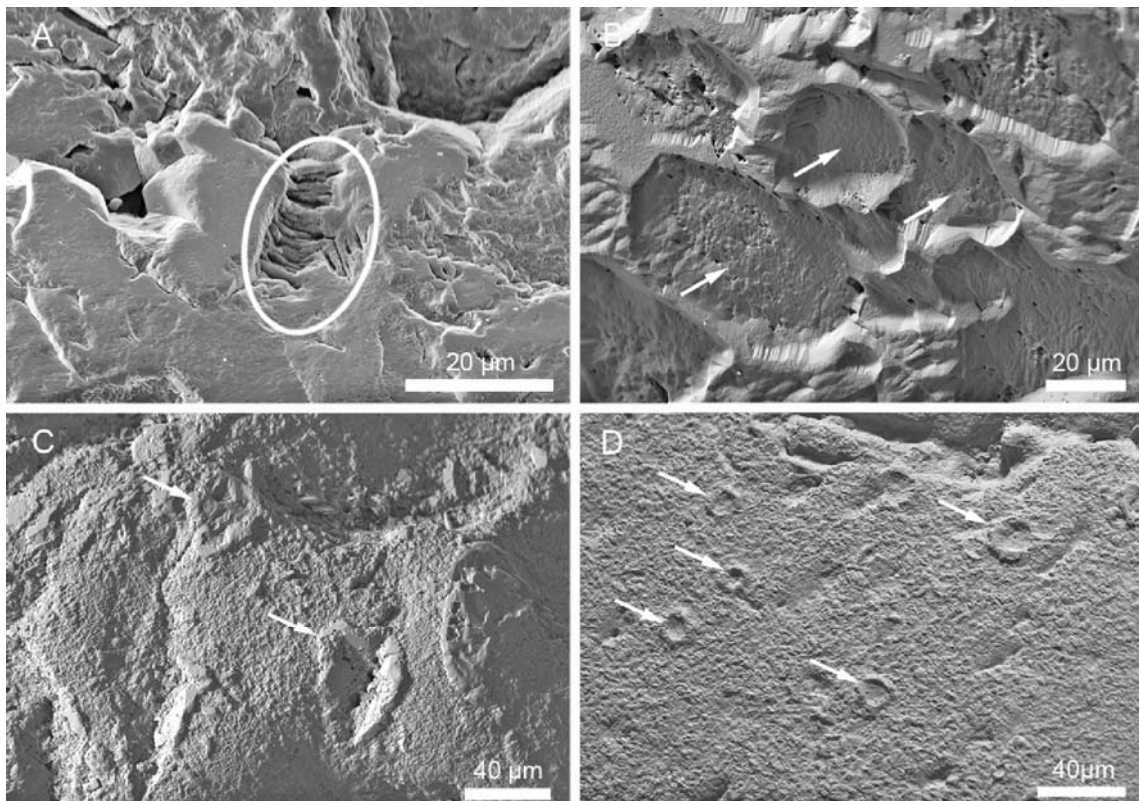


Abbildung 7.7.: Wachstums-Effekte, Kontaktabdrücke; A: Abdrücke von Tonmineralplättchen (sehr wahrscheinlich Kaolin) im sekundären Anwachssaum eines detritischen Quarzes (Schutzfelsschichten, Ottenhof / Franken); B: Abdrücke nicht identifizierbaren Umgebungsmaterials (vermutlich Karbonatdetritus) im sekundären Anwachssaum eines detritischen Quarzes (Bismarckgrotte / Franken); C: Kontaktstellen von unidentifizierbaren Umgebungskörnern (Maki-Canyon / Madagaskar), D: Kontaktstellen von unidentifizierbaren Umgebungskörnern in Ringform (Windloch bei Sackdillingen / Franken)

Daneben treten flache Senken auf, die von Wachstumswällen aus Quarz umgeben sind. Die Form des Abdrucks lässt jedoch keinen Rückschluss auf das Kontaktmineral zu (Abb. 7.7 B,

S. 78). Das abgebildete Korn stammt aus einer der Dolomitsandproben der in dieser Arbeit analysierten Höhlen, daher können für diese Struktur Dolomit- bzw. Calcitkörner als Kontaktmineral in Frage kommen. Da die Kontaktminerale bei der Untersuchung nicht mehr vorhanden waren, könnten diese bei der Probenaufbereitung durch verdünnte HCl entfernt worden sein.

Weitere Strukturen sind ringartige Quarz-Wälle (Abb. 7.7 C und D, S. 78). Deren Ursprung kann man auf die punktuellen Kontaktstellen mit benachbarten Körnern zurückführen. Im vados geprägten Milieu sind die Einzelkörner des Sedimentes mit Haftwasser umgeben. Durch die Oberflächenspannung sammelt sich das Wasser an den Kontaktstellen der Körner und bildet dort Wasser-Menisken aus, die auch als Kapillarwasser bezeichnet werden (u.a. Schroeder 1992; Scheffer und Schachtschabel 1998). Bei einer Änderung des SiO_2 -Lösungs-Wachstums-Gleichgewichts kann es dann im Kontaktbereich vermehrt zu SiO_2 -Ausfällung kommen. Die Quarz-Wälle weisen eine entfernte Ähnlichkeit mit Strukturen auf, die von Pittman (1972) und Marzolf (1976) in diagenetisch geprägten Proben als Drucklösungs-Strukturen angesprochen werden. In dieser Arbeit wurden ausschließlich Proben untersucht, deren letzte oberflächengestaltende Prägungsphase nicht diagenetisch ist. Daher kann eine drucklösungs-induzierte Genese nach Pittman (1972) und Marzolf (1976) des hier beschriebenen Merkmals ausgeschlossen werden.

7.2.2.2. Wachstum an Löchern und Depressionen

Bei der Reduktion des Haftwassers durch Evaporation entlang von Kornoberflächen bleibt das Haftwasser besonders lange in Hohlformen, Rissen und erweiterten Korngrenzen stehen. Die Fluideinengung durch Evaporation führt dann zur Konzentrationserhöhung in dem verbleibenden Haftwasser und begünstigt die Ausfällung von SiO_2 entlang vorhandener Netzebenen. Durch die Fällung von SiO_2 in den Hohlformen, aufgeweiteten Korngrenzen und Spalten werden diese sukzessiv geschlossen. Man spricht von Verheilung der Depressionen (Tietz 2007). Im Verlauf der Verheilung wird der Querschnitt der Hohlformen mit trigonalen Formelementen gefüllt. So können monokline Hohlformen von Feldspäten in Hohlformen mit trigonalem Querschnitt umgewandelt und langsam aufgefüllt werden (siehe Abb. 7.8 A, S. 80, nach Tietz 2007). Verheilte Risse oder Korngrenzen zeigen häufig Serien von trigonalen oder rechteckigen Reliktlöchern (Girlanden aus trigonale oder rautenförmigen Löchern, Abb. 7.12 B, S. 87). Zusätzlich sind die fragilen Wachstumsstrukturen in den Depressionen vor Abrieb durch mechanische Überprägung besser geschützt als exponierte Strukturen auf der Kornoberfläche.

Dem Wachstum entgegen wirkt, dass sich in Depressionen häufig toniges Fremdmaterial sammelt, welches die Ausfällung von SiO_2 hemmt (siehe Abb. 7.8 B, S. 80, nach Pittman 1972).

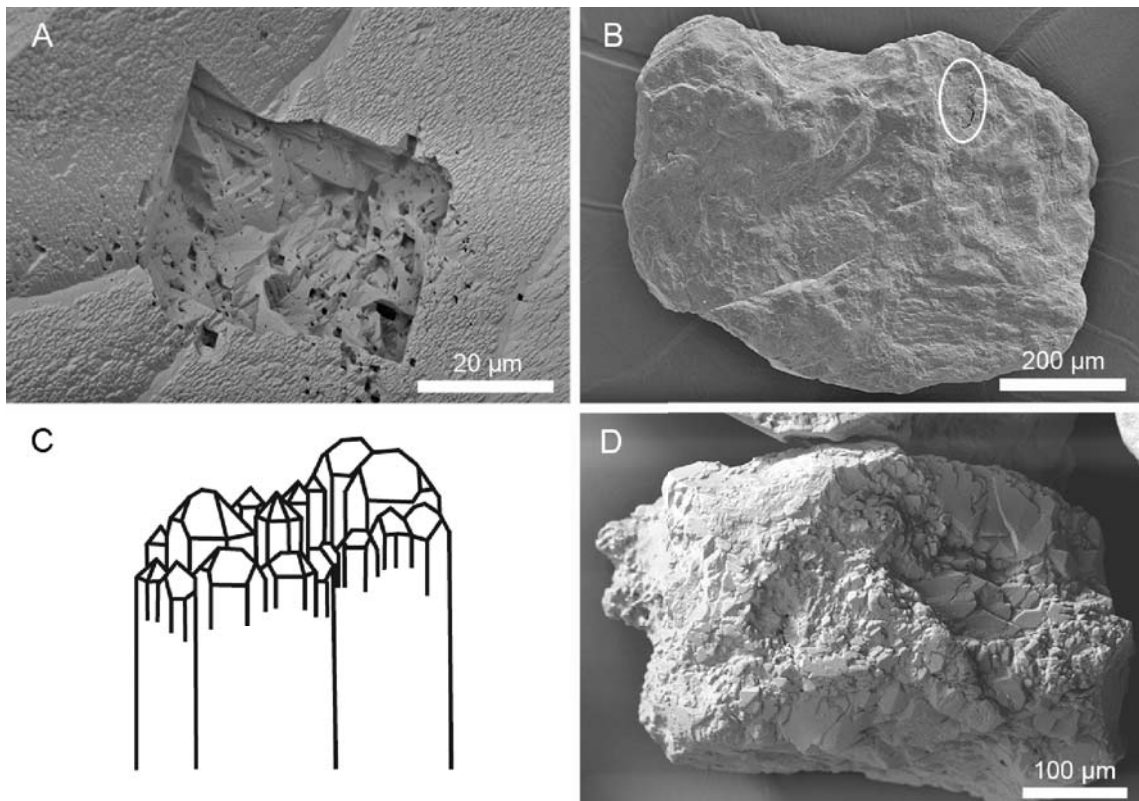


Abbildung 7.8.: Wachstum in bzw. an Depressionen; A: Trigonale Wachstumselemente in einem monoklinen Loch, Quarz aus saprolithischem Rhyolith (Jos-Plateau / Nigeria); B: Kreis: Durch Fremdmaterial zugesetzte Depression (Petershöhle / Franken); C: Schema-Skizze nach Rykart (1995). Wachstum an gebrochenem Quarz mit zerrütteter Oberfläche; D: Kristallklastern-Wachstum an zerrütteter Quarzoberfläche (Windloch bei Sackdillingen / Franken).

7.2.2.3. Wachstum nach mechanischer Überprägung – Kristallklastern

Rykart (1995) beschreibt eine Sonderform des Wachstums bei gestörten Oberflächen auf Quarzkristallen (Abb. 7.8 C, S. 80). Das Neuwachstum an gestörten Oberflächen kann demnach zu einer Kristallklastern-Optik führen. Die neu gebildeten kristallklastern-artigen Subindividuen sind durch Bruchzonen voneinander separiert (vgl. Schema-Skizze 7.8 C nach Rykart 1995, S. 80 und REM-Abb. 7.8 D).

Bei detritischen Quarzkörnern, die eine durch Mikrorisse geprägte Oberfläche aufweisen, wurden vereinzelt Strukturen gefunden (Abb. 7.8 D, S. 80), die auf ähnliche Effekte zurückgeführt werden könnten. Auf diesen Oberflächen könnte das flächige Wachstum der Anwachsäume durch primär existierende Mikrorisse gehemmt worden sein. Dabei wurde das Wachstum durch die Mikrorisse auf kleine „Zellen“ beschränkt. Die „blop“-artigen Anwachsäume konnten im Verlauf der Ausfällung unter den herrschenden Bedingungen

beim Weiterwachsen nicht miteinander verschmelzen. Es kommt zur Ausbildung der oben beschriebenen Subindividuen in Form eines Kristallklasters.

Keine der in diesem Abschnitt beschriebenen Wachstumsformen führt zur Zementation benachbarter Quarzkörner.

7.2.3. Lösung

Lösung an Quarzen ist schwer nachweisbar. Durch die lösungsbedingte Materialreduktion und damit verbundene Volumenreduktion hinterlässt sie i.d.R. keine deutlichen bzw. eindeutigen Strukturen auf den Kornoberflächen. Erfolgt an den Körnern eine gleichmäßige Lösung aus allen Raumrichtungen, ist die Lösung an den Körnern faktisch nicht nachweisbar. Die gelöste Oberfläche (vgl. Abb. 7.11 A, S. 86) mit mehr oder weniger rauer Textur kann dabei einer mechanisch angelegten geschliffenen Oberfläche (vgl. Abb. 7.1 A, S. 69) sehr ähnlich sein. Das, was man auf natürlich verwitterten Quarzkörnern sieht, ist das Ergebnis der Verschiebung des Lösung-/Wachstums-Gleichgewichtes von Quarz (vgl. 4.2. Quarz, S. 43). Ist die Lösung gesättigt, kommt es zur Ausscheidung von SiO_2 und somit zum Wachstum entlang von Netzebenen (siehe oben). Bei einer Konzentrationsreduktion, beispielsweise durch Verdünnung der Lösung oder Erhöhung der durchschnittlichen Umgebungstemperatur, werden nicht selten die neu ausgeschiedenen Strukturen wieder angelöst (Dove et al. 2005). So kommt es oft vor, dass im Wachstum befindliche, nicht vollendete Netzebenen wieder angelöst werden und so keine scharfen Wachstums-Kanten ausbilden. Diese Kanten oder Wachstumsstufen erscheinen dann leicht verrundet (Netzebenen siehe Abb. 7.9 A, S. 82 nach Dove et al. 2005). Lösungs- und Wachstums-Merkmale können zudem sehr eng nebeneinander auf ein und denselben Quarzkörnern auftreten (vgl. Abb. 7.9 B, S. 82 nach Borger 1993; Tietz 2007). Auf der anderen Seite kann es nach lang anhaltenden Lösungsphasen aus gesättigter Restlösung bei Lösungseinengung durch Evaporation zur Ausscheidung von Kristallrasen mit idiomorphen Kristallflächen kommen. Asumadu et al. (1988) bezeichnen diese Strukturen als „tessellated features“ bzw. „pyramidal surface textures“ und sprechen diese als Indikator für Lösung an (Abb. 7.9 A, S. 82). Diese Strukturen werden häufig an in situ verwitterten Kristallingesteinen beobachtet (Asumadu et al. 1988). Sie entstehen durch massive Lösung des Gesteins. Bei der Lösung entwickeln sich Zwischenräume zwischen Quarz und Umgebungsmaterial. In diesen Zwischenräumen kann SiO_2 ohne räumliche Beschränkung aus gesättigter Restlösung in Gestalt idiomorpher SiO_2 -Pyramiden ausgeschieden werden. Das Wachstum an den Quarzkörnern erfolgt in den Trockenphasen des wechselfeuchten Klimas der Subtropen (Tietz 2007).

Zum Forschungsschwerpunkt „Lösungsstrukturen an Quarzen“ wurden verschiedene Laborversuche durchgeführt (u. a. Margolis 1968; Subramanian 1975; Tellier und Jouffroy 1983; Hicks 1985; Brantley et al. 1986; Rimstidt 1997; Gautier et al. 2001; Dove et al.

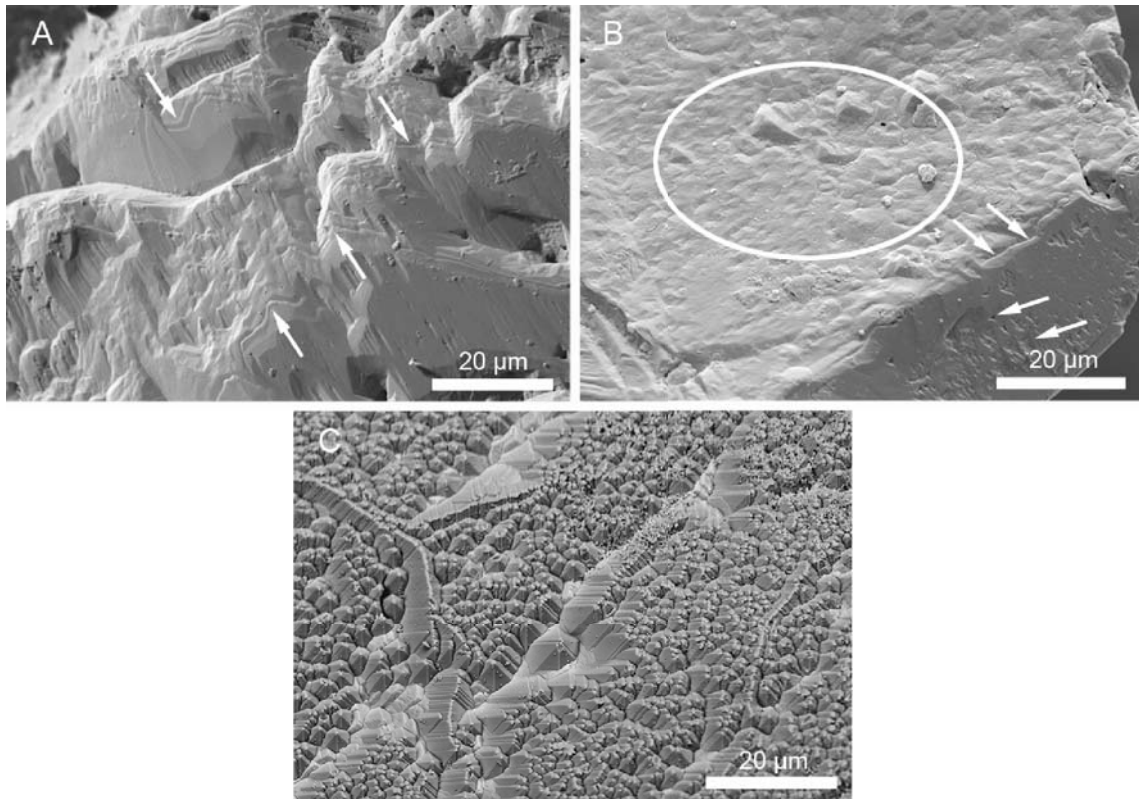


Abbildung 7.9.: Lösung Allgemein; A: Quarzoberfläche mit angelösten Netzebenen, Pfeile: kaskadenartige Netzebenenstapel sind durch Lösung verrundet (Windloch bei Sackdillingen / Franken); B: Wachstum neben Lösung am selben Quarzkorn, Kreis: Fläche mit Laugfacetten, Pfeile links: durch Lösung verrundete Netzebene, Pfeile rechts unten: Fläche mit trigonalen Wachstumsmustern (Wolfstein / Oberpfalz); C: Pyramiden (nach Asumadu et al. (1988) „tessellated features“ bzw. „pyramidal surface textures“), durch intensive Lösungs-Wachstums-Zyklen entstandene Kristallrasen (Jos-Plateau / Nigeria)

2005). Da SiO_2 in kristalliner Form unter Oberflächenbedingungen nur eine sehr geringe Löslichkeit aufweist (vgl. Abschnitt 4.2.2. Löslichkeit von SiO_2 , S. 48), erfolgten die Versuche mit Lösungsmitteln, die in diesen Konzentrationen in der Natur nicht vorkommen, wie z. B. Flusssäure oder hochkonzentrierte Natronlauge (u. a. Baker 1976; Hicks 1985; Brantley et al. 1986; Gautier et al. 2001). Andere bedienten sich hydrothermalen Bedingungen (mit erhöhten Druck- und Temperatur-Bedingungen), um Lösungserscheinungen zu erzeugen (Hicks 1985; Brantley et al. 1986; Gautier et al. 2001; Dove et al. 2005). Alle diese Modellversuche spiegeln das Lösungsverhalten von Quarz unter sehr speziellen Bedingungen wider und sind nur eingeschränkt auf das Verwitterungsverhalten detritischer Quarzkörner unter Oberflächen-Bedingungen übertragbar. Daher lassen sich nicht alle synthetisch erzeugten Lösungsformen auf natürlich angelösten Quarzkörnern wiederfinden und nachvollziehen.

Die Ursache für Lösungserscheinungen auf Quarzoberflächen lassen sich generell in zwei Gruppen unterteilen. Grundsätzlich greift die Lösung bevorzugt zuerst an Schwächezonen

an, wie etwa an Mikrobrüchen oder Korngrenzen. Entlang dieser Schwächezonen dringt die Lösung bei der chemischen Verwitterung in das Korn ein und weitet sie dabei auf. Somit sind die Schwächezonen gute Indikatoren für chemische Verwitterung. Charakterisiert werden diese Gruppen durch die jeweilige Ursache der Schwächezonen.

1. kristall-exogene Vorgänge: Durch physikalische Verwitterung kommt es zur mechanischen Überprägung der Oberflächen (vgl. Abschnitt 6 Verwitterung, S. 61). Beim Abrollen, Stoßen und Schleifen entstehen subkutane Mikrorisse, Sichelmarken, tangential Prallmarken (Chattermark Trails) und andere Oberflächenmerkmale, die mechanisch angelegt werden, aber nicht immer sofort nach der Beanspruchung sichtbar sind (Peterknecht und Tietz 2011). Die Strukturen, die aus mechanisch, nicht diagenetisch und nicht metamorph induzierten Schwächezonen hervor gehen, werden im Folgenden als „extern induzierte Strukturen“ bezeichnet.
2. kristallspezifische Eigenschaften: Innerhalb von Mineralen können kristallinterne Störstellen wie z. B. Korngrenzen, diverse Einschlüsse (Flüssigkeiten bzw. Fremdminerale) oder frei liegende Netzebenen (siehe oben) auftreten. Diese Strukturen werden im Folgenden als „intern induzierte Strukturen“ bezeichnet.

Häufig sind die Merkmale der jeweiligen Gruppe schwer oder gar nicht zuzuordnen. Die Aussagekraft der Oberflächenmerkmale bleibt aber die gleiche. Lösung konnte entlang einer Schwächezone eindringen und diese aufweiten. Das Korn war demnach chemischer Verwitterung mit SiO_2 -Untersättigung ausgesetzt.

7.2.3.1. Extern induzierte Strukturen

Grundsätzlich kann man davon ausgehen, dass die mechanisch angelegten kristall-exogenen Merkmale erst durch Lösung freipräpariert werden, bevor sie sichtbar werden, (Brantley et al. 1986; Gautier et al. 2001; Peterknecht und Tietz 2011). Bei diesen Merkmalen handelt es sich um Spannungsrisse, die die Kornoberfläche nicht immer durchschlagen (Peterknecht und Tietz 2011). In diesem Stadium sind es latente Strukturen, die ohne Lösungsvorgänge an der Oberfläche nicht sichtbar sind. Durch Lösung wird die oberste Schicht des Mineralkorns angegriffen bzw. weggelöst und die spannungsinduzierten Mikrorisse werden für Lösung frei zugänglich. Die Mikrobrüche werden durch Lösung aufgeweitet und an der Oberfläche sichtbar (Peterknecht und Tietz 2011). Innerhalb der Mikrobrüche selbst sind eine größere Anzahl von Netzebenen freigelegt als an der umgebenden Oberfläche. Durch die Exhumierung der Mikrobrüche sind die Netzebenen gut erreichbar und können ebenfalls korrodieren (Peterknecht und Tietz 2011). Die entstehenden Merkmale sind also eine Kombination aus physikalischer und sukzessiver chemischer Verwitterung.

Zu diesen Kombinationsmerkmalen gehören oberflächennahe bzw. oberflächliche Mikrorisse. Sie treten häufig als chaotisches mosaikartiges Bruchmuster auf den Oberflächen stark verwitterter detritischer Quarze auf (mosaikartiges Bruchmuster, Abb. 7.10 A und B, S. 85). Der Ursprung der Struktur ist nicht eindeutig geklärt. Little et al. (1978) führen als mögliche Quellen der Struktur die mikrogranulare, interne Struktur von metamorph geprägten Quarzen oder die mikrokristalline interne Struktur von Milchquarzen an. Eine weitere Ursache könnten oberflächennahe Spannungsrisse sein. Durch eine mechanische Beanspruchung detritischer Körner, wie z. B. Abrollen, Stoßen und Schleifen, entstehen latente Strukturen. Es handelt sich um Spannungsrisse, die im äusseren Randbereich des Kornes angelegt werden. Diese Mikrorisse erreichen nicht die Oberfläche des Minerals und sind somit auf REM-Bildern nicht sichtbar. Sie werden hier als „subkutane Mikrorisse“ bezeichnet. Durch Lösungseinwirkung werden diese Strukturen frei gelegt und sind dann für die REM-Bilddatenanalyse sichtbar. Bilddatenanalytische Untersuchungen deuten auf eine geringe Tiefenerstreckung dieser post-subkutanen Mikrorisse hin (ca. 7 μm , siehe auch Abb. 7.10 B und C, S. 85). So wurden an frischen muscheligen Bruchflächen intensiv verwitterter detritischer Quarzkörner mit diesem mosaikartigen Bruchmuster kavanöse Strukturen im Quarzkornrand nachgewiesen (Abb. 7.10 C, S. 85). Im Verlauf weiterer Untersuchungen konnten diese mosaikartigen Bruchmuster in Laborversuchen auf detritischen Quarzkörnern mit 10%-iger Flusssäure synthetisch freipräpariert werden (Peterknecht und Tietz 2011). An diesen synthetisch freipräparierten Mikrorissen lässt sich die geringe Tiefenerstreckung der Risse bzw. Brüche in das Korn ebenfalls nachvollziehen (Abb. 7.10 B, S. 85).

Eine spezielle Form der Gruppe oberflächlicher Mikrorisse sind Sichelmarken bzw. „Chattermark Trails“. Sie werden wie die oben aufgeführten, post-subkutanen Mikrorisse ebenfalls durch Lösung frei gelegt. Die Sichelmarken entstehen durch einen schrägen Aufprall, der im Inneren des Kornes einen singulären latenten Spannungsriß erzeugt (Abb. 7.10 C, S. 85). Durch seitliches Abgleiten bzw. Schrammen auf der Kornoberfläche entsteht eine Serie dieser Spannungsrisse, die dann als „Chattermark Trails“ bezeichnet werden (Abb. 7.10 D, S. 85 und siehe zur Genese der „Chattermark Trails“ auch Peterknecht und Tietz 2011).

Bei sehr lang anhaltenden SiO_2 -untersättigten Bedingungen verschwinden in Verlauf der Lösungseinwirkung alle „extern induzierten“ Merkmale. Dies beruht auf deren geringen Tiefenerstreckung, die sich i. d. R. auf die oberen 7 μm beschränken (siehe oben).

Die Oberfläche der Körner, die durch mechanisch induzierte Merkmale geprägt ist, wird also durch Lösung flächig erodiert. Dabei erreicht die gelöste Front die Basis der flachen Mikrorisse (wie z. B. mosaikartige Bruchmuster oder Sichelmarken) und es entstehen relativ glatte, leicht wellige, gekrümmte Oberflächen, deren Optik an Laugfacetten von Höhlenwänden erinnert (Abb. 7.11 C, S. 86).

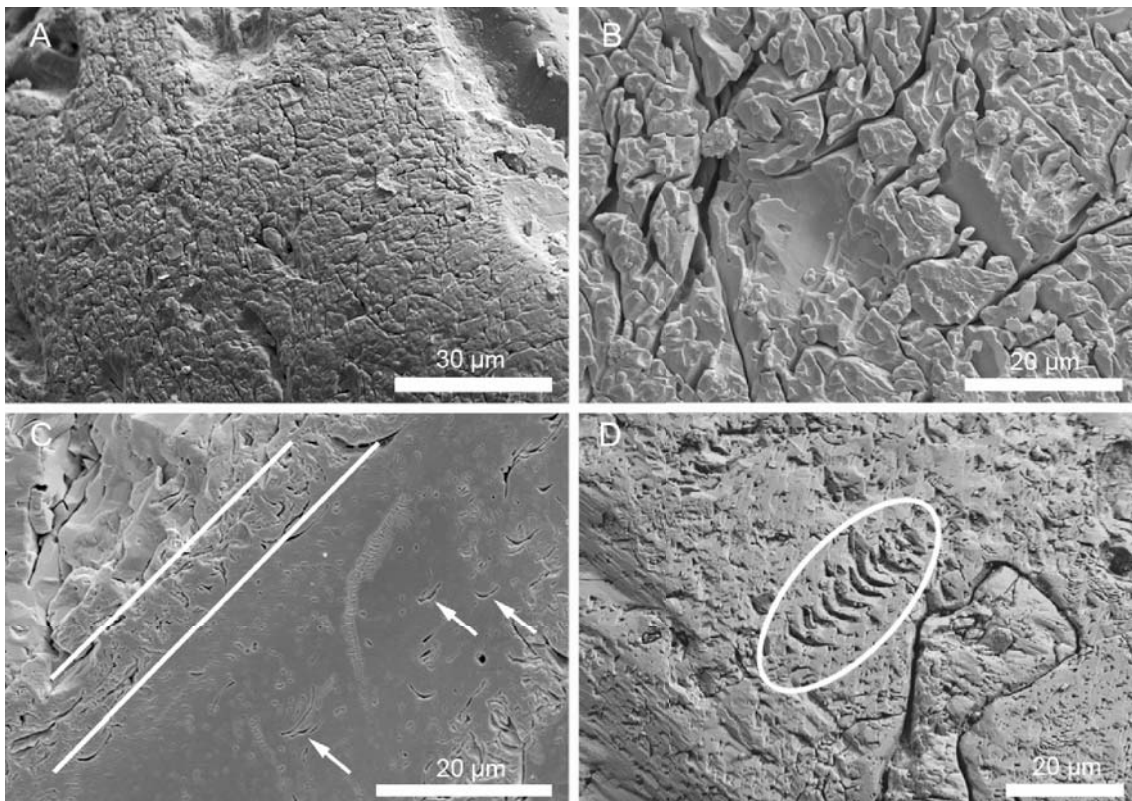


Abbildung 7.10.: Mikrorisse; A: Quarzoberfläche mit mosaikartigem Bruchmuster aus Mikrorissen (Uhry / Niedersachsen); B: Quarzoberfläche mit synthetisch freipräparierten mosaikartigen Mikrorissen (Vår Haller / Schweden); C: Sichelmarken auf muscheligem Bruch (Pfeile), kavernöse Fortsetzung der Mikrorisse in die Quarzoberfläche hinein, zwischen den Balken (Fraser Island / Australien); D: Quarzoberfläche mit „Chattermark Trails“, eingekreist (Petershöhle / Franken)

7.2.3.2. Intern induzierte Strukturen

Nachdem die mechanisch angelegten Strukturen infolge der Lösung weitgehend nivelliert wurden, setzt weitere Lösung an kristallspezifischen Merkmalen ein. Beim letzteren handelt es sich um interkristalline Merkmale des Quarzes, die durch das Kristallisieren unter liquidmagmatischen oder hydrothermalen Bedingungen entstanden sind. Beispiele hierfür sind korninterne Grenzen (Little et al. 1978; Pye 1983; Pye und Mazzullo 1994) und durch Kornzerlegung freigelegte Fluid- und Gaseinschlüsse (Pye und Mazzullo 1994).

Zu den kristallspezifischen Lösungsmerkmalen gehören auch Lösungsstriemen, die auch als längliche Lösungslöcher (large etch pits) von Dove et al. (2005) angesprochen werden (Abb. 7.12 A, S. 87). Diese Lösungsstriemen treten in einigen Proben auf Oberflächen von Quarzkörnern der hier untersuchten Höhlen auf. Die Striemen sind kurze, gradlinige, parallele Streifen. Dabei könnte es sich um freipräparierte Netzebenenkanten handeln. Dove

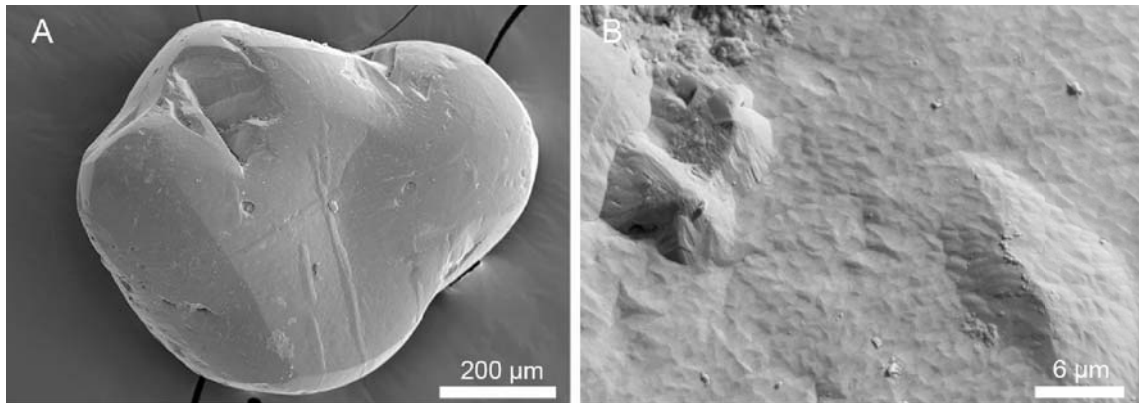


Abbildung 7.11.: Laugfacetten; A: Gut gerundetes Quarzkorn, das durch intensive langanhaltende Lösung extrem angelöst wurde. Alle pre-existierenden „extern induzierten“ Mikrorisse sind durch Lösung entfernt worden, „ehemalige“ Wachstumsmerkmale sind dadurch stark verrundet worden. (Höhlenruine Wolfstein / Oberpfalz); B: Quarzoberfläche mit Laugfacetten. Durch langanhaltende intensive Lösung erscheint die Oberfläche des Quarzes leicht wellig. (Bauernhöhle bei Lockenricht / Oberpfalz)

et al. (2005) beobachteten unter Laborbedingungen diese Art der Striemung auf präparativ erzeugten Kristallflächen (100) von Quarz bei Anwesenheit von gelösten Erdalkalien in dem umgebenden Lösungsfluid. Es handelt sich bei diesen Merkmalen um eine starke Betonung der Netzebenenköpfe.

Nur ein Teil der detritischen Körner sind monokristallin. Daher können detritische Körner kristallinterne Korngrenzen enthalten. Es handelt sich dabei entweder um polykristalline Quarze (Abb. 7.12 B, S. 87) oder um Quarz-Gastmineralverwachsungen (Abb. 7.13 A, S. 89). Allgemein gesehen greift die Lösung entlang der kristallinternen Grenze zweier verschiedener Mineralindividuen an und weitet diese auf (Abb. 7.12 B, S. 87). Durch Gleichgewichtsänderungen im SiO_2 -System kann es innerhalb der neu geschaffenen Korngrenzen-Depression zur erneuten Ausfällung von SiO_2 kommen (vgl. Wachstum an Löchern und Depressionen, S. 77). Es entstehen Girlanden aus rautenförmigen Löchern entlang der Mineralgrenze (Abb. 7.12 C, S. 7.12).

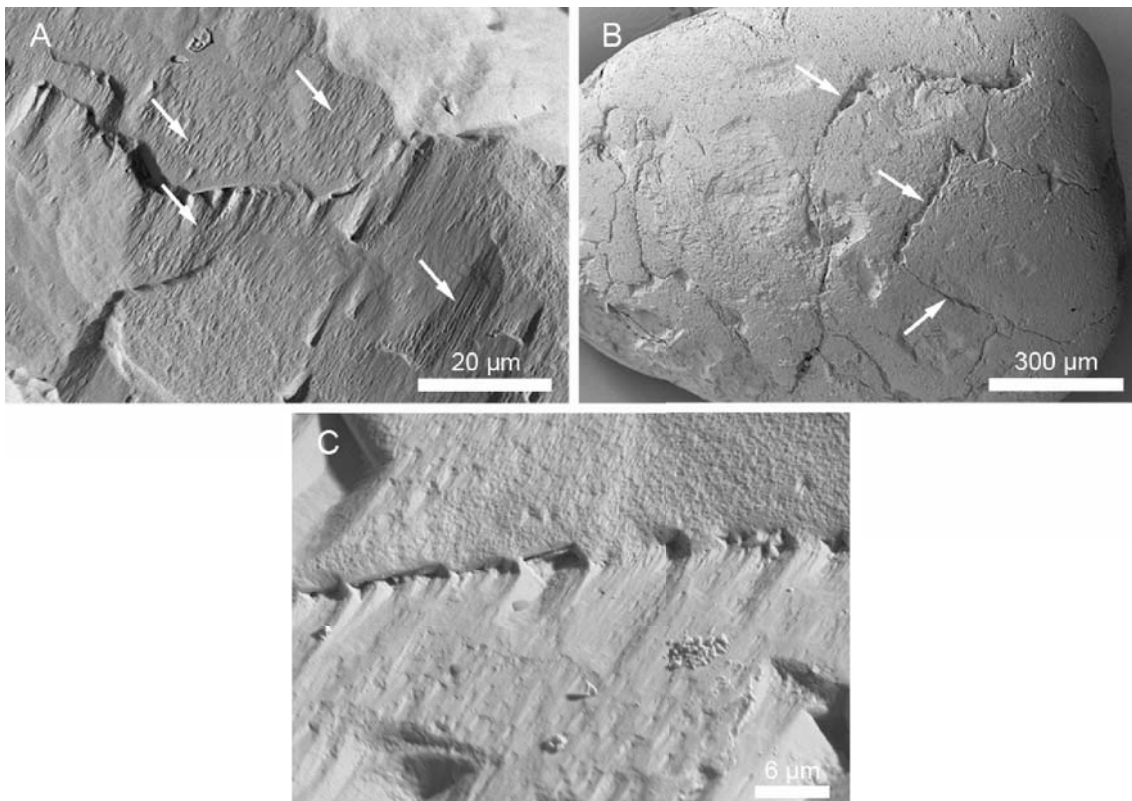


Abbildung 7.12.: intern induzierte Strukturen; A: Feine Lösungsstriemen (Pfeile) auf detritischem Quarzkorn (Bauernhöhle bei Lockenricht / Franken); B: polykristallines Quarzkorn mit internen Mineralgrenzen (Pfeile), die durch Lösung aufgeweitet sind (Petershöhle / Franken); C: aufgeweitete korninterne Grenze, die durch SiO_2 -Ausfällung teilweise zu einer Girlande mit rautenförmigen Löchern zugewachsen ist (Bauernhöhle bei Lockenricht / Franken)

Sonderformen der Korngrenzen bilden Gastminerale, die ursprünglich in Quarz eingeschlossen sind bzw. waren. Sie sind ein Spezialfall der interkristallinen Korngrenzen. Unter Gastmineralen versteht man Minerale, die primär durch Prä- bzw. Co-Kristallisation im Quarz enthalten sind. Dabei handelt es sich meistens um Feldspat (Tietz 2007). Es können aber auch andere Minerale, wie z. B. Zirkon und Rutil, auftreten. Feldspat besteht u. a. aus leicht löslichen Elementen wie Kalium, Calcium und Natrium und ist somit gegenüber der chemischen Verwitterung deutlich instabiler und wird schneller zersetzt bzw. gelöst als Quarz (Tietz 2007). Nachdem die leichter löslichen Elemente durch Verwitterung in Lösung gegangen und abtransportiert worden sind bzw. in einem sekundär gebildeten Mineral gebunden wurden (vgl. Abschnitt 6 Verwitterung, S. 61), bleiben häufig Hohlformen mit der Kristallsymmetrie der Gastminerale zurück (Abb. 7.13 A, S. 89 und Tietz 2007), diese werden von Asumadu et al. (1987) als „mineral imprint“ bezeichnet. Solche Hohlformen zeigen häufig Ansätze von Verheilung (Abb. 7.8 A, S. 80 und vgl. Abschnitt 7.2.2.2 Wachstum an Löchern und Depressionen, S. 79). Weist das Gastmineral eine geringere Löslichkeit

als Quarz auf (z. B. Zirkon), wird der Quarz entlang der Kontaktfläche (Korngrenze) gelöst. Der Zwischenraum um das Gastmineral wird größer und im Extremfall kann es aus der Hohlform herausfallen (Abb. 7.13 B, S. 89). Bei flächenhafter Lösung kann es auch zum „Herauspräparieren“ von Gastmineralen kommen, ein Beispiel hierfür ist der Rutil auf der Abb. 7.13 C (S. 89). Hier scheint der Rutil auf der Quarzoberfläche zu liegen bzw. aus ihr herauszuragen. Der Quarz wurde flächenhaft bis auf das Niveau des Rutils weggelöst. Dabei wurde seine charakteristische längsgestreifte Oberfläche perfekt herauspräpariert. Eine mechanischen Freilegung des fragilen band-förmigen Rutils hätte zum Zerschneiden des Minerals geführt.

Eine weitere interne Struktur, die durch Lösung herauspräpariert werden kann, sind kristallografische Zwillingsbildungen. Solche Strukturen sind bisher in der Literatur aus dem sedimentologischen Bereich noch nicht beschrieben worden. Bei der Untersuchung von detritischen Quarzen der Petershöhle fielen einige Körner mit geometrisch umrissenen Arealen auf, die abweichende Oberflächenstrukturen aufwiesen (Abb. 7.13 D, S. 89). Es könnte sich um mineralogische Zwillingsbildungen im Quarz handeln, die durch chemische Verwitterung herauspräpariert wurden. Dabei gilt, dass die Löslichkeit von anisotropen Mineralen abhängig von der Flächenenergie der kristallographischen Fläche ist (Landmesser 1995; Ostapenko und Mitsyuk 2006). Demnach können Areale mit kristallographisch anderer Orientierung durch die chemische Verwitterung akzentuiert werden. Die Areale weisen aber keine Aufweitung der internen Korngrenzen auf (vgl. Abb. 7.13 D, Pfeile, S. 89). Die Gestalt des „sphärischen Dreiecks“ auf dem Quarzkorn (Abb. 7.13 D) entsteht durch die Oberflächenkrümmung der Quarzkorns. Daraus kann man auf einen pyramidenförmigen „Zwillingskörper“ mit dreieckiger Basis schließen. Es handelt sich wahrscheinlich um „Japaner-Zwillinge“.

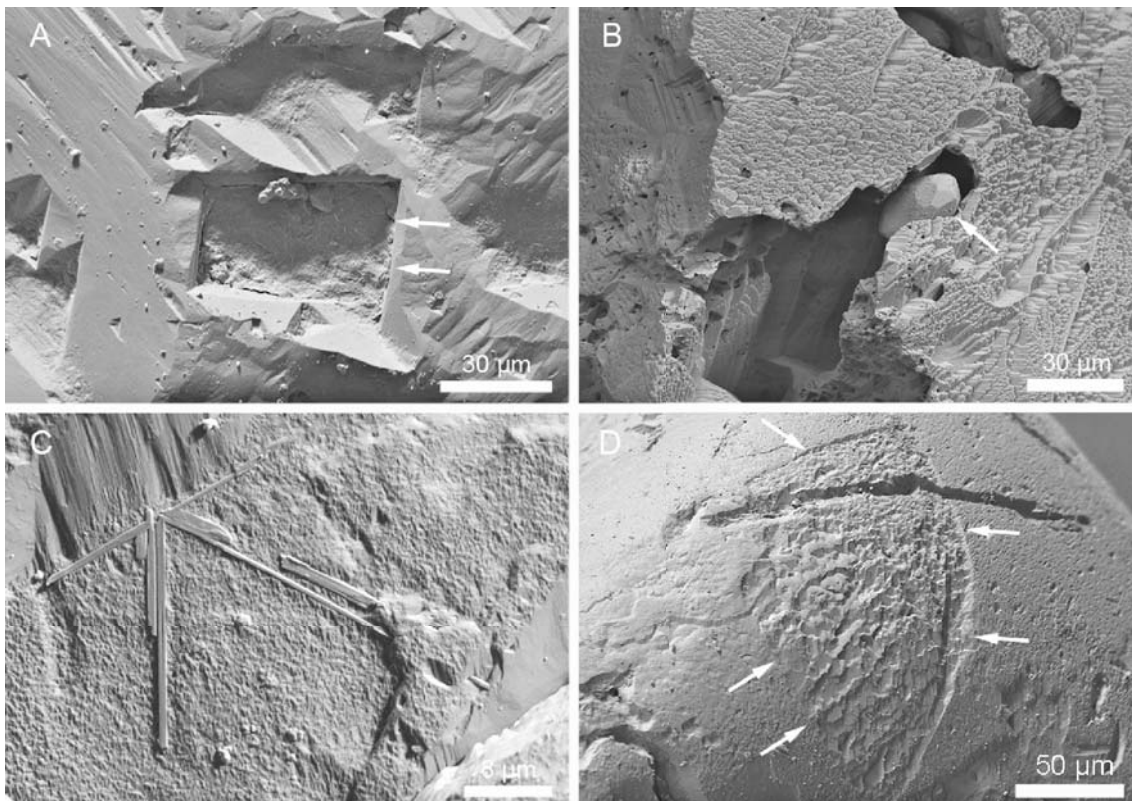


Abbildung 7.13.: Gastminerale; A: detritisches Korn mit Quarz-Feldspatverwachsung. Die monokline Vertiefung (Pfeile) im Quarz enthält noch Relikte eines Kalifeldspates (Mammut Höhle / Franken); B: fast frei gewitterter Zirkon (Pfeil), teilweise umgeben von einem stark angelösten Quarzkorn (Jos-Plataeu / Nigeria); C: flächig frei gewitterte Rutilnadeln auf einer stark angelösten Quarzoberfläche (Bauernhöhle bei Lockenricht / Franken);

D: geometrisches Lösungsmuster, durch Lösung akzentuierter Löslichkeitsunterschied einer Quarzverzwilligung, wahrscheinlich „Japaner-Zwilling“ (Petershöhle bei Hartenstein / Franken)

Eine weitere Sonderform von Korngrenzen tritt in dieser Arbeit in Form von Korngrenzen innerhalb von Silcreten auf (Abb. 7.14 A, S. 90). Die Korngrenzen derartiger Gesteinsklasten sind durch Einkieselung diagenetisch entstanden. Es handelt sich bei diesen Klasten um Bruchstücke der verwitterungsresistenten Silcreteblöcke des Einkieselungshorizontes der Michelfelder Schichten. Diese werden in der Literatur auch als Kallmünzer-Blöcke bezeichnet (Abb. 7.14 B, S. 90, siehe Freyberg 1953; Exler 1957; Tillmann und Treibs 1967; Menckhoff 2006) .

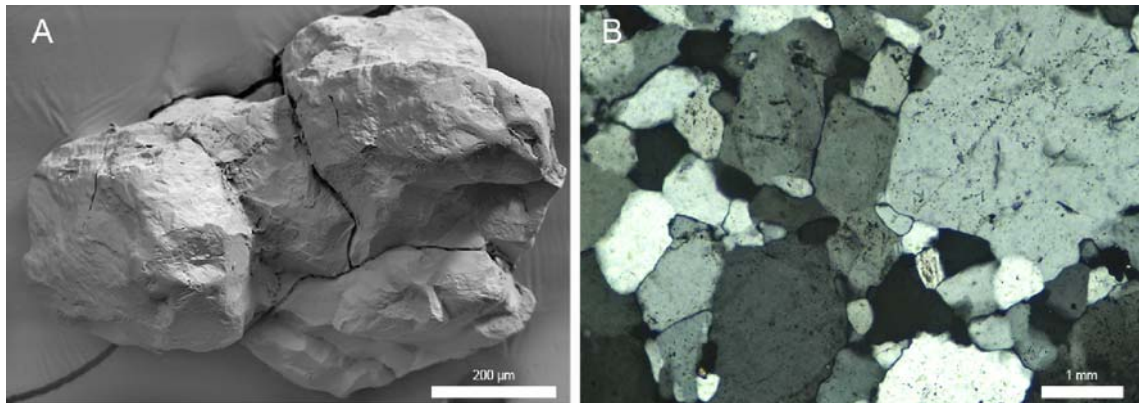


Abbildung 7.14.: Gesteinsklasten; A: drei detritische Quarzkörner, die durch Einkieselung quarzitisches ver wachsen sind (Bauernhöhle bei Lockenricht / Franken); B: Polarisations-Mikroskopie-Bild von quarzitisches ver wachsenen Quarzkörnern des Kallmünzers (Neuhaus / Franken)

7.2.4. Lösungs-Sonderformen

Einige weitere Strukturen lassen sich nicht zweifelsfrei in die hier gegliederten Kategorien von Lösungsformen eingliedern. Ihre Entstehung ist nicht bis ins Detail geklärt. Sie spiegeln jedoch intensive Lösung an den Quarzoberflächen wider und werden daher gesondert aufgeführt. Zu ihnen gehören Lösungsrinnen und Lösung an Kristallrasen.

7.2.4.1. Lösungsrinnen

Bevorzugt auf muschelrig gebrochenen Oberflächen auf detritischen Quarzen zeigen sich Rinnen. Sie sehen wie natürliche, leicht mäandrierende Entwässerungskänale aus. Ihr Ursprung und ihre Entstehung ist weitgehend ungeklärt. Diese Rinnen treten nur auf Quarzen aus intensiv verwitterten Sedimenten auf und werden daher als Lösungsrinnen interpretiert.

Eine mögliche Voraussetzung zur Entstehung derartiger Rinnen könnten Baufehler innerhalb von Netzebenenplätzen sein, die leichter bzw. schneller gelöst werden als intakte Netzebenen.

7.2.4.2. Angelöster Kristallrasen

In den hier untersuchten Höhlenproben treten auffällig häufig fein- bis kryptokristalline Kristallrasen auf (vgl. Abschnitt 7.2.1.2 Kristallographisch orientierte Anwachsäume, S. 71 f.). Diese Kristallrasen zeigen oft eine sekundäre Überprägung durch Lösung. Diese Struktur ist eine Abfolge von Ausfällung aus einer gesättigten Lösung mit nachfolgender Lösungsphase,

die durch drastische Änderung des Lösungs-Wachstums-Gleichgewichts im kornumgebenden Fluid gesteuert wird.

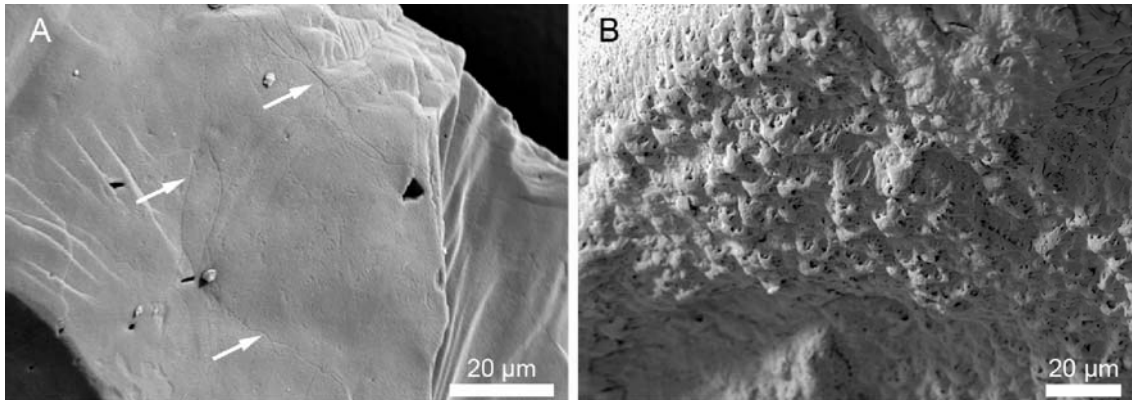


Abbildung 7.15.: Lösungs-Sonderformen; A: stark aufgelöster muscheliger Bruch mit Lösungsrinnen (Pfeile) (Duingen / Niedersachsen); B: aufgelöster sekundärer SiO_2 -Kristallrasen (Bismarckgrotte / Franken)

7.2.5. Differenzierung von „Rectangular-pits“

Neben den dreieckigen Löchern treten auf Quarzkörnern noch rechteckige Löcher auf, die von Netzebenen begrenzt werden. Sie werden in der Literatur als „rectangular etch pits“ bezeichnet (Pye 1983; Asumadu et al. 1988; Borger 1993) und als Lösungsmerkmale gewertet. Borger (1993) ist der Auffassung, dass sich diese Merkmale nur auf Rhomboeder-Flächen des Quarzes entwickeln. Durch die Ähnlichkeit der geraden Linienelemente mit den oben aufgeführten Netzebenen (Striung) ist eine Interpretation als Wachstumsmerkmal durchaus möglich, aber nicht in allen Fällen zwingend. Tietz (1987, 2007) hält diese rechteckigen Löcher in der Regel für Relikt-Löcher von herausgelösten Feldspäten. Teilweise weisen diese Löcher Verheilungsspuren mit trigonaler Symmetrie auf (vgl. Abb. 7.8 A, S. 80). Diese Beobachtung trifft aber nicht auf alle rechteckigen Löcher zu. Die Beobachtungen dieser Arbeit legen eine differenziertere Beurteilung der rechteckigen Löcher nahe. So treten verschiedene Typen von Löchern oder Depressionen mit rechteckiger Symmetrie auf.

1. Relikt-Löcher von Gastmineralen mit monokliner Symmetrie (Abb. 7.16 A, S. 92 und vgl. auch Abb. 7.13 A, S. 89)
2. Girlanden von Rechtecken bzw. Rhomben (Abb. 7.16 B, S. 92 und vgl. auch Abb. 7.12 C, S. 87)
3. Lösungsstriemen (Abb. 7.16 C, S. 92 und vgl. auch Abb. 7.12 A, S. 87)
4. pseudo-rechtwinklige bzw. pseudo-trapezförmige Relikt-Hohlformen (Abb. 7.16 D, S. 92)

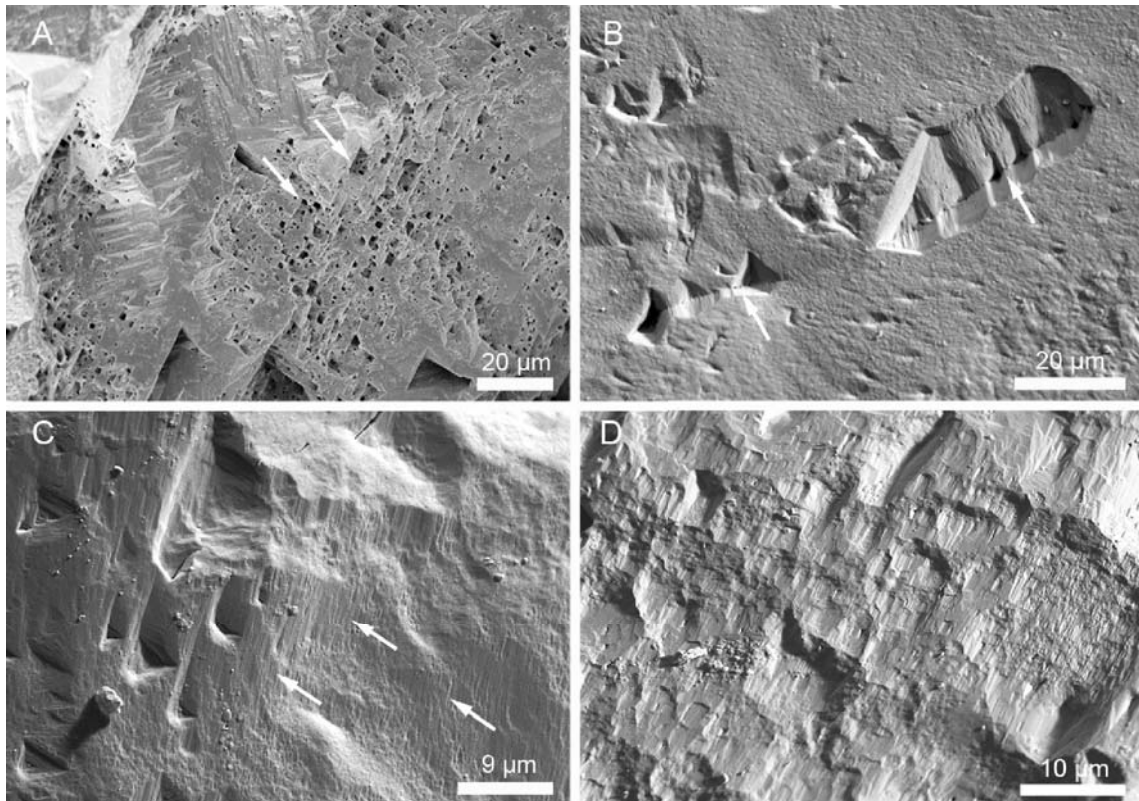


Abbildung 7.16.: Rectangular-pits; A: Feine rhombische Relikt-Löcher (Pfeile) von graphisch verwachsenen Feldspäten in einem in situ verwitterten Quarz (Jos-Plateau / Nigeria); B: Depression, die durch SiO_2 -Ausfällung teilweise zu einer Girlande mit rautenförmigen Löchern zuwächst (Pfeile) (Bauernhöhle bei Lockenricht / Franken); C: Feine Lösungsstriemen (Pfeile) auf detritischem Quarzkorn (Bauernhöhle bei Lockenricht / Franken); D: pseudo-rechtwinklige Relikt-Hohlformen bzw. trapezförmige Relikt-Hohlformen unbekanntes Ursprungs (Bauernhöhle bei Lockenricht / Franken)

Darstellung der Strukturen und Vergleich

Monokline Relikt-Löcher

Abbildung 7.16 A (S. 92) zeigt die Relikt-Löcher von Gastmineralen mit monokliner Symmetrie, wie sie von Tietz (1987, 2007) beschrieben werden (siehe oben und vgl. auch Abb. 7.13 A, S. 89). Sie weisen häufig Verheilungsstrukturen mit trigonaler Symmetrie in unterschiedlichen Verheilungsstadien auf (vgl. Abb. 7.8 A, S. 80). Es handelt sich in erster Linie um reine Lösungs-Merkmale, die häufig durch sekundäre Verheilung überprägt sind (vgl. Wachstum an Depressionen).

Girlanden von Rechtecken

Die Girlanden von Rechtecken bzw. Rhomben, die entlang von mineral-internen Korngrenzen zwischen zwei Quarz-Individuen auftreten (Abb. 7.16 B, S. 92 und vgl. auch Abb. 7.12 C, S. 87), sind Kombinationsmerkmale. Bei ihrer Entstehung wurden zuerst Korngrenzen durch

Lösung aufgeweitet, um anschließend durch Wachstum wieder teilweise zu verheilen. Eine Ansprache als Feldspat-Reliktlöcher kann ausgeschlossen werden, da Feldspäte in der Regel bei der Co-Kristallisation mit Quarz nicht entlang von gebogenen Linien oder gekrümmten Flächen ausgeschieden werden.

Lösungsstriemen

Neben den bereits aufgeführten Strukturen treten Lösungsstriemen auf, wie sie von Dove et al. (2005) beschrieben werden. Sie treten in Form von langgezogenen parallelen Streifen in unterschiedlich starker Ausprägung auf (Abb. 7.16 C, S. 92 und vgl. auch Abb. 7.12 A, S. 87). Nach Dove et al. (2005) handelt es sich um lösungsbedingte, freipräparierte Netzebenenköpfe, an denen unter langanhaltenden Lösungs-Wachstums-Gleichgewichtsschwankungen erneut SiO_2 ausgeschieden bzw. gelöst wird. Bei diesen Strukturen handelt es sich ebenfalls um ein Kombinationsmerkmal, das durch Lösungs-Wachstums-Gleichgewichtsschwankungen entsteht. In jedem Fall entstehen diese Strukturen durch intensive chemische Verwitterung.

Pseudo-rechtwinklige Relikt-Hohlformen

Bei den pseudo-rechtwinkligen bzw. pseudo-trapezförmigen Relikt-Hohlformen handelt es sich um flache rechteckig bis trapezförmig wirkende Strukturen (Abb. 7.16 D, S. 92). Ihre Entstehung kann auf die unterschiedliche Flächenenergie der Kristallebenen und die daraus resultierenden unterschiedlichen Wachstumsverhalten der Kristallflächen zurückgeführt werden. An den Hauptrhomboiderflächen (z und r) wird während des Wachstums im Vergleich zu den Prismenflächen mehr Material in der gleichen Wachstumsphase angelagert (Rykart 1995; Ostapenko und Mitsyuk 2006). Durch die unterschiedlichen Wachstumsgeschwindigkeiten der Netzebenen können sich „verzerrte“ Dreiecke entwickeln. Das bevorzugte Wachstum der Hauptrhomboiderflächen (z und r) kann so im Einzelfall extrem lange Dreiecke erzeugen. Durch diesen Effekt können die Wachstumsdreiecke wie pseudo-rechtwinklige Hohlformen wirken. Eine Verwandtschaft mit den monoklinen Relikt-Hohlformen der Feldspäte kann ausgeschlossen werden, da die monoklinen Hohlformen vergleichsweise tief und gerade in den Quarz hineinreichen (vgl. Abb. 7.16 A, S. 92 und Abb. 7.8 A, S. 80). Die letztendliche Rekonstruktion der Entstehung dieser Struktur konnte jedoch in dieser Arbeit nicht abschließend geklärt werden.

Die Einzeldarstellung der vier „Rectangular-pit“-Arten zeigt, dass sie sich in ihrem Ursprung deutlich unterscheiden. Allesamt zeichnen sie sich durch ihre Abhängigkeit von der chemischen Verwitterung aus. Mit ihrer Hilfe lassen sich im eingeschränkten Ausmaß die hydrogeologischen Bedingungen des Sediments abschätzen. So spiegeln die monoklinen Relikt-Löcher von Feldspat in ihrer Reinstform Sedimentverhältnisse mit guter Permeabilität und Perkulation wider, während Girlanden von Rechtecken, Lösungsstriemen und pseudo-rechtwinklige Relikt-Hohlformen stagnierende hydrogeologische Bedingungen reflektieren, bei denen es durch Lösungs-Wachstums-Gleichgewichtsschwankungen zu abwechselnder Ausscheidung bzw. Lösung kommt.

8. REM-Bilddaten- Auswertungsmethoden für chemisch verwitterte Quarze

Der bisherige Auswertungsansatz rasterelektronischer Bilddaten beruht in der Regel auf der Beschreibung und subjektiven Deutung von Oberflächenmerkmalen (u. a. Krinsley und Doornkamp 1973; Little et al. 1978; Culver et al. 1983; Mahaney 2002). Bei dieser rein qualitativen Bilddaten-Auswertung wird z. B. aus der ermittelten Häufigkeit der chemisch induzierten Merkmale die Intensität der chemischen Verwitterung abgeschätzt (Eswaran und Stoops 1979; Asumadu et al. 1988; Borger 1993; Marcelino und Stoops 1996).

Darmody (1985) erweiterte dieses Verfahren zu einer semi-quantitativen Bewertungsmethode zur Ermittlung des Verwitterungsgrades aeolischer Ablagerungen und Residualböden in den Alpen. Er geht in seiner Untersuchung sowohl von unverwitterten als auch von verwitterten Quarzkorn-Oberflächen aus. Für diese Untersuchung werden je 5 Merkmale für verwitterte und unverwitterte Kornoberflächen definiert. Die Methode beruht auf dem Präsenznachweis dieser Merkmale auf einzelnen Körnern. Grundsätzlich ist dieser Ansatz mit Vorbehalt zu betrachten, da der Begriff „unverwitterte Oberfläche“ Definitionsprobleme aufwirft. Die Oberfläche eines Mineralkorns ist schon als verwittert einzustufen, sobald das Korn aus dem Gesteinsverband separiert wurde. So schneidet der muschelige Bruch in der Regel das unverwitterte Innere des Minerals und zeigt eine frische Bruchfläche, er ist aber selber das Produkt mechanischer Verwitterung und somit ein Verwitterungsmerkmal (siehe Abschnitt 6. Verwitterung, S. 61). Nach Marcelino et al. (1999) lässt sich diese Methode nur eingeschränkt auf intensiv chemisch verwitterte Quarzkörner anwenden.

Marcelino und Stoops (1996) ermittelten bei intensiv verwitterten Quarzen aus tropischen Böden die prozentuale Häufigkeit typischer chemischer Verwitterungsmerkmale. Häufigkeit und Größe der Lösungsmerkmale ermöglicht nach diesem Ansatz eine relative Aussage über den Verwitterungsgrad der Quarzkörner. Als Verwitterungsstrukturen werden u. a. „v-shaped triangular“ bzw. „triangle-within-triangle etch pits“ herangezogen, die nach den in dieser Arbeit dargestellten Erkenntnissen nicht als Lösungsmerkmale gewertet werden können (vgl. Abschnitt 7.2.1.1 Flächenwachstum, S. 71).

Zudem wird in den beiden oben aufgeführten Artikeln nicht berücksichtigt, dass die beurteil-

ten Quarzkörner über längere Zeit statisch in einem lockeren Kantenkontakt stehen und daher nicht ständig überall von einer mehr oder weniger homogenen Lösung umgeben sein müssen. Die daraus resultierende fleckenhafte Verteilung der Lösung schließt eine homogene Zusammensetzung des Ionengehalts in den isolierten Pfützen des Haftwassers weitgehend aus. Dadurch kann es im gleichen Zeitraum zu gegensätzlichen Oberflächenmerkmalen, wie z. B. Lösungs- neben Wachstumsmerkmalen an der Oberfläche desselben Quarzkorns kommen (Tietz 2007).

Die aufgeführten Methoden zur semi-quantitativen Bewertung setzen die Anwesenheit vorher definierter spezifischer Merkmale voraus. Ein Teil dieser spezifischen Merkmale muss demnach zumindest auf einigen Kornoberflächen der Quarze in den untersuchten Proben auftreten. Treten keine der definierten Oberflächenmerkmale auf den untersuchten Oberflächen auf, ist diese Methode so nicht auf den Probensatz anwendbar. Es muss demnach eine Auswahl von Merkmalen erfolgen, die in statistisch relevanter Häufigkeit bei allen Proben feststellbar sind.

8.1. Semi-quantitative Auswertungsansätze

Die semi-quantitative Datenerhebung bei der analytischen Auswertung von REM-Bildern ist vergleichbar mit der Methode zur Ermittlung der modalen Zusammensetzung von Sedimenten. Die modale Zusammensetzung eines Sedimentes stellt das Mengenverhältnis der enthaltenen Komponenten dar. Dieses Mengenverhältnis wird durch zwei verschiedene Methoden ermittelt:

- Point-counting
- visuelle Schätzung

Beim Point-counting werden die Hauptkomponenten ausgezählt. Es entstehen quantitative Datensätze (Müller 1964; Flügel 2004; Tucker 1996). Die Hauptkomponenten lassen sich mit Oberflächenmerkmalen vergleichen, wie es von Darmody (1985) und Marcelino und Stoops (1996) bereits praktiziert wurde. Dabei beschränken sich die Autoren auf eine Auswahl vordefinierter Strukturen. Diese Beschränkung auf bereits selektierte Struktur-Informationen erzeugt semi-quantitative Datensätze. Dabei werden durch diese Vorselektion bei der Datenerfassung nicht alle vorhandenen Struktur-Informationen aufgenommen. Somit kann es bei der Auswertung zu unvollständigen bzw. verzerrten Ergebnissen kommen. Darüber hinaus können Probleme auftreten, wenn beispielsweise Strukturen nur an einem Probenort auftreten.

Die Methode der visuellen Schätzung wird heute noch häufig in petrographischen und paläontologischen Arbeiten zur Quantifizierung von Komponenten angewendet (Müller

1964; Flügel 2004; Tucker 1996). Dabei werden mit Hilfe von Vergleichs-Tafeln auf der Basis visueller Befunde die prozentualen Anteile der Komponenten geschätzt (u. a. Terry und Chilingar 1955; Baccelle und Bosellini 1965; Flügel 2004). Diese Methode erfordert viel Erfahrung bei der Identifikation der Komponenten, zudem tritt eine gewisse Variationsbreite bei der Erhebung der Daten auf (Tucker 1996).

Generell stellt sich bei der analytischen Datenauswertung von REM-Bildern das Problem, dass auf einzelnen Körnern häufig verschiedene Oberflächenstrukturen auftreten. Die Oberfläche wird also nicht von einer Struktur bzw. einem Strukturtyp, sondern von verschiedenen Strukturen geprägt. Jede Struktur lässt Rückschlüsse auf den Verwitterungs-Prozess zu, der die Kornoberfläche mitgestaltet hat. Die Summe der Strukturen auf den einzelnen Körnern gibt somit Auskunft über den dominierenden und den zuletzt prägenden Verwitterungs-Prozess.

Bei der Untersuchung des Quarzanteils in Dolomitsanden der Fränkischen Höhlen zeigten sich Strukturen, die in allen beprobten Höhlen teilweise in Variationen vorgefunden wurden. Daneben traten auch solche Merkmale auf, die exklusiv nur in einer der Höhlen nachgewiesen werden konnten. Dadurch sind die oben aufgeführten Methoden von Darmody (1985) und Marcelino und Stoops (1996) zur Erhebung semi-quantitativer Datensätze nach dem Prinzip des Point-counting selbst durch Modifizierung nicht auf die hier untersuchten Quarze anwendbar, da für die bisherigen Methoden die ausgewählten Oberflächenmerkmale in der Mehrheit der Proben nachgewiesen werden müssen. Die nur in den beprobten Höhlen vorgefundenen Variationen einiger Merkmale sowie das singuläre Auftreten spezifischer Merkmale in einzelnen Höhlen stehen dem entgegen und erfordern eine Weiterentwicklung der semi-quantitativen Datenerfassung der bildanalytischen Auswertung.

In dieser Arbeit wird daher eine Methode zur visuellen Schätzung der Verwitterung-Typen zur analytischen Datenauswertung an REM-Bildern entwickelt.

Für eine möglichst universelle Anwendung einer semi-qualitativen Bewertungsmethode mit rasterelektronischen Bilddaten, die weitgehend unabhängig von einer Auswahl spezifischer Oberflächenmerkmale ist, sollten grundsätzlich drei Informationsgruppen erfasst werden:

1. ein breites Spektrum definierter und in der Regel sicher interpretierbarer Oberflächenmerkmale (Oberflächenstrukturen-Katalog)
2. Rekonstruktion des Ablaufes der Verwitterungsprozesse im Hinblick auf die Abfolge der wichtigsten prägenden Vorgänge (Verwitterungshistorie)
3. eine Abschätzung der Flächenanteile, die auf einen Verwitterungsprozess zurückgehen (Intensitäts-Analyse)

8.2. Eigene semi-quantitative Bewertungsmethode der Verwitterungseinflüsse

In dem hier neu entwickelten semi-quantitativen Bewertungsansatz für Quarzoberflächen wird der prozentuale Anteil der Verwitterungs-Prozesse anhand der definierten und klassifizierten verwitterungstypischen Oberflächenmerkmale (vgl. Abschnitt 7 Oberflächenstrukturen-Katalog, S. 65 ff.) an den einzelnen Kornindividuen ermittelt und in einem ternären Diskriminierungsdiagramm (Dreiecksdiagramm) dargestellt.

Durch dieses Vorgehen werden die Verwitterungs-Komponenten (hier die Summe der Informationen aller Strukturen), deren absolute Häufigkeit nicht erfassbar ist, in semi-quantitativer Weise darstellbar.

Zu diesem Zweck wird an jedem untersuchten Einzelkorn der prozentuale Anteil einzelner Verwitterungs-Prozesse (vgl. Abschnitt 6 Verwitterung, S. 61) geschätzt. Die starke Prägung durch chemische Verwitterung der untersuchten Quarze aus den Höhlen legt die Aufteilung prozessbezogener Merkmale in Unter-Klassen nahe. Bei den Unter-Klassen (Komponenten) handelt es sich um mechanische bzw. durch Wachstum und Lösung induzierte Struktur-Komponenten der Verwitterungs-Prozesse. Die prozentuale Summe der beurteilten prozessbezogenen Oberflächenmerkmale der Einzelkornbeurteilung muss in der Diagrammdarstellung 100% ergeben. Die Punktwolken bzw. deren Mittelwerte visualisieren den allgemeinen Trend der Verwitterungs-Komponenten einzelner Proben bzw. Probengruppen im Dreiecksdiagramm. Die verwitterungsbezogenen Unter-Klassen fungieren als Komponenten in diesem System.

Die Beurteilung der Verwitterungs-Komponenten ist eine Kombinationsbewertung der verschiedenen Strukturen, der Historie des Verwitterungsverlaufs und der Intensitäts-Analyse der einzelnen Verwitterungstypen an jedem einzelnen Quarzkorn.

Für dieses Vorgehen müssen die Oberflächenstrukturen zuerst identifiziert werden, um sie anschließend den unterschiedlichen Verwitterungs-Prozessen bzw. verwitterungsbezogenen Unter-Klassen (Komponenten) zuordnen zu können (vgl. Abschnitt 7 Oberflächenstrukturen-Katalog, S. 65).

Anschließend werden speziell ausgewählte Referenzproben als Vergleichsmaterial bei der visuellen Schätzung herangezogen. Ihre Oberflächencharakteristika und die daraus ermittelten Datensätze dienen als Referenzdatenbank. Anhand der Referenzdatenbank wird die Zielführung der ternären Darstellungsform getestet. Die Referenzproben stammen aus verschiedenen Milieus mit sicher identifizierten, charakteristischen Kombinationen von Verwitterungsmerkmalen.

Auswahl der Referenzproben

Die Referenzproben müssen einige Kriterien erfüllen. Damit sie mit den hier untersuchten Sedimenten vergleichbar werden, muss sichergestellt sein, dass die Referenzproben während ihrer Verwitterung annähernd vergleichbaren Druck- und Temperaturbedingungen unterlagen wie die untersuchten Höhlensedimente. Diese Parameter spielen für das Lösungs-Wachstumsverhalten von SiO_2 an Quarz eine wesentliche Rolle (siehe Abschnitt 4.2.2 Löslichkeit von SiO_2 , ab S.48). Das bedeutet, dass im Lockersediment kein lithostatischer Druck und keine Temperaturzunahme herrschte, die durch die geothermischen Gradienten gesteuert wurde. Die Referenzproben müssen demnach aus dem nicht diagenetischen Bereich stammen, da diagenetisch geprägte Proben abweichenden Umgebungsbedingungen unterlagen (siehe hierzu auch Definition: Diagenese Abschnitt 7.2, S. 68). Die Auswahl der Referenzproben erfolgte nach der Vorgabe in Tabelle 8.1, die die vier möglichen Kombinationen von chemischen und physikalischen Verwitterungseinflüssen ohne Berücksichtigung der Historie und der Intensität anzeigt.

Chemie	Mechanik	Bemerkung
-	-	nicht existent
+	-	führte zur Auswahl der Referenzprobe 1
-	+	führte zur Auswahl der Referenzprobe 2
+	+	führte zur Auswahl der Referenzprobe 3 führte zur Auswahl der Referenzprobe 4

Tabelle 8.1.: Kriterien zur Auswahl der Referenzproben anhand der Verwitterungseinflüsse

+: Einfluss ist vorhanden -: Einfluss ist nicht vorhanden

Natürliche Proben zeigen die Effekte (Lösung, Wachstum und Mechanik) nie in idealer Form. Die Referenzproben wurden so ausgewählt, dass sie den Idealbedingungen möglichst nahe kommen.

In Tabelle 8.2 wird der chemische Einfluss für die Darstellung im Dreiecksdiagramm in Lösung und Wachstum aufgeteilt.

Proben, die weder chemische noch physikalische Verwitterung zeigen, gibt es im detritischen Milieu nicht, da bereits ein separiertes Korn als verwittert zu klassifizieren ist (siehe oben). Proben, die ausschließlich Wachstum zeigen, sind in Oberflächensedimenten, die in eindeutig definierten Milieus ausserhalb von Höhlen vorgefunden werden, nicht realisiert, da es bei der Verwitterung von Oberflächensedimenten letztendlich immer zur Materialreduktion bzw. Materialabfuhr kommt. In dauerhaft phreatischen Sedimenten kann es zur Akkumulation von gelöstem Material kommen. Diese Zone liegt jedoch in der Regel im diagenetisch geprägten Bereich und ist daher für diese Auswertung als Referenzprobe nicht zulässig. Nicht-diagenetisch geprägte wachstumsdominierte Proben standen zum Zeitpunkt

Lösung	Wachstum	Mechanik	Bemerkung
-	-	-	nicht existent
-	-	+	führte zur Auswahl der Referenzprobe 2
-	+	-	im nicht diagenetischen Bereich nicht realisiert (Versickerung)
-	+	+	im nicht diagenetischen Bereich nicht realisiert
+	-	-	führte zur Auswahl der Referenzprobe 1
+	-	+	führte zur Auswahl der Referenzprobe 3 führte zur Auswahl der Referenzprobe 4II
+	+	-	führte zur Auswahl der Referenzprobe 1 (Effekte sichtbar in Rissen/Spalten)
+	+	+	führte zur Auswahl der Referenzprobe 4I

Tabelle 8.2.: Kriterien zur Auswahl der Referenzproben in ternärer Darstellung

+: Einfluss ist vorhanden -: Einfluss ist nicht vorhanden

der Arbeit als mögliche Referenzprobe nicht zur Verfügung. Eine Probe mit Wachstums- und Mechanik-Prägung war aus dem gleichen Grund nicht verfügbar.

Referenzproben:

1. intensiv chemisch in situ verwitterte Quarze eines saprolithischen Rhyoliths (Nigeria)
Die Quarze sind nicht transportiert worden und zeigen ausschließlich intern induzierte Oberflächenmerkmale.
→ lösungsdominierte Referenzprobe
2. detritische Quarze mit mechanisch dominierter Oberflächenprägung (Baltrum/Niedersachsen)
Die Quarze sind physikalisch geprägt, chemische Verwitterung spielt bei dieser Probe eine sehr untergeordnete Rolle.
→ mechanisch dominierte Referenzprobe
3. detritische Quarze aus einem siliziklastischen Umfeld, die primär mechanisch geprägt und sekundär chemisch überprägt sind (Uhry/Niedersachsen)
Es handelt sich um Lockersande, die im Maastricht nach längerem Transport unter warm-humiden Klima abgelagert wurden und anschließend einer intensiven chemischen Verwitterung unterlagen (Maastricht bis Mitte Miozän).
→ primär mechanisch und sekundär intensiv lösungsgeprägte Referenzprobe
4. detritische Quarze aus einem karbonatischen Umfeld (Karsttaschenfüllung), die primär mechanisch geprägt und sekundär chemisch überprägt sind (Ottenhof/Bayern)
Es handelt sich um Relikte der sogenannten Schutzfelsschichten. Sie wurden zum

Ende der Unterkreide bzw. Anfang der Oberkreide auf dem unterkretazische Karstrelief abgelagert und zum großen Teil wieder erodiert. Im Verlauf der Oberkreide und dem sich anschließenden Paläogen und Neogen unterlagen diese Relikte zeitweilig intensiver chemischer Verwitterung.

→ primär mechanisch und sekundär lösungsgeprägte Referenzprobe mit zwei Quarzpopulationen

Die Referenzproben 1 und 2 spiegeln die Archetypen verwitterter Quarzkornoberflächen wider, die durch die singuläre Wirkung eines einzelnen Verwitterungs-Prozesses entstehen können. Die Referenzproben 3 und 4 weisen sehr ähnliche mechanische Prägungen mit anschließender chemischer Prägung auf. Sie unterscheiden sich aber in ihren Ablagerungsmilieus. Die Variationsbreite der Merkmale der Referenzproben bildet die Bezugsbasis für Identifikation und Quantifizierung der Merkmalsklassen der Höhlenproben.

Die Referenzproben werden ausschließlich zur Ergänzung des Oberflächenstruktur-Katalogs und zur Prüfung der Zielführung der semi-quantitativen Methode herangezogen. Durch den Vergleich der Referenzproben mit den Höhlen-Proben lässt sich der prozentuale Anteil der Verwitterungs-Komponenten an den Quarzkörnern aus Höhlen schätzen. Zur Darstellung und Differenzierung der möglichen chemischen Verwitterungsmerkmale wurden zuerst die Oberflächenmerkmale der Referenzproben qualitativ erfasst und anschließend quantitativ ausgewertet.

8.3. Visuelle Schätzung

Dieses Schätzverfahren gründet sich auf die Kombination aus der Bestimmung der Historie der Verwitterungs-Prozesse und der Abschätzung des Flächenanteils, der durch diesen Prozess geprägt wurde (Intensitäts-Analyse).

Zur visuellen Schätzung werden die Verwitterungseinflüsse in die drei Komponenten Lösung – Wachstum – Mechanik unterteilt (siehe oben). Daraus ergibt sich bei deren Gleichwichtung ein theoretischer Wert von 33,33 % für jede einzelne Komponente. Dominiert eine der Komponenten, erhält sie einen Wert von ≥ 35 %.

Im ersten Schritt wird der letzte prägende Verwitterungs-Prozess bestimmt (Historie). Dieser Prozess überprägt bzw. dominiert alle anderen Prozesse. Ihm wird mindestens der Wert ≥ 35 % zugewiesen. Abhängig von der Intensität dieser letzten Prägung kann für diesen dominanten Prozess ein Wert zwischen 35 bis 100 % vergeben werden. Die Intensität des Verwitterungsprozesses wird anhand der Fläche definiert, die durch den Prozess geprägt wurde. Im zweiten Arbeitsschritt wird die verbleibende Prozent-Differenz bis 100 % auf die verbleibenden Verwitterungs-Prozess-Unter-Klassen aufgeteilt.

Auf Basis der historischen Strukturprägung wird von der Dominanz des letzten prägenden Prozesses ausgegangen. So überwiegt beispielsweise die physikalische Verwitterung, wenn chemisch induzierte Strukturen durch mechanischen Abrieb überprägt werden. Dem entgegen überwiegt der Prozess der chemischen Verwitterung, wenn mechanische Strukturen durch Lösung bzw. Wachstum überprägt sind. Dabei wird die Lösung in Form von mosaikartigen Bruchmustern (vgl. Abschnitt 7.2.3 Lösung, S. 81) oder durch Lösung an Kanten bzw. auf Flächen von muscheligen Bruch sichtbar. Demgegenüber kann es durch Wachstum auf mechanisch gestörten Oberflächen zu Bildung von kristallklasternartigen Subindividuen kommen (vgl. Abschnitt 7.2.2.3 Wachstum nach mechanischer Überprägung, S. 80, Abb. 7.8 C und D, S. 80). Bei Abwesenheit von mechanisch bzw. extern induzierten Merkmalen sind ausschließlich Überprägungen der chemisch induzierten Merkmale durch weitere chemische Prozesse zu beobachten. Werden Wachstumsmerkmale durch Lösung überprägt, wie z. B. durch Verrundung von Netzebenenköpfen oder an Kristallkanten, dominiert die Lösung und ist stärker zu bewerten als das Wachstum. Ist dagegen keine Lösung an der Oberfläche anhand von Lösungsmerkmalen ersichtlich bzw. werden Lösungsmerkmale durch Wachstum überprägt, dominiert das Wachstum. Ein Beispiel hierfür wäre Kristallrasenbildung auf einer primär abgelösten Quarzoberfläche.

Für die Bewertung werden Einzelkornübersichtsaufnahmen herangezogen. Als Schätzgrundlage wird dabei die sichtbare Oberfläche des Kornes berücksichtigt, für Detailbeurteilungen werden Vergrößerungen spezieller Bereiche hinzugezogen.

Die gewonnenen Datensätze werden anschließend in Dreiecksdiagramme eingetragen.

Mittelwertbestimmung

Um mehrere Proben miteinander vergleichen zu können, werden aus den Datensätzen der Probenfraktionen Mittelwerte gebildet. Es handelt sich um den arithmetischen Mittelwert aller Datensätze einer Probe bzw. Probenfraktion.

Einzelkörner, deren Befund weit von den Standards abweicht, wurden bei der Berechnung des Mittelwertes nicht berücksichtigt, aber im Dreiecksdiagramm „grau“ dargestellt.

Zeigen die Datensätze einen uneinheitlichen Plot ohne deutliches Zentrum im Diagramm, werden die Zentren separat betrachtet. Anschließend werden alle Mittelwerte und Teilmittelwerte in einem Summen-Dreiecksdiagramm geplottet. So kann der grundlegende Verwitterungscharakter aller untersuchten Höhlensedimente des Arbeitsgebietes dargestellt werden.

8.4. Risikobewertung der Methode

Für die Ergebnis-Qualität der Methode ist der Ausschluss von Bioturbation bzw. anthropogener Überprägung der Proben wichtig.

Zudem kann bei der Aufbereitung der Proben z.B. ein verunreinigter Siebesatz zur Kornvermischung mit anderen Proben führen. Somit ist große Sorgfalt bei der Auswahl der Kornproben erforderlich.

Grundsätzlich ist in allen Fällen eine ausreichende Anzahl von Einzelkörnern je Probe unbedingt notwendig.

Vor allem sind auch die systemimmanenten Risiken zu beachten:

- Durch die mehrphasigen Verwitterungszyklen, die ein Quarz durchlaufen kann, sind seine Herkunft und sein Alter in der Regel unbekannt.
→ Für die Oberflächenbewertung ist nur der letzte prägende Verwitterungseinfluss von Bedeutung (vgl. Abschnitt 7 Oberflächenstrukturen-Katalog, S. 65). Dies gilt sowohl für ausgelöschte als auch für überprägte ererbte Merkmale.
- Die Verwitterungsvorgänge, die die Oberflächenprägungen erzeugen, sind nicht direkt datierbar. Sie lassen sich auch nicht mit Fossilien aus dem einbettenden Sediment korrelieren. Selbst wenn Fossilien auftreten, ist die Zeitbestimmung zumindest fraglich, da die Fossilien durch Umlagerung mit den Quarzen vermischt worden sein könnten. Es lässt sich also in der Regel nicht direkt bestimmen, wann genau welcher Verwitterungstyp (Lösung, Wachstum, Mechanik) vorherrschte.
→ Es ist nur eine indirekte, auf Rückschlüssen basierende, ungefähre Datierung über die Bildungsbedingungen der Oberflächenmerkmale (siehe auch Abschnitt 10.6 Dominierende Oberflächenstrukturen, S. 170) möglich, wobei eine wahrscheinliche Zuordnung erfolgt.
- Seit der Kreide/Paläogen-Grenze gab es bis heute wiederholte Klimawechsel. Welche davon sind relevant?
→ Relevant sind nur Zeitintervalle, in denen die Jahresmitteltemperatur (MAT) hoch genug ist (siehe auch Abschnitt 10.5 Temperatur, S. 167). In Klimaphasen mit niedrigeren MAT ist nur von einer sehr eingeschränkten chemischen Verwitterung auszugehen. Nach Tietz (2007) ist für chemische Verwitterung eine MAT von mindestens 18°C notwendig. Werden diese Daten auf den Klimaverlauf in Abbildung 2.2 auf Seite 28 angewandt, können alle Klimawechsel im Arbeitsgebiet ab dem mittleren Pliozän bis heute ausgeschlossen werden, da die MAT in diesem Zeitraum unterhalb von 18°C lag.

- Quarzlösung ist nicht nur von der Temperatur, sondern auch von der pH-Änderung, der Kationen-Anwesenheit und der Wassersättigung abhängig.
—→ Dieser Themenkomplex wird ausführlich in Abschnitt 10.5 Quarz-Lösungs-Wachstums-Parameter in den fränkischen Höhlen (S. 166) behandelt. Diese Parameter haben für die Bildungsbedingungen der Oberflächenmerkmale unter Oberflächenbedingungen keinerlei Relevanz.

9. Probenbeschreibung und Ergebnisse

9.1. Referenzproben

Die Referenzproben aus Lockersedimenten stammen aus Lokaltäten mit bekannten Umweltbedingungen bzw. paläoklimatischer Zuordnung. Drei von ihnen stammen aus Regionen bzw. geologischen Formationen, die durch chemische Verwitterung dominiert sind, eine stammt aus einer Region mit einem physikalisch beherrschten Milieu.

9.1.1. Referenzprobe-Probe 1: in situ verwitterter Rhyolith /Jos Plateau

Herkunft

nord-östliches Jos-Plateau, Zentral-Nigeria

Die Probe stammt aus dem Untersuchungsgebiet der Dissertation von Godwin Eboh.

Koordinaten des Probenortes: Breite: 9°49'54.54" N / Länge: 8°54'42.72" E

Probenart

Bei dem Probenmaterial handelt es sich um einen in situ chemisch verwitterten kretazischen Rhyolith. Das zu einem Saprolith verwitterte Rhyolithgestein ist weiß mit rot-violett-farbenen Schlieren und enthält heute keine Feldspäte mehr. Neben weißen Tonmineralen (Kaolinit und Halloysit) und rot-violetter Hämatit enthält der Saprolith Quarzkörner, die heute noch an ihrer ursprünglichen Position im Primärgestein sitzen. Somit scheidet jede Art physikalischer Beanspruchung durch Transport aus. Es bleibt eine minimale Komponente durch Kristallisationssprengung.

Probenaufbereitung

Um die Quarze zu separieren, wurde der kaolonisierte Rhyolith mit destilliertem Wasser (H_2O) aufgeschlämmt und die Suspension dekantiert. Aus dem gröberen Rückstand ließen sich Quarze unter dem Binokular separieren und für die Untersuchung mit dem REM präparieren.

Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse

Die Körner haben in der Regel relativ scharfe Kanten und zeigen häufig komplexe Korngrenzen (Abb. 9.1 A, S. 107). Sie weisen keine Kantenrundungen durch mechanische Verwitterung auf. Die Oberflächen der Körner können sowohl glatt als auch rau ausgebildet sein. Die rauen Partien sind durch kleine, idiomorphe Kristallspitzen (pyramedal surface textures) strukturiert (Abb. 9.1 B, S. 107). Sekundäre Einwachsstrukturen von Umgebungsmaterial sind nicht erkennbar.

Typisch für die Quarze dieser Probe sind die Aufweitungen intern induzierter Strukturen. Es treten keine extern induzierten Strukturen auf. Zu den aufgeweiteten Strukturen gehören Korngrenzen, die canyon-artig in die Quarze hineinreichen. Beispiele hierfür sind Grenzen in Form von Rinnen oder Löchern innerhalb der Quarzkörner (Abb. 9.1 C, S. 107), Korngrenzen mit graphisch verwachsenen Feldspäten (Abb. 9.1 A, S. 107) bzw. Korngrenzen mit Zirkon (siehe Abb. 7.13 B, S. 89).

Sowohl auf den Mineraloberflächen als auch an und in Eintiefungen sind Wachstums- bzw. Verheilungsstrukturen zu finden. Es handelt sich um Wachstum in Form linearer Netzebenen (siehe Flächenwachstum, Abb. 7.2.1.1 A, S. 72), kaskadenartiger Netzebenen-Stufen (siehe Flächenwachstum, Abb. 7.2.1.1 B, S. 72), trigonaler Wachstums-Reliktlöcher (Abb. 9.1 C, S. 107) und „triangle-within-triangle“-Strukturen (siehe auch Flächenwachstum, Abb. 7.2.1.1 D, S. 72). Die Eintiefungen weisen Verheilungsansätze auf. So werden Löcher teilweise durch trigonale Symmetrieelemente verkleinert. Rinnen und Risse werden durch SiO_2 -Ausfällung teilweise zu Girlanden mit rautenförmigen Löchern geschlossen (Abb. 9.1 D, S. 107).

Semi-quantitative Ergebnisse

Die Datenpunkte des saprolithischen Rhyolithes im Dreiecksdiagramm plotten auf und entlang der „Lösung-Wachstum“-Basislinie. Der Mittelwert plottet bei 20 % Wachstum, 78 % Lösung und 2 % Mechanik. Die Lage des Mittelwerts dokumentiert die starke Lösungsprägung der Probe. Die Quarze der Probe weisen einen 12-28 %-igen Anteil an Wachstumsformen und einen 0-5 %-igen Anteil an mechanischen Formen auf. Der physikalische Anteil

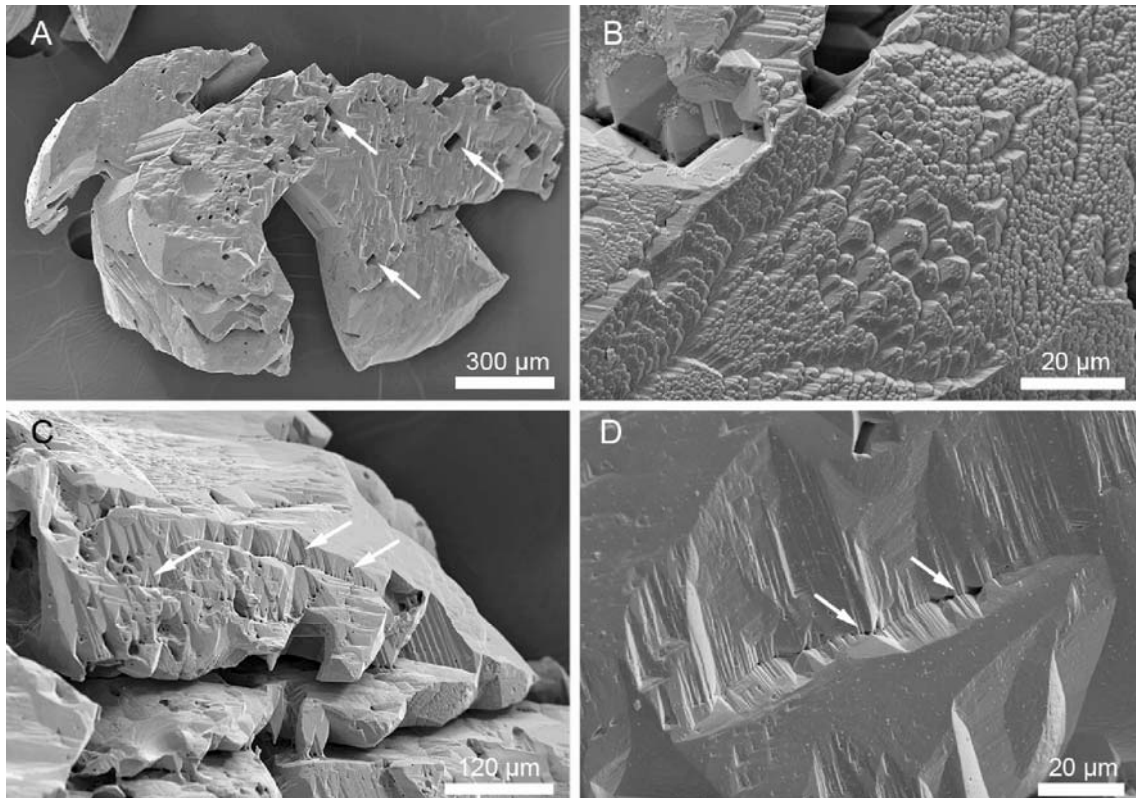


Abbildung 9.1.: Jos Plateau (Zentral-Nigeria); A: Quarzkorn mit scharfkantigen, komplexen Korngrenzen und monoklinen Relikt-Löchern (ehemalige graphische Verwachsung vom Quarz mit Feldspat, Pfeile); B: „pyramedal surface textures“: dominierende Struktur der rauen Quarzoberfläche in der Probe; C: Aufgeweitete canyon-artige Rinnen und Wachstumsdreiecke mit Ansätzen zu „triangle-within-triangle“ Strukturen (Pfeile) ; D: Girlande von Rauten, durch Wachstum „verheilende“ Gräben bzw. Löcher (Pfeile)

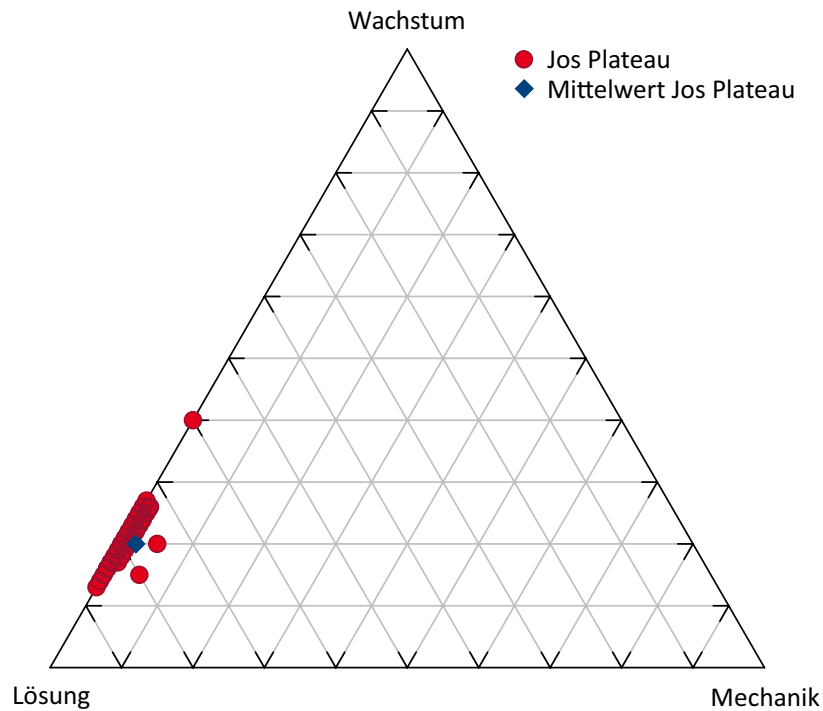


Abbildung 9.2.: Dreiecksdiagramm: saprolithischer Rhyolith, Jos-Plateau / Nigeria

kann durch die präparative Aufbereitung der Proben bzw. durch Kristallisationsprengung erklärt werden.

9.1.2. Referenzprobe-Probe 2: Strandsand / Baltrum

Herkunft

Baltrum, Nord-West-Niedersachsen, Norddeutschland

Koordinaten des Probenortes: Breite: 53°44'03.57" N / Länge: 7°24'23.46" E

Probenart

Bei der Probe Baltrum handelt es sich um rezenten Strandsand der niedersächsischen Insel Baltrum.

Probenaufbereitung

Die Probe wurde in destilliertem Wasser gewaschen und getrocknet, um sie anschließend für die REM-Untersuchung zu präparieren.

Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse

Die Quarze sind sehr gut gerundet (Abb. 9.3 A, S. 110). Sie weisen eine intensive Abrundung der Kornkanten sowie an Abgrenzungen von muschelig gebrochenen Flächenarealen auf (Abb. 9.3 B, S. 110). Z.T. sind die muschelig gebrochenen Areale mit feinem SiO_2 -Niederschlag überzogen, der seinerseits an exponierten Stellen durch Mechanik abgeschliffen ist (Abb. 9.3 C, S. 110). Kanten von Wachstumsdreiecken sind durch mechanischen Einfluss stark verrundet (Abb. 9.3 D, S. 110). Durch Lösung präparierte extern induzierte Strukturen wie Sichelmarken oder mosaikartige Bruchmuster sind durch mechanische Beanspruchung oberflächlich angeschliffen, so dass nur tiefe Reliktstrukturen in Narbenform erhalten sind (Abb. 9.3 A, S. 110).

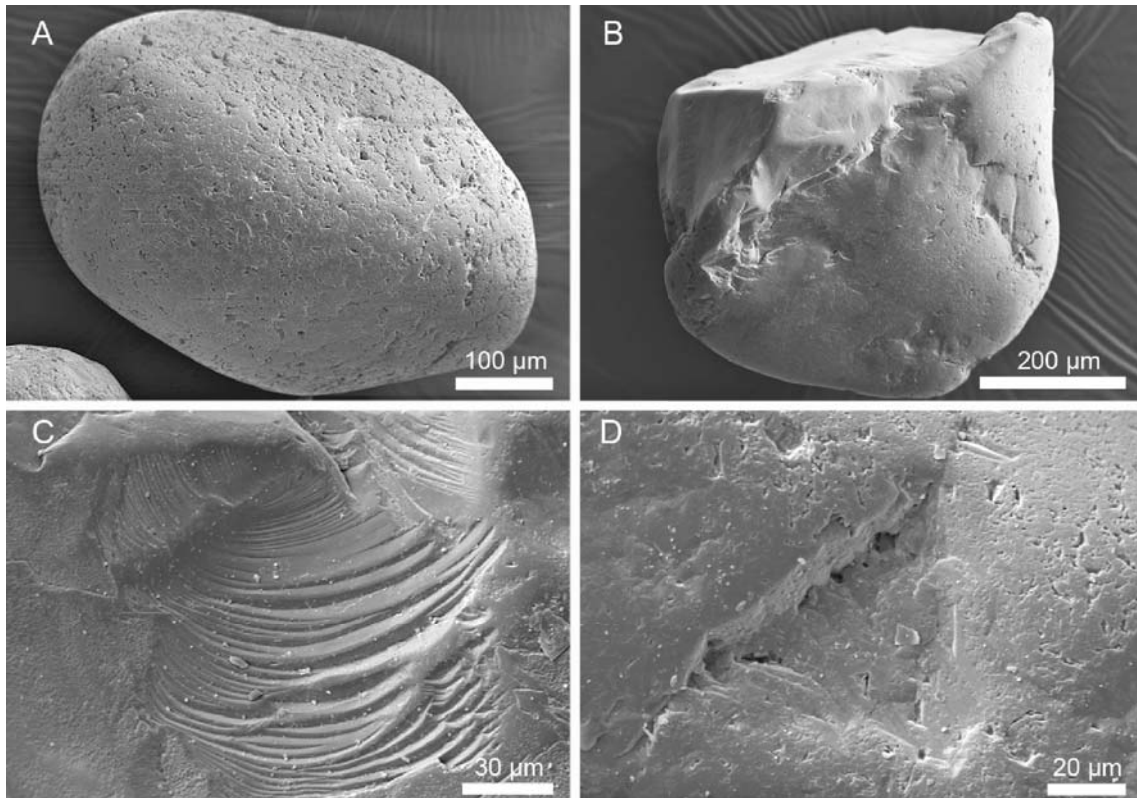


Abbildung 9.3.: Baltrum (Nord-Niedersachsen / Deutschland); A: sehr gut gerundetes Quarzkorn, dessen Oberfläche durch narbenartige Relikt-Grübchen geprägt ist (abgeschliffenes mosaikartiges Bruchmuster); B: sehr gut gerundetes Quarzkorn mit guter Kantenrundung eines sekundär angelegten muscheligen Bruchs; C: durch mechanischen Abrieb angeschliffener Mikrokristallrasen auf muschelig gebrochener Oberfläche; D: durch mechanischen Abrieb verrundetes Wachstumsdreieck

Semi-quantitative Ergebnisse

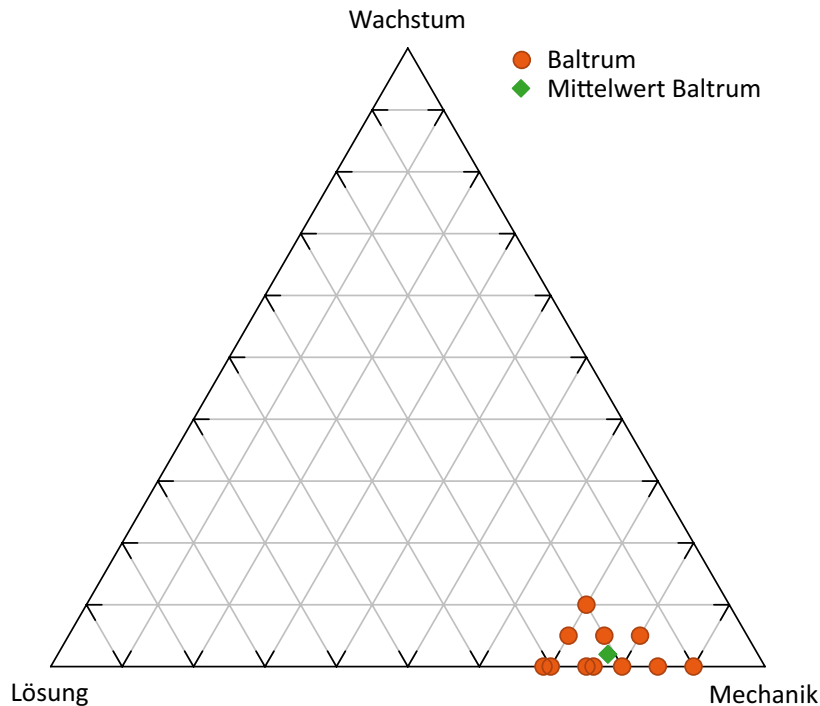


Abbildung 9.4.: Dreiecksdiagramm: Strandsand, Baltrum

Die Datenpunkte der visuellen Schätzung für die Proben des Strandsandes plotten im Dreiecksdiagramm entlang der Basislinie Mechanik-Lösung mit einem leichten Trend zum Wachstum (10%). Der Mittelwert plottet bei 2% Wachstum, 21% Lösung und 77% Mechanik. Die Oberflächen des Sandes sind zu mehr als 70% durch mechanische Prozesse geprägt. Lösungs-Prozesse sind mit 20-30% auf den Oberflächen sichtbar, während Wachstum-Prozesse mit 0-10% gerade noch erkennbar sind. Das Diagramm spiegelt die charakteristische mechanische Prägung von Strandsedimenten durch Abrollen wider.

9.1.3. Referenzprobe-Probe 3: kretazische Delta-Sande / Uhry

Herkunft

Uhry, Niedersachsen / Deutschland

Koordinaten: Breite: 52°18'20.22" N / Länge: 10°51'34.61" E

Sandgrube der Firma Schlingenmeyer

Probenart

Bei der Probe handelt es sich um Delta-Sandschüttungen von Maastricht-Alter (palynologische Datierung, Feldmann 2002, S. 66), die durch den Huminstoffgehalt der überlagernden paläogenen Braunkohlevorkommen gebleicht wurden. Die detritischen Fein- bis Mittelsande sind durch Transport mechanisch vorgeprägt worden und unterlagen im anschließenden Paläogen einer intensiven chemischen Verwitterung. Ob die „Bleichwirkung“ der Huminstoffe einen lösungssteigernden Einfluss hat, wird in dieser Arbeit nicht geklärt. Die Sande werden als Glas- und Formsande durch die Firma Schlingenmeyer abgebaut.

Probenaufbereitung

Die Probe wurde wie die Ref.-Probe 2 aufbereitet und für die REM-Untersuchung präpariert.

Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse

Die Körner der Probe sind sehr gut gerundet (Abb. 9.5 A, S. 113) und ihre Oberflächen sind überwiegend durch extern induzierte Strukturen geprägt. Dominierende Strukturen sind mosaikartige Bruchmuster (Abb. 9.5 A, S. 113), daneben treten auch Sichelmarken und „Chattermark Trails“ auf (Abb. 9.5 B, Pfeile, S. 113). Die mosaikartigen Bruchmuster werden bevorzugt an exponierten Flächen (Abb. 9.5 C, S. 113) und primär mechanisch gerundeten Kanten beobachtet. Auf Flächen ohne extern induzierte Prägung wie muscheliger Bruch treten Ansätze von Lösungsstriemen (Abb. 9.5 D, S. 113) und Laugfacetten (Abb. 9.5 B, Kreis, S. 113) auf. Die ehemals scharfkantigen Begrenzungen der muscheliger gebrochenen Flächen sind ebenfalls durch Lösung verrundet (Abb. 9.5 D, S. 113).

Wachstumsmerkmale werden selten beobachtet. Meistens weisen sie Verrundungsmerkmale auf. An Netzebenen und Wachstumsdreiecken sind die Wachstumskanten durch Lösung verrundet (Abb. 9.5 E, Pfeile, S. 113). „Rectangular pits“ und Wachstumsflächen sind nur in

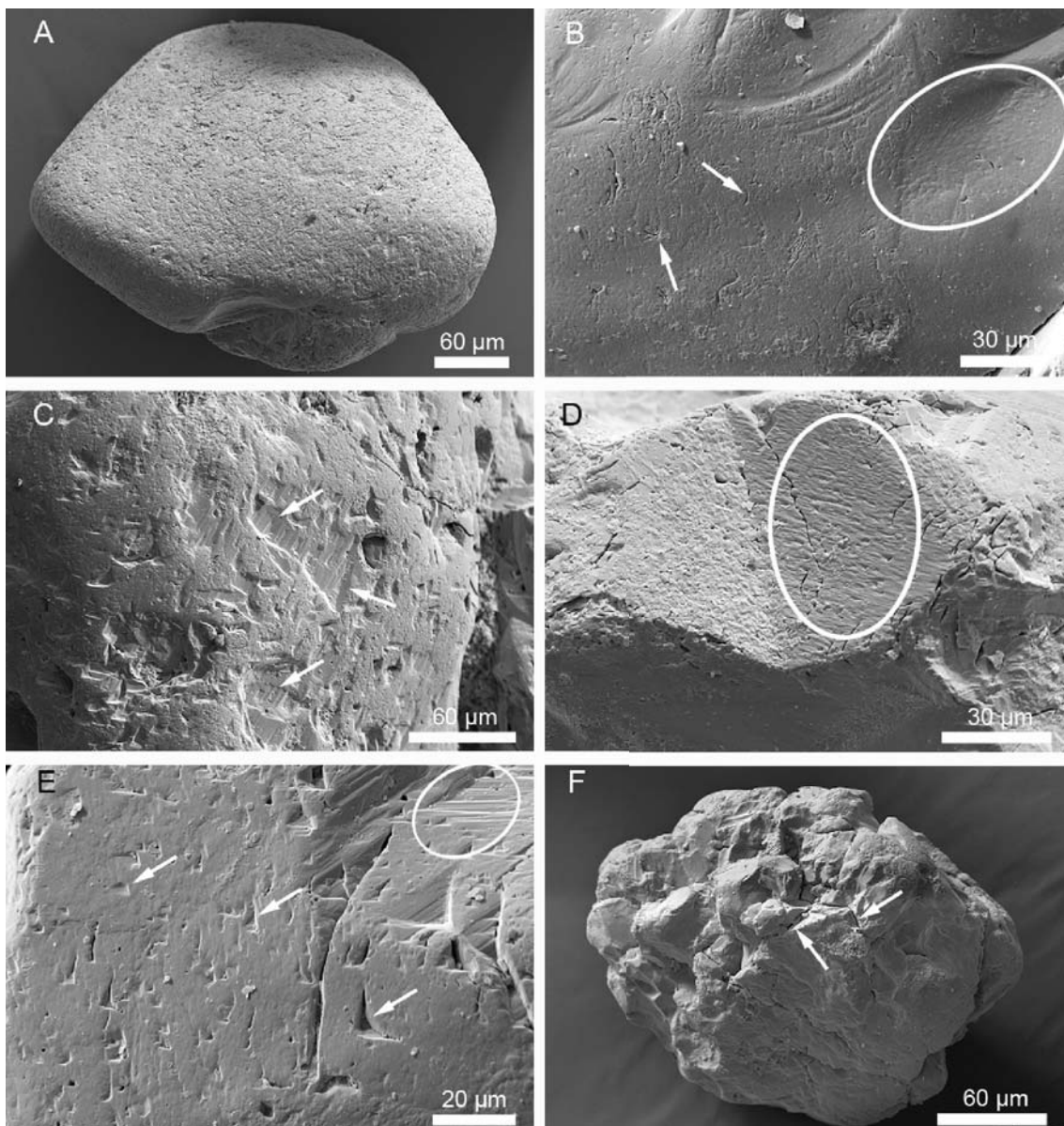


Abbildung 9.5.: Uhry (Niedersachsen / Deutschland); A: sehr gut gerundetes Quarzkorn, dessen Oberfläche durch mosaikartiges Bruchmuster geprägt ist; B: durch Lösung überprägter muscheliger Bruch mit Sichelmarken, „Chattermark Trails“ (Pfeile) und Laugfacetten (Kreis); C: Die exponierte Quarzoberfläche ist durch mosaikartige Bruchmuster geprägt, in geschützter Lage sind „rectangular pits“ und Wachstumsflächen erhalten (Pfeile);

D: muschelige Bruchfläche mit Lösungsstriemen (Kreis); E: durch Lösung verrundete Wachstumsdreiecke (Pfeile) und Netzebenen (Kreis); F: polykristallines Quarzkorn mit aufgeweiteten Korngrenzen (Pfeile)

Depressionen oder geschützten Lagen erhalten, deren exponierte Umgebungen durch mosaikartige Burchmuster geprägt sind (Abb. 9.5 C, S. 113). Intern induzierte Merkmale treten in Form von aufgeweiteten Korngrenzen an polykristallinen Quarzkörnern auf (Abb. 9.5 F, Pfeile, S. 113).

Semi-quantitative Ergebnisse

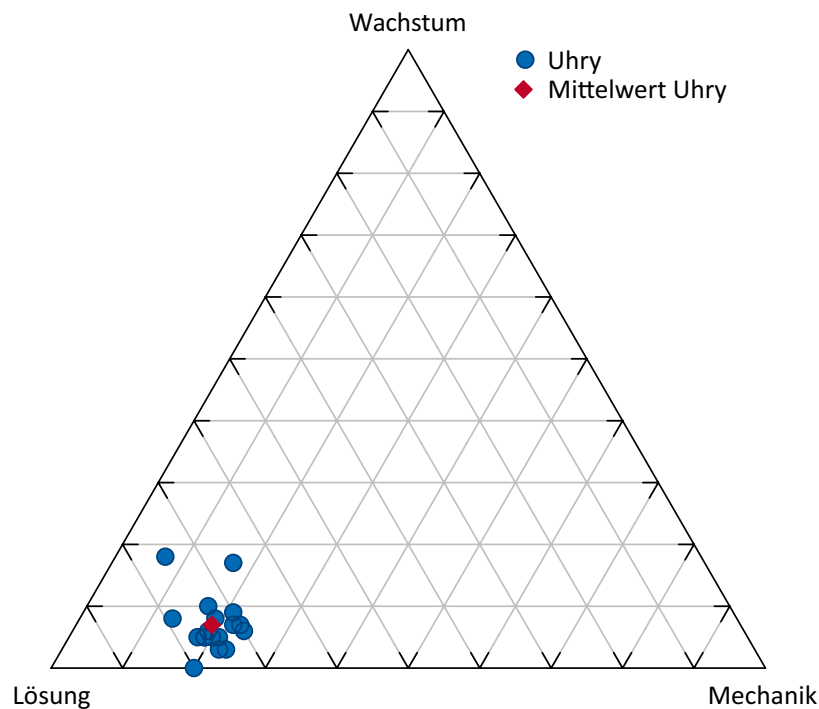


Abbildung 9.6.: Dreiecksdiagramm: kretazische Delta-Sedimente, Uhry / Niedersachsen

Die Datenpunkte dieser Probe plotten im Dreiecksdiagramm einheitlich um den Bereich des Mittelwertes bei 7% Wachstum, 74% Lösung und 19% Mechanik. Die ursprünglich stark durch physikalische Verwitterung geprägten Quarzkörner sind deutlich durch chemische Verwitterung überprägt.

9.1.4. Referenzprobe-Probe 4: kretazische Schutzfelsschichten / Ottenhof

Herkunft

Ottenhof / Franken / Deutschland

Koordinaten: Breite: 49°40'1.76" N / Länge: 11°27'25.44"E

Der Aufschluß ist ein Hanganschnitt am Ortseingang von Ottenhof.

Probenart

Bei den Schutzfelsschichten der Fränkischen Alb handelt es sich um unter-kretazische bzw. untere ober-kretazische, kaolingebundene Quarzsande (Unter- bis Mittel-Cenoman, Risch 1996). In der nördlichen Frankenalb treten sie heute nur noch reliktsch in tiefen Karsthohlformen auf (vgl. 2.2.2 Kreide, S.24 Pfeffer 1986; Freudenberger und Schwerd 1996; Eberle et al. 2007). Die Sande sind durch Transport mechanisch geprägt und unterlagen direkt nach der Ablagerung einer intensiven chemischen Verwitterung. Bis zum Ende des Cenomans erfolgte eine Erosion der Schutzfelsschichten. Es blieben nur vereinzelte Relikte in Karsttaschen erhalten. Diese wurden in der Oberkreide verschüttet und erst im Verlauf der reliefbedingten Erosion im späten Neogen bzw. Quartär freigelegt.

Probenaufbereitung

Die Referenz-Probe Ottenhof wurde wie die Ref.-Probe 1 aufbereitet und für die REM-Untersuchung präpariert.

Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse

In der Probe treten Quarzkörner mit zwei unterschiedlich geprägten Oberflächentypen auf.

Der eine Teil ist durch raue Oberflächen mit deutlich gerundeten Kanten und Ecken geprägt (Abb. 9.7 A und B, S. 116). Diese Quarze zeigen keine extern bzw. intern induzierten Strukturen auf, die durch Lösung freipräpariert sind.

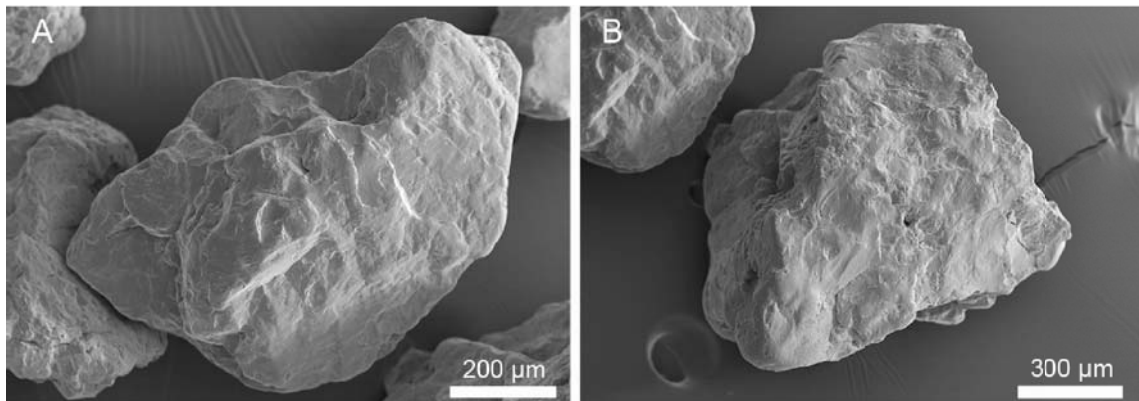


Abbildung 9.7.: Ottenhof (Franken / Deutschland); A: Quarzkorn mit mechanisch gerundeten Kanten und Ecken; B: Quarzkorn mit Kantenrundung und rauer unebener Oberfläche ohne Lösungs-Erscheinungen

Der andere Teil der Quarzkörner weist deutliche Lösungserscheinungen auf. Einige Körner zeigen deutliche Kanten- und Eckenverrundung (Abb. 9.8 A, S. 117). Alle Wachstumsmerkmale wie maskiertes Wachstum (Abb. 9.8 B, Pfeile, S. 117), eingewachsenes Umgebungsmaterial (Kaolin, vgl. Wachstums-Effekte, Abb. 7.7 A, S. 78), mikrokristalline Niederschläge (Abb. 9.8 C, S. 117) und Wachstumsdreiecke (Abb. 9.8 D, S. 117) sind angelöst. Intern induzierte Merkmale wie interne Korngrenzen bzw. interne Korngrenzen von polykristallinen Körnern (Abb. 9.8 E, S. 117) sind durch Lösung aufgeweitet; die muschelig gebrochenen Flächen zeigen ebenfalls Lösungserscheinungen (Abb. 9.8 F, S. 117).

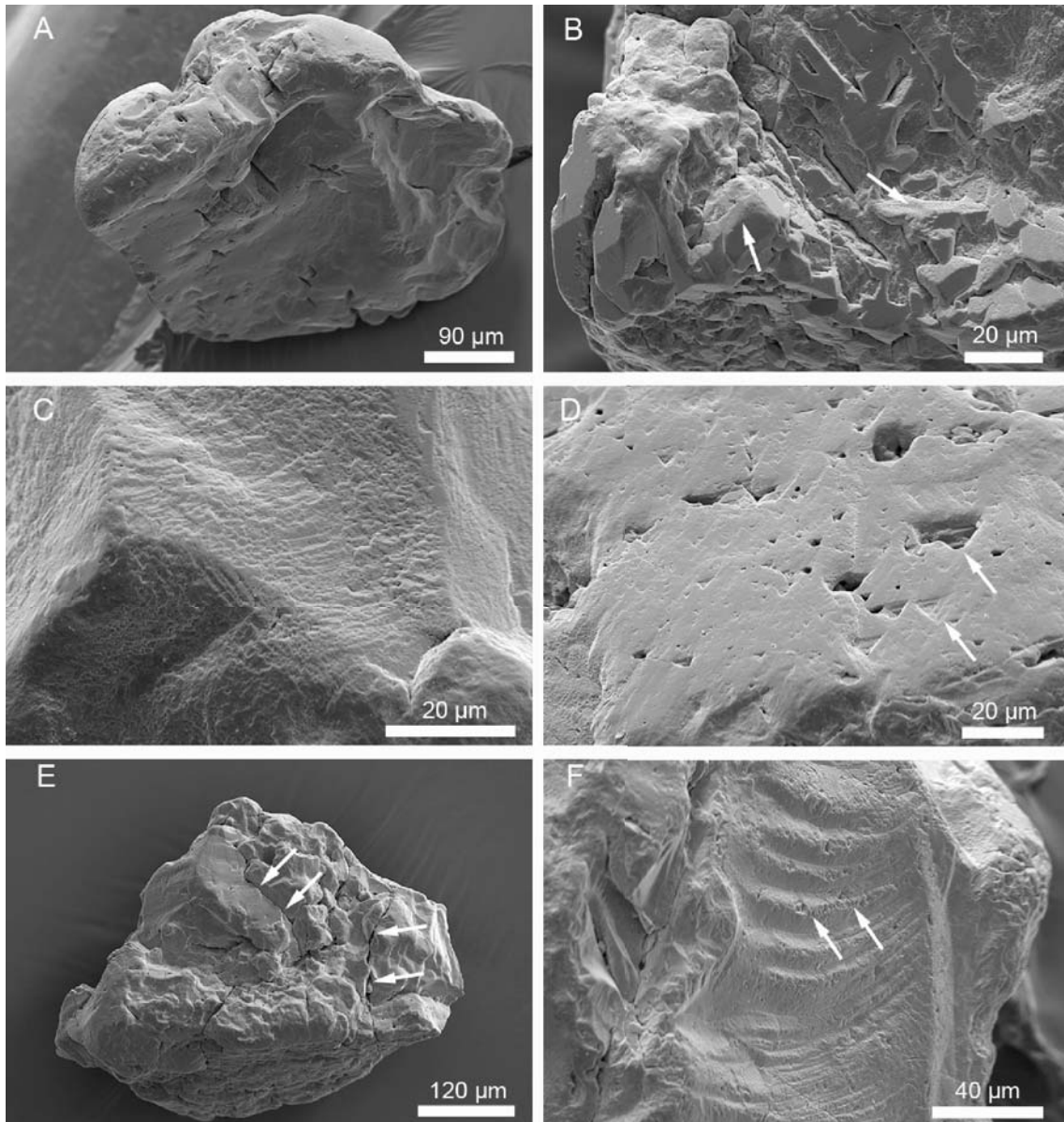


Abbildung 9.8.: Ottenhof (Franken / Deutschland); A: Quarzkorn mit Lösungsverrundung an Ecken und Kanten; B: maskiertes Wachstum mit Lösungsverrundung an Wachstumsecken und -kanten (Pfeile); C: Kornoberfläche mit abgelöstem Mikrokristall-Rasen; D: durch Lösung verrundete Kanten und Ecken an Wachstumsdreiecken (Pfeile); E: durch Lösung aufgeweitete Korngrenzen eines polykristallinen Quarzkorns (Pfeile); F: Lösungsercheinungen auf muscheligen Bruch (Pfeile)

Semi-quantitative Ergebnisse

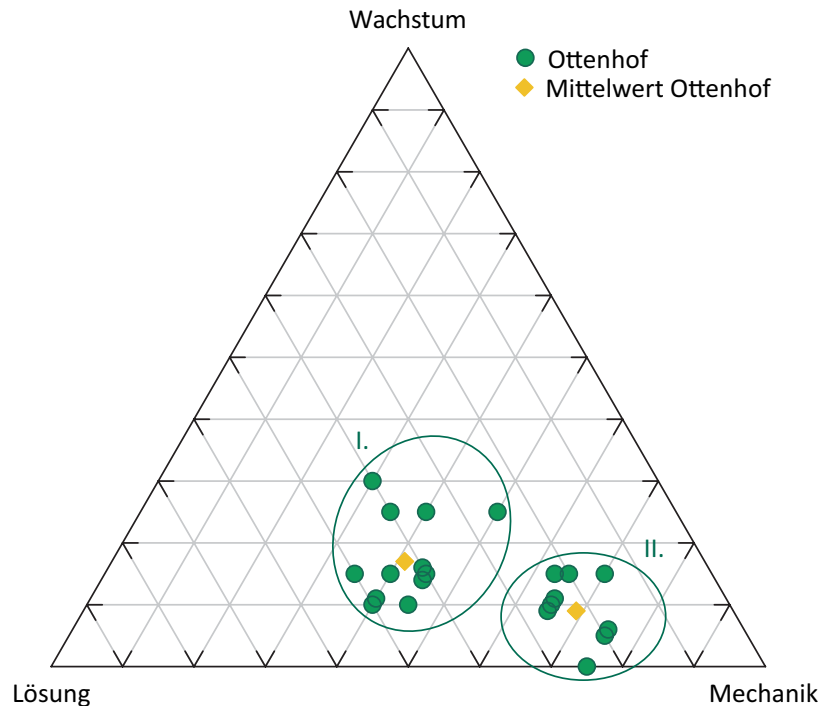


Abbildung 9.9.: Dreiecksdiagramm: Schutzfelsschichten, Ottenhof / Franken

Die Datenpunkte der Schutzfelsschichten teilen sich in zwei Punktwolken auf. Dabei plottet die Punktwolke I um einen Mittelwert bei 17% Wachstum, 42% Lösung und 41% Mechanik und Die Punktwolke II um einen Mittelwert bei 9% Wachstum, 22% Lösung und 69% Mechanik.

Die Gruppe der Punktwolke II wird durch mechanischen Abrieb dominiert (63-75%), der Einfluss der Lösung streut um 15-20%. Die Wachstumsphänomene überschreiten hingegen nicht die 15%. Die Gruppe der Punktwolke I wird durch chemische Verwitterung geprägt (40-50% Lösung und 10-30% Wachstum). Der mechanische Einfluss streut hier um 40%.

9.2. Höhlenproben

Die genauen Positionen der Höhlen werden in dieser Arbeit zum Schutz der Höhlen nicht angegeben. Die Koordinaten der Höhlen können bei den betreuenden Höhlen-Vereinen „Forschungsgruppe Höhle und Karst Franken e.V.“ (FHKF) und „Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V. - Abteilung für Karst und Höhlenkunde“ (NHG/Abteilung für Karst und Höhlenkunde) bzw. beim Höhlenkataster „Fränkische Alb“ (HFA) erfragt werden.

9.2.1. Bauernhöhle bei Lockenricht

Höhlenkataster Nummer HFA: A 147

9.2.1.1. Sediment-Typ

Die bearbeitete Probe stammt aus einem Sedimentband, das eine horizontale Kluft in der Höhle ausfüllt. Das Alter dieser Sedimente ist bislang ungeklärt. Nach der White-Klassifikation (White 2007) handelt es sich bei dem beprobten Material der Bauernhöhle um eine Mischung aus allochthonem Sediment der Klasse I.B.3.b (detritischer Sand) und einem Gemisch aus in situ verwittertem Dolomit der Klasse I.A.1 (Höhlenbildung) und eingetragendem dolomitschem Verwitterungsresidium (Regolith) der Klasse I.B.3.a. Der nicht-karbonatische Grobanteil (>63µm) beträgt 54,43% der Gesamtmasse (siehe Tabelle 9.1). Das siliziklastische Material ist beige bis weiß und weist nur einen sehr geringen Eisen-Gehalt auf. Es wurde ausschließlich der siliziklastische Sandbereich (2 mm bis 0,063 mm) untersucht. Der siliziklastische Sandbereich wird im Folgenden als Grobanteil bezeichnet.

Probe	Anteil [g]	Anteil [Gew.%]
B 10	544,30	54,430

Tabelle 9.1.: Nicht-karbonatischer Grobanteil des Sedimentes aus der Bauernhöhle

9.2.1.2. Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse

Auffällig sind bei den Quarzkörnern aus der Bauernhöhle die durch Lösung erweiterten Korngrenzen und Mikrorisse (Abb. 9.10 A und B, S. 120). Daneben treten Verteilungsstrukturen an Korngrenzen und Mikrorissen sowie Hohlformen unbekanntem Ursprungs

auf (Abb. 9.10 C und D, S. 120). Durch das Zusammenwachsen gegenüberliegender Kanten entstehen Girlanden mit rautenförmigen Reliktlöchern, die Verschmelzungs-Grenzen nachzeichnen (Abb. 9.10 C, S. 120).

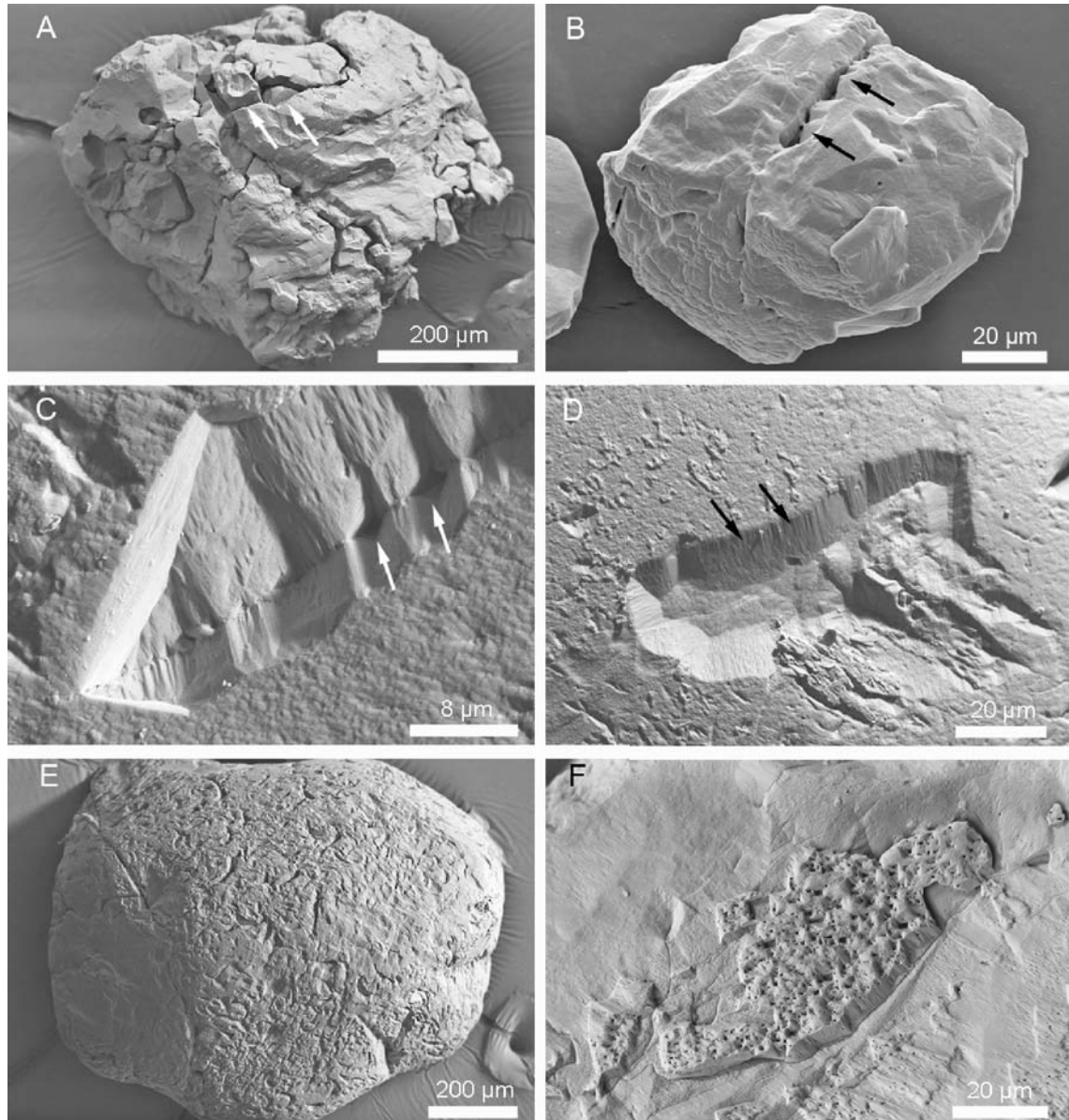


Abbildung 9.10.: Bauernhöhle bei Lockenricht; A: polykristalliner Quarz mit aufgeweiteten Korngrenzen (Pfeile); B: Mikrorisse (Pfeile), durch Lösung stark aufgeweitet; C: Verheilungsstruktur: rautenförmige Girlande aus Reliktlöchern (Pfeile); D: Verheilungsstruktur: Zuwachsen einer Depression durch laterale SiO_2 -Anlagerung (Pfeile); E: Sichelmarken: Quarzkorn mit extern induzierten Strukturen; F: SiO_2 -Kruste mit netzartiger Oberflächenstruktur auf einer Quarzkornoberfläche.

Die SiO_2 -Krusten wirken auf die Quarzoberflächen aufgesetzt (Abb. 9.10 F, S. 120). Die

isolierten Krusten sind z. T. nur mit „Pfählchen“ mit der darunterliegenden Kornoberfläche verbunden, wirken also wie frei schwebend. (Abb. 7.5 C und D, S. 76). Andere sitzen direkt auf den Körnern auf (Abb. 9.10 F, S. 120). Die Oberfläche der Krusten ist unterschiedlich ausgebildet. Während einige eine glatte Oberfläche zeigen, haben andere eine narbige Oberfläche mit z. T. netzartiger Struktur (vgl. Abb. 7.5 C, S. 76 und Abb. 9.10 F, S. 120). Die Oberflächen der Körner zeigen häufig eine striemenartige Textur, die gelegentlich in Laugfacetten übergeht (Abb. 9.11 A, S. 121). Auf einer dieser striemenartig gestalteten Oberflächen fand sich ein Gastmineral (Rutil, siehe 7.13 C, S. 89). Die Striemen gehen auf einigen Kornoberflächen in Areale mit pseudo-rechtwinkligen Hohlformen über (Abb. 9.11 B, S. 121).

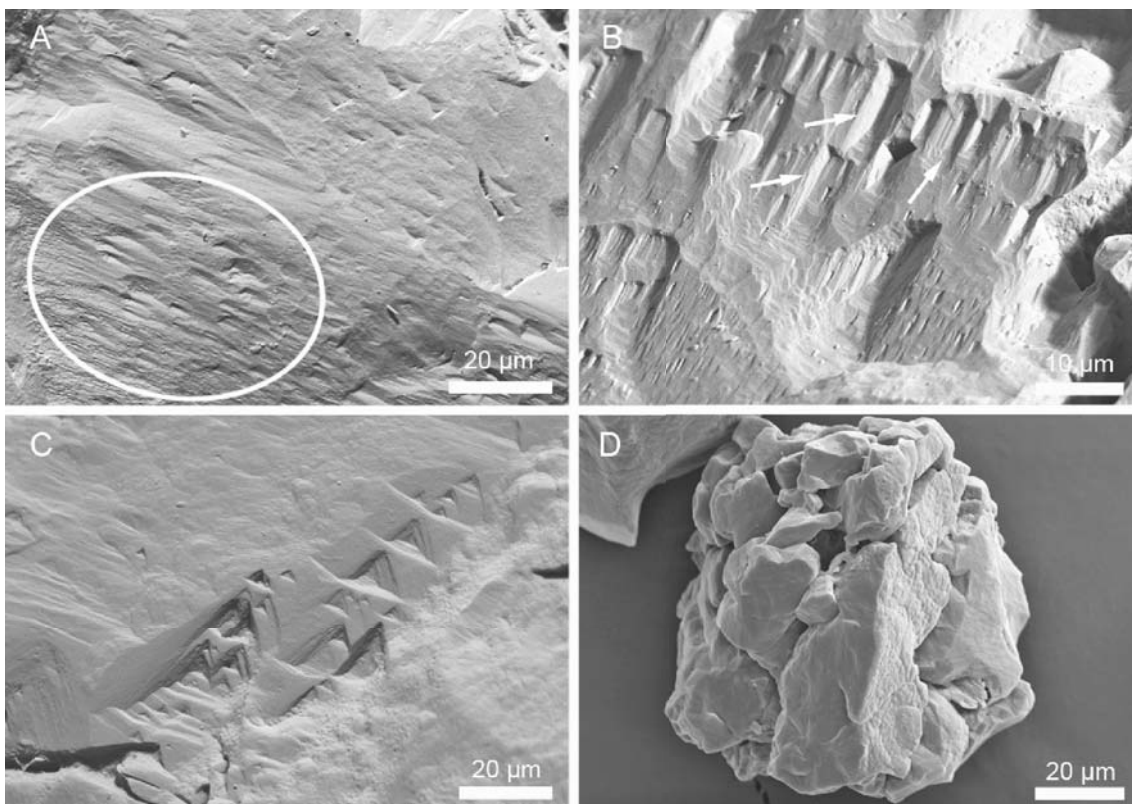


Abbildung 9.11.: Bauernhöhle bei Lockenricht; A: Quarzkornoberfläche mit striemenartiger Textur (Kreis) und Ansätze zu Laugfacetten (oben rechts); B: Oberfläche mit fließendem Übergang von Striemen zu rechteckigen Vertiefungen (Pfeile); C: Wachstumsdreiecke mit deutlich lösungsverrundeten Kanten; D: authigenes Quarzaggregat mit deutlich lösungsverrundeten Kanten und Ecken.

Die selten beobachteten Flächenwachstums-Merkmale weisen deutliche Verrundung der Netzebenenkanten auf (Abb. 9.11 C, S. 121). Generell wirken die Kanten und Ecken der Oberflächenstrukturen verwaschen bzw. verrundet (vgl. Abb. 9.11 D, S. 121 und Abb. 9.10 A und B, S. 120). Sogar authigene Quarzaggregate zeigen deutliche Lösungs-Merkmale wie verrundete Kristallkanten (Abb. 9.11 D, S.121).

9.2.1.3. Semi-quantitative Ergebnisse

Datengrundlage für die Auswertung der semi-quantitativen Ergebnisse der Bauernhöhle bilden 123 Datensätze (Anhang E.1-E.6, S. 234-239).

Die Auswertung der semi-quantitativen Datensätze für die Dreiecksdiagramme der Probe der Bauernhöhle zeigen ein einheitliches Bild (siehe Anhang D.1, S. 218). Die Mittelwerte der Probe plotten einheitlich über alle Fraktionen im Dreiecksdiagramm in dem Bereich 25-33% Wachstum, 60-71% Lösung und 2-7% Mechanik (vgl. Anhang D.12, S.229).

9.2.2. Bismarckgrotte bei Rinnenbrunn

Höhlenkataster Nummer HFA: A 25

9.2.2.1. Sediment-Typ

Nach der White-Klassifikation (White 2007) handelt es sich bei dem beprobten Material aus der Bismarckgrotte um ein Gemisch aus in situ verwittertem Dolomit der Klasse I.A.1 (Höhlenbildung) und eingetragendem dolomitischem Verwitterungsresiduum (Regolith) der Klasse I.B.3.a, das allochthone Komponenten (I.B.3.b, alluviale Sedimente: detritischer Sand) und Eisenerze unbestimmten kretazischen bzw. post-kretazischen Ursprungs (II.D, Resistates: Eisen- bzw. Manganoxide) enthält.

Der nicht-karbonatische Mineral-Anteil bewegt sich in der Bismarckgrotte im Promille-Bereich. Der Grobanteil dieses nicht-karbonatischen Mineralbestandes liegt zwischen 0,025% und 0,55% der eingesetzten Probenmenge. Die ausgewählten Proben enthielten zwischen 0,25g - 5,5g nicht-karbonatische Anteile (siehe Tabelle 9.2). Davon wurde nur der siliziklastische Grobanteil untersucht.

Probe	Anteil [g]	Anteil [Gew.%]
Bis 1	1,20	0,120
Bis 3	5,50	0,550
Bis 5	2,00	0,200
Bis 7	0,25	0,025

Tabelle 9.2.: Nicht-karbonatischer sedimentärer Grobanteil der Sedimente aus der Bismarckgrotte

Der siliziklastische Sedimentanteil der bearbeiteten Proben aus der Bismarckgrotte unterteilt sich in detritische Quarze und Feldspäte (deutlich seltener) sowie Megaquarze bzw. SiO₂-Kristallaggregate (< 2%, vgl. Abschnitt 4.2.3, S. 55). Die Körner des detritischen Anteils sind mäßig bis gut, teilweise sogar sehr gut gerundet.

9.2.2.2. Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse

Die detritischen Quarze der Höhle weisen eine Anzahl sehr charakteristischer Oberflächenmerkmale auf. Häufig beobachtete Merkmale sind SiO₂-Ausfällungen, deren Ausprägung von rauen, scheinbar amorphen Überzügen (Abb. 9.12 A und B, S. 124) über Mikrokristallrasen (siehe Katalog Abb. 7.3 B, S. 73) bis hin zur Ausbildung von Anwachssäumen in

Form von Kristallsubindividuen (Abb. 9.12 C, S. 124) reichen. Der Übergang von rauen, löchrigen Oberflächen zu rauen, scheinbar amorphen Anwachssäumen ist fließend.

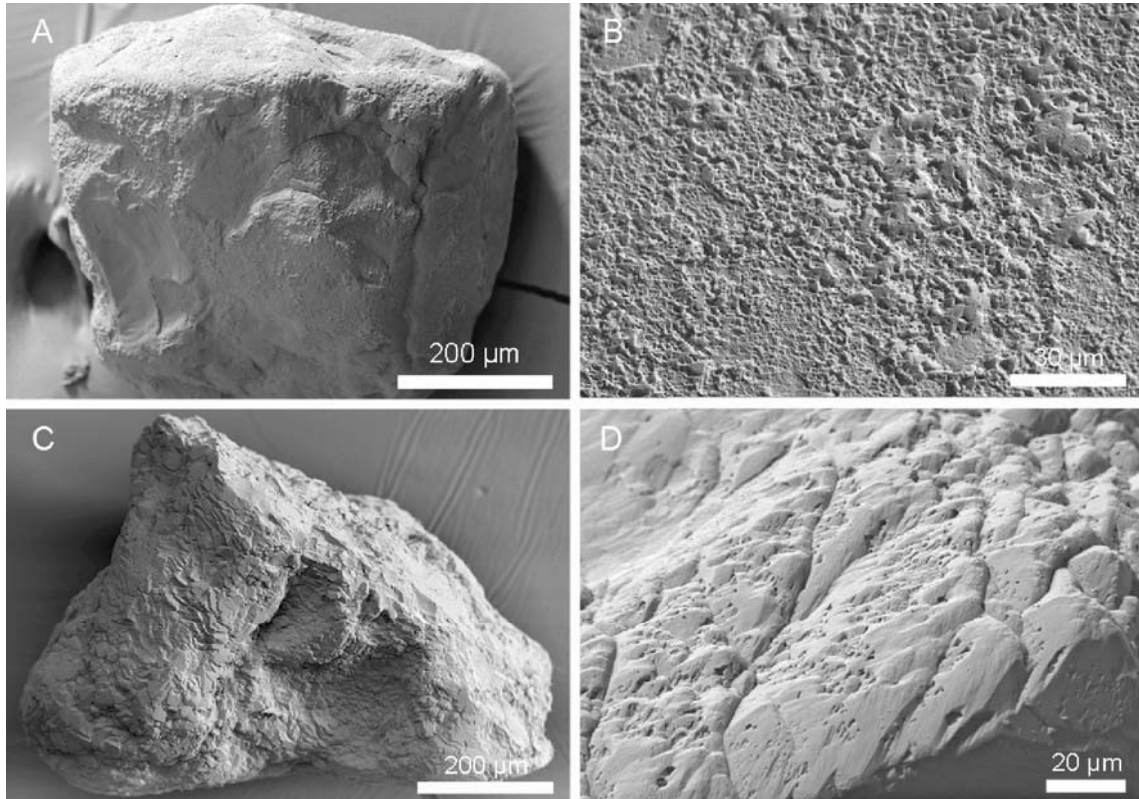


Abbildung 9.12.: Bismarckgrotte bei Rinnenbrunn; A: Quarzkorn mit feinkristallinem Kristallrasen; B: Detailvergrößerung der amorph anmutenden Kruste, durch die die feinkristalline, löchrige Anwachssaumstruktur sichtbar; C: Quarzkorn mit Kristallklastern; D: Laugfacetten an den Spitzen und Kanten von Subindividuen eines kristallinen Anwachssaums.

Bei höherer Vergrößerung der scheinbar amorphen Überzüge zeigt sich häufig ein klastertypischer Aufbau der SiO_2 -Überzüge. Die Grundelemente sind häufig stumpfe Pyramiden mit dreieckiger Basis. Bei erhöhter Dichte dieser Strukturen verschmelzen diese zu untereinander verbundenen Inseln von Subindividuen, die ein insgesamt rauhes und löchriges Aussehen erzeugen (siehe Katalog Abschnitt 7.2.1.3, S. 74 und Abb. 7.6 A-C, S. 77).

Die Ecken und Kanten der sekundär neugesprossenen Mikrokristalle bzw. Kristallsubindividuen auf den detritischen Quarzkörnern weisen in der Regel deutliche Verrundungen auf. Diese Verrundungen an den Kristallspitzen und Kanten sind häufig durch laugfacettenartige Oberflächen geprägt (Abb. 9.12 D, S. 124 und siehe Katalog Abb. 7.15 B, S. 91).

Die Anwachssäume lassen sich in Kristallklastern (Abb. 9.12 C, S. 124 und vgl. Katalog Abb. 7.8 C, S. 80) und großflächige Anwachssäume unterteilen (siehe Katalog Abb. 7.4 D, S. 75).

Die großflächigen Anwachssäume sind ihrerseits durch charakteristische Substrukturen in Form von feinen Löchern bzw. Oberflächengrübchen geprägt.

Folgende Substrukturen werden beobachtet:

1. dreieckige Wachstums-Relikt-Löcher (Abb. 9.13 A, S. 125)
2. Grübchen mit beliebigen Formen (Abb. 9.13 B, S. 125)
3. rechteckige Löcher bzw. Lösungsstriemen (Abb. 9.13 C, S. 125)

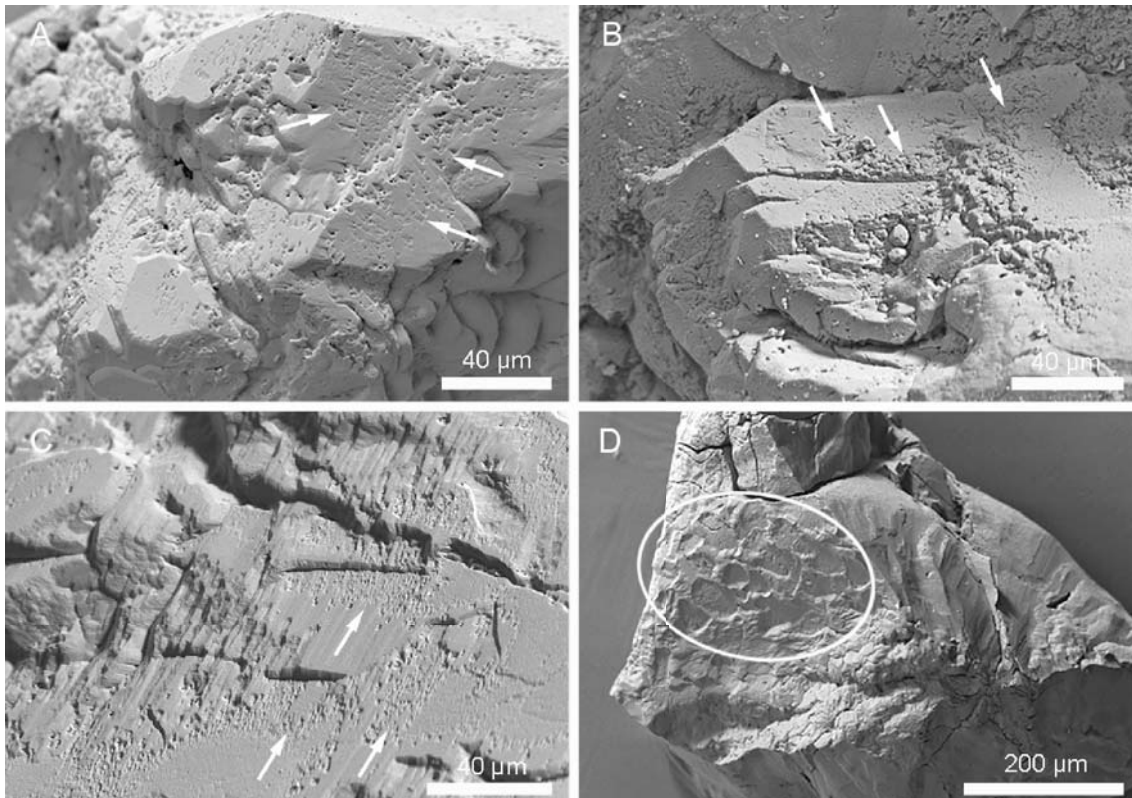


Abbildung 9.13.: Bismarckgrotte bei Rinnenbrunn; A: Anwachssaum mit dreieckigen Wachstums-Relikt-Löchern (Pfeile); B: Anwachssaum mit Grübchen beliebiger Formen (Pfeile); C: Anwachssaum mit rechteckigen Löchern bzw. Lösungsstriemen (Pfeile); D: Anwachssaum auf Quarz mit Negativabdrücken von Umgebungsmaterial (Kreis).

Die Häufigkeit der unterschiedlichen Anwachssäume verteilt sich wie folgt:

- 51 Körner mit großflächigen Anwachssäumen
- 36 Körner mit mittelgroßen Anwachssaumstrukturen
- 119 Körner mit fein- bis kryptokristallinen Anwachssäumen

Die fein- bis kryptokristallinen Anwachsäume überwiegen deutlich in den Proben der Bismarckgrotte.

Weitere Oberflächenmerkmale sind Negativabdrücke von Umgebungsmaterial (Abb. 9.13 D, S. 125 und vgl. Katalog Abb. 7.7, S. 78) .

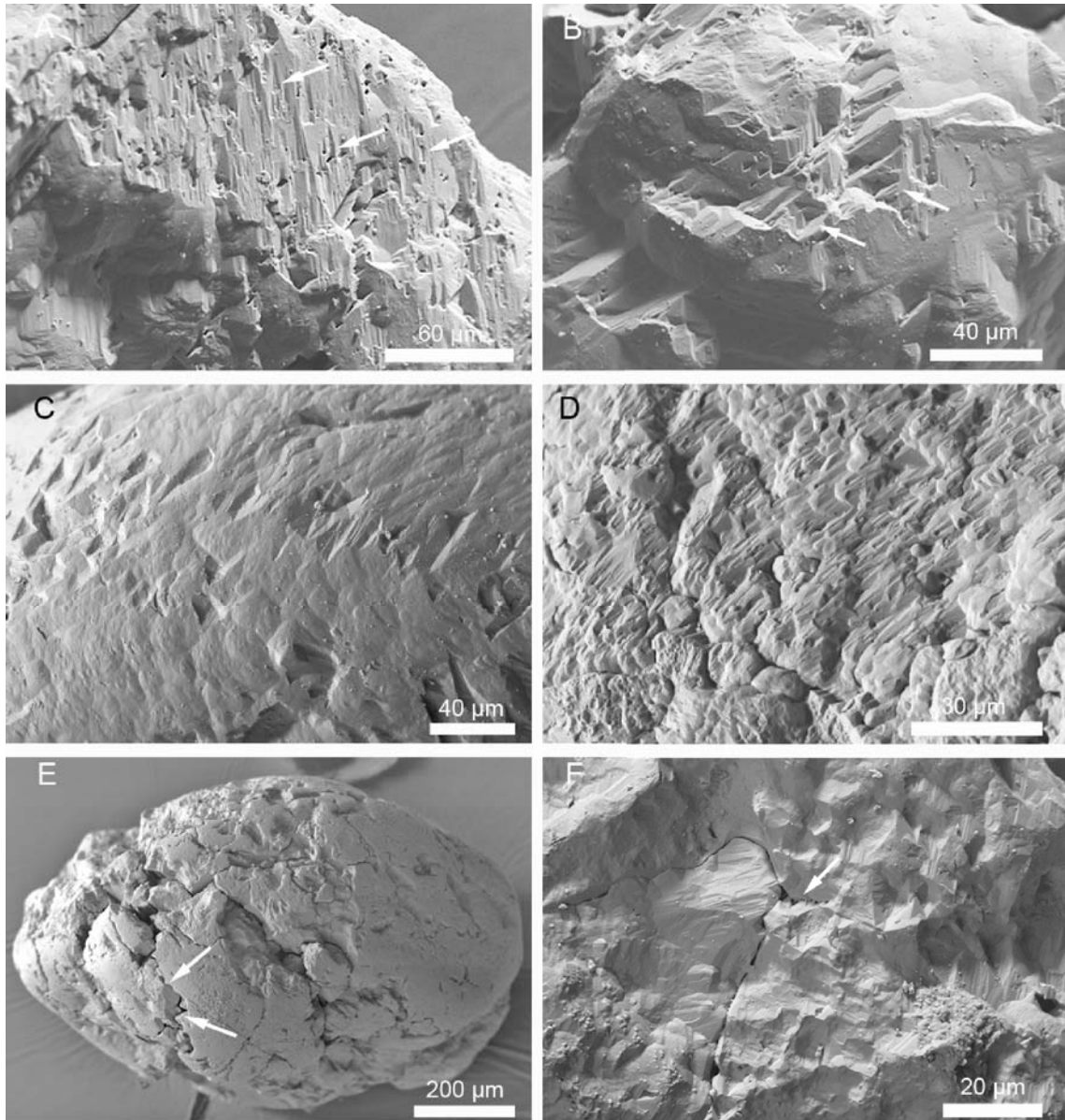


Abbildung 9.14.: Bismarckgrotte bei Rinnenbrunn; A: Quarzoberfläche mit linearen, getrepten Netzebenenstufen (Pfeile); B: Wachstumsdreiecke auf Quarzoberfläche, Kornkanten sind durch Lösung verrundet (Pfeile); C: Kornoberfläche mit Laugfacetten und reliktschen Wachstumsdreiecken; D: lineare Netzebenenstufen durch Laugfacetten verrundet; E: lösungsbedingt aufgeweitete Mineralgrenzen an einem polykristallinen Quarzkorn (Pfeile); F: aufgeweitete Mineralgrenze mit Verheilungsstrukturen zu Girlanden mit dreieckigen Löchern (Pfeil).

Flächenwachstums-Merkmale wie lineare, getreppte Netzebenenstufen (Abb. 9.14 A, S. 126) und Wachstumsdreiecke (Abb. 9.14 B, S. 126) treten untergeordnet auf und sind in der Regel durch Lösung verrundet. Häufig sind die Wachstumsdreiecke neben Laugfacetten zu beobachten (Abb. 9.14 A und C, S. 126). Die Netzebenenstufen zeigen oft einen fließenden Übergang zu Lösungsstriemen (Abb. 9.14 D, S. 126). Auf vereinzelt Quarzkörnern treten die beschriebenen Flächenmerkmale assoziiert mit intern induzierten Strukturen wie aufgeweiteten Krongrenzen auf (Abb. 9.14 E, S. 126), die ihrerseits teilweise zu Girlanden mit dreieckigen bzw. rautenförmigen Löchern verheilt sind (Abb. 9.14 F, S. 126).

Durch Lösung aufgeweitete extern induzierte Strukturen treten sehr untergeordnet auf. Es finden sich sowohl Chattermark Trails (Abb. 9.15 A, S. 127), Sichelmarken (Abb. 9.15 C, S. 127) als auch mosaikartige Bruchmuster (Abb. 9.15 B, S. 127).

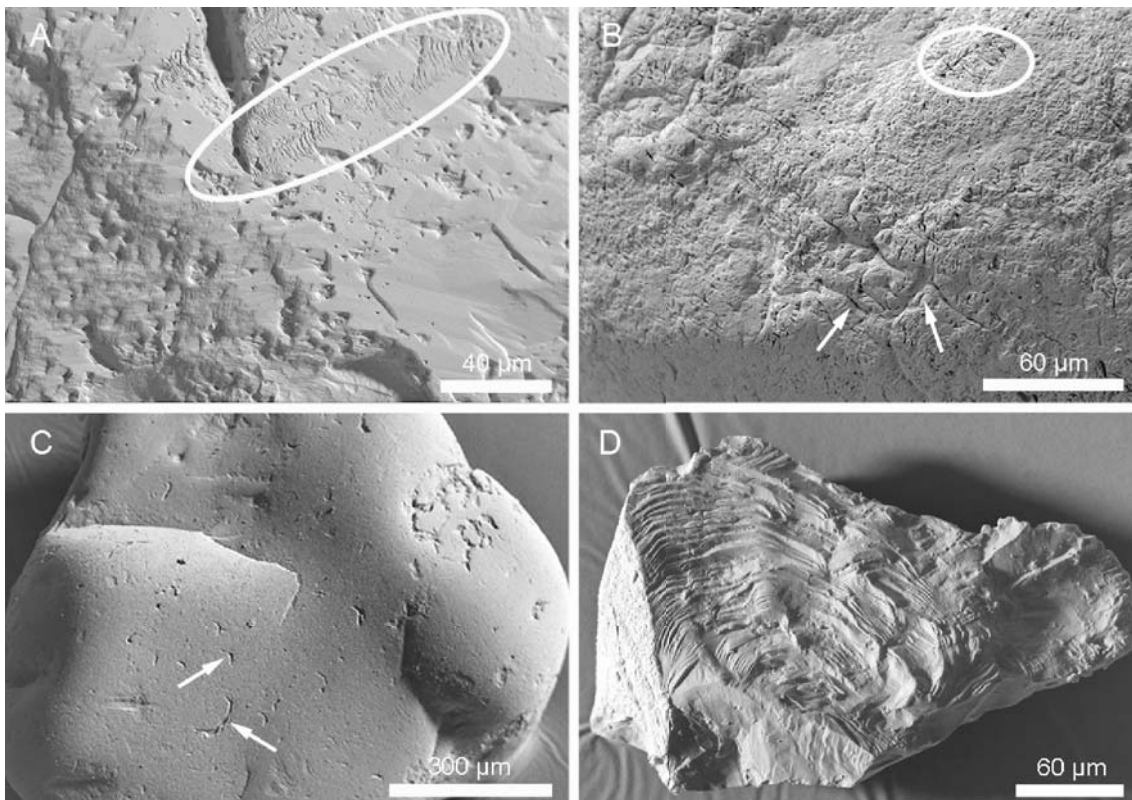


Abbildung 9.15.: Bismarckgrotte bei Rinnenbrunn; A: Quarzkorn mit extern induzierten Oberflächenmerkmalen, Chattermark Trails (Kreis); B: Quarzoberfläche mit reliktschen mosaikartigen Bruchmustern (Pfeile) und Chattermark Trails (Kreis); C: gut gerundetes Korn mit abgeschliffenen Kornkanten und Sichelmarken (Pfeile); D: Quarzkorn mit großflächigem muschelartigem Bruch.

Oberflächenmerkmale physikalischen Ursprungs treten selten auf. Quarzkörner mit angeschliffenen Kornkanten und -ecken werden selten beobachtet (Abb. 9.15 C, S. 127).

Sehr vereinzelt treten unverwitterte muschelige Bruchflächen (Abb. 9.15 D, S. 127) und Trümmerbruchzonen auf (siehe Katalog Abb.7.1 D, S. 69).

9.2.2.3. Semi-quantitative Ergebnisse

Datengrundlage für die Auswertung der semi-quantitativen Ergebnisse der Bismarckgrotte bilden 257 Datensätze (Anhang E.7-E.20, S. 240-253).

Die Datensätze Bis5_500_E_01 und Bis5_100_06 werden bei der Mittelwertbildung nicht berücksichtigt und sind im Dreiecksdiagramm grau markiert (siehe Anhang D.3, S. 220).

Die Auswertung der semi-quantitativen Datensätze für die Dreiecksdiagramme der Proben der Bismarckgrotte zeigen ein komplexes Bild (siehe Anhang D.2,D.3 und D.4, S. 219-221).

Die Mittelwerte der Proben 1, 3 und 7 plotten relativ einheitlich im Dreiecksdiagramm im Bereich 23-35% Wachstum, 44-68% Lösung und 9-21% Mechanik (vgl. Anhang D.12, S.229). Abweichend davon gruppieren sich die Mittelwerte der Probe 5 in drei separate Punktwolken.

- Punktwolke I gruppiert sich im Bereich 30-36% Wachstum, 42-55% Lösung und 14-22% Mechanik.
- Punktwolke II gruppiert sich im Bereich 5-10% Wachstum, 15-28% Lösung und 67-75% Mechanik.
- Punktwolke III gruppiert sich zwischen Punktwolke I und II bei 18-28% Wachstum, 28-35% Lösung und 44-47% Mechanik (siehe Anhang D.12, S. 229).

9.2.3. Distlergrotte bei Finstermühle (Neuhaus a. P.)

Höhlenkataster Nummer HFA: A 26

9.2.3.1. Sediment-Typ

Das beprobte Material aus der Distlergrotte lässt sich nach der White-Klassifikation (White 2007) in zwei Kategorien unterteilen. Die Proben 1 und 2 stammen aus allochthonen siliziklastischen Ablagerungen der Klasse I.B.3.b (alluviale Sedimente: detritischer Sand). Die Probe 3 setzt sich aus einem Gemisch aus in situ verwittertem Dolomit der Klasse I.A.1 (Höhlenbildung) und eingetragendem dolomitischem Verwitterungsresiduum (Regolith) der Klasse I.B.3.a zusammen, das Spuren von allochthonen Komponenten (I.B.3.b / alluviale Sedimente: detritischer Sand) ohne Eisenerzfragmente enthält.

Der nicht-karbonatische Mineralbestands-Anteil des autochthonen Sedimentes der Distlergrotte (Probe 3) bewegt sich im Prozent-Bereich. Der Grobanteil dieses nicht-karbonatischen Mineralbestandes beträgt 2,75% der eingesetzten Probenmenge, das siliziklastische Material wird durch authigene Quarzaggregate dominiert (85%). Die allochthonen siliziklastischen Ablagerungen (Probe 1 und 2) wiesen mit 8,5 g einen nicht-karbonatischen Mineralbestand-Anteil von 85% der Gesamtmasse auf (siehe Tabelle 9.3). Es wurde nur der siliziklastische Grobanteil untersucht.

Probe	Anteil [g]	Anteil [%]
D 1	8,5	85,000
D 2	8,5	85,000
D 3	27,5	2,75

Tabelle 9.3.: Nicht-karbonatischer Grobanteil der Sedimente aus der Distlergrotte

9.2.3.2. Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse

Detritische Quarze der Proben 1 und 2

Die Quarze der Probe 1 und 2 weisen in der Regel geringe Kantenrundung auf und zeigen eine raue Oberfläche (Abb. 9.16 A und B, S. 130). Einige Quarze zeigen partielle Anwachs säume mit relativ glatten Flächen (Abb. 9.16 C und D, S. 130). Die Kanten und Ecken der Wachstumsflächen sind durch mechanische Verwitterung angebrochen bzw. teilverrundet (Abb. 9.16 C und D, S. 130).

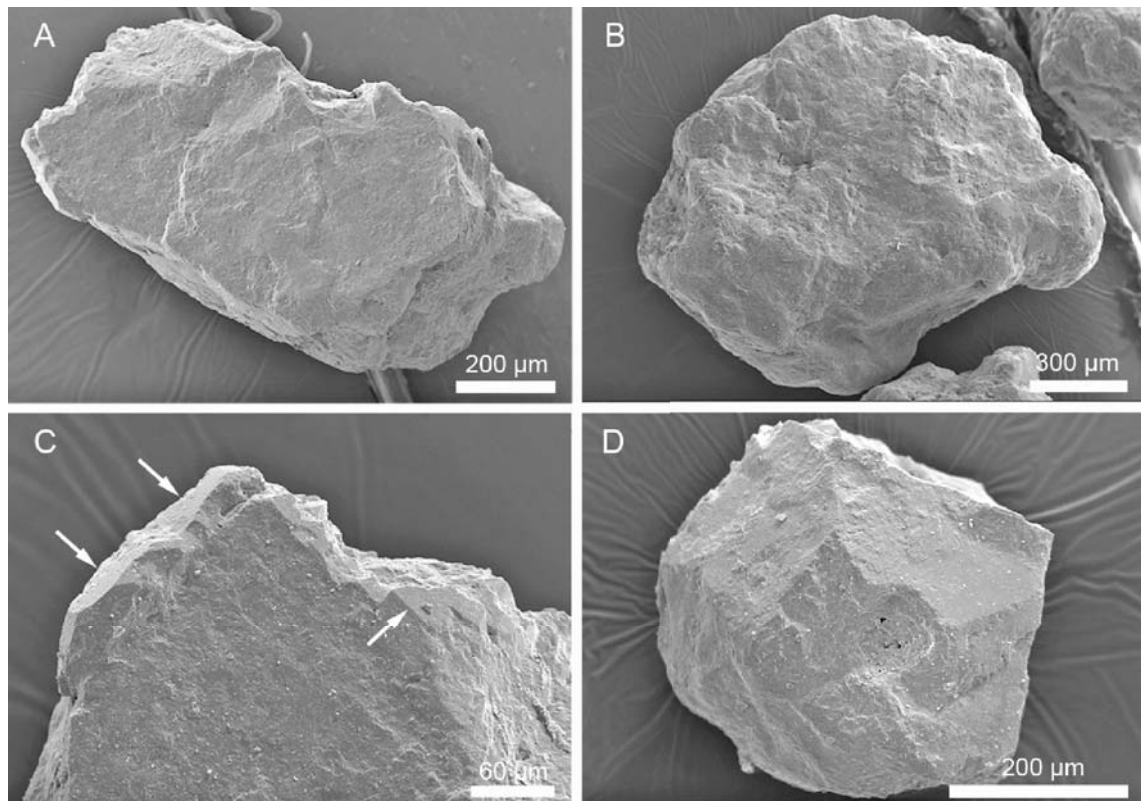


Abbildung 9.16.: Distlergrotte bei Finstermühle (Neuhaus a. P.); A: kantengerundetes Quarzkorn mit rauer Oberfläche; B: gerundetes Quarzkorn mit rauer Oberfläche; C: Vergrößerter Ausschnitt von Abb. A, Anwachs-säume mit glatten Flächen (Pfeile); D: Quarzkorn mit mechanisch überprägtem Anwachs-saum.

detritische Quarze der Probe 3

Die detritischen Quarzkörner der Probe 3 aus der Distlergrotte sind meist gut gerundet (Abb. 9.17 A und F, S. 131). Ein Drittel der Körner weist angeschliffene Kornkanten und -ecken auf (Abb. 9.17 F, S. 131). Besonders auffällig bei den detritischen Quarzkörnern der Probe 3 ist das häufige Auftreten von Anwachsstrukturen aus kryptokristallinen Kristallrasen (Abb. 9.17 A, S. 131). Die Subindividuen der Kristallrasen sind jedoch zusätzlich durch Lösung deutlich verrundet (Abb. 9.17 B, S. 131). Neben den kryptokristallinen Kristallrasen treten auch Anwachs-säume mit großen Kristall-Subindividuen auf (Abb. 9.17 C, S. 131). Weitere Lösungsmerkmale lassen sich bevorzugt auf muschelig gebrochenen Kornoberflächen beobachten. Beispiele hierfür sind durch Lösung akzentuierte Risse (Abb. 9.17 D, S. 131). Weitere Lösungsmerkmale sind lösungsverrundete Wachstumsdreiecke, Striemen-Bildung und Ansätze von Laugfacetten (Abb. 9.17 E, S. 131). Ein Drittel der Körner weist mechanische Merkmale wie angeschliffene Kornkanten und -ecken auf (Abb. 9.17 F, S. 131).

authigene Quarzaggregate

Die Probe 3 enthält auffällig viele Quarzaggregate (85% des siliziklastischen Anteils). Diese

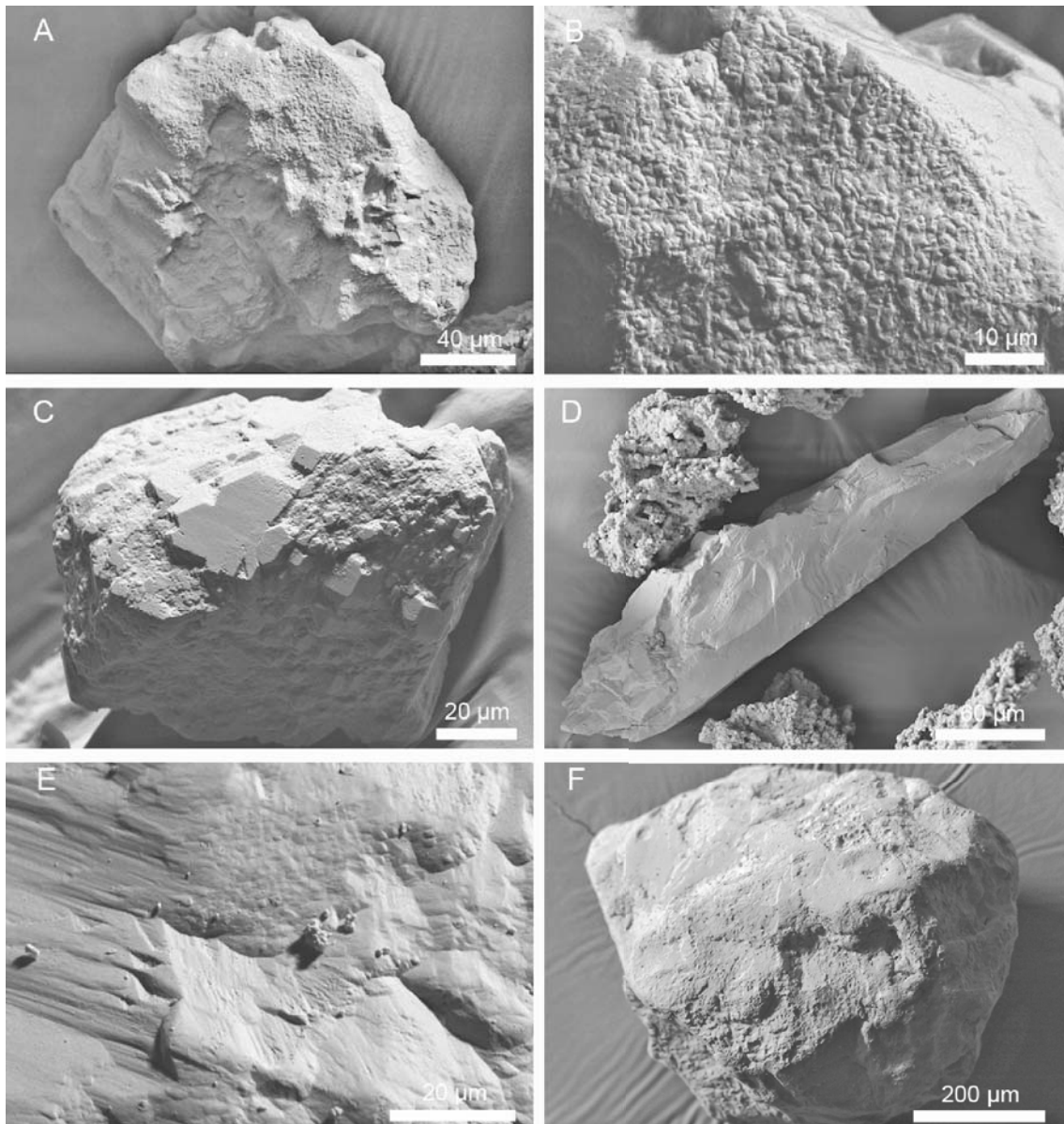


Abbildung 9.17.: Distlergrotte bei Finstermühle (Neuhaus a. P.); A: detritisches Quarzkorn mit kryptokristallinem Kristallrasen; B: Detailvergrößerung aus Abb. A, durch Lösung verrundete Subindividuen des Kristallrasens; C: Quarz mit flächigen Anwachssäumen; D: muschelig gebrochenes Quarzfragment mit Lösungsmerkmalen, z. B. lösungsakzentuierten Rissen; E: Quarzoberfläche mit lösungsverrundeten Wachstumsdreiecken, Striemenbildung und Ansätzen von Laugfacetten; F: gut gerundetes Quarzkorn mit angeschliffenen Kornkanten und -ecken

Quarzaggregate lassen sich in kristalline Aggregate und Aggregate unterteilen, die einen fossilen Ursprung vermuten lassen. Bei den authigenen kristallinen Quarzaggregaten handelt es sich um Aggregate aus Kristallindividuen, die klar identifizierbare und indizierbare Kristallflächen aufweisen (Abb. 9.18 A, S. 132). Ein zonarer interner Aufbau lässt sich anhand eines separierten authigenen Quarzindividuums nachvollziehen (Abb. 9.18 B, S. 132). Bei den Flächen handelt es sich um die Kontaktflächen zu benachbarten Quarzindividuen. Ebenfalls sichtbar auf diesen Flächen sind unregelmäßige Löcher, die durch Wachstumsstörungen entstanden sind. Zudem weisen die Flächen vereinzelte Lösungsrinnen auf.

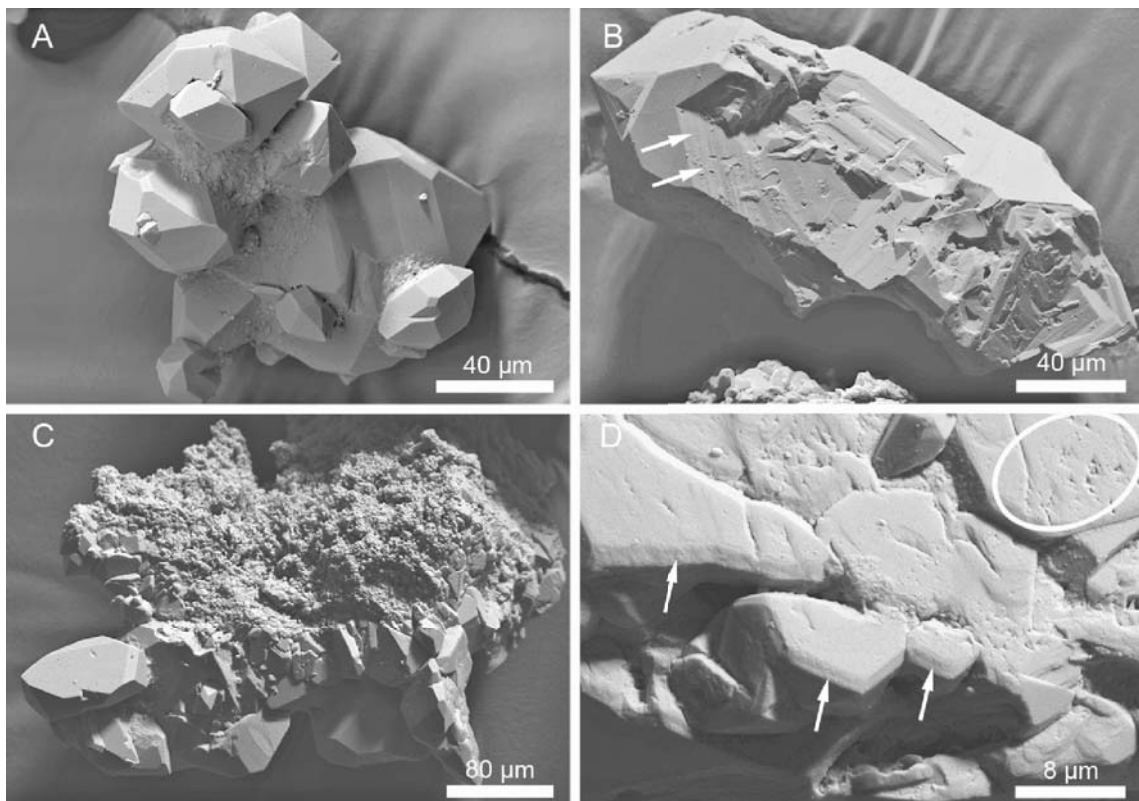


Abbildung 9.18.: Distlergrotte bei Finstermühle (Neuhaus a. P.); A: authigenes Quarzaggregat mit Kristallindividuen, deren Kristallflächen identifizierbar und indizierbar sind; B: separiertes authigenes Quarzindividuum mit sichtbarem internen zonarem Aufbau; C: authigenes Quarzaggregat mit stark variierender Kristallinität, oben: amorphe bis kryptokristalline Ausbildung, unten: kristalline Ausbildung; D: Lösungsmerkmale an authigenem Quarzaggregat, durch Lösung verrundete getreppte Kristallkanten (Pfeile) und verrundete Kanten an Wachstumsdreiecken (Kreis).

Die Kristallinität bzw. Kristallgröße der Individuen der Aggregate kann sehr variabel sein (Abb. 9.18 C, S. 132). Das dargestellte Aggregatkorn weist sowohl klare kristalline Bereiche (Abb. 9.18 C unten, S. 132) als auch kryptokristalline Bereiche auf (Abb. 9.18 C oben, S. 132). Lösungsmerkmale treten an den authigenen Quarzaggregaten nur untergeordnet auf. Einige Kristallkanten und -flächen zeigen Lösungs-Wachstums-Strukturen. Es werden

Wachstumsdreiecke und lineare getreppte Netzebenen-Kanten beobachtet, die ihrerseits deutliche lösungsbedingte Kantenverrundungen aufweisen (Abb. 9.18 D, S. 132).

Neben den authigenen Quarzaggregaten treten vereinzelt Fossilienfragmente aus amorphem SiO_2 ohne auffällige Oberflächenmerkmale auf (Abb. 9.19 A, zylinderförmiges Spiculum-Fragment, S. 134). Zusätzlich werden Quarzkristallaggregate mit auffälliger Morphologie beobachtet. Neben ovalen Bögen (Abb. 9.19 B, S. 134), regelmäßigen Eintiefungen auf pilz- bis keulenförmigen Körnern (Abb. 9.19 C, S. 134) werden auch plattige Gebilde mit regelmäßigen Löchern beobachtet (Abb. 9.19 D, S. 134). Die Oberfläche dieser Kornaggregate sind z. T. mit einzelnen Quarzindividuen besetzt (vgl. Abb. 9.19 B, C, D und E, S. 134). Fragile Formen, wie der Bogen des Kornes auf Abbildung 9.19 B (S. 134) und regelmäßige Strukturen, wie die Eintiefungen und Löcher auf den Körnern der Abbildungen 9.19 C, D und E (S. 134) lassen auf einen biogenen Ursprung des Kornes schließen. Semi-opake Schatten mit regelmäßigen hellen Kreisen im Durchlicht-Dünnschliffbild bei polarisiertem Licht sind kohlige Reste biogenen Ursprungs (Abb. 9.19 F, S. 134), sie unterstützen die Annahme eines biogenen Ursprungs der Körner. Bei diesen Körnern handelt es sich höchstwahrscheinlich um silifizierte Fossilfragmente, die nach der Silifizierung einer Rekristallisation unterlagen. Dabei rekristallisieren unreife SiO_2 -Modifikationen zu reiferen SiO_2 -Modifikationen. Die biogenen Ursprungs-Spezies sind auf Grund der Fragmentierung und der Rekristallisation nicht mehr identifizierbar.

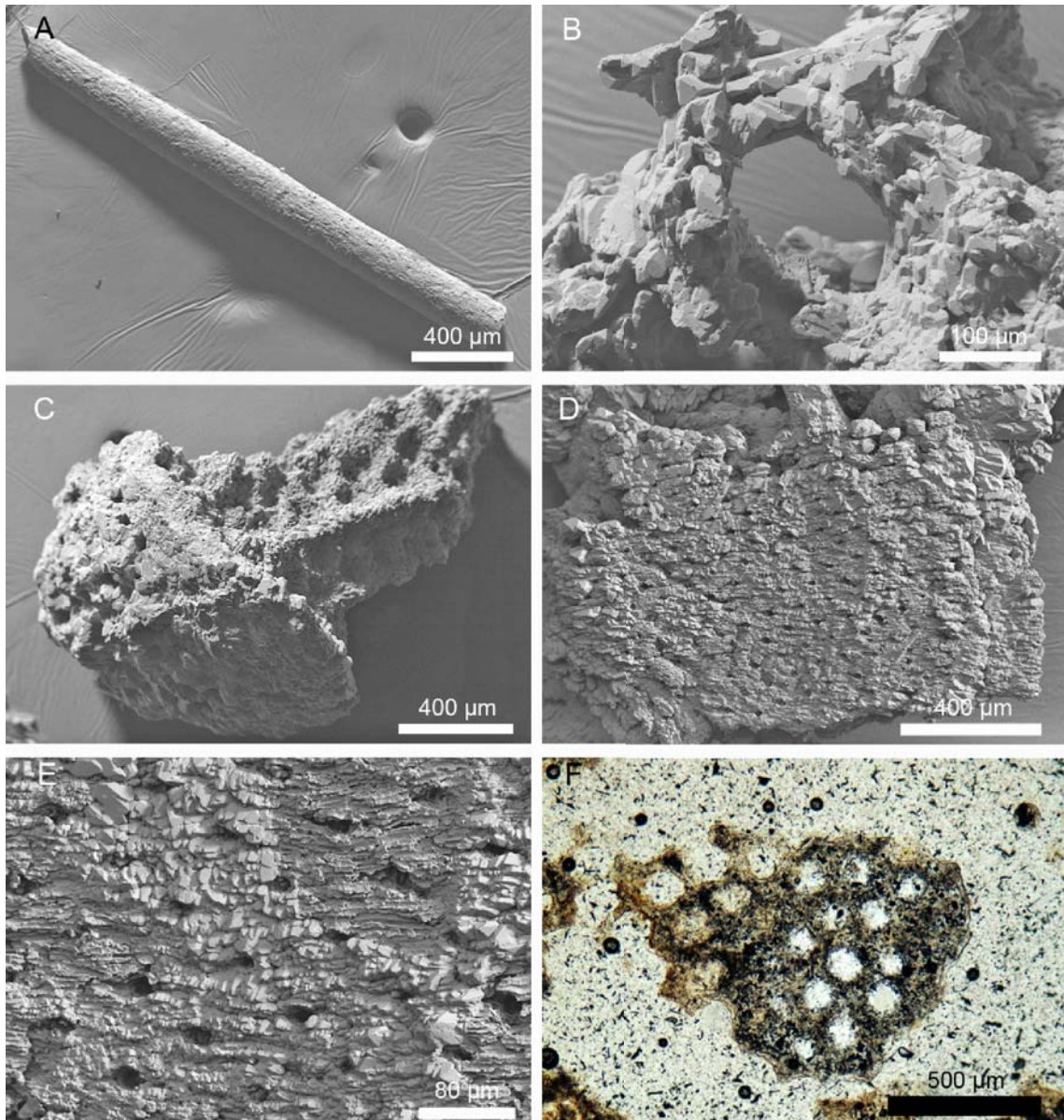


Abbildung 9.19.: Distlergrotte bei Finstermühle (Neuhaus a. P.); A: Fossilienfragment aus amorphem SiO_2 ohne auffällige Oberflächenmerkmale; B: bogenförmige Hohlstruktur an authigenem Quarzaggregat, deren Oberfläche mit einzelnen Quarzindividuen besetzt ist; C: pilzförmiges Quarzaggregat mit regelmäßigen Eintiefungen, deren Oberfläche mit einzelnen Quarzindividuen besetzt ist; D: plattiges Teilstück eines Quarzaggregates mit linear angeordneten Löchern und z. T. schuppigem Aufbau; E: Detailvergrößerung von Abb. D, schuppiger Aufbau der Oberfläche mit linear angeordneten Löchern und Teilbesetzung der Oberfläche mit einzelnen Quarzindividuen; F: Durchlicht-Dünnschliffbild bei polarisiertem Licht eines authigenen Quarzaggregates. Semi-opake Schatten mit regelmäßigen hellen Kreisen sind kohlige Reste biogenen Ursprungs.

9.2.3.3. Semi-quantitative Ergebnisse

Datengrundlage für die Auswertung der semi-quantitativen Ergebnisse der Distlergrotte bilden 104 Datensätze (Anhang E.21-E.26, S. 254-259).

Die Datensätze D3_500_Q_03 und D3_500_Q_12 werden bei der Mittelwertbildung nicht berücksichtigt und sind im Dreiecksdiagramm grau markiert (siehe Anhang D.5, S. 222).

Die Auswertung der semi-quantitativen Datensätze für die Dreiecksdiagramme der Proben der Distlergrotte zeigen ein komplexes Bild.

Probe 1 und 2 plotten einheitlich im Dreiecksdiagramm im Bereich 17-18% Wachstum, 15-21% Lösung und 61-68% Mechanik (vgl. Anhang D.13, S.230).

Die Probe 3 zeigt ein differenzierteres Bild. Die Datensätze der Fraktionen 200, 100 und 63 unterteilen sich in zwei Fraktionen und gruppieren sich zu jeweils zwei Punktwolken.

- Punktwolke I liegt im Bereich 57-60% Wachstum, 30-36% Lösung und 5-10% Mechanik.
- Punktwolke II liegt im Bereich 34-37% Wachstum, 50-56% Lösung und 7-16% Mechanik.

Die Fraktion 500 Q weicht etwas von diesem Muster ab. Während der Teilmittelwert „D3 500 Q S1“ sich zur Punktwolke II gruppiert, weicht „D3 500 Q S2“ deutlich vom Verwitterungsmuster der übrigen Probe 3 ab. „D3 500 Q S2“ plottet bei 20% Wachstum, 39% Lösung und 41% Mechanik und liegt somit zwischen den Mittelwerten der übrigen Fraktionen von Probe 3 und den Mittelwerten der Proben 1 und 2 (vgl. Anhang D.13, S. 230).

9.2.4. Maximiliansgrotte bei Krottensee

Höhlenkataster Nummer HFA: A 27

9.2.4.1. Sediment-Typ

Nach der White-Klassifikation (White 2007) handelt es sich bei dem beprobten Material aus der Maximiliansgrotte um allochthones Sediment der Klasse I.B.3.b (alluviale Sedimente: detritischer Sand) mit Eisenerz-Komponenten unbestimmten kretazischen Ursprungs (II.D., Resistates: Eisen- bzw. Manganoxide).

Es handelt sich um ein siliziklastisches Sediment ohne dominierenden Karbonat-Anteil. Von der eingesetzten Probenmenge entfallen 73,2% der Gesamtmasse auf den Grobanteil des nicht-karbonatischen Mineralbestandes (siehe Tabelle 9.2.4). Es wurde der siliziklastische Grobanteil untersucht.

Probe	Anteil [g]	Anteil [Gew.%]
Max 1	73,2	73,2

Tabelle 9.4.: Nicht-karbonatischer Grobanteil des Sedimentes aus der Maximiliansgrotte

9.2.4.2. Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse

Die Quarzkörner dieser Probe sind alle gut bis sehr gut gerundet und weisen keine extern induzierten Strukturen wie Sichelmarken bzw. mosaikartige Bruchmuster auf (Abb. 9.20 A, S. 137). Intern induzierte Merkmale sind ebenfalls nicht nachweisbar. Kanten und Ecken sind in der Regel gut angeschliffen (Abb. 9.20 B, S. 137). Scharfkantige Ecken und Kanten treten nur entlang frischer Bruchflächen auf (Abb. 9.20 C und D, S. 137).

9.2.4.3. Semi-quantitative Ergebnisse

Datengrundlage für die Auswertung der semi-quantitativen Ergebnisse der Maximiliansgrotte bilden 75 Datensätze (Anhang E.27-E.31, S. 260-264).

Die Auswertung der semi-quantitativen Datensätze für die Dreiecksdiagramme der Probe der Maximiliansgrotte zeigt ein einheitliches Bild (siehe Anhang D.6, S.223). Die Mittelwerte der Probe plotten einheitlich über alle Fraktionen im Dreiecksdiagramm im Bereich 5-13% Wachstum, 17-19% Lösung und 71-77% Mechanik (siehe Anhang D.13, S.230).

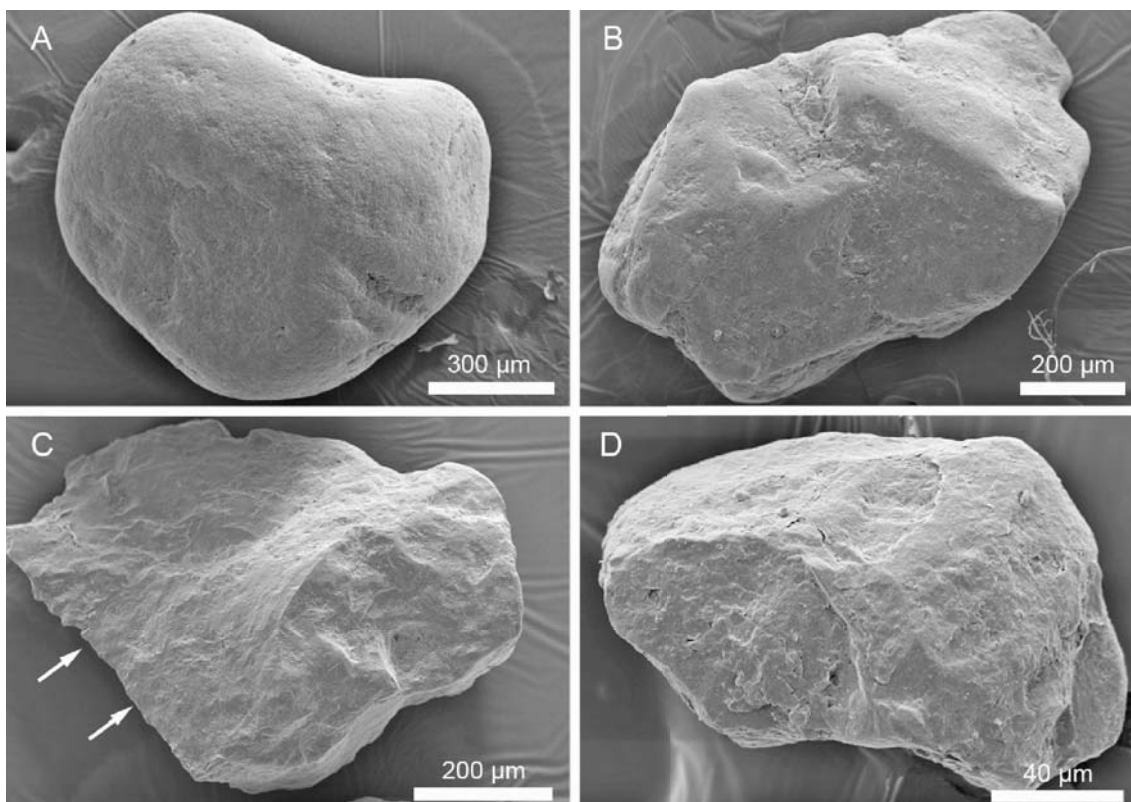


Abbildung 9.20.: Maximiliansgrotte bei Krottensee; A: sehr gut gerundetes Quarzkorn mit angeschliffener Oberfläche; B: Quarzkorn mit angeschliffenen Kanten und Ecken, die durch physikalische Einflüsse gut abgerundet sind; C: Quarzkorn mit Bruchfläche, die scharfkantige Kanten und Ecken aufweist (Pfeile); D: Quarzkorn mit scharfkantigen Kanten entlang einer Bruchfläche.

9.2.5. Petershöhle bei Hartenstein

Höhlenkataster Nummer HFA: A 22

9.2.5.1. Sediment-Typ

Nach der White-Klassifikation (White 2007) handelt es sich bei dem beprobten Material der Petershöhle um ein Gemisch aus in situ verwittertem Dolomit der Klasse I.A.1 (Höhlenbildung) und eingetragendem dolomitischem Verwitterungsresiduum (Regolith) der Klasse I.B.3.a mit Spuren von allochthonen Komponenten (I.B.3.b / alluviale Sedimente: detritischer Sand) und Eisenerzen unbestimmten kretazischen Ursprungs (II.D. Resistates / Eisen- bzw. Manganoxide). Der nicht-karbonatische Mineral-Anteil bewegt sich in der Petershöhle im Promille-Bereich. Der Grobanteil dieses Mineralbestandes beträgt 0,17% der eingesetzten Probenmenge, das entspricht 1,7 g (siehe Tabelle 9.5). Davon wurde nur der siliziklastische Grobanteil untersucht.

Probe	Anteil [g]	Anteil [Gew.%]
P 2	1,7	0,170

Tabelle 9.5.: Nicht-karbonatischer Grobanteil der Sedimente aus der Petershöhle

9.2.5.2. Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse

Die Quarzoberflächen der Probe sind überwiegend durch intern induzierte Strukturen geprägt. Am häufigsten werden Striemen auf den Quarzoberflächen beobachtet. Diese können in gerade, parallele Striemen (Abb. 9.21 A, S. 139) und in durch Lösung leicht gebogene Striemen (Abb. 9.21 B, S. 139) unterteilt werden. Areale mit leicht gebogenen Striemen zeigen häufig Entwicklungstendenzen zu Laugfacetten (Abb. 9.21 B, S. 139).

Daneben treten auf einigen Körnern geometrisch umrissene Areale mit differierenden Oberflächenstrukturen auf (Abb. 9.21 C Pfeile, S. 139). Es handelt sich wahrscheinlich um Zwillingsbildungen (wahrscheinlich „Japaner-Zwillinge“) im Quarz. Diese Areale mit abweichender Achsen-Orientierung sind durch die chemische Verwitterung akzentuiert worden und weisen keine Aufweitung von korninternen Korngrenzen auf (Abb. 9.21 C Pfeile, S. 139).

Weitere intern induzierte Strukturen sind aufgeweitete Korngrenzen polykristalliner Quarzkörner (Abb. 9.21 D, S. 139).

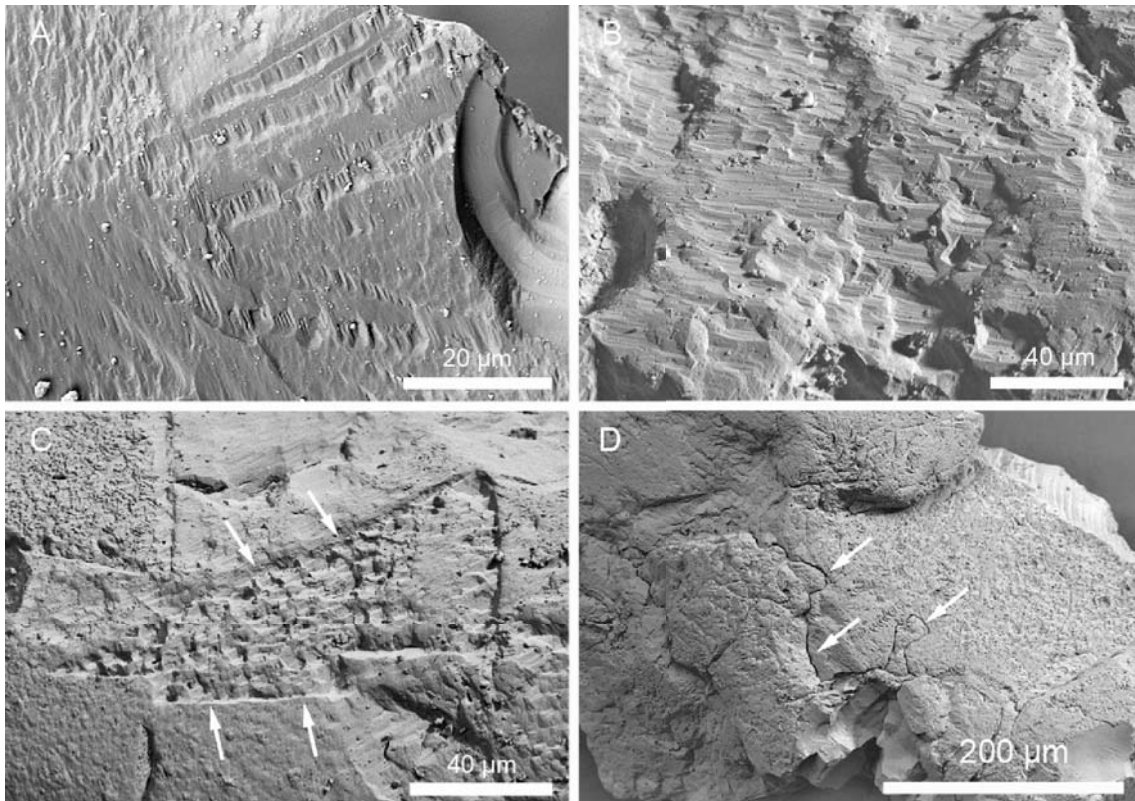


Abbildung 9.21.: Petershöhle bei Hartenstein; A: Lösungs-Wachstums-Gleichgewichts-Merkmal: parallele, gerade Striemen auf ehemaliger Quarzbruchfläche; B: Lösungsmerkmale: leicht gebogene Striemen auf Quarzoberfläche; C: geometrisch umrissenes Areal (Pfeile), durch Lösung freipräparierte Zwillingbildung (wahrscheinlich „Japaner-Zwillinge“) auf der Quarzoberfläche; D: polykristallines Quarzkorn mit lösungsbedingter Korngrenzen-Aufweitung (Pfeile).

Den Unterschied zwischen lösungsbedingt freigelegten mineralogischen Zwillingbildungen und aufgeweiteten Korngrenzen polykristalliner Quarzkörner verdeutlichen die Abbildungen 9.21 C (Pfeile) und D (Pfeile) S. 139.

Ein Drittel der Quarze weist Anwachsstrukturen auf, diese können in Mikrokristallrasen (Abb. 9.22 A, S. 140), Wachstumskrusten mit Abdrücken von Kontaktmineralen bzw. Umgebungsmaterial (Abb. 9.22 B, S. 140), Anwachssäume unter Ausbildung von Subindividuen (großflächige und mittlere Subindividuen, Abb. 9.22 C, S. 140) und Flächenwachstum (Netzebenen und Wachstumsdreiecke) unterteilt werden (Abb. 9.22 A, S. 140).

Auffällig bei den Mikrokristallrasen ist die starke sekundäre Überprägung der Wachstumsstrukturen durch Lösung (siehe Abb. 9.22 A, S. 140). Diese Überprägung ist auch an den Wachstumskrusten mit Kontaktmineralabdrücken nachvollziehbar (siehe Abb. 9.22 B, S. 140). Die Kanten und Ecken der Subindividuen der Anwachssäume weisen nur geringe Kantenverrundungen durch Lösung auf (siehe Abb. 9.22 C, S. 140). Strukturen des Flä-

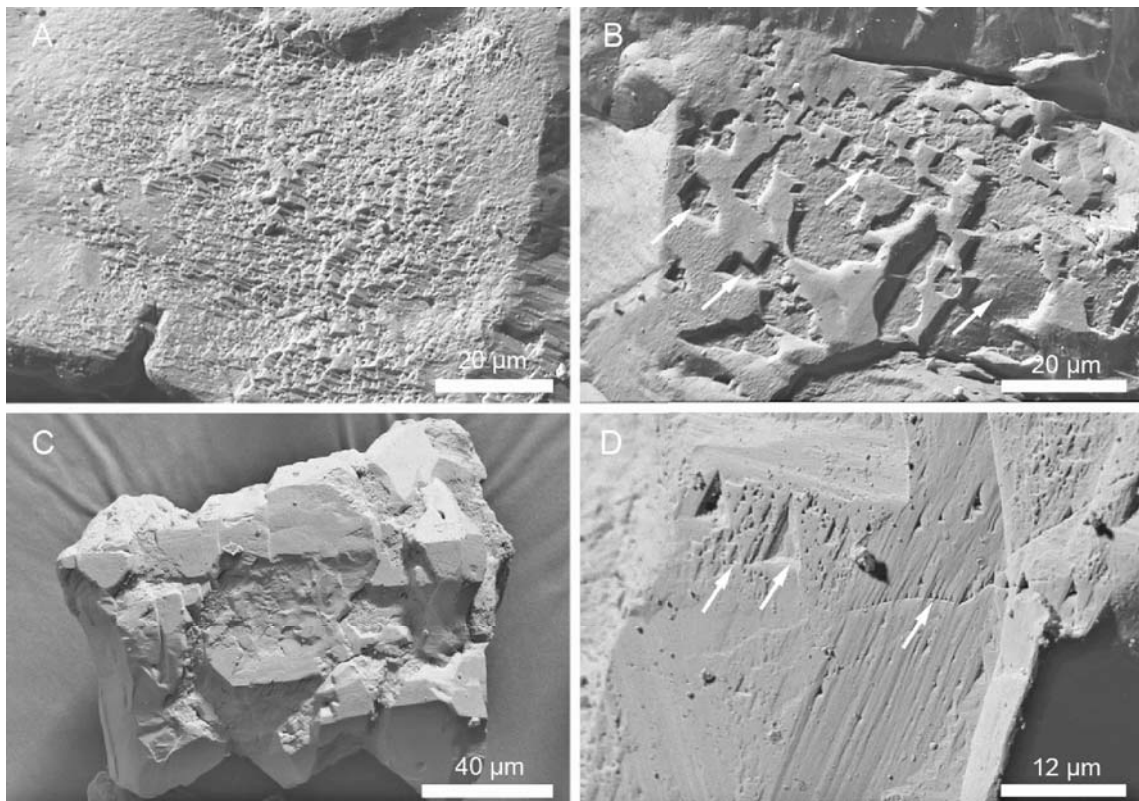


Abbildung 9.22.: Petershöhle bei Hartenstein; A: Quarzoberfläche mit Mikrokrystallrasen, die Struktur ist durch nachfolgende Lösung leicht verrundet; B: Anwachssäume mit Abdrücken von Umgebungsmaterial (Pfeile); C: Anwachssäume auf Quarzkorn unter Ausbildung von Subindividuen; D: Lösungs-Wachstums-Gleichgewichts-Merkmal auf ehemaliger Quarzbruchfläche unter Ausbildung von Netzebenen (striemenartig) und Wachstumsdreiecken (Pfeile), die Dreiecke zeigen z. T. Kantenrundung durch Lösungseinfluss (Pfeile).

chenwachstums sind in der Regel durch Lösung verzerrt und weisen selten klar definierte gerade Kanten auf (vgl. Abb. 9.22 D, S. 140).

Extern induzierte Merkmale sind auf den Quarzoberflächen selten zu sehen. Es treten Sichelmarken auf (Abb. 9.23 A, S. 141), die gelegentlich Verheilungsmerkmale in Form von trigonalen Wachstumsstrukturen innerhalb der Sichelmarken aufweisen (Abb. 9.23 A, S. 141, Pfeile). Daneben kommen auch Chattermark Trails (Abb. 9.23 B, S. 141) vor. Einige wenige Körner zeigen zudem Relikte mosaikartiger Bruchmuster (Abb. 9.23 C, S. 141), in der Regel sind diese Bruchmuster jedoch durch Lösung vollständig entfernt.

Rein physikalisch erzeugte Oberflächenmerkmale sind selten. Muschelartig gebrochene Oberflächen weisen häufig Überprägung durch intensive chemische Verwitterung in Form von Striemen bzw. Wachstumsdreiecken auf (vgl. Abb. 9.21 A, S. 139 und Abb. 9.22 D, S. 140). Diese sind ihrerseits deutlich durch Lösung überprägt. Frisch gebrochene muschelige Oberflächen treten in der Probe selten auf (Abb. 9.23 D, S. 141).

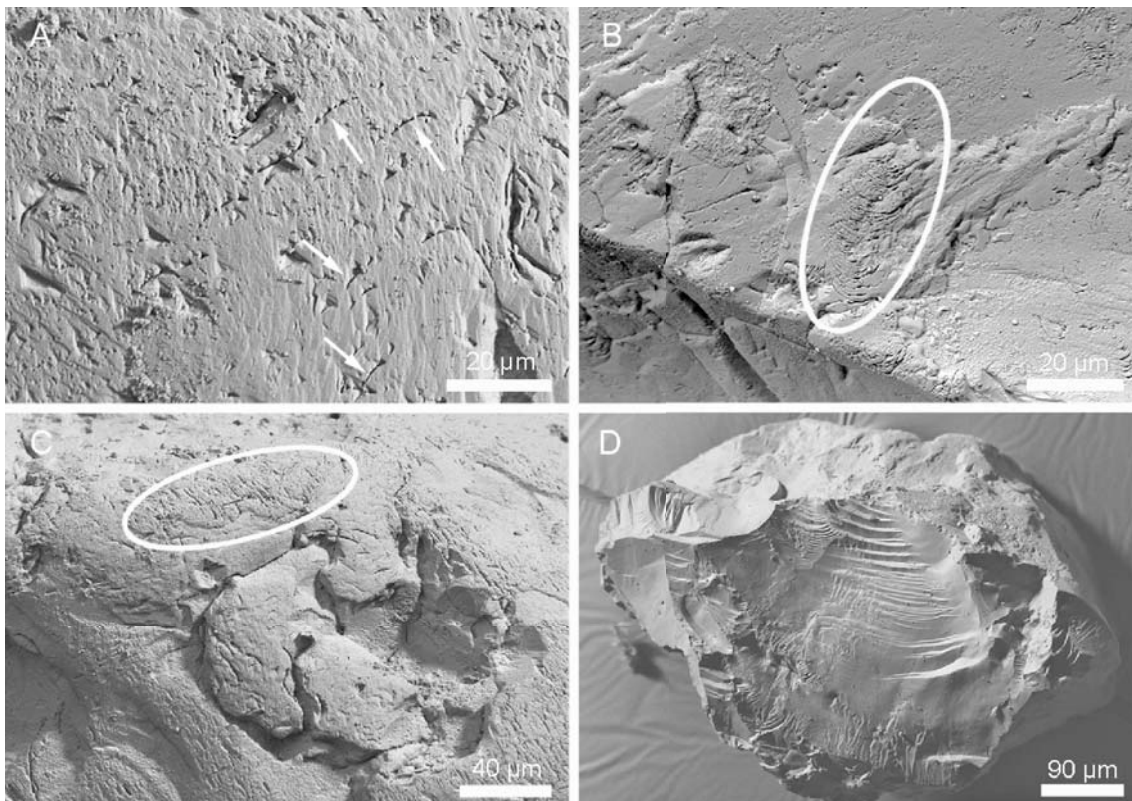


Abbildung 9.23.: Petershöhle bei Hartenstein; A: Quarzoberfläche mit Sichelmarken, die z. T. Ansätze von Verheilung zeigen (Pfeile); B: Quarzoberfläche mit Chattermark Trails (Kreis); C: Quarzoberfläche mit reliktschem mosaikartigem Bruchmuster (Kreis); D: Quarzkorn mit frischem muscheligem Bruch.

9.2.5.3. Semi-quantitative Ergebnisse

Datengrundlage für die Auswertung der semi-quantitativen Ergebnisse der Petershöhle bilden 61 Datensätze (Anhang E.32-E.34, S. 265-267).

Die Datensätze P2_R_500_01 und P2_R_500_06 sowie P2_200_11 und P2_200_17 werden bei der Mittelwertbildung nicht berücksichtigt und sind in den Dreiecksdiagrammen grau markiert (siehe Anhang D.7, S. 224).

Die Auswertung der semi-quantitativen Datensätze für die Dreiecksdiagramme der Probe der Petershöhle zeigen ein einheitliches Bild. Die Mittelwerte der Probe plotten einheitlich über alle Fraktionen im Dreiecksdiagramm im Bereich 27-32% Wachstum, 51-54% Lösung und 17-19% Mechanik (siehe Anhang D.13, S.230).

9.2.6. Windloch bei Sackdilling

Höhlenkataster Nummer HFA: A 41

9.2.6.1. Sediment-Typ

Das beprobte Material des Windlochs von Sackdilling lässt sich nach der White-Klassifikation (White 2007) in zwei Kategorien unterteilen. Bei den Proben 4 und 7 handelt es sich um ein Gemisch aus in situ verwittertem Dolomit der Klasse I.A.1 (Höhlenbildung) und eingetragenen dolomitischen Verwitterungsresiduum (Regolith) der Klasse I.B.3.a mit Spuren von allochthonen Komponenten (I.B.3.b / alluviale Sedimente: detritischer Sand) und Eisenerzen unbestimmten kretazischen Ursprungs (II.D. Resistates / Eisen- bzw. Manganoxide). Die Proben 3 und 6 stammen aus allochthonen siliziklastischen Ablagerungen der Klasse I.B.3.b (alluviale Sedimente: detritischer Sand)

Der nicht-karbonatische Mineralbestands-Anteil liegt in den autochthonen Sedimenten des Windlochs von Sackdilling im Prozent-Bereich. Der Grobanteil dieses nicht-karbonatischen Mineralbestandes beträgt zwischen 0,96% und 3,61% der eingesetzten Probenmenge. Die allochthonen siliziklastischen Ablagerungen weisen einen nicht-karbonatischen Mineralbestand-Anteil von 85% bzw. 48,57% der Gesamtmasse auf. Die ausgewählten Proben enthielten zwischen 9,6g und 97,5g nicht-karbonatischer Anteile (siehe Tabelle 9.6). Davon wurde nur der siliziklastische Grobanteil untersucht.

Probe	Anteil [g]	Anteil [Gew.%]
SD 3	10,00	85,000
SD 4	36,1	3,610
SD 6	97,5	48,570
SD 7	9,6	0,96

Tabelle 9.6.: Nicht-karbonatischer Grobanteil der Sedimente des Windlochs

9.2.6.2. Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse

Autochthone Proben 4 und 7

Die Quarzkörner der autochthonen Sedimentproben 4 und 7 sind durch chemische Verwitterung geprägt. Es treten verschiedene Anwachssaum-Typen auf. Von diesen dominieren Anwachssäume aus Subindividuen (Abb. 9.24 A, S. 143). Einige Subindividuen zeigen dicht gestaffelte gezackte Wachstumskaskaden (Abb. 9.24 B Pfeile, S. 143). Daneben treten auch

„blop-artige“ (Abb. 9.24 C, S. 143) sowie durch Lösung verrundete kluster-artige Wachstumssäume auf (Abb. 9.24 D, S. 143). Zu beobachten sind auch SiO_2 -Krusten-Anhäufungen an exponierten Ecken bzw. Kanten von Quarzkörnern (Abb. 9.24 E, S. 143) und ringartige Quarz-Wachstums-Wälle (Abb. 9.24 F, S. 143).

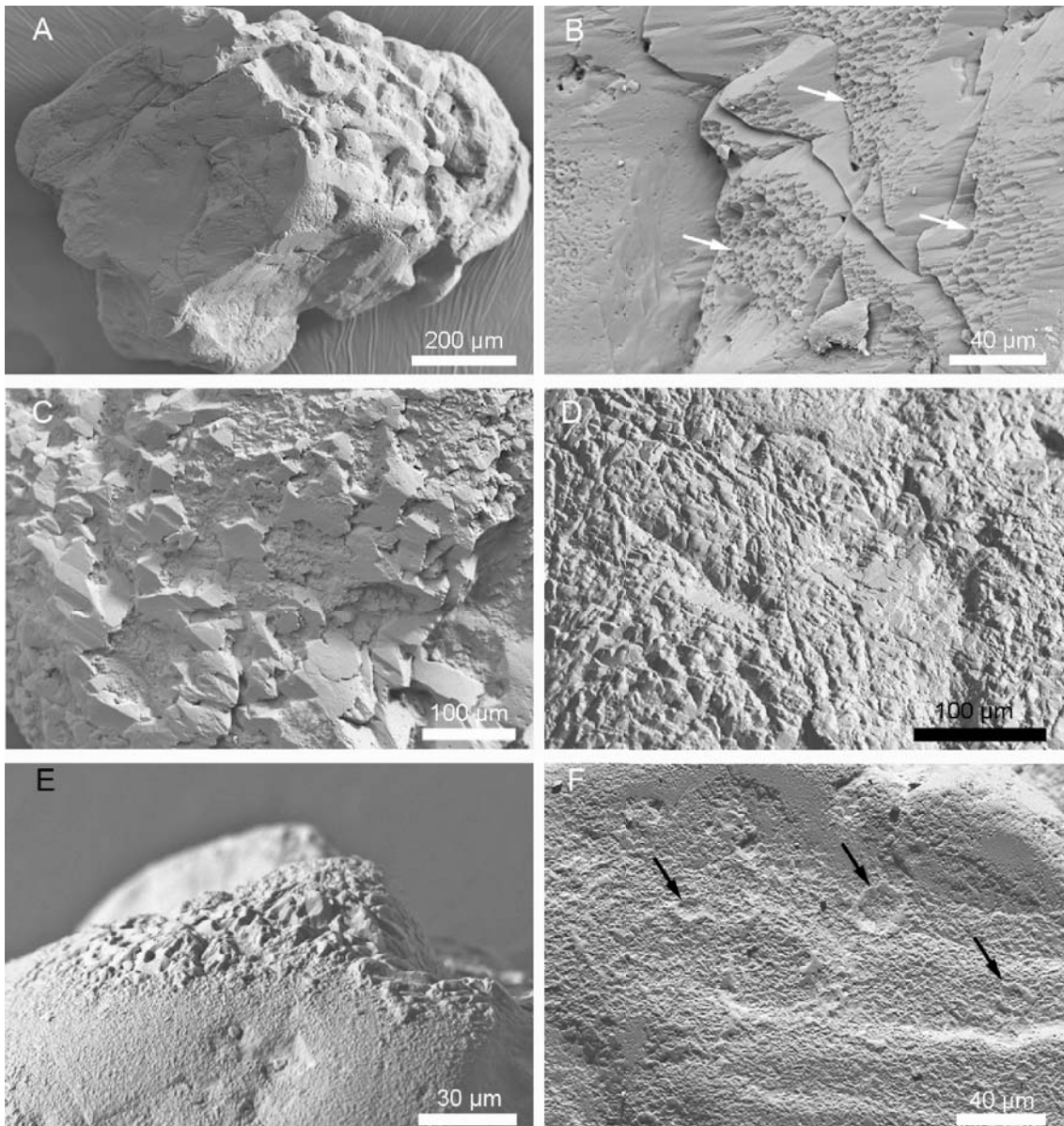


Abbildung 9.24.: Windloch bei Sackdilling; A: Quarzkorn mit Anwachssaum aus Subindividuen; B: Quarzkorn mit Anwachssaum aus dicht gestaffelten gezackten Wachstumskaskaden (Pfeile); C: Quarzkorn mit „blop-artigem“-Anwachssaum; D: Quarz mit lösungsverrundetem kluster-artigem Wachstumssaum; E: Quarz mit SiO_2 -Krusten-Anhäufungen an exponierter Position; F: Quarz mit ringartigen Quarz-Wachstums-Wällen (Pfeile).

Einige Oberflächen der Anwachssäume zeigen Löcher in schlitzartiger bzw. beliebiger Form (Abb. 9.25 A, S. 145). Dabei handelt es sich um Negativ-Abdrücke von Umgebungsmaterial. Viele Körner werden zudem von Mikrokristallrasen überwachsen. Es sind sowohl einige Subindividuen auf Quarzen (Abb. 9.25 B, S. 145) als auch sehr gut gerundete Quarzkörner (Abb. 9.25 C und Detailvergrößerung D, S. 145) mit diesen Kristallrasen überwachsen. Dieser Mikrokristallrasen ist in der Regel durch Lösung überprägt und weist keine perfekt erhaltenen Kristallkanten mehr auf (Abb. 9.25 D, S. 145). Der Kristallrasen gibt der Kornoberfläche häufig das Aussehen eines rauen Überzuges (vgl. Abb. 9.25 B und C, S. 145).

Neben den Anwachssäumen tritt auch untergeordnet Flächenwachstum in Form von Wachstumsdreiecken auf. Diese gehen z. T. fließend in Striemen über (Abb. 9.26 A, S. 146).

Trotz der vielfältigen Wachstumsmerkmale zeigen alle Merkmale in der Regel Überprägungen durch Lösung. So zeigen Wachstumskaskaden an den Netzebenenkanten Stufenabsätze (Abb. 9.26 B, S. 146) oder verrundete Kantenabschlüsse (Abb. 9.26 C, S. 146). Einige Wachstumskaskaden weisen raue Oberflächen mit trigonaler, netzartiger Oberflächenoptik auf (Abb. 9.26 C, S. 146). Extern induzierte Oberflächenmerkmale wie reliktsche mosaikartige Bruchmuster (Abb. 9.26 D, S. 146) werden sehr selten beobachtet.

authigene Quarzaggregate

In den Proben treten auch authigene Quarzaggregate auf (Abb. 9.25 E, S. 145). Diese Quarzaggregate zeigen zum Teil exponierte Wachstumsfortsätze, die bei Umlagerung des Kornes leicht abbrechen würden. Hier sind sie ein Indiz für fehlende bzw. sehr eingeschränkte Umlagerung.

allochthone Proben 3 und 6

Alle Quarzkörner der Proben 3 und 6 zeigen eine raue Oberfläche (Abb. 9.27 A, S. 147). Am häufigsten kommen gestaffelte Wachstumsterassen vor, die z. T. durch Lösung verrundet sind (Abb. 9.27 B, S. 147). Daneben treten Körner mit „blop“-artigen SiO_2 -Anwachssäumen auf, die ebenfalls sekundäre Lösungserscheinungen aufweisen (Abb. 9.27 C, S. 147). Einige Oberflächen zeigen auf der rauen Oberfläche zusätzlich „kanal“-artige Rinnen (Abb. 9.27 A Pfeile, S. 147). Exponierte Kanten und Ecken sind in der Regel verrundet, zeigen aber keine glatte angeschliffene bzw. anpolierte Oberfläche. Auf den Detailbildern ist zu erkennen, dass die Oberfläche leicht durch Lösung geprägt wurde (Abb. 9.27 D, S. 147). Probe 6 enthält zusätzlich Quarze mit Anwachssäumen aus Subindividuen, deren Kanten und Ecken durch Umgebungsmaterial blockiert wurde (Abb. 9.27 E, S. 147). Daneben treten auch authigene Quarzaggregate in der Probe 6 auf.

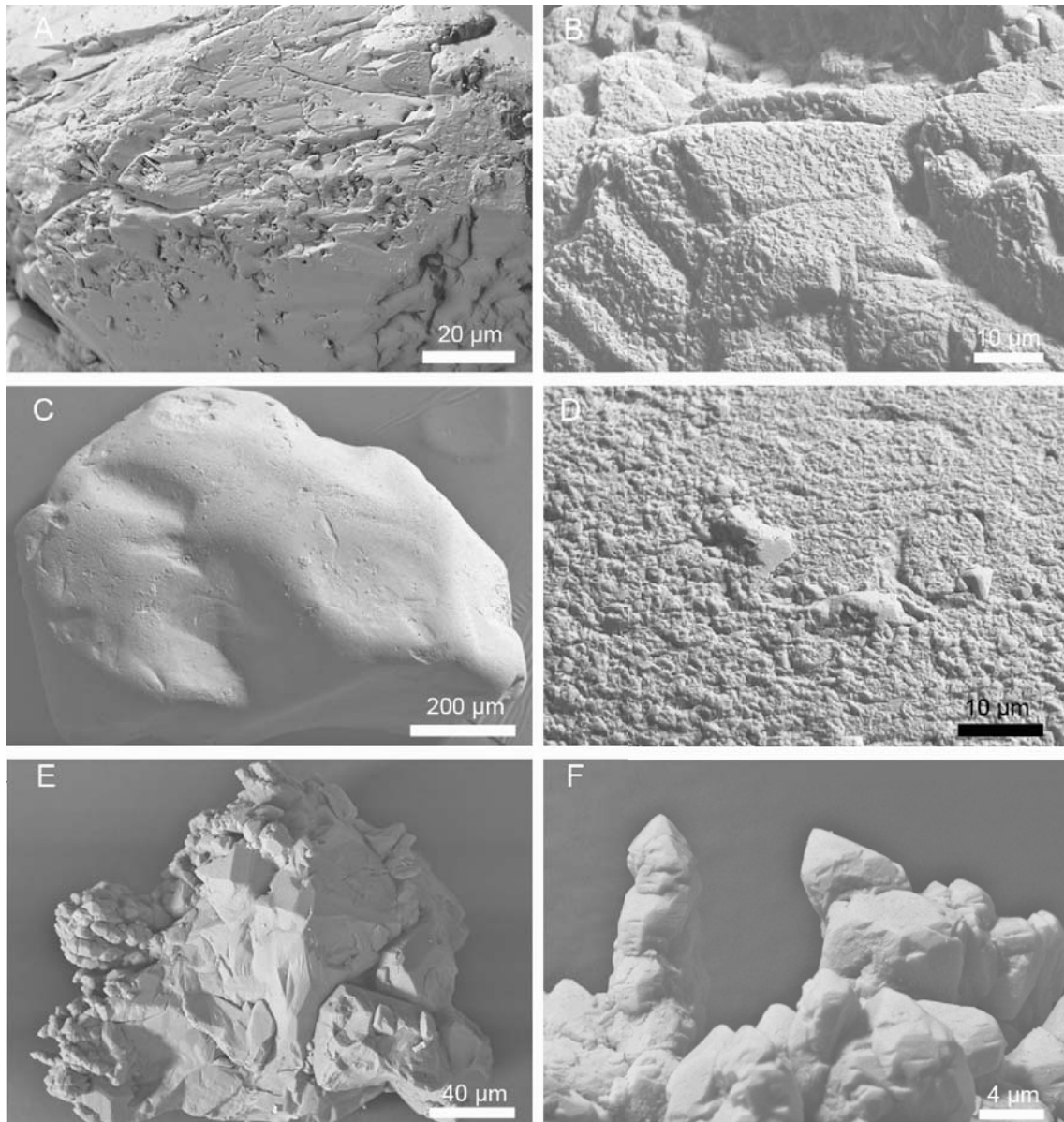


Abbildung 9.25.: Windloch bei Sackdilling; A: Anwachssaum mit schlitzartigen Negativ-Abdrücken des Umgebungsmaterials; B: Mikrokristallrasen auf Subindividuen-Anwachssäumen; C: Mikrokristallrasen auf gut gerundetem Quarzkorn; D: Detailvergrößerung des Bildes C, Mikrokristallrasen auf Oberfläche eines gut gerundeten Quarzkorns; E: authigene Quarzaggregate; F: Detailvergrößerung der Quarzaggregate auf Bild E, Quarzaggregate mit exponierten Wachstumsfortsätzen.

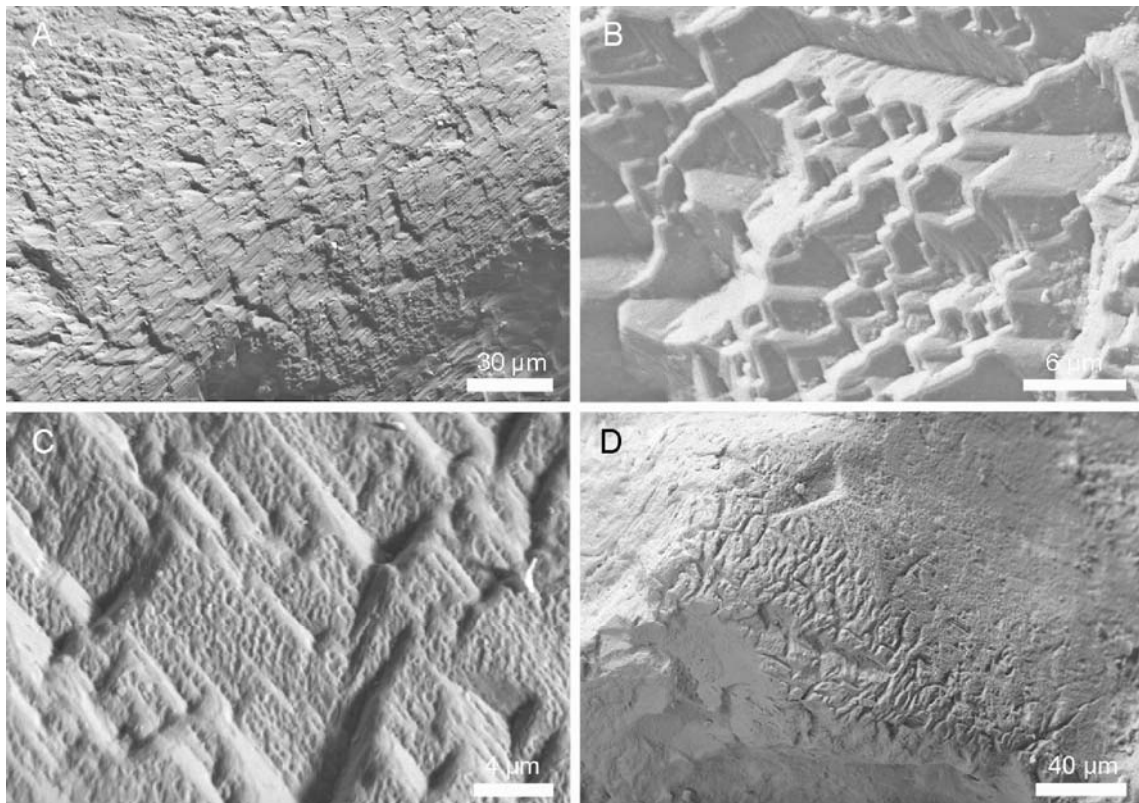


Abbildung 9.26.: Windloch bei Sackdilling; A: Quarzkornoberfläche mit Flächenwachstum in Form von Wachstumsdreiecken; B: Anwachssaum mit stufigen Wachstumskaskaden; C: Anwachssaum mit verrundeten Kantenabschlüssen und netzartiger Oberflächenstruktur mit trigonalen Symmetrieelementen; D: Quarzoberfläche mit reliktischem mosaikartigem Bruchmuster.

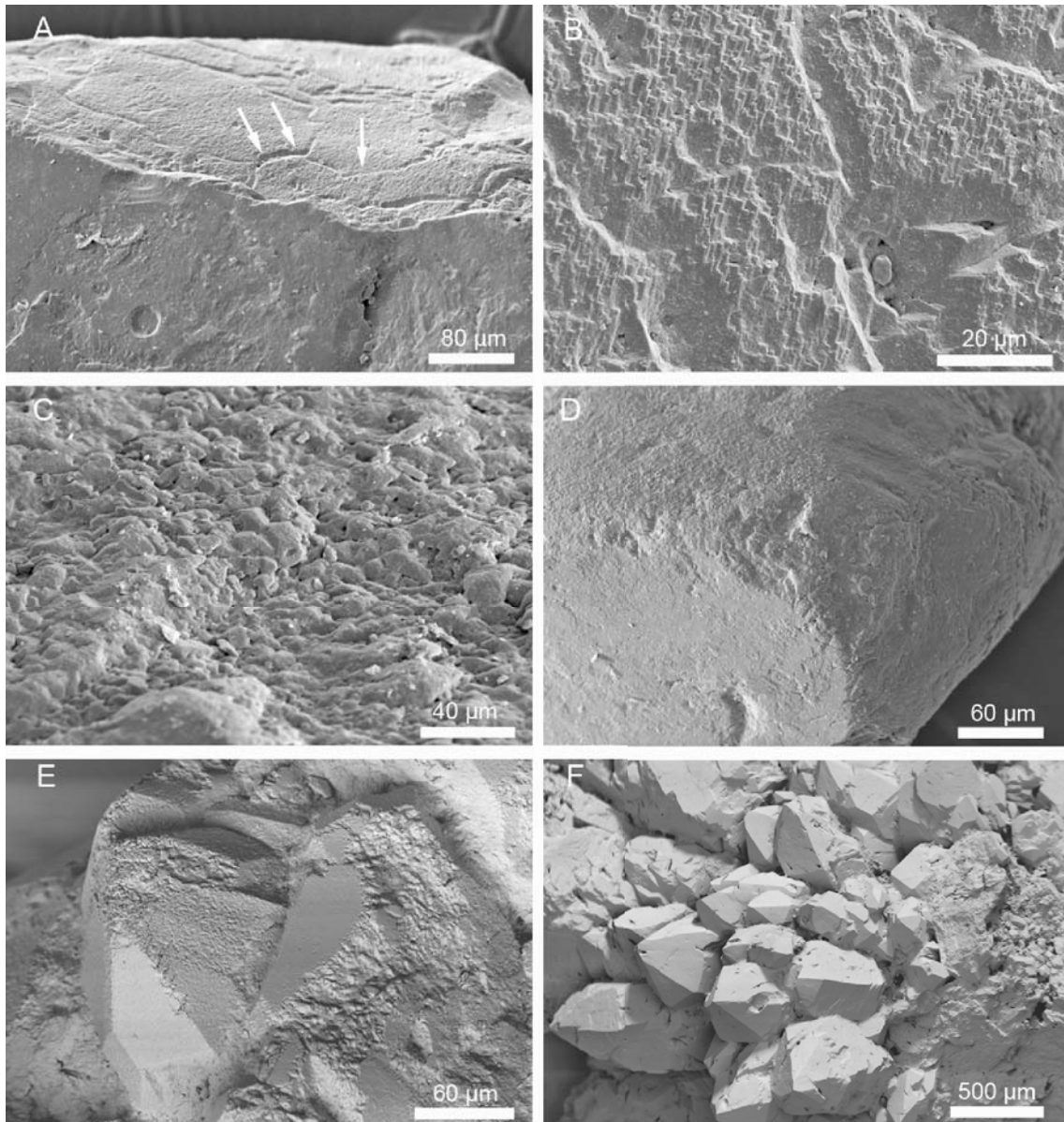


Abbildung 9.27.: Windloch bei Sackdilling; A: Quarzkorn mit rauer Oberfläche und „kanal“-artigen Rinnen (Pfeile); B: Anwachssaum aus stufigen Wachstums-kaskaden, leicht verrundet; C: „blop“-artige SiO_2 -Anwachssäume, durch Lösung verrundet; D: verrundete Kornecken und -kanten ohne frische mechanische Schleifspuren;

E: teilblockiertes Wachstum zu Subindividuen; F: authigene Quarzaggregate.

9.2.6.3. Semi-quantitative Ergebnisse

Datengrundlage für die Auswertung der semi-quantitativen Ergebnisse des Windlochs bei Sackdilling bilden 263 Datensätze (Anhang E.35-E.49, S. 268-282).

Die Datensätze SD4_500_R_08, SD4_200_23, SD6_500_R_12 und SD7_500_E_19 werden bei der Mittelwertbildung nicht berücksichtigt und sind in den Dreiecksdiagrammen grau markiert (siehe Anhang D.8, D.9 und D.10, S. 225-227).

Die Auswertung der semi-quantitativen Datensätze für die Dreiecksdiagramme der Proben des Windlochs bei Sackdilling zeigt ein komplexes Bild.

Die Mittelwerte der Proben 4 und 7 unterteilen sich in fast allen Fraktionen in jeweils zwei Teilmittelwerte. Diese verteilen sich dann auf 3 unterschiedlichen Punktwolken.

- Punktwolke I gruppiert sich im Bereich 47-66% Wachstum, 25-49% Lösung und 4-9% Mechanik.
- Punktwolke II gruppiert sich im Bereich 13-23% Wachstum, 15-29% Lösung und 53-63% Mechanik.
- Punktwolke III gruppiert sich zwischen Punktwolke I und II bei 33-44% Wachstum, 41-49% Lösung und 17-24% Mechanik.

Die Mittelwerte von Probe 6 gruppieren sich zu den Punktwolken II und III der Proben 4 und 7. Es entfallen von den Mittelwerten der Probe 6 fünf von sieben Mittelwerten auf das Punktwolke III.

Der Mittelwert der Probe 3 plottet zwischen den Punktwolken II und III bei 29% Wachstum, 35% Lösung und 36% Mechanik.

9.2.7. Wolfstein bei Neumarkt

Höhlenkataster Nummer HFA: X 495 Paläo-Höhle

Bei der Lokalität Wolfstein handelt es sich um eine Höhlenruine auf dem Berg Wolfstein bei Neumarkt in der Oberpfalz. Die ehemalige Höhlenruine wurde im Mittelalter zu einem Burggraben der Burganlage Wolfstein erweitert und ausgebaut. Die Burganlage ist heute nur als Burgruine erhalten. Die Besonderheit dieser Höhlenruine ist das massige Auftreten von Aragonitsintern in verschiedenster Ausprägung.

Das prominente Auftreten von Aragonitsintern kann laut Tietz et al. (2008) als Klimaanzeiger für tropisches bis subtropisches Klima herangezogen werden. Das Alter der Sinter konnte mit den gängigen Datiermethoden (U/Th und Pollenanalyse) bisher nicht ermittelt werden. Es besteht aber die begründete Vermutung, dass die Aragonit-Sinter dieser Höhlenruine sehr alt sind und zu den ältesten bekannten Sintern nördlich der Alpen gehören. Die Dolomitaschen-Probe stammt aus einer kleinen Resthöhle am westlichen Ende des heutigen Burggrabens direkt unterhalb der Burganlage. In dem Dolomitsand waren verschiedene Sintergebilde aus Calcit und Aragonit eingebettet. Die Sinterobjekte zeigten bei intensiverer Untersuchung einen komplexen Mineralaufbau. Im Zentrum bestanden sie aus aragonitischen Sintern, die im Folgenden von Calcitsintern überwachsen wurden. Der zweiphasige Aufbau aus Aragonit und Calcit der Sinter weist auf eine Bildung unter erhöhten Durchschnitts-Umgebungstemperaturen von mindestens 15 °C hin (Tietz et al. 2008). Solche Durchschnitts-Umgebungstemperaturen sind seit Mitte des Miozäns nicht mehr in diesen Breiten nachgewiesen (vgl. 2.2.4 Neogen, S. 26 f.). Die umgebenden Dolomitsande sind demnach jüngere Bildungen als die Sinter.

9.2.7.1. Sediment-Typ

Nach der White-Klassifikation (White 2007) handelt es sich bei dem beprobten Material aus der Resthöhle der Wolfsteinhöhlenruine um ein Gemisch aus in situ verwittertem Dolomit der Klasse I.A.1 (Höhlenbildung) und eingetragendem dolomitischem Verwitterungsresiduum (Regolith) der Klasse I.B.3.a mit Spuren von allochthonen Komponenten (I.B.3.B / alluviale Sedimente: detritischer Sand).

Der nicht-karbonatische Grobanteil (>63 µm) der Probe beträgt 2,8% der Gesamtmasse (siehe Tabelle 9.7). Das siliziklastische Material ist beige bis weiß und weist nur einen sehr geringen Eisen-Gehalt auf. Es wurde ausschließlich der siliziklastische Grobanteil untersucht.

Probe	Anteil [g]	Anteil [Gew.%]
WS 2	14,00	2,800

Tabelle 9.7.: Nicht-karbonatischer Grobanteil des Sedimentes aus der Höhlenruine Wolfstein

9.2.7.2. Qualitative Ergebnisse der Bilddatenanalyse

Charakteristische Mikrostrukturen

Die Quarzkörner der Wolfsteinhöhle sind extrem durch Lösung geprägt. So weisen die Körner in der Regel Flächen mit ausgeprägten Laugfacetten auf (Abb. 9.28 B, S. 151). Zusätzlich weisen viele Körner Verrundung durch Lösung auf und zeigen auf der gesamten Oberfläche oben erwähnte Laugfacetten (Abb. 9.28 A und B, S. 151). Zum Teil sind diese Körner durch die Lösung annähernd kugelig (Abb. 9.28 A, S. 151) bzw. rund geformt und haben eine schwach facettierte Oberfläche, die leicht wellig wirkt (Abb. 9.28 B, S. 151). Auffällig ist das weitgehende Fehlen von aufgeweiteten subkutanen Mikrorissen. Es treten nur sehr vereinzelt aufgeweitete Chattermark Trails auf den facettierten Flächen auf (Abb. 9.28 C Kreis, S. 151). Korngrenzen (Abb. 9.28 D Pfeile, S. 151) bzw. korninterne Risse, wie tief reichende Mikrorisse, sind dagegen zu tiefen Gräben erweitert und stark aufgeweitet (Abb. 9.28 E Pfeile, S. 151). So zeigen Korngrenzen zwischen Quarzkorn und Gastmineralen (Zirkon) deutliche Aufweitung (Abb. 9.28 F Pfeile, S. 151). Durch die höhere Löslichkeit von Quarz wird der Zirkon langfristig aus dem Quarz heraus präpariert.

Einige dieser Korngrenzen oder Risse zeigen aber auch Verheilungsansätze zu Girlanden von rautenförmigen Reliktlöchern (Abb. 9.29 A, S. 152, Pfeile). Neben den Mikrorissen mit Verheilungsansätzen zeigen auch Löcher bzw. große Depressionen Verheilungsansätze in Form von geometrischen Umrisen wie z. B. geraden Netzebenen (Abb. 9.29 B, S. 152, Pfeile). Diese Netzebenen erzeugen durch das aufeinander Zuwachsen der drei kristallographisch bedingten Netzebenenorientierungen dreieckige Reliktlöcher im Korn.

Wachstumsmerkmale treten selten auf und sind immer durch Lösung überprägt. So wirken die linearen Netzebenen und Wachstumsdreiecke nicht scharfkantig, sondern leicht verwaschen (Abb. 9.30 A, S. 153). Wachstumsmerkmale wie Krusten sind selten und wirken aufgesetzt. Neben maskiertem Wachstum (Abb. 9.30 B, S. 153) wurde auch ein einzelnes Korn mit erhabener (aufgesetzter) Wachstums-Kruste (Abb. 9.30 C, S. 153), wie sie auch in der Bismarckgrotte auftreten, nachgewiesen.

Neben den detritischen Körnern treten authigen gebildete Kristallaggregate aus SiO_2 sowie (Abb. 9.29 C, S. 152) nicht bestimmbare kieselige Rückstände fossiler Natur auf (Abb. 9.29 D, S. 152).

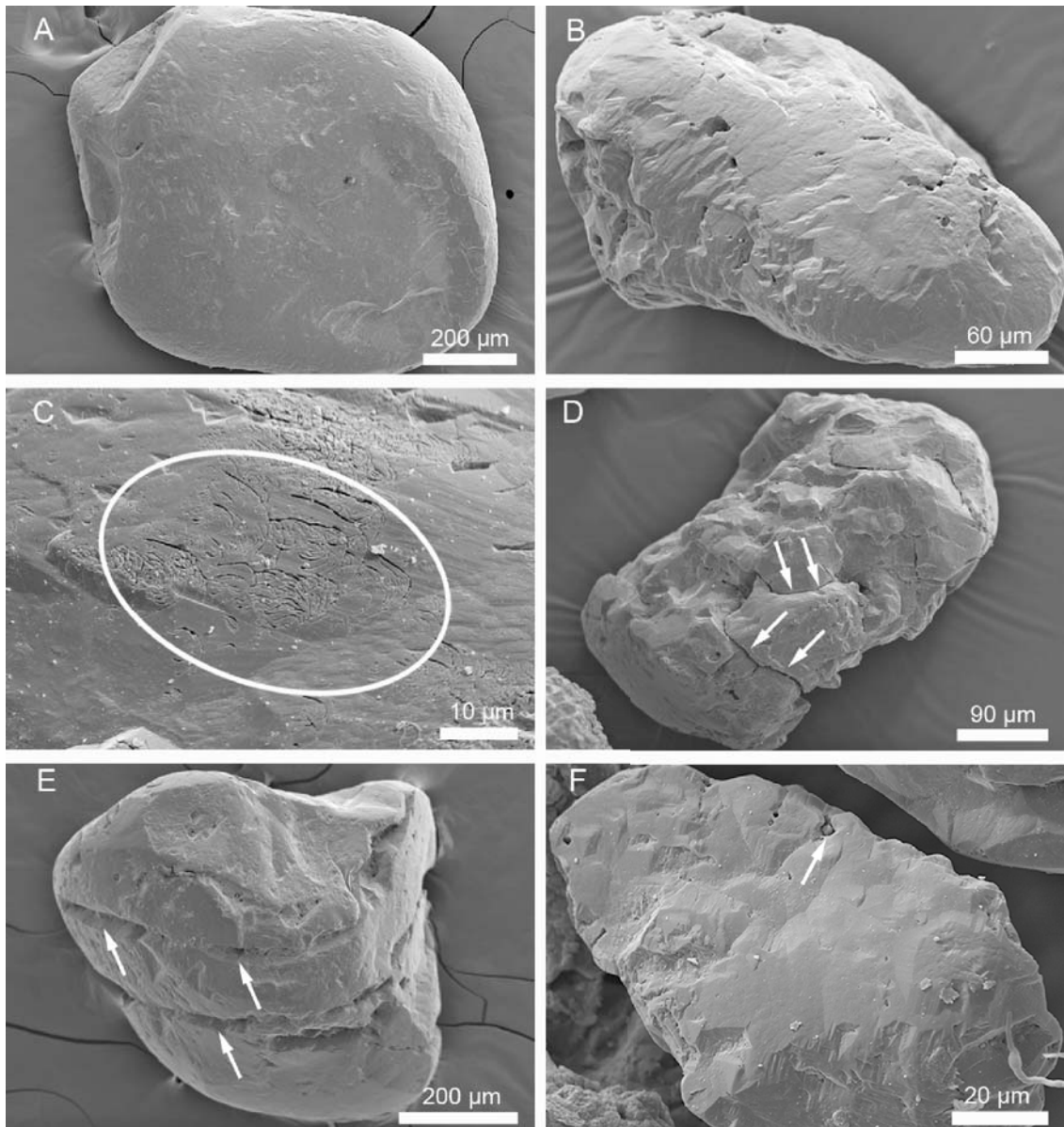


Abbildung 9.28.: Wolfstein bei Neumarkt i.d.OPf.; A: extrem rundgelöstes Quarzkorn; B: gut gerundetes Quarzkorn mit Laugfacetten; C: Chattermark Trails auf facettierter Quarzoberfläche (Kreis); D: polykristallines Quarzkorn mit aufgeweiteten Korngrenzen (Pfeile); E: grabenartig aufgeweitete Risse im Korn (Pfeile); F: Korngrenzen-Aufweitung um Gastmineral Zirkon (Pfeil).

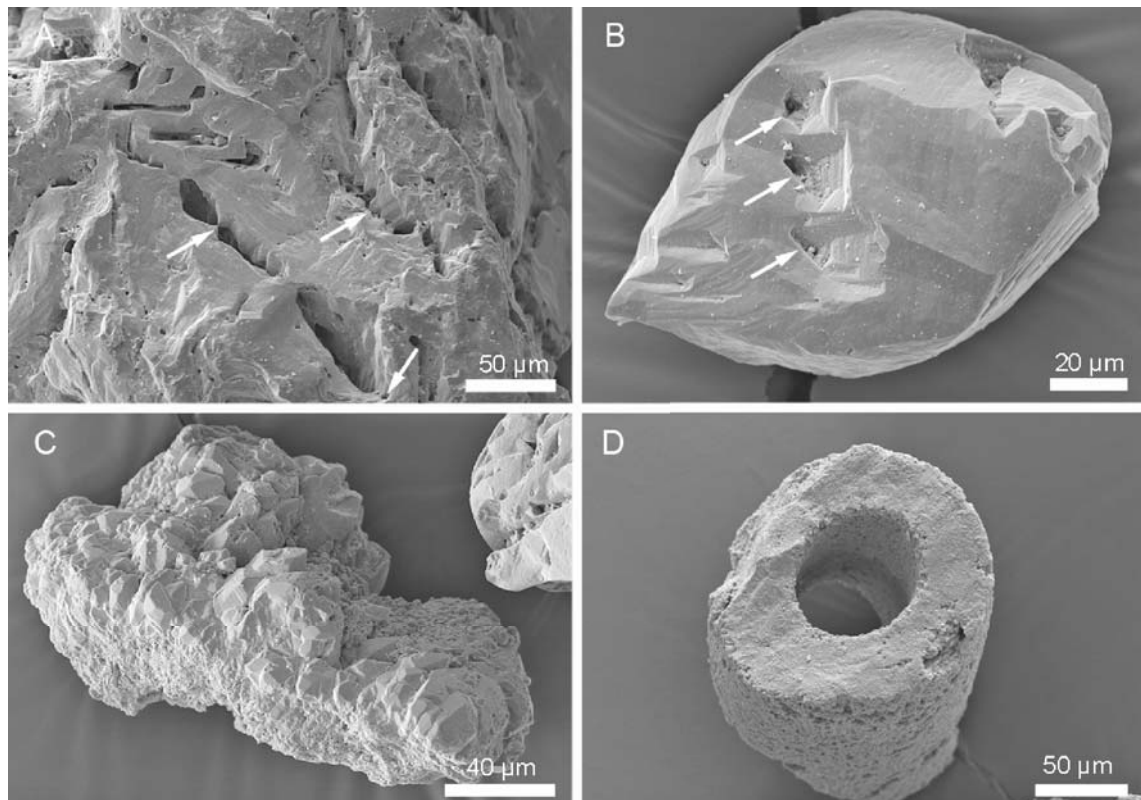


Abbildung 9.29.: Wolfstein bei Neumarkt i.d.OPf.; A: Girlanden-Entwicklung aus rautenförmigen Löchern an verheilenden Rissen (Pfeile); B: geometrische Verheilungsansätze an Löchern (Pfeile); C: authigenes Quarzaggregat; D: silifiziertes Fossilienfragment (nicht näher bestimmbar).

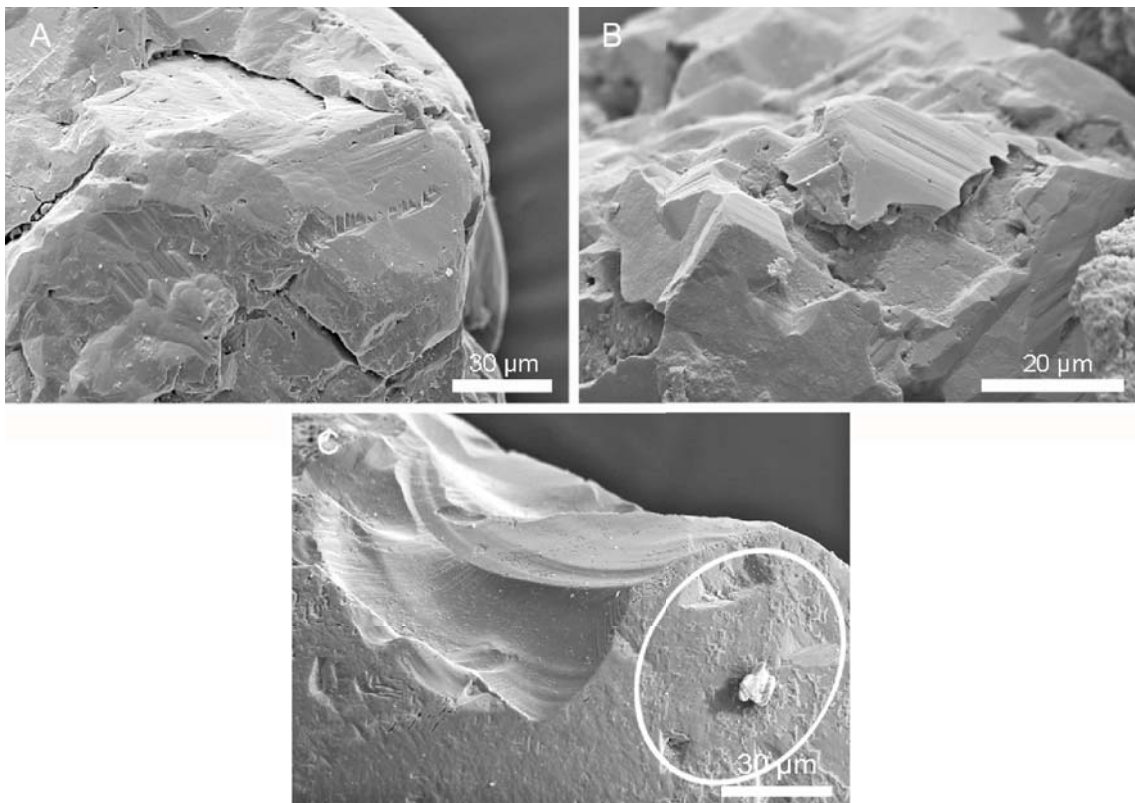


Abbildung 9.30.: Wolfstein bei Neumarkt i.d.OPf.; A: Wachstumsdreiecke mit leicht verrundeten Kanten; B: Quarz mit Anwachssaum: maskiertes Wachstum; C: aufgesetzte Wachstums-Krusten neben anhaftenden Fremdpartikeln (Kreis).

9.2.7.3. Semi-quantitative Ergebnisse

Datengrundlage für die Auswertung der semi-quantitativen Ergebnisse der Höhlenruine Wolfstein bilden 94 Datensätze (Anhang E.50-E.54, S. 283-287).

Die Datensätze WS2_200_08 und WS2_200_17 sowie WS2_063_13 und WS2_063_18 werden bei der Mittelwertbildung nicht berücksichtigt und sind in den Dreiecksdiagrammen grau markiert (siehe Anhang D.11, S. 228).

Die Auswertung der semi-quantitativen Datensätze für die Dreiecksdiagramme der Probe der Höhlenruine Wolfstein zeigt ein differenziertes Bild.

Die Mittelwerte der Fraktionen 500 E, 200, 100, und 63 plotten relativ einheitlich im Dreiecksdiagramm im Bereich 10-23% Wachstum, 58-78% Lösung und 9-19% Mechanik (vgl. Anhang D.14, S.231). Abweichend davon gruppieren sich die Datensätze der Fraktion 500 R in zwei separate Punktwolken.

- Punktwolke I gruppiert sich in der Region 13% Wachstum, 78% Lösung und 9% Mechanik.
- Punktwolke II gruppiert sich in der Region 7% Wachstum, 24% Lösung und 69% Mechanik.

9.2.8. Mittelwerte der semi-quantitativen Auswertung aller Höhlen

Beim Plotten der gesamten 71 Mittelwerte (Anhang E.55-E.56, S. 288-289) aller Höhlen in einem Dreiecksdiagramm konzentrieren sich die Werte bis auf vier Mittelwerte in zwei Bereiche (siehe Anhang D.15, S. 232).

- Bereich I wird von 49 Mittelwerten gebildet und gruppiert sich im Bereich 10-66% Wachstum, 25-78% Lösung und 2-26% Mechanik.
- Bereich II wird von 18 Mittelwerten gebildet und gruppiert sich im Bereich 5-23% Wachstum, 15-40% Lösung und 50-77% Mechanik.

10. Diskussion

10.1. Interpretation der qualitativen und semi-quantitativen Ergebnisse der Referenzproben

Referenzprobe 1 Jos Plateau (Zentral-Nigeria)

Die Erscheinungsformen der Quarze der Referenzprobe 1 (Jos Plateau) werden durch Lösungsstrukturen dominiert. Sie zeigen keine Merkmale wie Kantenrundung, die auf Transport schließen lassen.

Während der chemischen in situ Verwitterung wurde zunächst im Schwankungsbereich des Grundwassers die Feldspatmatrix des Rhyoliths gelöst und subsequent durch mehr oder weniger schlecht kristallisierten Kaolin ersetzt. Mit zeitlicher Verzögerung wurden auch Feldspateinsprenglinge gelöst, die als graphische Verwachsungen im Quarzmineral enthalten sind (vgl. Abb. 9.1 A, S. 107).

Nachdem das Aluminium der Feldspäte in dieser Frühphase der chemischen Verwitterung durch die Kristallisation von Kaolinit gebunden ist, kann bei hohem Wasserdurchfluss Quarz gelöst werden. Durch die Lösung am gesamten Korn entstehen Lösungserscheinungen in Form von tiefen, canyon-artigen Rinnen und Gräben (vgl. Abb. 9.1 C, S. 107). Anschließend, zyklisch wechselnde Wassersättigung führt wechselweise zur Lösungsverdünnung bzw. Lösungsstagnation. Die Lösungsverdünnung durch saisonale Regenfälle verstärkt die Lösungsmerkmale, bei der Lösungsstagnation kommt es zu Fällung von gelöstem SiO_2 an vorhandenen SiO_2 -Keimen (Quarz). Dieses Wachstum an den Quarzen erfolgt in dieser Probe bevorzugt in Lösungszwischenräumen des Gesteins. Dort kann das Wachstum sowohl aus mäßig gesättigter Lösung entlang von Netzebenenstapeln als Flächenwachstum (vgl. S. 71 f.) erfolgen, oder es kommt durch zyklisch wiederkehrende Stagnationsphasen aus gesättigter Lösung zur Bildung von „pyramidal surface textures“ (vgl. S. 81).

Die Probe enthält keine „frischen“ idiomorphen Quarzkristalle in Form von Megaquarzen bzw. Quarzkristall-Aggregate, die als Produkt eigenständiger Keimbildung aus übersättigter Verwitterungslösung während der Verwitterungsphasen entstanden sein könnten. Alle beobachteten Wachstumserscheinungen sind Anlagerungsbildungen, die keine Keimbildungsarbeit erfordern. Es treten keine sekundären Einwachsstrukturen von Umgebungsmaterial auf.

Daraus folgt, dass es bei dieser Probe während des Verwitterungsvorgangs nicht zu einer SiO_2 -Zufuhr kam. Wachstum wird nur an Stellen beobachtet, an denen Restlösung während Stagnations- bzw. Trockenphasen erhalten bleibt. Beispiele hierfür sind Aufweitungen von Eintiefungen oder durch Lösung vergrößerte Kornzwischenräume.

Referenzprobe 2 Baltrum (Niedersachsen / Deutschland)

Die Quarze der Referenzprobe 2 (Baltrum) sind stark durch physikalische Verwitterung geprägt. Der intensive mechanische Abrieb überprägt die prä-litoralen Wachstums- und Lösungsstrukturen zu abgerollten SiO_2 -Kristallrasen bzw. reliktschen Oberflächen-Narben (Abb. 9.3 C und D, S. 110). Es dominieren mechanische Strukturen wie verrundete Kanten und Ecken (Abb. 9.3 A und B, S. 110). Die Probe ist ein typisches Beispiel der charakteristischen mechanischen Prägung von Strandsedimenten durch Abrollen. Das Ergebnis der semi-quantitativen Auswertung unterstützt das Ergebnis der qualitativen Bilddatenanalyse des starken physikalischen Verwitterungseinflusses (vgl. Abb. 9.4, S. 111).

Referenzprobe 3 Uhry (Niedersachsen / Deutschland)

Oberflächen der Quarze aus der Referenzprobe 3 (Uhry) weisen überwiegend Merkmale intensiver chemischer Lösung auf. Die gute Kantenrundung der Körner belegt einen intensiven Transport vor der Ablagerung. Nachfolgend wurde die Oberfläche durch Lösung überprägt. Der Transport induziert viele oberflächliche Spannungsrisse, die durch Lösung freierodiert werden und so mosaikartige Bruchmuster erzeugen (Abb. 9.5 A und C, S. 113 und siehe Abschnitt 7.2.3.1 extern induzierte Strukturen, S. 83). Die Quarze der Referenzprobe 3 sind demnach transportierte Quarze, die nach der Ablagerung intensiver chemischer Verwitterung durch Lösung ausgesetzt waren. Im Dreiecksdiagramm der Referenzprobe 3 ist der intensive Lösungeinfluss auf die primär mechanisch geprägte Oberfläche dokumentiert (vgl. Abb. 9.6, S. 114).

Referenzprobe 4 Ottenhof / Schutzfelsschichten (Bayern / Deutschland)

Das Dreiecksdiagramm der Referenzprobe 4 (Ottenhof / Schutzfelsschichten) zeigt mit seinen zwei Datenzentren, dass zwei relativ gut differenzierbare Quarzpopulationen in der Probe vereint sind (vgl. Abb. 9.9, S. 118). Die eine Population ist durch Lösungs-Wachstums-Mechanismen geprägt und zeigt neben Lösungsmerkmalen auch Wachstumsmerkmale mit nachfolgender, späterer Lösungsprägung (Abb. 9.8, S. 117). Demgegenüber zeigt die zweite Population rau gebrochene Oberflächen und deutliche Kantenrundung (Abb. 9.7, S. 116). Die Probe besteht also aus einer Mischung lösungsgeprägter und mechanisch geprägter Quarze. Die lösungsgeprägten Quarze waren im Verlauf ihrer stationären Phase einer intensiven chemischen Verwitterung ausgesetzt. Nach einer stagnierenden Phase, in der SiO_2 -Ausfällung (Wachstum) stattfand, folgte eine Phase intensiver Lösung, in der die Wachstumsmerkmale z. T. wieder angelöst wurden. Für die Anwesenheit der mechanisch geprägten Quarze gibt es zwei mögliche Erklärungen: Die Quarze mit mechanisch dominierter Prägung sind entweder nach der Phase der chemischen Verwitterung am Probenort abgelagert und mit den chemisch verwitterten Quarzen vermischt worden oder

sie waren während der chemischen Verwitterung durch Umgebungsmaterial (wie z. B. in Tonaggregaten) extrem gut vor dem Einfluss der Lösung geschützt.

10.2. semi-quantitativer Ergebnis-Vergleich aller Referenzproben

Es folgt ein Vergleich aller Referenzproben mit Hilfe der semi-quantitativen Ergebnisse in einem Dreiecksdiagramm.

Die vier Referenzproben weisen unterschiedliche Oberflächenstruktur-Gesellschaften auf (siehe Abschnitt 9.1 Referenzproben, S. 105). Dadurch ist ein Vergleich des Einflusses der Verwitterungs-Typen alleine über die Oberflächenstrukturen nur sehr eingeschränkt möglich.

Durch den Einsatz der hier entwickelten semi-quantitativen visuellen Schätzung der Verwitterungstypen werden die Oberflächenstruktur-Gesellschaften unterschiedlich geprägter Milieus vergleichbar. Das Dreiecksdiagramm mit allen Referenzproben visualisiert den Einfluss des Verwitterungstyps und -grades der Proben.

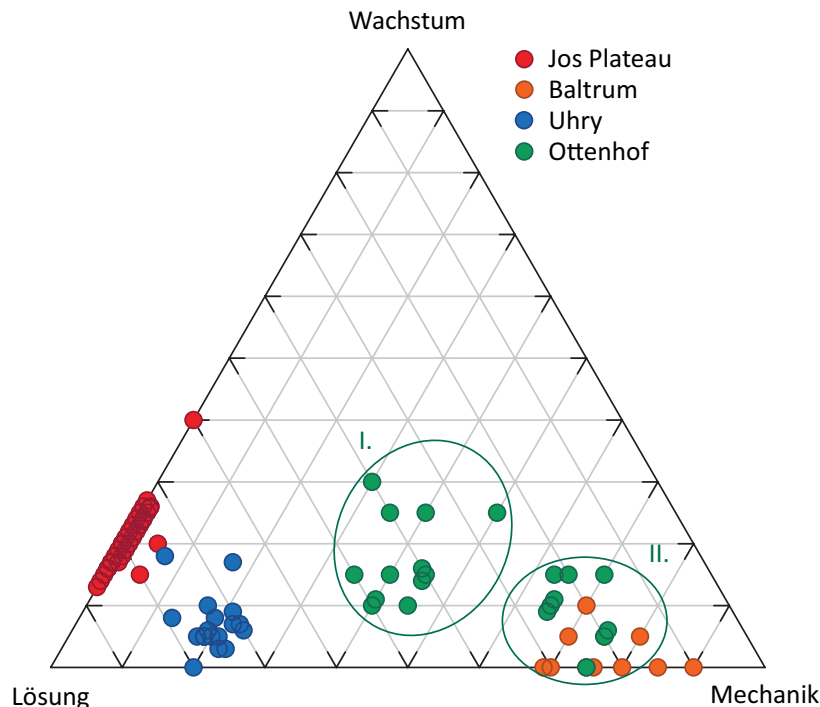


Abbildung 10.1.: Vergleichs-Dreiecksdiagramm: Alle Referenzproben

Die Datensätze der Referenzprobe 1 (Jos Plateau), 2 (Baltrum) und 3 (Uhry) bilden in dem Diagramm deutlich differenzierbare Punktwolken. Die Referenzprobe 4 (Ottenhof) zeigt dagegen zwei separate Punktwolken aus (I. und II.), da die Probe aus zwei Quarzpopulationen zusammengesetzt ist (siehe oben).

Das Diagramm zeigt, dass die Referenzprobe 1 und 3 durch chemische Verwitterung dominiert werden. Sie sind beide deutlich lösungsbetont. Während Probe 1 nur geringfügige mechanische Prägung aufweist, zeigt die Probe 3 durchschnittlich 19% mechanische Prägung.

Die Referenzprobe 2 und die Teilreferenzprobe 4 um die Punktwolke II sind durch physikalische Verwitterung geprägt. Sie zeigen einen 21%igen Lösungseinfluss.

Die Punktwolke I der Teilreferenzprobe 4 plottet zwischen den chemisch geprägten Referenzproben 1 und 3 und den physikalisch geprägten Referenzproben/Teilreferenzproben 2 und 4 (II). Sie weist mit einem 59%igen chemischen Prägeanteil (Mittelwert: Wachstum: 17, Lösung: 42, Mechanik: 41) einen geringeren Einfluss durch chemische Verwitterung auf als die Referenzproben 1 und 3.

Unter den Referenzproben befand sich keine Probe, die eine wachstumsbetonte Prägung aufweist. Das Fehlen einer solchen Probe erklärt sich in der Tatsache, dass Verwitterung an der Erdoberfläche in jedem Fall letztendlich Materialreduktion bedeutet (vgl. Abschnitt 6 Verwitterung, S. 61), die in der Regel unter vadosen Bedingungen erfolgt (vgl. Abschnitt 10.5 Wassersättigung, S. 168). Quarze mit Wachstumsmerkmalen, die eindeutig Materialzuwachs zeigen, sind in der Regel diagenetisch überprägt. Als Beispiel hierfür können die Quarze des untertriassischen Sandsteins der Moenkopi-Formation aus den Antelope-Canyon gelten (Arizona, USA; Abb. 7.3A, S. 73). In detritischem Material sind wachstumsbetonte Oberflächenprägungen nur in Sedimenten mit dauerhaft phreatischen Bedingungen zu erwarten. Höhlenunabhängige Proben aus solchen Lokalitäten standen zum Zeitpunkt der Untersuchung nicht zur Verfügung (vgl. Abschnitt 8.2 Auswahl der Referenzproben 98).

10.3. Interpretation der semi-quantitativen Ergebnisse der Höhlenproben

Die Auswertung der semi-quantitativen Datensätze ermöglicht den Vergleich der Verwitterungseinflüsse/-typen individuell geprägter Proben.

Singuläre Oberflächenmerkmale einzelner Probenorte (z. B. Höhlen) oder regional begrenztes Auftreten spezifischer Oberflächenmerkmale (z. B. benachbarten Höhlen) werden auf

ihre Aussagekraft bezüglich der prägenden Verwitterungseinflüsse reduziert und somit vergleichbar mit Proben anderer Regionen bzw. anderer Ablagerungs-Milieus.

10.3.1. Bauernhöhle

Die Dreiecksdiagramme (Anhang D.1, S. 218 und Anhang D.12 Mittelwerte für die Bauernhöhle, S. 229) belegen die einheitliche, intensive Prägung durch chemische Verwitterung der Quarze in der analysierten Probe. Diese Quarze unterlagen nach ihrer letzten Deposition einer langanhaltenden, chemischen Verwitterung, die durch Lösung dominiert wurde. Alle Wachstumsmerkmale zeigen intensive Lösungsüberprägungen (vgl. Abb. 9.10, S. 120). Merkmale der physikalischen Verwitterung, wie sie z. B. durch Umlagerung entstehen, wurden nur sehr eingeschränkt beobachtet.

10.3.2. Bismarckgrotte

Die Dreiecksdiagramme (Anhang D.2, D.3 und D.4, S. 219-221 und Mittelwerte für die Bismarckgrotte Anhang D.12, S. 229) belegen die einheitliche intensive Prägung durch chemische Verwitterung der Quarze in den Proben 1, 3 und 7.

Abweichend davon unterteilen sich die Quarze der Probe 5 in drei Punktwolken (Mittelwerte der Bismarckgrotte Anhang D.12, S. 229). Dieses weist auf unterschiedliche Verwitterungshistorien der betroffenen Quarze hin.

Die Quarze der Punktwolke I der Probe 5 repräsentieren die chemisch verwitterten Körner und gruppieren sich zu den Mittelwerten der Proben 1, 3, und 7 (Mittelwerte der Bismarckgrotte Anhang D.12, S. 229). Daher liegt es nahe, dass die Quarze der Punktwolke I der gleichen Verwitterungshistorie unterlagen wie die Quarze der Proben 1, 3, und 7. Seit ihrer Deponierung erfuhren sie keine sichtbare physikalische Verwitterung, wie sie z. B. durch Umlagerung entstehen würde.

Die Punktwolke II der Probe 5 repräsentiert die überwiegend physikalisch verwitterten Körner (Anhang D.3, S. 220 und Mittelwerte der Bismarckgrotte, Anhang D.12, S. 229). Diese Quarze unterlagen zuletzt der physikalischen Verwitterung und wurden zu einem späteren Zeitpunkt mit den Quarzen der Punktwolken I und III vermischt. Der im Vergleich zu den Quarzen der Punktwolke I geringere chemische Verwitterungseinfluss lässt vermuten, dass die Quarze der Punktwolke II erst später in die Höhle eingetragen und den Quarzen der Punktwolke I zugemischt wurden (vgl. Abschnitt 6.2 Chemische Verwitterung, S. 62).

Dagegen repräsentiert die Punktwolke III der Probe 5 eine Gruppe von Quarzen, die weder durch chemische noch physikalische Verwitterung klar dominiert wird. Sie wurden

durch Umlagerung physikalisch geprägt und nachfolgend durch chemische Verwitterung überprägt. Da die physikalischen Merkmale auf den Oberflächen noch nachvollziehbar sind, kann von einer kürzeren Wirkdauer der chemischen Verwitterung als bei den Quarzen der Punktwolke I ausgegangen werden (siehe Abschnitt 6.2 Chemische Verwitterung, S. 62).

Die Quarze der Punktwolke III könnten den Quarzen der Punktwolke I später zugemischt worden sei. Eine anschließende Phase unter stagnierenden Bedingungen führte dann zu der fortgesetzten chemischen Verwitterung der Quarze der Punktwolke I und eine beginnende chemische Verwitterung der Quarze der Punktwolke III.

Nur die Probe 5 weist eine Differenzierung der Mittelwerte auf (Anhang D.3, S. 220 und Mittelwerte Bismarckgrotte Anhang D.12, S. 229) und belegt an diesem speziellen Probenort eine spätere Vermischung unterschiedlich geprägter Quarzpopulationen. Neben intensiv chemisch verwitterten Quarzen (Mittelwertpunktwolke I) treten auch weniger stark chemisch verwitterte Quarze (Mittelwertpunktwolke III) und überwiegend physikalisch verwitterte Quarze auf (Mittelwertpunktwolke II). Die Proben 1, 3 und 7 zeigen keine solche Differenzierungen, enthalten daher nur eine einzelne Quarzpopulation.

10.3.3. Distlergrotte

Das Dreiecksdiagramm für die Mittelwerte zeigt ein differenziertes Bild der Verwitterungseinflüsse auf die unterschiedlichen Proben der Distlergrotte (Anhang D.5, S. 222 und Mittelwerte Distlergrotte Anhang D.13, S. 230).

Die Mittelwerte für Probe 1 und 2 belegen eine physikalisch dominierte Verwitterungsprägung mit einem bis zu 39%-igen chemischen Verwitterungs-Anteil. Bei diesen Proben handelt es sich um alluviale Sedimente, die aus detritischem Quarzsand zusammengesetzt sind. Die dominierende physikalische Verwitterung deutet auf eine pleistozäne Deponierung hin, da im Pleistozän die Temperaturen zu niedrig für eine nennenswerte chemische Prägung der Quarze in der Region des Arbeitsgebietes waren (vgl. 2.2.4 Neogen, S. 26 und 4.2.2 Löslichkeit von SiO_2 , S. 48).

Die Mittelwerte der Probe 3 zeigen kein so einheitliches Bild wie Probe 1 und 2. Das Dreiecksdiagramm der Mittelwerte belegt die einheitliche chemische Prägung der Quarze in den Fraktionen 200 μm , 100 μm und 63 μm (siehe Mittelwerte der Distlergrotte Anhang D.13, S. 230). Die Datensätze der Fraktionen können in zwei Punktwolken unterteilt werden. Punktwolke I repräsentiert die wachstums-dominierten Körner (>50% Wachstum). Punktwolke II repräsentiert die lösungs-dominierten Körner (>50% Lösung).

Die Fraktion 500 Q der Probe 3 weicht von diesem Muster ab. Ein Teil der Fraktion gruppiert sich zur Punktwolke II („D3 500 Q S1“), der andere Teil der Fraktion („D3 500 Q S2“) plottet zwischen den chemisch dominierten Mittelwertpunktwolken I + II und den physikalisch

geprägten Proben 1 + 2. Diese Quarze sind weder durch chemische noch physikalische Verwitterung klar dominiert. Grund für die Abweichung könnte die Position des Probenortes sein (siehe Höhlenplan Anhang B.3, S. 210). Die relativ nahe Lage zum heutigen Ausgang direkt neben dem Abstieg zum Höhlensee begünstigte eine Vermischung mit alluvialen Klasten. Jedoch würde man unter diesen Bedingungen eine Verschiebung der Mittelwerte aller Fraktionen erwarten und nicht nur der Teilfraktion 500 Q. Eine andere Erklärung könnte die geringen Anzahl von detritischen Quarzkörnern in der Fraktion 500 Q sein. Bei einer geringen Kornanzahl erzeugt bereits ein geringer Eintrag physikalisch geprägter allochthoner Quarze in die Probe eine deutliche Verschiebung des Mittelwertes in Richtung des mechanischen Einflusses.

10.3.4. Maximiliansgrotte

Die Quarze der Probe sind einheitlich durch physikalische Verwitterung geprägt (Anhang D.6, S. 223 und Mittelwerte der Maximiliansgrotte Anhang D.13, S. 230). Bei dieser Probe handelt es sich um ein alluviales Sediment aus detritischem Quarzsand. Die dominierende physikalische Verwitterung deutet auf eine pleistozäne Deponierung hin, da im Pleistozän die Temperaturen in der Region des Arbeitsgebietes zu niedrig waren, um nennenswerte chemisch induzierte Oberflächenmerkmale auf den Quarzen zu erzeugen (vgl. 2.2.4 Neogen, S. 26 und 4.2.2 Löslichkeit von SiO_2 , S. 48).

10.3.5. Petershöhle

Die Quarze der Probe sind einheitlich durch chemische Verwitterung mit einem 17-19% physikalischen Anteil geprägt. Die Oberflächenmerkmale werden durch Lösungsmerkmale dominiert (Anhang D.7, S. 224 und Mittelwerte der Petershöhle Anhang D.13, S. 230).

10.3.6. Windloch

Die Dreiecksdiagramme des Windlochs bei Sackdilling zeigen ein komplexes Bild der Verwitterungseinflüsse auf die detritischen Quarze. Schon die Quarze aus den autochthonen Proben 4 und 7 belegen eine Vermischung von drei verschiedenen Quarzpopulationen (Anhang D.8, S. 225 und D.10, S. 227.) Mittelwertspunktwolke I repräsentiert die intensiv chemisch geprägten Quarzkörner, die deutliche Wachstumsmerkmale aufweisen. Mittelwertspunktwolke II repräsentiert die überwiegend physikalisch geprägten Quarze. Mittelwertspunktwolke III weist mit einem bis zu 60%igen chemischen Verwitterungs-Anteil eine chemisch dominierte Verwitterung auf (Mittelwerte des Windlochs Anhang D.14, S. 231).

Diese Kombination verschiedener Verwitterungsprägungen deutet auf häufige Resedimentierungsphasen in der Höhle hin. So wurden stark chemisch verwitterte Sedimentanteile (Quarze der Mittelwertpunktwolke I) mit physikalisch verwitterten Körnern (Quarze der Mittelwertpunktwolke III) vermischt und erneut chemischer Verwitterung ausgesetzt. Diese zwei Populationen wurden anschließend wieder umgelagert und mit einer dritten physikalisch geprägten Population (Quarze der Mittelwertpunktwolke II) vermischt. In der darauf folgenden Zeit fand keine nennenswerte chemische Prägung mehr an den Quarzen statt. Dieses lässt auf zu niedrige Umgebungstemperaturen für die chemische Verwitterung an Quarzen schließen, wie sie im Pleistozän herrschten.

Bei den Proben 3 und 6 handelt es sich um allochthone Sedimente, die überwiegend aus Quarzkörnern bestehen (Anhang D.9, S. 226).

Probe 3 stammt aus einem 2 m mächtigen Sedimentprofil aus siliziklastischen Sanden und einzelnen Tonbändern. Die Quarze der Probe 3 sind weder durch chemische noch physikalische Verwitterung dominiert.

Probe 6 besteht aus einer Mischung von umgelagerten siliziklastischen Sanden des oben beschriebenen Sandprofils und authochthonen Dolomitsanden. Da die Mittelwerte der Probe 6 sich auf die Mittelwertpunktwolke II und III der Proben 4 und 7 verteilen (Mittelwerte des Windlochs Anhang D.14, S. 231), handelt es sich bei der Probe 6 höchstwahrscheinlich zum überwiegenden Anteil um umgelagerte Relikte der authochthonen Sedimente in der Höhle.

10.3.7. Wolfstein

Die Dreiecksdiagramme belegen die einheitliche intensive Prägung durch chemische Verwitterung der Quarze in den Fraktionen 500 E, 200, 100, und 63. Abweichend davon unterteilen sich die Quarze der Fraktion 500 R in zwei Punktwolken, die auf verschiedene Verwitterungshistorien hinweisen.

Die Quarze der Punktwolke I repräsentieren die chemisch verwitterten Körner und gruppieren sich zu den Mittelwerten der Fraktionen 500 E, 200, 100, und 63. Diese Quarze unterlagen im Verlauf ihrer letzten Deposition einer langanhaltenden chemischen Verwitterung, die durch Lösung dominiert wurde. Zwischenzeitlich erfuhren sie keine physikalische Verwitterung wie sie z. B. durch Umlagerung entstehen würde.

Punktwolke II repräsentiert die überwiegend physikalisch verwitterten Körner. Diese Quarze unterlagen zuletzt einer physikalischen Verwitterung und wurden zu einem späteren Zeitpunkt mit den Quarzen der anderen Fraktionen und der Punktwolke I vermischt.

Nur die Fraktion 500 R weist eine Differenzierung der Mittelwerte auf und belegt eine spätere Vermischung unterschiedlich geprägter Quarzpopulationen. Dass diese Differenzierung nicht in den Fraktionen 500 E, 200, 100, und 63 nachgewiesen wurden, kann an der heutigen oberflächennahen Lage des Probenortes liegen. Eine Vermischung mit Oberflächensubstrat durch Bioturbation oder durch aeolischen Eintrag kann nicht ausgeschlossen werden.

10.3.8. Alle Höhlen

Die Zweiteilung der Mittelwerte aller Höhlen im Dreiecksdiagramm (Abb. 10.2, S. 164) ermöglicht eine vergleichende Charakterisierung der Verwitterungshistorie trotz der zum Teil sehr unterschiedlichen Kombinationen an Oberflächenmerkmalen bzw. individuellen singulären Merkmale.

Die Mittelwerte des Bereichs I reflektieren den chemischen Verwitterungs-Einfluss auf die Quarze und stellen die Masse der untersuchten Quarze der Höhlen dar. Sie belegen mit einem 70%igen Mindest-Anteil chemischer Prägung den intensiven chemischen Einfluss auf die Quarzkörner.

Die Mittelwerte des Bereichs II reflektieren dem gegenüber den Einfluss der physikalischen Verwitterung. Zu dem Bereich II werden Werte mit einem mindestens 50%igen mechanischen Prägungsanteil gezählt. Diese Mittelwerte stammen zum einem von rein siliziklastischen, allochtonen Sedimenten, wie die Proben 1 und 2 der Distlergrotte und die Probe der Maximiliansgrotte. Zum anderen handelt es sich um Teilmittelwerte aus Proben mit Mischpopulationen. Solche Mischpopulationen werden in den Proben der Höhlen Bismarckgrotte, Windloch und Wolfstein beobachtet.

Die vier Mittelwerte, die nicht zu den Bereichen I und II zugeordnet werden, sind Bis_5_500_K_S1, Bis_5_500_R_SU, D3_500_Q_S2 und SD3_SU. Sie plotten im Dreiecksdiagramm zwischen den Bereichen I und II und fügen sich nicht in das beschriebene Bild der Mittelwert-Verteilung ein (Siehe Anhang 10.2, S. 164).

Die Mittelwerte der Probe 5 aus der Bismarckgrotte (Bis_5_500_K_S1, Bis_5_500_R_SU) bilden im Mittelwert-Dreiecksdiagramm der Bismarckgrotte eine dritte Punktvolke aus (vgl. Anhang D.12, S. 229). Diese Punktvolke repräsentiert eine Gruppe von Quarzen, die weder durch chemische noch durch physikalische Verwitterung klar dominiert wird. Ein ähnliches Bild zeigen die Mittelwerte D3_500_Q_S2 und SD3_SU. Da keiner der Verwitterungstypen klar dominiert, kann von einer kürzeren Wirkdauer der chemischen Verwitterung ausgegangen werden als bei den Quarzen des Bereichs I. Eine abschließende physikalische Verwitterung hätte eine deutliche Oberflächenprägung mit mindestens 50%igem mechanischem Prägungsanteil erzeugt. Somit waren diese Quarze der chemischen Verwitterung länger ausgesetzt als die Quarze des Bereichs II.

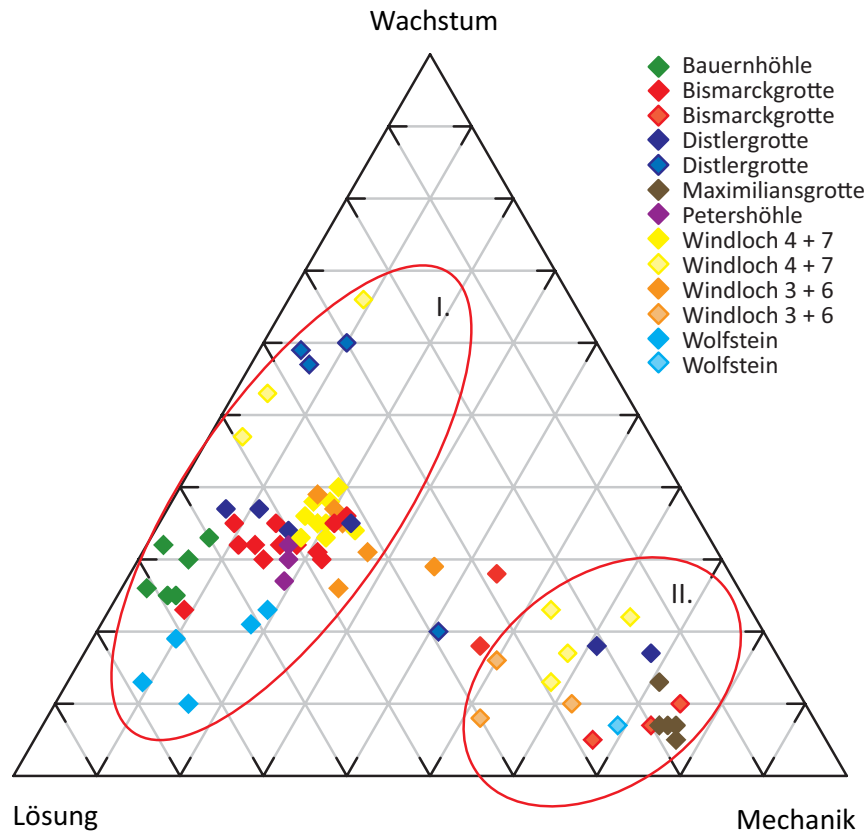


Abbildung 10.2.: Dreiecksdiagramm mit Mittelwerten aller Höhlen (Datentabellen siehe Anhang E.55-E.56, S. 288-289)

10.4. Modell der Sedimentationshistorie

Aus der Auswertung und Interpretation der semi-quantitativen Ergebnisse lässt sich ein dreistufiger Eintrag quarzführender Dolomitsande bzw. Siliziklastika in die Höhlen konstruieren.

1. Phase

- Schüttung in alle Höhlen
- Schüttung von Dolomitsanden mit Resten klastischer Sedimente, deren Quarze heute intensive chemische Prägung zeigen (Bereich I). Diese Schüttung tritt ausschließlich in den Höhlen Wolfstein-Ruine, Bauernhöhle und Petershöhle

auf. Als Teilfraktion wurden sie in der Bismarckgrotte, Distlergrotte 3 und dem Windloch nachgewiesen. Da die chemische Prägung die letzte Oberflächenveränderung der Quarzkörner war, muss sie in den Höhlen erfolgt sein. Dieser Befund ist eine wesentliche Stütze für eine Verfüllung bzw. Sandeintrag während des Paläogens/Neogens. Das bedeutet auch, dass die untersuchten Höhlen bereits damals bestanden haben müssen.

2. Phase

- Schüttung in Teilen des nördlichen Arbeitsgebietes
- Schüttung von Dolomitsanden mit Resten klastischer Sedimente, deren Quarze heute weniger chemische Prägung zeigen als die Schüttungen der Phase 1
- gleichzeitig Vermischung mit den Dolomitsanden der Schüttungen aus Phase 1. Nachgewiesen wurde diese Schüttung als Teilfraktion in den Höhlenproben Bismarckgrotte Probe 5, Distlergrotte Probe 3
- vereinzelt Schüttung siliziklastischer Lagen (Windloch Probe SD3)

3. Phase

- Schüttung fast im gesamten nördlichen Arbeitsgebiet. Eine Ausnahme bildet hier die Petershöhle, hier tritt die Schüttung nicht auf.
- Schüttung von Dolomitsanden mit Resten klastischer Sedimente, deren Quarze heute überwiegend physikalische Prägung zeigen (Bereich II).
- gleichzeitig Vermischung mit den Dolomitsanden der Schüttungen der Phase 1 und vereinzelt mit den Schüttungen der Phase 2. Nachgewiesen wurde diese Schüttung als Teilfraktion in den Höhlen Bismarckgrotte und Windloch.
- Schüttung siliziklastischer Lagen (Maximiliansgrotte Probe 1 und Distlergrotte Proben 1 und 2)

Spuren der Phase 1 konnten im gesamten Arbeitsgebiet nachgewiesen werden. Eine Ausnahme bilden hier die Sedimente der Maximiliangrotte. Es handelt sich hierbei um rein siliziklastische Ablagerungen und nicht um dolomitische Residualsedimente mit siliziklastischen Relikten. Aus dem gleichen Grund weichen die Proben 1 und 2 aus der Distlergrotte ab. Die Phase 2 ist nur in einem Teil des nördlichen Arbeitsgebietes nachweisbar.

10.5. Quarz-Lösungs-Wachstums-Parameter in den fränkischen Höhlen

Beim vorliegenden Probenmaterial können die lösungsbeeinflussenden Parameter (vgl. 4.2.2 Löslichkeit von Siliziumdioxid, S. 48, ff.) auf „pH-Wert“, „Anwesenheit erdalkalischer Kationen“, „Temperatur“ und „Wassersättigung“ eingeschränkt werden.

Druck

Der Parameter „Druck“ kann unter den gegebenen Milieubedingungen komplett ausgeschlossen werden, da es sich bei dem untersuchten Probenmaterial um unverfestigte Sedimente handelt, die ausschließlich nicht diagenetischen Umweltbedingungen bei niedrigen Temperaturen (< 50 °C) unterlagen.

pH-Werte

Die gemessenen pH-Werte in fränkischen Höhlen liegen im Bereich von pH 7,8 bis 8,49 (Reither et al. 1988; Tietz 1988) und weisen somit eine Schwankungsbreite von 0,69 Einheiten auf. Die Werte überschreiten dabei jedoch nicht den pH-Wert 9, ab dem die Löslichkeit von SiO₂ exponentiell ansteigt (vgl. 4.2.2.3 pH-Abhängigkeit, S. 52). Daher zeigen die Quarze der jüngsten Schüttung aus Phase 3 keine Lösungsmerkmale (siehe 10.4, S. 164).

Erdalkalische Kationen

Erdalkalische Kationen (Magnesium und Calcium) beeinflussen das Lösungs-Wachstums-Verhalten im vorliegenden Milieu nur in relativ geringem Ausmaß. Die Anwesenheit von Calcium in Kombination mit Magnesium in den Karstwässern fränkischer Höhlen mit den beschriebenen Mg/Ca-Verhältnissen von 1,14 bis 2,586 (Tietz 1988) lässt auf eine sehr geringe lösungssteigernde Wirkung an Quarz schließen. Bei dem theoretischen Vergleich des realisierten Mg/Ca-Verhältnisses der fränkischen Höhlenwässer mit dem experimentellen Befund bei 200 °C von Dove (1999) zeigt sich eine mögliche Löslichkeitssteigerung um ca. 0,2 Einheiten (Abb. 10.3, S. 167). Interpoliert man dieses Lösungsverhalten vom Quarz des experimentellen Befundes (ca. 0,2 Einheiten bei 200 °C Dove 1999) auf den natürlichen Oberflächen-Temperaturbereich von ca. 20 °C, ergibt sich eine geringe Löslichkeitssteigerung für diesen Temperaturbereich (ca. 0,02 Einheiten bei ca. 20 °C, vgl. Abb. 10.3, S. 167).

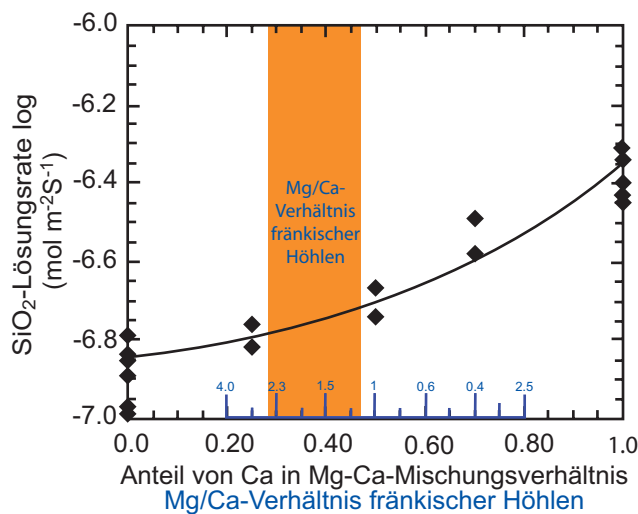


Abbildung 10.3.: Mg/Ca-Verhältnis fränkischer Höhlen. Gehemmtes Lösungsverhalten von SiO₂ unter Einfluss des Zweitsalzes Magnesium (Dove 1999) ergänzt durch Darstellung des Mg/Ca-Verhältnisses der Karstwässer fränkischer Höhlen (orange).

Temperatur

Nach Menckhoff und Tietz (2006) und Tietz (2007) hat der Parameter „Temperatur“ den größten Einfluss auf das Lösungs-Wachstums-Verhalten von Quarz in nicht diagenetisch geprägten Oberflächensedimenten. Er unterliegt im Verlauf der Klimageschichte seit dem Neogen einer großen Schwankungsbreite (vgl. 2.2.4 Neogen, S. 26 f.).

Diese Schwankungsbreite der Temperatur bedingt den maßgeblichen Einfluss auf das Wachstums-Verhalten der untersuchten Quarze. Durch konstante Temperaturverhältnisse über lange Zeiträume können sich im Sediment zwischen Regionen mit Reifeunterschieden verschiedener SiO₂-Spezies Konzentrationsgefälle entwickeln (vgl. Abschnitt 4.2.2.1, S. 49 und Landmesser 1988, 1995). Es kommt zur Mobilisierung von Si(OH)₄ an unreifen SiO₂-Spezies und dessen Akkumulation an reiferen SiO₂-Spezies. Es entstehen Anwachsäume in Form von Flächenwachstum bzw. Subindividuen auf detritischen Quarzkörnern.

Durch eine abrupte Temperaturabsenkung entwickelt sich in kurzer Zeit eine Übersättigung in Bezug auf reifere SiO₂-Spezies (hier Quarz). Das überschüssige Si(OH)₄ wird als unreifer Anwachsäum auf Quarz ausgefällt. Es entstehen Anwachsäume in Form von Mikrokristallrasen bzw. amorpher Kruste.

Im Gegensatz zum Parameter „Temperatur“ kann man bei den Parametern „pH-Wert“ und „Kationen-Anwesenheit“ von nahezu konstanten Werten in den Höhlen ausgehen.

Diese konstanten Bedingungen würden keine Veränderungen des Lösungs-Wachstums-Verhaltens des Quarzes erzeugen. Der Wechsel von Wachstums- zu Lösungsmerkmalen auf Quarzoberflächen wird also in den hier untersuchten Proben nicht durch die Parameter „pH-Wert“ und „Kationen-Anwesenheit“ gesteuert. Ein katalytischer Einfluss des pH-Wertes und der Kationen auf das Lösungs-Verhalten des Quarzes ist aber nicht gänzlich auszuschließen. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass die Temperatur den größten Einfluss von den aufgeführten physikalischen und chemischen Parametern auf das beobachtete Wachstums-Verhalten der untersuchten Quarze hat.

Jedoch lassen sich die beobachteten Lösungsmerkmale nicht durch den Temperatureinfluss in Folge der kontinuierlich sinkenden Temperatur im Verlauf des Neogens schlüssig erklären. Sie müssen demnach durch einen anderen Mechanismus gesteuert werden.

Wassersättigung

Einen wesentlichen Einfluss auf das Lösungsverhalten des SiO_2 hat die Präsenz von Wasser im Sedimentkörper. Geht man von phreatischen Bedingungen im Sediment aus, können sich über weite Distanzen Diffusionswege entwickeln und dauerhaft bestehen bleiben (Landmesser 1988, 1995; Flügel 2004; Tietz 2007). Auf diese Weise kommt es zu Ausfällungen an reiferen SiO_2 -Akzeptoren (Quarz) und es können sich dort Anwachsäume entwickeln (vgl. Abschnitt 4.2.2.1, S. 49 und Landmesser 1988, 1995, 1998).

Demnach ist das beobachtete Wachstum an den detritischen Quarzkörnern nicht nur abhängig von erhöhter Umgebungstemperatur sondern auch wesentlich abhängig von phreatischen Bedingungen im Sediment.

Bei vadosen Bedingungen sind solche langgestreckten Diffusionswege nicht existent. Häufig beschränkten sich hier die Diffusionswege auf den vom Haftwasser benetzten Bereich eines einzelnen Kornes bzw. auf den Kontaktbereich benachbarter Körner über Wassermenisken. Ein Transport des Si(OH)_4 von unreifen SiO_2 -Donatoren (amorphes SiO_2) zu reifen SiO_2 -Akzeptoren (Quarz) wäre nur möglich, wenn die Körner im direkten Kontakt im Sediment liegen würden.

Zusätzlich kommt es im vadosen Bereich zu einer ständigen Verdünnung des Haftwassers durch Si(OH)_4 -freies meteorisches Wasser. Dabei wird das Si(OH)_4 -haltige Haftwasser regelmäßig bei Starkregenereignissen verdünnt und z. T. abtransportiert. Zurück bleibt Haftwasser mit einer reduzierten Si(OH)_4 -Konzentration, das im Bezug auf den Quarz an Si(OH)_4 untersättigt ist. Dadurch kommt es durch Gleichgewichtsausgleich zur Lösung am Quarz (siehe 4.2.1.1 Lösungs-Wachstumsgleichgewicht, S. 46).

Die beobachteten Lösungsmerkmale sind demnach Ausdruck kontinuierlicher Lösung an Körnern vados geprägter Höhlensedimente.

Somit hat die Wassersättigung einen wesentlichen Einfluss auf die Entstehung von Wachstums- bzw. Lösungsmerkmalen an Quarzkörnern.

Die Wassersättigung wird durch das Drainage-System gesteuert, das direkt abhängig von einem Relief bzw. einer Reliefentwicklung ist.

10.6. Dominierende Oberflächenstrukturen

Auf den Quarzen der fränkischen Höhlen werden scheinbar widersprüchliche SiO_2 -Gleichgewichtssignale beobachtet. Es treten auf den Quarzen der gleichen Höhlen sowohl Wachstumsmerkmale, angelöste Wachstumsmerkmale als auch Lösungsmerkmale auf. Daher müssen die Lösungs- bzw. Wachstumsmerkmale einzeln betrachtet werden.

Zudem kommt es zu Variationen einzelner Oberflächenmerkmale, die nur in den beprobten Höhlen vorgefunden wurden. Beispiel hierfür sind Anwachssäume an Quarzen aus der Bismarckgrotte und der Bauernhöhle. Zum Vergleich sei auf die netzartigen Anwachssäume aus der Bauernhöhle Abb. 7.6 B (S. 77) und die netzartigen Anwachssäume der Bismarckgrotte Abb. 7.6 C (S. 77) verwiesen. Es treten aber auch Oberflächenmerkmale auf, die nur in einer Höhle beobachtet werden (siehe hierzu Bauernhöhle Abb. 7.5 C und D, S. 76). Unabhängig von diesen lokalen Variationen bzw. singulären Bildungen lassen sich die Oberflächenmerkmale der Quarze aus den Residualsedimenten (Dolomitsand) in vier verschiedene Strukturfamilien unterteilen.

1. Flächenwachstum bzw. Subindividuen (Abb. 10.4 A, S. 171)
2. Mikrokristallrasen (Abb. 10.4 B, S. 171)
3. Lösungsmerkmale an neu gefällten Anwachssäumen (aus Punkt 1. und 2., Abb. 10.4 C, S. 171)
4. ausschließlich Lösungsmerkmale (Abb. 10.4 D, S. 171)

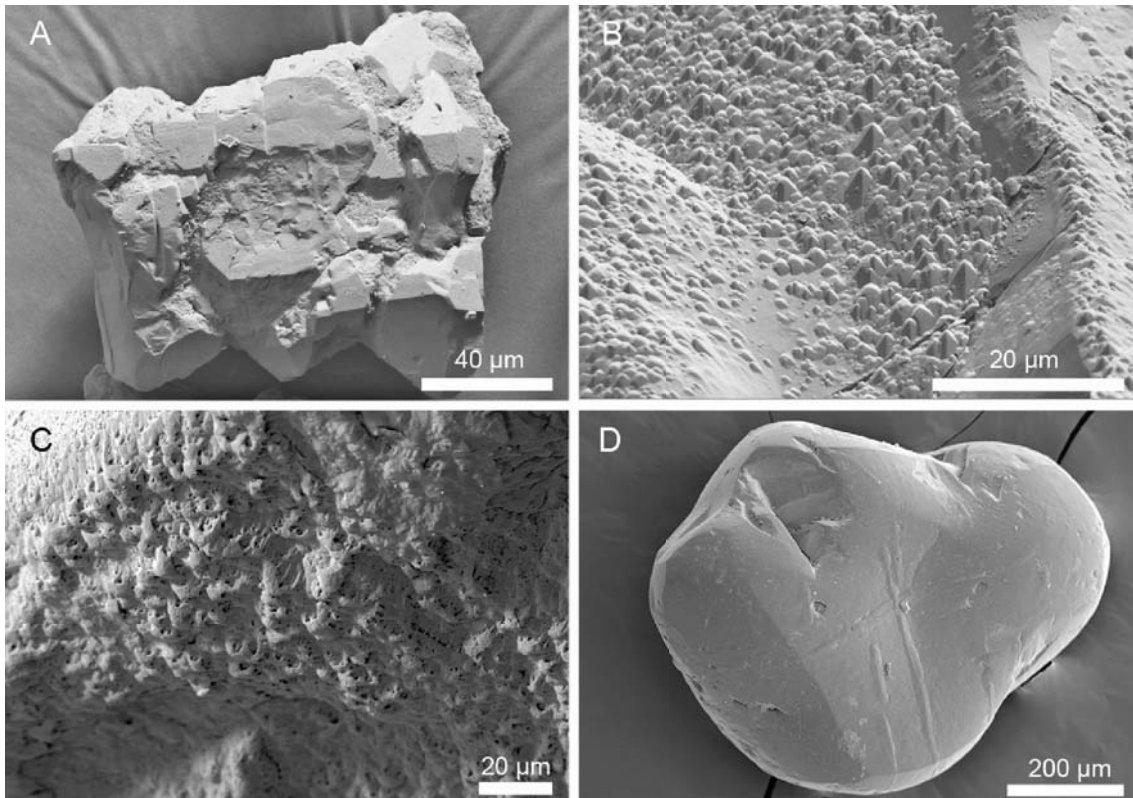


Abbildung 10.4.: Strukturfamilien; A: Quarzoberfläche mit Anwachssaum aus Subindividuen (Petershöhle bei Hartenstein); B: Quarzoberfläche mit Mikrokristallrasen auf muschelartig gebrochener Oberfläche (Bismarckgrotte bei Rinnenbrunn); C: Quarzoberfläche mit Lösung an Anwachssaum, hier angelöster Mikrokristallrasen (Bismarckgrotte bei Rinnenbrunn); D: extrem gelöstes Quarzkorn, ausschließlich durch Lösung geprägt (Wolfstein Höhlen-Ruine bei Neumarkt).

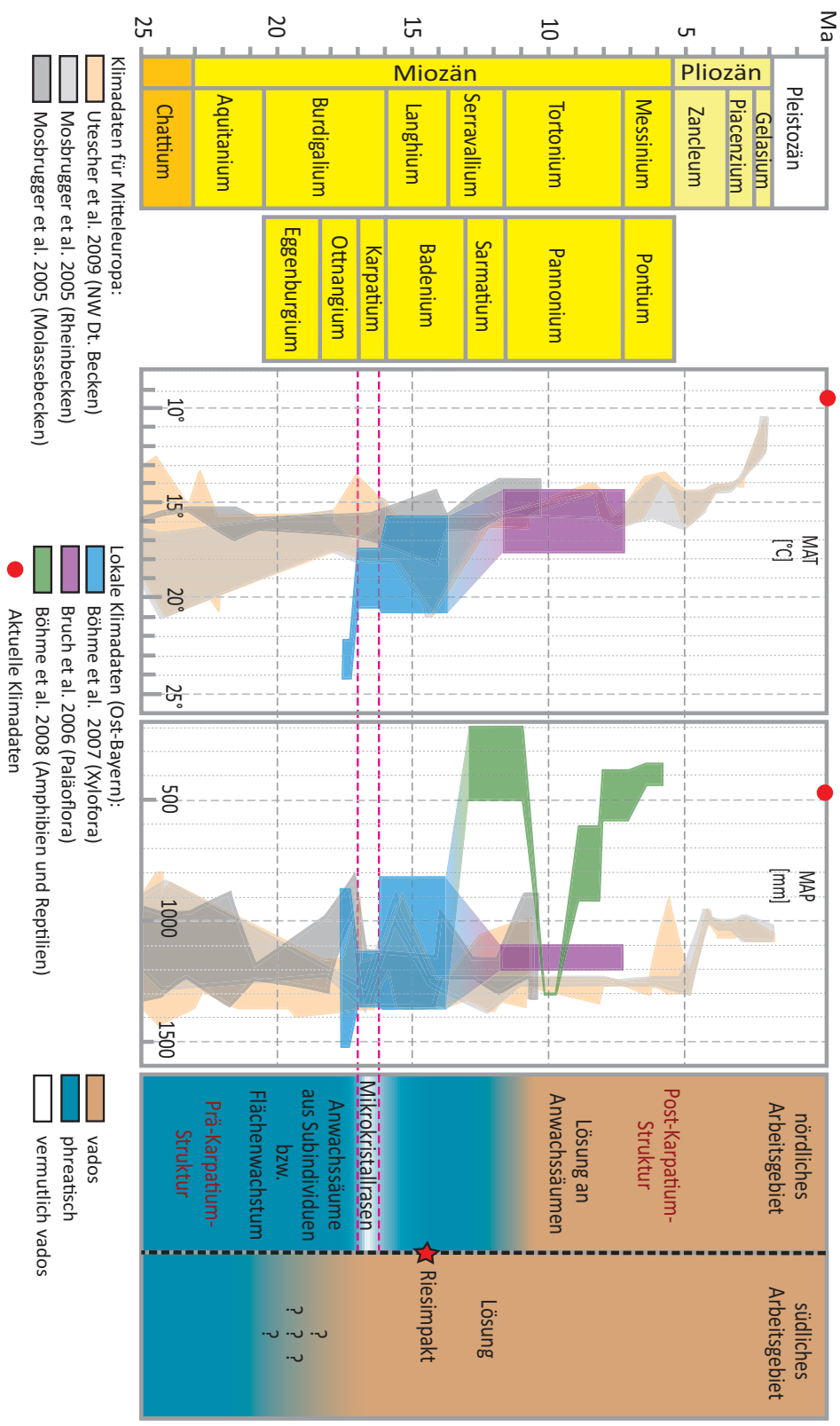


Abbildung 10.5.: Modell der Entwicklungsbedingungen für Merkmale auf Quarzoberflächen im Verlauf der känozoischen Klimaentwicklung. Links ist die Synopsis der Temperatur- und Niederschlagsentwicklung von Nord- und Zentral-Europa der vergangenen 25 Ma dargestellt (siehe auch Abb. 2.2, S. 28. Grafik verändert und ergänzt nach Utcher et al. 2009). Rechts ist der Wassersättigungszustand des Sedimentes und die Entwicklung der dazugehörigen Quarzoberflächenstrukturen dargestellt. Das linke Feld repräsentiert den nördlichen Teil und das rechte Feld den südlichen Teil des Arbeitsgebietes.

zu 1. Flächenwachstum bzw. Subindividuen

Sie entstehen durch stagnierende Strömungsverhältnisse im Sedimentpaket unter langanhaltenden stabilen Umweltbedingungen. Im phreatischen Milieu wird dabei nur so lange SiO_2 gelöst, bis Sättigung der Lösung eintritt und ein Lösungs-Wachstums-Gleichgewicht herrscht. Solche stagnierenden Bedingungen des Grundwasserflusses werden durch ein sehr geringes morphologisches Relief begünstigt. Bei guter Permeabilität des Substrates wird das gelöste SiO_2 von SiO_2 -Donatoren (verwitternder Feldspat oder instabile amorphe SiO_2 -Substrate) durch Diffusion über das kommunizierende Porenwasser zu SiO_2 -Akzeptoren (Quarz) transportiert und dort ausgefällt. So können sich reife SiO_2 -Anwachssäume in Form von Flächenwachstum oder Subindividuen am Quarz entwickeln. Sie sind kennzeichnend für phreatische Milieus.

Derartige Umweltbedingungen existierten zurückblickend zuletzt bis zum mittleren Miozän. Die herrschenden gleichbleibenden jährlichen Niederschlagsraten (MAP) in prä-karpatischen Zeiten begünstigen phreatische Bedingungen im Sediment, in denen sich unter gleichbleibender hoher Jahresdurchschnittstemperatur ($\text{MAT} > 20^\circ\text{C}$) Diffusionswege für $\text{Si}(\text{OH})_4$ über weite Distanzen entwickeln können (siehe Abb. 10.5, S. 172). Zu jener Zeit existierte im Arbeitsgebiet nur ein geringes Relief (siehe Abschnitt 2.2.4, S. 26).

Flächenwachstum bzw. Subindividuen sind demnach prä-karpatische Oberflächenstrukturen (siehe Abb. 10.5, S. 172).

Die Strukturfamilie 1 wird selten unverändert auf den Oberflächen beobachtet. Es handelt sich um ein Entwicklungsstadium der Oberflächengestaltung, das nachfolgend in der Regel durch die Strukturfamilie 2 (überwachsen) und/oder 3 (angelöst) überprägt wird. Es sind demnach die ältesten Strukturen, die auf den untersuchten Quarzen beobachtet werden. Die überprägten Strukturen der Familie 1 werden bevorzugt in den Höhlen des nördlichen Arbeitsgebietes beobachtet (vgl. Abb. 10.5, S. 172).

- Bismarckgrotte (Abb. 9.12 D, S. 124, Abb. 9.13 A-C, S. 125)
- Distlergrotte (Abb. 9.16 A, C und D, S. 130, Abb. 9.17 C, S. 131, Abb. 9.18 D, S. 132)
- Petershöhle (Abb. 9.22 B-D, S. 140)
- Windloch (Abb. 9.24 A-C, Abb. 9.25 A und B, S. 9.25, Abb. 9.26 B und C, S. 146, Abb. 9.27 E, S. 147)

Die Strukturen der Familie 1 treten sehr vereinzelt auch auf den Quarzen der südlichen Höhlen im Arbeitsgebiet auf.

- Bauernhöhle (Abb. 9.10 F, S. 120)
- Wolfstein (Abb. 9.30 A und B, S. 153)

zu 2. Mikrokristallrasen

Sie entstehen unter gleichbleibenden stagnierenden Strömungsbedingungen im Sedimentpaket bei sich ändernden Umweltbedingungen in Form von Temperaturreduktion in relativ kurzer Zeit. Dieses führt zu einer Sättigungssteigerung an reifen SiO_2 -Akzeptoren (Quarz). Es kommt zur Ausbildung ständig neuer SiO_2 -Anwachsstrukturen in Form von Mikrokristallrasen (vgl. Abb. 4.2.2.1, S. 49), da durch Anwesenheit von Quarz keine Keimbildungsarbeit erforderlich ist. Der Mikrokristallrasen weist im Vergleich zum Quarz einen deutlich geringeren Reifegrad auf (siehe Abschnitt 4.2.2.1 Kristallinität von SiO_2 und Temperatur, S. 49). Bei der Ausfällung wird die Menge des Si(OH)_4 durch Ausfällung im Vergleich zu Situation 1 deutlich reduziert. Mikrokristallrasen sind kennzeichnend für phreatische Milieu-Bedingungen mit abrupt absinkenden Temperaturbedingungen.

Der Temperatureinbruch zu Beginn der Karpatiums verschiebt das Si(OH)_4 -Quarz-Lösungswachstumsgleichgewicht zu einer übersättigten Lösung in Bezug auf Quarz. Es kommt zur raschen Fällung der mikrokristallinen SiO_2 -Anwachssäume (Mikrokristallrasen, siehe Abb. 10.5, S. 172).

Ob die von Böhme et al. (2007) beschriebene kurz andauernde Saisonalität während des Karpatiums einen konzentrationssteigernden Effekt für Si(OH)_4 hat und somit die Fällung von unreiferen Mikrokristallrasen an den Quarzoberflächen fördert, ist unklar. Sie alleine kann jedoch nicht für den Wechsel des Charakters der Anwachsensäume von großflächigen Wachstumsstrukturen zu Mikrokristallrasen verantwortlich gemacht werden. Dafür ist der durchschnittliche Rückgang der Jahres-Niederschlagsmengen (MAP) zu gering, es tritt lediglich eine Verringerung der Variation von ca. 867-1520 mm im späten Oligänium zu 1138-1355 mm im Karpatium auf (siehe Abb. 2.2, S. 28). Wenn die Saisonalität einen Einfluss auf das Fällungsverhalten von Si(OH)_4 hat, ist dieses nur für die allererste trockene Initial-Phase anzunehmen, da bei nachfolgenden Feuchtphasen nie der gleiche Sättigungsgrad an Si(OH)_4 im Porenwasser erreicht werden kann, wie sie zuvor unter den gleichbleibenden phreatischen Bedingungen bei höheren Temperaturbedingungen des Prä-Karpatiums erreicht wurden. Zusätzlich muss von Abtransport der gelösten Fracht durch Versickerung ausgegangen werden, so dass nur ein geringer Teil gelösten Si(OH)_4 für den Fällungsvorgang zu Verfügung steht. Durch den Wechsel von phreatischen zu vadosen Bedingungen werden zudem die Diffusionswege unterbrochen und der Transport von unreifen SiO_2 -Donatoren zu reiferen SiO_2 -Akzeptoren wird dauerhaft gestört (Landmesser 1988, 1995). Als Si-Donator kommt dann nur noch der Quarz selber in Frage, dessen Gleichgewichtsausgleich mit umgebendem Fluid als extrem träge gilt (Iler 1979). Zudem ist anzunehmen, dass die Quarze zu jener Zeit nicht in der durch Austrocknung betroffenen Bodenregion liegen.

Die Mikrokristallrasen sind demnach der Zeit des Karpatiums zuzuordnen und als karpatische Oberflächenstrukturen zu verstehen (siehe Abb. 10.5, S. 172).

Die Strukturfamilie 2 wird ebenfalls selten unverändert auf den Oberflächen beobachtet. Es handelt sich um ein Entwicklungsstadium der Oberflächengestaltung, das nachfolgend in der Regel durch die Strukturfamilie 3 (angelöst) überprägt wird. Die überprägten Strukturen der Familie 2 werden bevorzugt in den Höhlen des nördlichen Arbeitsgebietes beobachtet (vgl. Abb. 10.5, S. 172).

- Bismarckgrotte (Abb. 7.3 B, S. 73, Abb. 9.12 A und B, S. 124)
- Distlergrotte (Abb. 9.17 A und B, S. 131)
- Petershöhle (Abb. 9.22 A, S. 140)
- Windloch (Abb. 9.24 E-F, S. 143, Abb. 9.25 B-D, S. 145, Abb. 9.26 C und E, S. 146 und Abb. 9.27 C, S. 147)

Die Strukturen der Familie 2 treten sehr vereinzelt auch auf den Quarzen der südlichen Höhlen im Arbeitsgebiet auf.

- Bauernhöhle (Abb. 9.10 D, S. 120)
- Wolfstein (Abb. 9.30 C, S. 153)

zu 3. und 4.

Durch die sich an das Karpatium anschließende kontinuierliche Abnahme der Durchschnittstemperatur ist zusätzlich von einer kontinuierlichen Reduzierung des Lösungspotentials von SiO_2 auszugehen (siehe Abb. 10.5, S. 172). Je niedriger die Durchschnittstemperatur ist, um so geringer ist die SiO_2 -Löslichkeit (siehe Abb. 4.1, S. 51). Diese sinkende Temperatur, die durch die Klimamodelle belegt wird (vgl. Abschnitt 2.2.4 Neogen, S. 26), müsste eigentlich weitere Anwachsäume zur Folge haben. Es müssten sich also eher Wachstumsmerkmale als Lösungsmerkmale entwickeln. Dies ist nicht der Fall. Auf den Quarzen wurde Lösung beobachtet. Die beobachteten überprägenden Lösungsstrukturen an den Anwachsäumen sind daher nicht mit dem Temperaturverlauf des Klimamodells im Neogen in Einklang zu bringen. Stattdessen finden sich Indikatoren für ein vadoses Milieu. Der Grund für den Wechsel von phreatischen zu vadosen Bedingungen liegt in der Absenkung des Grundwasserspiegels. Die Änderung des Grundwasserstands ist gekoppelt an eine Hebung der Region (Reliefentwicklung) bzw. an Meeresspiegelschwankungen, die ihrerseits häufig durch eine Reliefentwicklung induziert werden.

In Sedimenten mit vadosen Bedingungen steht eine sehr viel geringere Wassermenge im Vergleich zum phreatischen Milieu zur Verfügung. Das Wasser ist im vadosen Milieu als Haftwasser an die Kornoberflächen und z. T. in sehr feinen Poren gebunden. Dadurch ist das Wasservolumen und dessen absolutes Lösungspotential (Menge in Milligramm) deutlich geringer als unter den oben beschriebenen phreatischen Bedingungen. Gleichgewichtsbedingungen stellen sich nun nur noch zwischen Haftfilm und dem isolierten Quarzkorn

ein. Diffusion durch das kommunizierende Porenwassernetz über längere Distanzen ist nur sehr eingeschränkt möglich. Zusätzlich wird bei Zutritt von Regenwasser der Haftfilm in der Regel durch $\text{Si}(\text{OH})_4$ -untersättigtes, meteorisches Wasser verdünnt. Das verdünnte $\text{Si}(\text{OH})_4$ -haltige Wasser wird dabei dem System z. T. durch Versickerung entzogen. Durch kontinuierlichen Abtransport des gelösten SiO_2 entwickeln sich auf den Quarzoberflächen Lösungsmerkmale.

Daher sind Lösungsmerkmale kennzeichnend für vadose Bedingungen im Sedimentpaket mit guter Drainage (hohe effektive Porosität).

zu 3. Lösungsmerkmale an Anwachssäumen

Die Lösungsmerkmale an neu gefällten Anwachssäumen auf den untersuchten Quarzoberflächen zeigen einen Wechsel von phreatischen zu vadosen Bedingungen unter humiden Umweltbedingungen bei gleichbleibender Temperatur im Sediment an. Lösungsmerkmale an neu gefällten Anwachssäumen können somit als Indiz für eine Reliefentwicklung des Geländes gedeutet werden.

Eine reliefinduzierende Hebungsphase erfolgte während des letzten nachweisbaren Nordvorschubs des alpinen Orogens zwischen 12-10 Ma in Südostbayern (vgl. Abschnitt 2.2.6, S. 29) und hatte sicherlich eine Fernwirkung auf das Arbeitsgebiet in Nordostbayern.

Daraus folgt, dass die sekundär gefällten Anwachssäume der untersuchten Quarze erst ab dem frühen Pannonium angelöst werden (ca. 11 Ma, vgl. Abschnitt 2.2.6, S. 29). Die geringe Durchschnittstemperatur jener Zeit (MAT: 14,3-17,75 °C, vgl. Abschnitt 2.2.4 Neogen, S. 26) lässt auf ein deutlich vermindertes Lösungspotential von SiO_2 schließen. Wohingegen der erhöhte Niederschlag (MAP, vgl. 2.2.4, S. 26) eine gute Durchfeuchtung des Substrates mit einem einhergehenden Gleichgewichtsausgleich zwischen Feststoff (Quarz) und Lösung (Haftwasser) garantiert und durch das neu entstandene Relief eine gute Abfuhr des gelösten Materials gewährleistet. Das durch die geringere Temperatur bedingte verminderte Lösungspotential von SiO_2 würde auch erklären, warum die Anwachs-Strukturen nur angelöst sind. Das Lösungspotential und die zur Verfügung stehende Zeit reichte nicht, um die gesamten Anwachsstrukturen zu entfernen.

Angelöste Anwachssäume sind demnach post-karpatische Oberflächenstrukturen (siehe Abb. 10.5, S. 172).

Die Strukturfamilie 3 wird auf allen Quarz-Oberflächen des nördlichen Arbeitsgebietes beobachtet. Es handelt sich um das letzte prägende Entwicklungsstadium der Oberflächengestaltung. Es folgen Beispiele für die Strukturen der Familie 3 in den Höhlen:

- Bismarckgrotte (Abb. 9.12 D, S. 124, Abb.7.15 B, S. 91)
- Distlergrotte (Abb. 9.17 A und B, S. 131, Abb. 9.18 D, S. 132)
- Petershöhle (Abb. 9.22 A-D, S. 140)

- Windloch (Abb. 7.9 A, S. 82, Abb. 9.24 A-F, S. 143, Abb. 9.25 A, B und D, S. 145, Abb. 9.26 B und C, S. 9.26, Abb. 9.27 B, C und E, S. 147)

Die Strukturen der Familie 3 treten sehr vereinzelt auch auf den Quarzen der südlichen Höhlen im Arbeitsgebiet auf.

- Bauernhöhle (Abb. 7.15 C und D, S. 91, Abb. 9.10 C und F, S. 120, Abb. 9.11 B und C, S. 121)
- Wolfstein (Abb. 9.30 A-C, S. 153)

zu 4. Lösungsmerkmale

Das dominierende Auftreten von Lösungsmerkmalen und das Fehlen von neu gefällten Anwachssäumen deutet auf eine andere Entwicklung der Oberflächenbildungsbedingungen hin als für Situation 1 bis 3 beschrieben wurde. So scheinen die überwiegend durch Lösung geprägten Quarze einem längeren Lösungsintervall unterlegen zu sein als die Quarze mit überwiegend angelöstem Wachstum. Ein Grund für das weitgehende Fehlen der neuen Anwachssäume könnte eine längere Oberflächenüberprägung durch Lösung sein, die bereits ausgefällte Anwachssäume wieder weg gelöst hat. In einem solchen Fall würden aber die Kornkonturen der lösungsbedingt eingerumpften Anwachssäume aus Subindividuen den ehemaligen Anwachssaum identifizierbar machen. Wahrscheinlicher ist, dass es nie zur Ausfällung von Anwachssäumen, wie sie auf den Quarzen anderer Höhlen beobachtet werden, gekommen ist. Beide Szenarien setzen eine frühere Hebung als bei Situation 3 voraus, die zu vadosen Bedingungen im Sedimentkörper führte.

Die Konstellation der überwiegenden Lösung zeigt sich im äußersten Süden des Arbeitsgebietes (siehe Abb. 10.5, S. 172). Hier weisen die Quarze der Wolfsteinhöhle fast ausschließlich Lösungsmerkmale auf. Anwachssäume sind nicht bzw. extrem selten zu erkennen (Abb. 9.30 A-C, S. 153). Unter der Voraussetzung, dass die klimatischen Umweltbedingungen im Arbeitsgebiet auf der Distanz von ca. 65 km zur Zeit der chemischen Verwitterung keiner großen lokalen Variation unterlagen, deutet dies auf eine Entwicklung vadoser Sedimentverhältnisse hin, die durch deutlich frühere Reliefentwicklung einsetzte. Wann genau die Reliefentwicklung im südlichen Arbeitsgebiet erfolgte, konnte in dieser Arbeit nicht weiter eingegrenzt werden. Erwiesen ist aber ein existierendes Relief zum Zeitpunkt des Ries-Impakts (Mittel-Miozän ca. 14,5 Ma, vgl. 2.2.4 Neogen, S. 26, vgl. Abb. 10.5, S. 172 und Habbe 1989; Eberle et al. 2007).

Die Strukturfamilie 4 wird besonders auf den Quarz-Oberflächen des südlichen Arbeitsgebietes beobachtet. Sie belegen eine vom nördlichen Gebiet eigenständige Quarz-Oberflächenentwicklung.

- Wolfstein (Abb. 9.28 A-F, S. 151)
- Bauernhöhle (Abb. 9.10 A-C und E, S. 120, Abb. 9.11 A-D, S. 121, Abb. 7.13 C, S. 89)

Es liegt also eine differenzierte lokale Reliefentwicklung zwischen dem nördlichen und dem südlichen Arbeitsgebiet vor.

Das dominante Auftreten der Lösungsmerkmale kann somit als Indiz für ein Relief herangezogen werden, das sich deutlich früher entwickelte als in Situation 3.

Unter der Voraussetzung, dass die klimatischen Umweltbedingungen im Arbeitsgebiet (auf der Distanz von ca. 65 km) zur Zeit der chemischen Verwitterung keiner großen lokalen Variation unterlagen, deuten die unterschiedlichen Lösungsmerkmale auf unterschiedlich lange Lösungsperioden für die untersuchten Quarze hin. Diese Unterschiede lassen sich durch eine differenzierte lokale Reliefentwicklung erklären.

10.7. Höhlenalter

Wie im Abschnitt 9.2 Höhlenproben (S. 119) zu sehen ist, zeigen die untersuchten detritischen Quarze aus den Dolomitsandlagen überwiegend chemisch induzierte Verwitterungsmerkmale auf den Oberflächen. Diese Quarze könnten sowohl in der Höhle als auch im direkten Kontakt zur unterkretazischen Karstoberfläche der chemischen Verwitterung ausgesetzt gewesen sein. Für die Verwitterung in der Höhle sprechen einige Merkmale, die auf bzw. an den Quarzen zu sehen sind und die einen Transport in die Höhle nach deren Bildung unwahrscheinlich erscheinen lassen, da sie keine physikalische Überprägung zeigen. So weisen einige authigene Quarzaggregate exponierte Wachstumsfortsätze auf, die bei geringstem Transport abbrechen müssten (z. B. Abb. 9.25 E und F, S. 145). Weiterhin sprechen SiO_2 -Krusten mit säulenartigen Beinchen (siehe Abb. 7.5 C und D, S. 76) gegen eine nachträgliche Umlagerung der betroffenen Körner. Vorgefundene Kontaktabdrücke (vgl. Abb. 7.7 C und D, S. 78 und Abb. 9.13 C, S. 125), die durch das Umwachsen bzw. Einwachsen benachbarter Körner entstehen, bestätigen zudem eine in situ Bildung der Wachstumssäume in der Höhle. So zeigt der Quarz auf der Abb. 9.13 C (S. 125) aus der Bismarckgrotte Kontaktabdrücke von deutlich kleineren aber einheitlichen Umgebungskörnern. Dieses lässt auf Dolomitsandkörner in der Umgebung des Quarzkorns schließen. In den oberkretazischen Quarzsanden wären stattdessen Ringabdrücke wie auf Abb. 7.7 C und D (S. 78) in unterschiedlichen Größen zu erwarten. Demnach unterlagen die Quarze entgegen der Auffassung von Gillieson (1981) in den Höhlen der chemischen Verwitterung und wurden in den Höhlen nicht konserviert (vgl. Abschnitt 1 Einleitung, S. 17). Die Quarze wurden also vor ihrer chemischen Überprägung in der Höhle abgelagert. Daher ist ein Mindestalter der untersuchten Höhlensysteme von ca. 17 Ma wahrscheinlich.

10.8. Mögliche Quellen des SiO₂ auf den untersuchten Quarzkörnern

Für das beobachtete Wachstum auf den untersuchten Quarzen ist ein leichter bis mäßiger Si(OH)₄-Überschuss im Bezug auf Quarz notwendig. Der heutige SiO₂-Gehalt im Grundwasser des Karst-Horizontes (Malm-Karststockwerk) beträgt 9,6 mg/l (Meyer 2000). Es liegt also eine leichte Übersättigung unter der heute herrschenden Durchschnittstemperatur von 9°C in Bezug auf Quarz vor (siehe Tabelle: 4.1, S. 50). Die Quelle des heutigen SiO₂ ist jedoch nicht bekannt. Da Si(OH)₄ über weite Distanzen transportiert werden kann (Flügel 2004), ist es fraglich, ob eine Quelle lokalisiert werden kann. Dieses gilt im Prinzip auch für das Si(OH)₄, das die hier beschriebenen neogenen Anwachsäume erzeugt.

Es gibt jedoch eine Reihe potentieller Si(OH)₄-Quellen. Sie lassen sich grob in 2 Gruppen unterteilen. Bei der ersten Gruppe handelt es sich um nicht-karbonatische Komponenten der Malm-Ablagerungen (silifizierte Organismenreste, Abb. 9.19 A, S. 134 und authigene Quarzaggregate, Abb. 9.18 C, S. 132). Die zweite Gruppe beinhaltet verwitternde silikatische Gesteine wie z. B. feldspatführende Kreidesedimente (Auerbacher Sandstein und Michelfelder Schichten), feldspatführende triassische Sandsteine und in situ verwitternde kristalline Gesteine der Böhmisches Masse.

Gruppe 1:

1. silifizierte Organismenreste aus den Malm-Karbonaten

Die in dieser Arbeit am Rande und sehr vereinzelt untersuchten Organismenreste zeigten keine ausgeprägten intensiven Lösungsmerkmale (Abb. 9.19 A, S. 134). Es wurden eher Wachstums- und Rekristallisations-Merkmale an Fossilresten beobachtet (Abb. 9.19 B-F, S. 134). Daher ist eher unwahrscheinlich, dass dieses Material die Quelle des SiO₂ ist.

2. authigene Quarzaggregate aus den Malm-Karbonaten

Die untersuchten Quarzaggregate zeigen unterschiedlich große Korngrößen innerhalb der Aggregate (Abb. 9.18 C, S. 132). Während große Körner gelegentlich Lösungs-Wachstums-Merkmale zeigen (Abb. 9.18 D, S. 132) und damit eher nicht als SiO₂-Quelle in Frage kommen, können die kryptokristallinen SiO₂-Aggregate (Abb. 9.18 C, S. 132) auf Grund ihrer Korngröße durchaus als SiO₂-Quelle dienen (vgl. Abschnitt 4.2.2.1, S. 49).

Zum Bereich der Lösungsmerkmale an silifizierten Organismenresten und authigenen Quarzaggregaten der Malm-Karbonate Nordost-Bayerns sind weiterführende Untersuchungen notwendig.

Gruppe 2:

1. Verwitterung feldspathaltiger Kreidesedimente
Die in den Kreidesedimenten enthaltenen Feldspäte unterliegen im Spät-Oligozän bis Mittel-Miozän einer intensiven chemischen Verwitterung (Gilg 2000; Menckhoff und Tietz 2006). Das bei der Verwitterung frei werdende Si(OH)_4 könnte die Quelle der Anwachs säume an den untersuchten Quarzen sein.
2. Verwitterung der kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse
Bei der in situ-Kaolinisierung der kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse werden große Mengen Si(OH)_4 freigesetzt. Beispiel hierfür ist der kaolinisierte Zwei-Glimmer-Granit bei Tirschenreuth. Die Kaolinisierung ist von Gilg (2000) auf die Zeit vom späten Oligozän bis mittleren Miozän datiert worden und somit eine mögliche SiO_2 -Quelle für die Anwachs säume der untersuchten Quarze. Die frei werdende Menge an Si(OH)_4 würde aber eher Einkieselungshorizonte erwarten lassen.
3. Verwitterung feldspathaltiger Buntsandstein-Ablagerungen
Die Verwitterung feldspathaltiger Buntsandstein-Ablagerungen kommt als SiO_2 -Quelle nicht in Frage, da die Kaolinisierung bereits in der späten Unterkreide stattfand (Gilg 2000).

Die Anwachs säume der untersuchten Quarze müssen grundsätzlich von Einkieselungshorizonten abgegrenzt werden. Solche Kieselhorizonte treten im Arbeitsgebiet in Form von Kallmünzer-Blöcken auf. Sie stammen aus dem Einkieselungshorizont der Michelfelder Schichten. Dabei handelt es sich um bank- bzw. linsenförmige eingekieselte ober-turonische Schichten. Sie liegen heute als lose Blöcke auf der Alboberfläche (Freyberg 1961; Tillmann und Treibs 1967). Das Einkieselalter konnte bisher nicht genauer eingegrenzt werden. Diese markieren eine Phase intensiver Si(OH)_4 -Lieferung. Dies hat eine massive Si(OH)_4 -Übersättigung im Grundwasser zur Folge. Das Si(OH)_4 wird als unreife SiO_2 -Zementmodifikation im Sediment ausgeschieden. Dagegen repräsentieren die untersuchten Anwachs säume an den Quarzen eine leichte bis mäßige Übersättigung des Porenwassers. Zudem wurden in dieser Arbeit in der Bauernhöhle Fragmente solcher zementierter Quarzkörner nachgewiesen (Abb. 7.14 A, S. 90). Dieses weist auf eine Bildung der Einkieselungshorizonte vor Entwicklung der Anwachs säume an den Quarzen hin, da sie zeitgleich mit diesen Quarzen abgelagert wurden.

10.9. authigene Quarzaggregate

Eine Sonderstellung nehmen die authigenen Quarzaggregate im Probenmaterial ein. Auf Grund der idiomorphen Form der Einzelkristalle kann von einer frühgenetischen Bildung ausgegangen werden (vgl. Abschnitt 4.2.3 authigene Quarze, S. 55 und Chafetz und

Zhang 1998). Die Bildung der rekristallisierten Fossilfragmente ist wahrscheinlich unter den gleichen Bedingungen abgelaufen. Hierzu sind jedoch weitere Untersuchungen in einem neuen Projekt nötig.

Die Aggregate werden in allen Höhlen in unterschiedlichen Konzentrationen beobachtet. Besonders häufig treten sie in der Distlergrotte auf (siehe Abb. 9.18, S. 132 und Abb. 9.19, S. 134). Die Probe D3 wird durch die authigenen Quarzaggregate und rekristallisierten Fossilien dominiert (85% des siliziklastischen Anteils). Das dominante Auftreten der authigen gebildeten Quarzaggregate bzw. rekristallisierten Fossilien lässt sich mit dem Muttergestein der Höhle erklären. Die Distlergrotte liegt stratigrafisch im Malm δ . Diese Schichten sind für ihren hohen Anteil an Hornsteinknollen bekannt (Freudenberger und Schwerd 1996). In der Distlergrotte lassen sich diese Horizonte mit Hornsteinknollen im unteren Bereich beim Höhlensee an den Höhlenwänden sehr gut erkennen. Zudem werden authigene Megaquarze bzw. authigene Mikroquarze aus den Malmschichten des fränkischen Juras bereits in anderen Arbeiten beschrieben (vgl. Abschnitt 4.2.5 Primärer Quarz-Anteil in Malmkarbonaten Süddeutschlands, S. 56 und Menges 1995; Huang 1997). Das dominante Auftreten der authigenen Quarzaggregate im Sediment der Distlergrotte kann durch das gehäufte Vorkommen der Aggregate im Höhlenmuttergestein (Dolomit) erklärt werden. Dabei werden nicht-karbonatische Mineral-Anteile während der Dolomit-Verwitterung im Dolomitsand angereichert.

Auffällig ist die Verteilung der Aggregate mit Lösungsmerkmalen im Arbeitsgebiet. Während sie im Norden des Arbeitsgebietes keine nennenswerten Lösungserscheinungen an den einzelnen Kristallecken und -kanten zeigen (z. B. Distlergrotte Abb. 9.18, S. 132, Abb. 9.19, S. 134 und Windloch Abb. 9.24 E und F, S. 143 und Abb. 9.26 F, S. 146), weisen die Einzelkristalle der Aggregate im südlichen Arbeitsgebiet deutliche Lösungsverrundung der Kanten auf (Bauernhöhle Abb. 9.11 D, S. 121 und Wofstein Höhlenruine Abb. 9.29 C, S. 152). Die unter Abschnitt 10.6 (S. 170) beschriebenen vadosen Bedingungen fördern demnach ebenfalls die Lösung an den Einzelkristallen der Quarzaggregate.

10.10. Siliziklastische Proben

Neben den Dolomitsanden mit siliziklastischen Relikten wurden in einigen Höhlen zu Vergleichszwecken zusätzlich siliziklastische Proben genommen (Distlergrotte, Maximiliansgrotte und Windloch).

Bei den siliziklastischen Proben des Windlochs (SD3 und SD6) zeigen die Oberflächen der Quarze deutliche Überprägungen durch chemische Verwitterung; vgl. hierzu die Dreiecksdiagramme der Mittelwerte Windloch 6 (Anhang D.13, S. 230) und der Mittelwerte

Windloch-Gesamt (Anhang D.14, S. 231) und siehe auch Abb. 9.27 (S. 147). Bei vorangehenden Studien an fossilhaltigen Sedimenten des Windlochs wurden die Sedimente in das Altpleistozän gestellt (Obercromerium, Heller 1958). Die Quarze dieser Proben müssen nach Erkenntnissen dieser Arbeit ein höheres Alter haben, denn zur Zeit des Altpleistozäns war die durchschnittliche Jahrestemperatur zu niedrig, um chemisch induzierte Verwitterungsmerkmale auf den Oberflächen der Quarze zu erzeugen (vgl. Abschnitt 2.2.5 Quartär, S. 29).

Die siliziklastischen Proben aus der Distlergrotte und der Maximiliansgrotte sind deutlich durch physikalische Verwitterung geprägt. Siehe hierzu Distlergrotte Abb. 9.16 (S. 130) und Maximiliansgrotte Abb. 9.20 (S. 137).

Auf den Quarzen der Proben D1 und D2 aus der Distlergrotte sind die Merkmale, die durch chemische Verwitterung induziert wurden, noch erkennbar, jedoch durch mechanische Einflüsse überprägt (Abb. 9.16, S. 130). Die beobachteten Strukturen repräsentieren ein chemisch verwittertes Sediment mit anschließendem Kurzstrecken-Transport und Ablagerung. Im Anschluß an die letzte Ablagerung wurden die Quarze nicht erneut durch chemische Verwitterung überprägt. Es entstanden keine neuen chemisch induzierten Strukturen.

Die Quarze der siliziklastischen Probe aus der Maximiliansgrotte sind durch physikalische Verwitterung geprägt (Abb. 9.20, S. 137). Die beobachteten Strukturen sind ausschließlich durch mechanische Einwirkungen entstanden. Lösungsmerkmale werden nicht beobachtet.

Eine Ablagerung der siliziklastischen Proben aus der Distlergrotte und der Maximiliansgrotte erfolgte zu einer Zeit, in der die durchschnittliche Jahrestemperatur zu niedrig für chemische Verwitterung war (vgl. Abschnitt 2.2.5 Quartär, S. 29). Diese Proben können nicht für die Korrelation der Bildungsbedingungen chemisch induzierter Quarzoberflächenmerkmale mit den aktuellen neogenen Klimamodellen nach Bruch et al. (2006) und Böhme et al. (2007, 2008) herangezogen werden.

11. Zusammenfassung / Summary

11.1. Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird geprüft, ob Quarze aus Höhlensedimenten verschiedener fränkischer Höhlen identische bzw. vergleichbare Merkmale intensiver chemischer Verwitterung aufweisen, die vorwiegend in situ, d.h. innerhalb der Höhle entstanden sind. Zu diesem Zweck wurde ein Katalog aus bereits beschriebenen Oberflächenmerkmalen sowie den in den Höhlen neu beobachteten Merkmalen zusammengestellt. Das REM-Bildmaterial wurde weitgehend mit Hilfe von Referenzproben und den untersuchten Höhlensedimenten zusammengestellt und kategorisiert.

Katalog

In dieser Arbeit werden die Oberflächenstrukturen nicht, wie bisher üblich, als Produkt eines spezifischen Environments betrachtet (z. B. glazigen, littoral, fluviatil, aeolisch, usw.), sondern als Ergebnis der prägenden physikalischen und/oder chemischen Verwitterung. Weiterhin wird die Oberflächenprägung als Entwicklungsabfolge der Verwitterungstypen betrachtet. Es handelt sich also um eine fortlaufende Entwicklung der auftretenden Oberflächenstrukturen durch die wirkenden Verwitterungstypen. Die chemisch induzierten Verwitterungsmerkmale werden in Wachstums- und Lösungsmerkmale unterteilt. Die Entwicklung der Wachstumsmerkmale wird in Flächenwachstum (nach Menckhoff und Tietz 2006; Tietz 2007) und in kristallographisch orientierte Anwachssäume (crystallographic overgrowth nach Pittman 1972; Higgs 1979) untergliedert. Für die Lösungsmerkmale wurde bisher in der Literatur noch keine Einteilung unter dem Gesichtspunkt einer fortlaufenden Gestaltung der Merkmale im Verlauf der Verwitterung vorgenommen, daher wird diese Einteilung erstmals in dieser Arbeit erstellt. Es erfolgt eine Unterteilung dieser Oberflächenmerkmale in extern und intern induzierte Merkmale. Die extern induzierten Merkmale (physikalisch angelegte Brüche und Sprünge an der Kornoberfläche) werden bei der Verwitterung durch Lösung zuerst freigelegt und sichtbar, danach werden intern induzierte Merkmale (kristallspezifische Merkmale wie z. B. Korngrenzen) freigelegt und sichtbar.

Quantitative Auswertung

Die Untersuchung der chemisch verwitterten Quarze aus den Höhlen ergab eine Vielzahl an verschiedenen Oberflächenmerkmalen, die sich z. T. von Höhle zu Höhle unterscheiden

und häufig nicht direkt vergleichbar sind. Daher war es notwendig, einen neuen Ansatz zur Quantifizierung der Verwitterungsstärke anhand der Oberflächenmerkmale zu entwickeln. Dieser neu entwickelte Ansatz beruht auf dem Einfluss der Verwitterungstypen auf die Quarzoberflächen und die dadurch entstehenden Oberflächenmerkmale. Die Oberflächenmerkmale werden mit Hilfe des Katalogs der physikalischen bzw. chemischen Verwitterung zugeordnet. Die chemische Verwitterung wird bei dieser Analyse in die Subkomponenten Wachstum und Lösung unterteilt. Die Einflussstärke der Verwitterungskomponenten (Wachstum/Lösung/Mechanik) auf der sichtbaren Kornoberfläche wird geschätzt und anschließend in ein Dreiecksdiagramm eingetragen. Aus dem Diagramm lässt sich dann der dominierende Verwitterungstyp ablesen. Die Zielführung dieser neu entwickelten Methode wurde mit Hilfe von Referenzproben aus bekannten Environments geprüft.

Modell der Sedimentationshistorie

Durch die quantitative Erfassung der Anteile der Verwitterungstypen, die maßgeblich für die Oberflächengestaltung der untersuchten Quarze aus den Höhlensedimenten sind, konnten trotz unterschiedlicher Oberflächenmerkmale die verschiedenen Proben miteinander verglichen werden. Somit wurden Gruppen gleichen Verwitterungstyps und gleicher Verwitterungsdauer identifizierbar. Auf Basis dieser Daten konnte eine Sedimentationshistorie der unterschiedlich geprägten Höhlensedimente erstellt werden.

Quarz-Lösungs-Wachstums-Parameter und Korrelation mit Klimamodellen bzw. lokalen Hebungsphasen

Weiter sollte in dieser Arbeit geprüft werden, ob sich die Bildungsbedingungen der chemisch induzierten Quarzoberflächen mit aktuellen Paläo-Klimamodellen bzw. Hebungsphasen korrelieren lassen. Zu diesem Zweck wurden die lösungs-wachstums-beeinflussenden Parameter von SiO_2 für ein nicht diagenetisch geprägtes karbonatisches Milieu diskutiert. Dabei wurde der wesentliche Einfluss der Wassersättigung (phreatisch/vados) des betrachteten Milieus für das Lösungs-Wachstumsverhalten von SiO_2 deutlich. Für Wachstumsmerkmale auf Quarzen wurde unter phreatischen Bedingungen im Sediment die Umgebungstemperatur als wesentlicher Wachstums-Faktor identifiziert. Lösungsmerkmale setzen bei diesen Bedingungen im Sediment eine Temperaturerhöhung voraus. Eine solche Temperaturerhöhung lässt sich in keinem der neogenen Paläo-Klimamodellen nachvollziehen (vgl. Abschnitt 2.2.4 Neogen, S. 26). Für die beobachteten Lösungsmerkmale auf den Quarzen muss von einer Änderung des Wassersättigungs-Grades des Sedimentes ausgegangen werden, es muss demnach ein Wechsel von phreatischen zu vadosen Bedingungen erfolgt sein. Eine solche Änderung ist in der Regel an die Geomorphologie gekoppelt. Daher ist eine Abhängigkeit der Lösungsmerkmale von Hebungsphasen und Erosion in der Region wahrscheinlich.

Die Oberflächenmerkmale auf den chemisch geprägten Quarzen der Höhlensedimente lassen sich in vier Strukturfamilien unterteilen:

1. Flächenwachstum bzw. Subindividuen
2. Mikrokristallrasen
3. Lösungsmerkmale an neu gefällten Anwachssäumen
4. ausschließlich Lösungsmerkmale

Die beiden ersten Strukturfamilien können auf Grund der Bildungsbedingungen der Quarzwachstumsmerkmale mit aktuellen neogenen Klimamodellen (Bruch et al. 2006; Böhme et al. 2007, 2008; Utescher et al. 2009) korreliert werden. Die Strukturfamilie 3 kann dagegen mit den Hebungsphasen (Unger und Schwarzmeier 1987) in Übereinstimmung gebracht werden. Strukturfamilie 4 steht für eine gesonderte, unabhängige Entwicklung zu den Strukturfamilien 1 bis 3 mit früh einsetzenden vadosen Bedingungen im Sediment. Die Bildungsphasen der Strukturfamilien können somit über die Klimamodelle bzw. Hebungsphasen zeitlich zugeordnet werden.

Das Flächenwachstum bzw. die Subindividuen werden auf Basis der Korrelation mit den neogenen Klimamodellen als prä-karpatische Bildung eingestuft, Mikrokristallrasen werden auf der gleichen Grundlage als karpatische Strukturen interpretiert. Die Bildung beider Strukturfamilien wird maßgeblich durch die Temperaturentwicklung im Miozän gesteuert.

Die Lösungsmerkmale an neu gefällten Anwachssäumen beschränken sich auf den nördlichen Teil des Arbeitsgebietes. Sie sind das Produkt geänderter Grundwasserbedingungen (phreatisch → vados) und somit abhängig von Hebungsphasen im Neogen. Da sie in der Regel die Wachstumsstrukturen überprägen, lassen sich die Bildungsbedingungen mit dem letzten nachweisbaren Nordvorschub des alpinen Orogens zwischen 12-10 Ma korrelieren. Es handelt sich demnach um eine post-karpatisch einzustufende Oberflächenprägung.

Im südlichen Arbeitsgebiet werden ausschließlich Lösungsmerkmale beobachtet. Diese deuten auf eine gesonderte Entwicklung der Verwitterungsbedingungen hin. Dort herrschten deutlich früher vadosen Bedingungen im Sediment als im nördlichen Arbeitsgebiet (vgl. Abschnitt 2.2.4 Neogen, S. 26). Diese Bedingungen erzeugten reine Lösungsmerkmale, zu nennenswerter Ausfällung von Wachstumsstrukturen auf den Quarzen kam es nicht.

Auf Grund des fehlenden mechanischen Abriebs an den chemisch induzierten Oberflächenmerkmalen aller Strukturfamilien kann zudem von einer in situ Bildung der chemischen Strukturen in der Höhle ausgegangen werden. Dadurch wird eine indirekte zeitliche Eingrenzung des Minimalalters für die Existenz der untersuchten fränkischen Höhlen möglich. Das Fehlen der mechanisch erzeugten Strukturen kann so interpretiert werden, dass die Höhlen zumindest seit dem frühen Neogen existieren.

Mögliche SiO₂-Quellen

Als mögliche Quellen des SiO₂ für die Anwuchsstrukturen an den detritischen Quarzkörnern im nördlichen Arbeitsgebiet kommen die Verwitterungslösung aus feldspathaltigen Kreidese-dimenten sowie unreife, d. h. instabile authigene Quarzaggregate aus den Malm-Karbonaten in Frage.

11.2. Summary

This research study examines whether quartzes from cave sediments of different Franconian caves show identical or comparable features of intensive chemical weathering that have developed in situ within the cave. For this purpose a catalog of already well-known surface features and new surface features found on quartzes in the cave sediments is created. The SEM pictorial material of the catalog was generated from reference samples and from the analyzed cave sediments. They are composed and categorized within the catalog.

catalog

The surface features are not classified as a result of a specific environment (such as: glacial, litoral, fluvial or eolian) as it has been done to date. Here they are classified as a result of physical or chemical weathering. Furthermore, the surface imprinting is regarded as a development sequence of the weathering types. Thus it is an ongoing development of the occurring surface features by the effective weathering types. The chemical-induced weathering features are classified in growth and dissolution features. The development of growth features are subdivided in surface growth (by Menckhoff und Tietz 2006; Tietz 2007) and crystallographic overgrowth (by Pittman 1972; Higgs 1979). To date, scientific literature has not subdivided the dissolution features from the aspect of the continuous features development within the course of weathering. These surface features are subdivided into external and internal induced features. The externally induced features (cracks physically created on the grain's surface) are uncovered by chemical weathering (dissolution) and made visible. After that, internally induced features like grain boundaries are uncovered and made visible by dissolution.

quantitative analysis

The analysis of chemically weathered quartzes from caves shows a multitude of different surface features. In many cases they are not directly comparable, differing from cave to cave. Therefore, it was necessary to develop a new approach for quantifying the weathering intensity on the basis of found surface features. This new approach is based on the influence of the weathering types and the surface features created. The surface features are assigned to chemical or physical weathering using the newly created catalog. Chemical weathering is subdivided into the subcomponents of growth and dissolution. The intensity of the weathering components (growth/dissolution/mechanics) on the visible grain's surface is

estimated and plotted into a ternary diagram. The dominating weathering type is readable from that diagram. The correctness of this method is checked by using some reference samples chosen from well-known environments.

model of sedimentation history

Despite different surface features on the examined quartz grains the different samples became comparable due to quantitative recordings of the contributing weathering types on surface features. It was possible to identify groups of the same weathering types and weathering durations. Based on this data a sedimentation history of the different cave sediments could be developed.

growth and dissolution parameters of quartz and correlation with climate models and local uplift

Additionally, the conditions for the origin of chemically induced quartz surface features were examined to see if they could be correlated with actual paleo climate models and/or local uplifts. For this purpose, the growth and dissolution parameters of SiO_2 for a non-diagenetic environment are discussed. The substantial influence of the examined environment's water saturation (phreatic/vadose) for the dissolution and growth behavior of SiO_2 became clear. The ambient annual air temperature was identified as a substantial factor impacting the growth features on quartz grains out of sediments with phreatic conditions. Development of dissolution features requires an elevated temperature within the sediment. Such an elevating temperature cannot be found within any of the neogen paleo climate models (also see section 2.2.4 Neogen, p. 26). For the observed dissolution features, the sediment's changing water saturation must be assumed. A change from phreatic to vadose conditions must have taken place. Usually, such a change is connected to the geomorphology. Therefore, a dependency of the dissolution features on regional uplifts and erosion is a reasonable assumption.

The surface features on chemically weathered quartz grains can be divided into four families of structures:

1. surface growth and/or sub-individual crystals
2. micro crystals cover
3. dissolution features on new crystallographic overgrowth
4. only dissolution features

The first two structural families can be correlated with current neogen climate models due to conditions for the origin of the quartz growth features. On the other hand, the third structural family can be considered to agree with the uplift phases. The fourth structural family stands for a separate, independent development of the structural families 1 to 3 with vadose conditions starting early in the sediment.

Using the climate models and/or the uplift phases the structural families can be temporally placed.

Based on correlation with the neogen climate models, the surface growth and/or the sub-individual crystals can be seen as pre-carpatian development while the micro crystal covers are interpreted on the same basis as carpatian structures. The development of these structural families is significantly controlled by the temperature development within miocene.

The dissolution features on newly crystallographic overgrowth are limited to the northern portion of the study area. They are products of changed water saturation (phreatic → vadose) and, therefore, dependent on uplifts within the neogene. Usually, they overprint growth features. Thus, the conditions of origin can be correlated with the last northern overthrusting of the alpine orogene between 12-10 Ma. This reflects a post-carpatian surface feature.

In the southern study area, only dissolution features are observed. This points to a different development of the weathering conditions. There have been vadose conditions in the sediments earlier than in the northern part of the study area (also see section 2.2.4 Neogen, p. 26). These conditions created pure dissolution features, there has been nearly no development of growth features on quartz.

Because of missing mechanical abrasion on the chemically induced surface features of all four structural families, an in situ creation of the structures can be assumed. This makes an indirect temporal placement for the minimal age of the caves possible. The missing features can be interpreted such that the caves have existed since the early neogene era.

possible SiO₂-sources

Possible SiO₂-sources for the crystallographic overgrowth on the detritical quartz grains are the weathering solution from feldspar containing cretaceous sediments as well as immature that is unstable authigene quartz aggregates out of malm carbonates.

12. Ausblick

Höhlen werden zur Zeit bevorzugt als singuläre Forschungsobjekte untersucht (u. a. Wurth et al. 2000; Kempe et al. 2002; Wurth 2002). Um die Gültigkeit der auf dieser Basis entwickelten Modelle und Methoden zu untermauern, werden häufig die Ergebnisse unterschiedlicher Höhlen aus verschiedenen Karstprovinzen miteinander verglichen (u. a. Kempe et al. 2002; Wurth 2002). Diese Arbeit zeigt, dass es sinnvoll ist, die Ergebnisse verschiedener Höhlen einer einzelnen Karstprovinz zu vergleichen und im regionalen Kontext zu betrachten.

Diese Untersuchung muss als Beginn einer detaillierten Untersuchungsreihe der Verwitterungsabläufe und Gleichgewichtssysteme an siliziklastischem Material in der Karsterscheinung „Höhle“ gesehen werden. So können sie unter Berücksichtigung bekannter regionaler Klimaentwicklungs-Modelle bzw. morphologischer Hebungsphasen zur Interpretation der Landschaftsentwicklung herangezogen werden. Es wurden Sedimente aus Höhlen entlang der NNW-SSE-verlaufenden Krottensee-Welluck-Lenoie-Flexur untersucht. Interessant wäre eine Ausdehnung der Untersuchung auf andere Verbiege- und Bruchzonen im Gesamtbereich der Fränkischen und Schwäbischen Alb, um regionale Unterschiede zu erfassen und eine detaillierte Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung zu ermitteln.

Hierzu ist es sinnvoll, den Quarzoberflächenkatalog gegebenenfalls zu ergänzen. In diesem Zusammenhang ist eine Weiterentwicklung der semi-quantitativen Oberflächenbewertung für die Verwitterungseinflüsse anhand weiterer Proben aus unterschiedlichen Milieubedingungen möglich. Daneben sollte der Einfluss von Erdalkalien im Porenwasser auf das Wachstums-Lösungs-Verhalten eingehender im Gelände untersucht werden.

Nur am Rande der Untersuchung wurde die Dolomitsandbildung angeschnitten. Hier ist eine Klärung der Dolomitsandbildung in Abhängigkeit der Sedimentwassersättigung und des Klimas interessant.

Bewusst ausgelassen wurde in dieser Arbeit die Beschreibung und Interpretation von Verwitterungsmerkmalen an Feldspäten, die z. T. intensive Waben-Verwitterung aufweisen. Ebenso wurde der Tonanteil nicht in die Auswertung mit einbezogen. Ein weiteres Augenmerk sollte auf die Bohnererzbildungen, die in den Höhlensedimenten auftreten, gerichtet werden. Hier herrscht noch großer Forschungsbedarf.

Literaturverzeichnis

- Ahnert, F. (1996). *Einführung in die Geomorphologie*. Stuttgart: (UTB) Verlag Eugen Ulmer GmbH & Co.,
- Aleva, G. J. J. (1994). *Laterites : Concepts, Geology, Morphology, and Chemistry*. Wageningen, The Netherlands: International Soil Reference and Information Centre.
- Alexander, G., Heston, W., und Iler, H. (1954). The solubility of amorphous silica in water. *The journal of physical chemistry*, 58(6), 453–455.
- Asumadu, K., Gilkes, R. J., Armitage, T. M., und Churchward, H. M. (1988). The effects of chemical weathering on the morphology and strength of quartz grains - an example from S.W. Australia. *Journal of Soil Science*, 39, 375–383.
- Asumadu, K., Gilkes, R. J., Churchward, H. M., und Armitage, T. M. (1987). Detailed characterization of quartz grains in tow sandy soils, Western Australia. *Geoderma*, 41, 29–47.
- Baccelle, L. und Bosellini, A. (1965). Diagrammi per la stima visiva della composizine percentuale nelle rocce sedimentarie. *Science Geologiche e Paleontologiche*, 1, 59–62.
- Baker, H. J. W. (1976). Environmental sensitivity of submicroscopic surface textures on quartz sand grains - a statistical evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46(4), 871–880.
- Bausch, W. (1965). Dedolomitisierung und Recalcitisierung in fränkischen Malmkalken. *Neues Jahrbuch der Mineralogie*, 75–82.
- Bausch, W. M. (1980). Tonmineralprovinzen in Malmkalken. *Erlanger Forschungen Reihe B Naturwissenschaften und Medizin*, 8, 1–78.
- Bausch, W. M. (1987). Significance and Interpretation of the Silt/Clay Ratio in Insoluble Residues of Limestones. *Chemie der Erde*, 46, 329–335.
- Bickmore, B. R., Nagy, K. L., Gray, A. K., und Binerhoff, A. R. (2006). The effect of $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ on the dissolution rate of quartz. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 290–305.
- Biedermann, E. W. J. (1962). Distinction of shoreline environments in New Jersey. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32(2), 181–200.

- Blatt, H. (1982). *Sedimentary Petrology*. San Francisco: W. H. Freeman and Company.
- Borger, H. (1993). Quarzkornanalyse mittels Rasterelektronenmikroskop und Dünnschliff unter besonderer Berücksichtigung tropischer Verwitterungsresiduen. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, 37(3), 351–375.
- Borger, H. (2000). *Mikromorphologie und Paläoenvironment - die Mineralverwitterung als Zeugnis der cretazisch-tertiären Umwelt in Süddeutschland*. Relief, Boden, Paläoklima 15. Berlin: Gebrüder Borntraeger.
- Brand, F. (2006). Was können wir aus den lehmigen Ablagerungen der Binghöhle ablesen? In F. Brand, R. Illmann, F. Leja, D. Preu, und H. Dr. Schabdach (Eds.), *Die Binghöhle bei Streitberg - Auf den Spuren eines unterirdischen Flusses* (pp. 60). Streitberg: Marktgemeinde Wiesenttal.
- Brantley, S. L., Crane, S. R., Crerar, D. A., Hellmann, R., und Stallard, R. (1986). Dissolution at dislocation etch pits in quartz. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 2349–2361.
- Brown, J. E. (1973). Depositional histories of sand grains from surface textures. *Nature*, 242, 396–398.
- Bruch, A. A., Uhl, D., und Mosbrugger, V. (2007). Miocene climate in Europe - Patterns and evolution A first synthesis of NECLIME. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253, 1–7.
- Bruch, A. A., Utescher, T., Mosbrugger, V., Gabrielyan, I., und Ivanov, D. A. (2006). Late miocene climate in the circum-alpine realm - a quantitative analysis of terrestrial palaeofloras. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238(1-4), 270–280.
- Burger, D. (1982). Zur Dolomitverwitterung der Fränkischen Alb. *Abhandlungen zur Karst- und Höhlenkunde, Reihe A*, 17, 105–109.
- Burger, D. (1989). Dolomite weathering and micromorphology of palaeosoils in the Franco-nian Jura. *Catena Supplement*, 15, 261–267.
- Böhme, M., Bruch, A. A., und Selmeier, A. (2007). The reconstruction of Early and Middle Miocene climate and vegetation in Southern Germany as determined from the fossil wood flora. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253, 91–114.
- Böhme, M., Ilg, A., und Winklhofer, M. (2008). Late Miocene "washhouse" climate in Europe. *Earth and Planetary Science Letters*, 275, 393–401.
- Chafetz, H. S. und Zhang, J. (1998). Authigenic euhedral megaquartz crystals in a quaternary dolomite. *Journal of Sedimentary Research*, 68(5), 994–1000.

- Culver, S. J., Bull, P. A., Campbell, S., Shakesby, R. A., und Whalley, W. B. (1983). Environmental discrimination based on quartz grain surface textures: a statistical investigation. *Sedimentology*, 30, 129–136.
- Darmody, R. G. (1985). Weathering assessment of quartz grains: a semiquantitative approach. *Soil Science Society of America Journal*, 49, 1322–1324.
- Doornkamp, J. C. (1974). Analysis of the surface texture of selected quartz grains from southern Africa using a scanning electron microscope. *South African Geographical Journal*, 56(2), 121–127.
- Doukhan, J.-C. (1989). Signatures of impacts in quartz in impacts on earth (microstructures and formation mechanisms). In D. Benest und C. Froeschle (Eds.), *Impacts on Earth*, Lecture Notes in Physics (pp. 137–154). Berlin: Springer.
- 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., Han, N., und DeYoreo, J. J. (2005). Mechanisms of classical crystal growth theory explain quartz and silicate dissolution behavior. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 102(43), 15357–15362.
- Dove, P. M. und 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.
- Drever, J. I. (1982). *The Geochemistry of Natural Waters: Surface and Groundwater Environments*, volume 3. Upper Saddle River, NJ: Prentice-Hall.
- Eberle, J., Eitel, B., Blümel, W. D., und Wittmann, P. (2007). *Deutschlands Süden vom Erdmittelalter zur Gegenwart*. Berlin, Heidelberg: Springer Verlag.
- Eitel, W. (1965). *Silicate Science II, Glasses, enamels and slags*. New York: Academic Press.
- Eswaran, H. und 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 1:25000 Blatt Nr. 6234 Pottenstein*. München: Bayerisches Geologisches Landesamt.
- Feldmann, L. (2002). Das Quartär zwischen Harz und Allertal: mit einem Beitrag zur Landschaftsgeschichte im Tertiär.
- Flügel, E. (2004). *Microfacies of Carbonat Rocks - Analysis, Interpretation and Application*. Heidelberg, New York: Springer-Verlag.

- Freudenberger, W. und Schwerd, K. (1996). *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000*, volume 4. München: Bayerisches Geologisches Landesamt.
- Freyberg, B. v. (1953). Zur Stratigraphie von Jura und Kreide bei Vilseck-Freihung (OPf.). *Neues Jahrbuch der Geologie und Paläontologie*, 97, 271–282.
- Freyberg, B. v. (1961). *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000*, Blatt Nr. 6235 Pegnitz. München: Bayerisches Geologisches Landesamt.
- Füchtbauer, H. und Müller, G. (1970). *Sediment-Petrologie - Teil 2 - Sedimente und Sedimentgesteine*. Stuttgart: E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Garleff, K. und Kris, P. (1997). *Beiträge zur fränkischen Reliefgeschichte: Auswertung kurzlebiger Großaufschlüsse im Rahmen von DFG-Projekten*. Bamberger Geographische Schriften, Sonderfolge. Bamberg: Universität Bamberg.
- Garrels, M. D. und Christ, C. L. (1965). *Solutions, minerals, and equilibria*. Tokyo: Harper and Row, New York and John Weatherhill, Inc.
- Gautier, J.-M., Oelkers, E. H., und Schott, J. (2001). Are quartz dissolution rates proportional to B.E.T. surface areas? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(7), 1059–1070.
- Gilg, H. A. (2000). D-H-evidence for the timing of kaolinization in Northeast Bavaria, Germany. *Chemical Geology*, 170, 5–18.
- Gill, R. (1993). *Chemische Grundlagen der Geowissenschaften*. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag.
- Gillieson, D. S. (1981). Scanning electron microscopy study of cave sediments. *Helictite*, 19(1), 22–27.
- Glaser, S. (2000). Die Verkarstung des Malms der Südlichen Frankenalb. *Laichinger Höhlenfreunde*, 35(1), 39–58.
- Gratz, A. J., Manne, S., und Hansma, P. K. (1991). Atomic force microscopy of atomic-scale ledges and etch pits formed during dissolution of quartz. *Science*, 251, 1343–1346.
- Grimm, W. D. (1962). Idiomorphe Quarze als Leitminerale für saline Fazies. *Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie*, 15, 880–887.
- Grunenberg, T. (1992). *Ursachen von Farben und Verfärbungen in Natursteinplatten aus Teuchtlinger Marmor*. Dissertation, Friedrich-Alexander-Universität.
- Habbe, K. A. (1989). Der Karst der Fränkischen Alb, Formen, Prozesse, Datierungsprobleme. *Schriften des Zentralinstituts für fränkische Landeskunde und allgemeine Regionalforschung an der Universität Erlangen-Nürnberg*, 28, 35–76.

- Heller, F. (1958). Eine neue altquartäre Wirbeltierfauna von Erpfingen (Schwäbische Alb). *Neues Jahrbuch der Mineralogie Abh.*, 107, 1–102.
- Hicks, B. D. (1985). *Quartz dissolution features: An experimental and petrofabric study*. Master of science, University of Missouri-Columbia.
- Higgs, R. (1979). Quartz-grain surface features of mesozoic-cenozoic sands from the Labrador and Western Greenland continental margins. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(2), 599–610.
- Hofbauer, G., Kaulich, B., und Gropp, C. (2005). Sind die Dolomithöhlen der Nördlichen und Mittleren Frankenalb tatsächlich das Ergebnis der Karbonatlösung?
- Huang, W. (1997). *Mineralogische und geochemische Untersuchungen von Karbonatgesteins-Sequenzen im Malm Oxford der nördlichen und östlichen Frankenalb (Süddeutschland)*. Dissertation, Friedrich-Alexander-Universität.
- Iler, R. K. (1979). *The chemistry of silica - Solubility, Polymerization, Colloid and Surface Properties, and Biochemistry*. New York: John Wiley & Sons Inc.
- Jasmund, K. und Lagaly, G. (1993). *Tonminerale und Tone - Struktur, Eigenschaften, Anwendung und Einsatz in Industrie und Umwelt*. Darmstadt: Steinkopff Verlag.
- Kempe, S., Rosendahl, W., Wiegand, B., und Eisenhauer, A. (2002). New speleothem dates from caves in Germany and their importance for the Middle and Upper Pleistocene climate reconstruction. *Acta Geologica Polonica*, 52(1), 55–61.
- Kennedy, G. C. (1950). A portion of the system silica-water. *Economic Geology*, 45, 629–653.
- Kleber, W. (1977). *Einführung in die Kristallographie* (14 ed.). Berlin: VEB Technik.
- Knoblauch, G. (1963). *Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen an Weißjurakalken der geschichteten Fazies im Gebiet von Urach und Neuffen*. Dissertation, Eberhard-Karls-Universität.
- Kossel, W. (1927). Zur Theorie des Kristallwachstums. *Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen Mathematisch-Physikalische Klasse*, 135–143.
- Krauskopf, K. B. und Bird, D. K. (1995). *Introduction to Geochemistry* (3 ed.). New York: McGraw-Hill, Inc.
- Krinsley, D. H. und Doornkamp, J. C. (1973). *Atlas of quartz sand surface textures*. Cambridge: University Press, Cambridge.
- Krinsley, D. H. und Takahashi, T. (1962). The surface textures of sand grains: an application of electron microscopy. *Science*, 135, 923–235.

- Landmesser, M. (1988). Transport- und Akkumulationsmechanismen des SiO₂ in petrologischen Systemen: Achat. *Zeitschrift der Deutschen Gemmologischen Gesellschaft*, 36, 101–119.
- Landmesser, M. (1990). Achate als sedimentpetrologische Modellsysteme. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft - Beiheft zum European Journal of Mineralogy*, 2(1), 153.
- Landmesser, M. (1994). Zur Entstehung von Kieselhölzern. *extra Lapis*, 7, 49–80.
- Landmesser, M. (1995). Mobility by metastability: silica transport and accumulation at low temperatures. *Chemie der Erde*, 55, 149–176.
- Landmesser, M. (1998). „Mobility by Metastability“ in Sedimentary and Agate Petrology: Applications. *Chemie der Erde*, 58, 1–22.
- Laschet, C. (1984). On the origin of cherts. *Facies*, 10, 257–290.
- LeRibault (1975). L'exoscopie. Méthode et applications. Technical report, Total.
- Lidmar-Bergström, K., Olsson, S., und Roaldset, E. (1999). Relief features and palaeoweathering remnants in formerly glaciated scandinavian basement areas. In M. Thiry und R. Siom-Coincon (Eds.), *Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits - Special Publication International Association of Sedimentologists*, volume 27 (pp. 275–301). London: Blackwell Science.
- Little, I. P., Armitage, T. M., und Gilkes, R. J. (1978). Weathering of quartz in dune sands under subtropical conditions in eastern Australia. *Geoderma*, 20, 225–237.
- Mahaney, W. C. (2002). *Atlas of sand grain surface textures and applications*. Oxford, New York: Oxford University Press.
- Mai, D. H. (1995). *Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas: Methoden und Ergebnisse*. Jena: Gustav Fischer Verlag.
- Marcelino, V., Mussche, G., und Stoops, G. (1999). Surface morphology of quartz grains from tropical soils and its significance for assessing soil weathering. *European Journal of Soil Science*, 50, 1–8.
- Marcelino, V. und Stoops, G. (1996). A weathering score for sandy soil materials on the intensity of etching of quartz grains. *European Journal of Soil Science*, 47, 7–12.
- Margolis, S. V. (1968). Electron microscopy of chemical solution and mechanical abrasion features on quartz sand grains. *Sedimentary Geology*, 2, 243–256.

- Margolis, S. V. und Krinsley, D. H. (1974). Processes of formation and Environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains. *American Journal of Science*, 274, 449–464.
- Martin, C., Drews, I., Eiblmaier, M., und Pretsch, H. (Eds.). (2000-2002). *Lexikon der Geowissenschaften in sechs Bänden*. Heidelberg u. a.: Spektrum akademischer Verlag Heidelberg.
- Marzolf, J. E. (1976). Sand-grain frosting and quartz overgrowth examined by scanning electron Microscopy: the Navajo sandstone (jurassic(?)), Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46(4), 906–912.
- Menckhoff, K. (2005). *Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen an Tertiärsanden der Sandgrube Bronn /Franken inkl. Detailkartierung auf Blatt 6234 Pottenstein*. Diplomarbeit, Universität Hamburg.
- Menckhoff, K. (2006). Geologische Detailkartierung im Veldensteiner Forst (Ausschnitt aus Blatt 6234 Pottenstein). *Geologische Blätter NO-Bayern*, 56(1-4), 31–46.
- Menckhoff, K. (2008). Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen an äolischen Quarzsanden bei Neumarkt i.d.OPf. *Geologische Blätter NO-Bayern*, 58(1-4), 13–26.
- Menckhoff, K. (2010). *Mikro-Oberflächenstrukturen auf detritischen Quarzkörnern als Paläoklimaindikatoren*. Dissertation, Universität Hamburg.
- Menckhoff, K. und Tietz, G. (2006). Identifikation und Deutung von Verwitterungsformen klastischer Quarze aus Oberkreide-Sedimenten (Sandgrube Bronn/Pegnitz). *Geologische Blätter NO-Bayern*, 56(1-4), 1–30.
- Menges, G. C. (1995). *Petrographische und geochemische Untersuchungen des unlöslichen Rückstands von Oxfordkalken*. Dissertation, Ruprecht-Karls-Universität.
- Meyer, R. K. F. (1972). Stratigraphie und Fazies des Frankendolomits (Malm) Teil 1: Nördliche Frankenalb. *Erlanger geologische Abhandlungen*, 91, 3–28.
- Meyer, R. K. F. (1996). Kreide. In W. Freudenberger und K. Schwerd (Eds.), *Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:500000*, volume 4 (pp. 112–128). München: Bayerisches Geologisches Landesamt.
- Meyer, R. K. F. (2000). *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6638 Schwandorf*. München: Bayerisches Geologisches Landesamt.
- Meyer, R. K. F. und Schmidt-Kaler, H. (1992). *Wanderungen in der Erdgeschichte*. (5) Durch die Fränkische Schweiz. München: Verlag Dr. Friedrich Pfeil.

- Meyer, R. K. F. und Schmidt-Kaler, H. (1996). Jura. In W. Freudenberger und K. Schwerd (Eds.), *Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50000*, volume 4 (pp. 90–111). München: Bayerisches Geologisches Landesamt.
- Meyers, W. J. und James, A. T. (1978). Stable isotopes of cherts and carbonate cements in the Lake Valley Formation (Mississippian), Sacramento Mts., New Mexico. *Sedimentology*, 25, 105–124.
- Michel, U. (2001). *Petrophysikalische Eigenschaften der dolomitischen Massenfazies (Kimmeridge) der Südlichen Frankenalb in Abhängigkeit von faziellen und diagenetischen Entwicklungen nebst ihrer Bedeutung für die Verdünnung und den Abbau von Schadstoffen im Karstgrundwasser*. Dissertation, Friedrich-Alexander Universität.
- Molenaar, N. und de Jong, A. F. M. (1987). Authigenic quartz and albite in Devonian limestones: origin and significance. *Sedimentology*, 34, 623–640.
- Morey, G. W. und Hesselgesser, J. M. (1951). The solubility of some minerals in superheated stream at high pressures. *Economic Geology*, 46, 821–835.
- Mosbrugger, V., Utescher, T., und Dilcher, D. L. (2005). Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 102(42), 14964–14969.
- Müller, G. (1964). *Methoden der Sediment-Untersuchung*. Sediment-Petrologie Teil 1. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Müller, W. F. (1969). Elektronenmikroskopischer Nachweis amorpher Bereiche in stoßwellenbeanspruchtem Quarz. *Die Naturwissenschaften*, 56, 279.
- Ostapenko, G. T. und Mitsyuk, B. M. (2006). Asymmetry of growth and dissolution on basal, minor rhombohedral and prism face of quartz. *Journal of Crystal Growth*, 294.
- Peterknecht, K. M. und Tietz, G. F. (2011). Chattermark trails: surface features on detrital quartz grains indicative of a tropical climate. *Journal of Sedimentary Research*, 81, 153–158.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., und R., S. (1987). *Sand and sandstone*, volume 2. New York: Springer.
- Pfeffer, K.-H. (1986). Das Karstgebiet der nördlichen Frankenalb zwischen Pegnitz und Vils. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 59, 67–85.
- Pfeffer, K.-H. (1989). The Karst Landforms of the northern Franconian Jura between the rivers Pegnitz and Vils. *Catena Supplement*, 15, 253–260.

- Pickford, M., Wanas, H., und Soliman, H. (2006). Indications for humid climate in the Western Desert of Egypt 11-10 Myr ago: evidence from Galagidae (Primates, Mammalia). *General Palaeontology (Palaeoecology)*, 5, 935–943.
- Pittman, E. D. (1972). Diagenese of quartz in sandstones as revealed by scanning electron microscopy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, 507–519.
- Polyak, V. J. und Güven, N. (2004). Silificates in carbonate speleothems, guadalupe mountains, new mexic, u.s.a. In I. D. Sasowsky und J. Mylroie (Eds.), *Studies of Cave Sediments, Physical and chemical records of Paleoclimate* (pp. 303–311). New York: Kluwer Academic/Plenum Publisher.
- Porter, J. (1962). Electron microscopy of sand surface texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32(1), 124–135.
- Press, F. und Siever, R. (1998). *Understanding Earth, Second Edition* (Second Edition ed.). New York: W. H. Freeman and Company.
- Priesnitz, K. (1967). Zur Frage der Lösungsfreudigkeit von Kalkgestein in Abhängigkeit von der Lösungsfläche und ihrem Gehalt an Magnesiumkarbonat. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, 11, 491–498.
- Pye, K. (1983). Formation of quartz silt during humid tropical weathering of dune sands. *Sedimentary Geology*, 34, 267–282.
- Pye, K. und Mazzullo, J. (1994). Effects of tropical weathering on quartz grain shape: an example from Northeastern Australia. *Journal of Sedimentary Research*, A64(3), 500–507.
- Ramdohr, P. und Strunz, H. (1967). *Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie* (15 ed.). Stuttgart: Ferdinand Enke.
- Reither, L. (1990). Raster-elektronenmikroskopische Untersuchung an Oberflächen von Quarz-Körnern aus datierten tertiären Spaltfüllungen der Südlichen Frankenalb und der angrenzenden Schwäbischen Alb.
- Reither, L., Tietz, G. F., und Bernd, T. (1988). Die Beeinflussung dolomitischer Karstwässer durch klastische Höhlensedimente am Beispiel der Kleinen Teufelhöhle/Pottenstein (Fränkische Alb). *Karst und Höhle*, 81–92.
- Ries, G. und Menckhoff, K. (2008). Lösung und Neuwachstum auf Quarzkörnern eiszeitlicher Sande aus dem Hamburger Raum. *Geschiebekunde Aktuell*, 24(1), 13–24.
- 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 W. Freudenberger und K. Schwerd (Eds.), *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000*, volume 4 (pp. 128). München: Bayerisches Geologische Landesamt.
- Rykart, R. (1995). *Quarz - Monographie* (2 ed.), volume 2 of *Die Eigenheiten von Bergkristall, Rauchquarz, Amethyst, Chalcedon, Achat, Opal und anderen Varietäten*. Thun: Ott Verlag.
- Rösler, H. (1988). *Lehrbuch der Mineralogie*. Leipzig: VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie.
- Scheffer, F. und Schachtschabel, P. (1998). *Lehrbuch der Bodenkunde*, volume 14. Stuttgart: Enke.
- Schmidt, V. (1965). Facies, Diagenesis, and related Reservoir in the Gigas Beds (Upper Jurassic), Northwestern Germany. In L. C. Pray und R. C. Murray (Eds.), *Dolomitization and Limestone Diagenesis, SEPM Special Publication*, volume 13 (pp. 124–168). SEPM Society for Sedimentary Research.
- Schroeder, D. (1992). *Bodenkunde in Stichworten*, volume 5. Stuttgart: Gebrüder Borntraeger.
- Schwarzbach, M. (1988). *Das Klima der Vorzeit -Eine Einführung in die Paläoklimatologie*, volume 4. Stuttgart: Enke Verlag.
- Setlow, L. W. und Karpovich, R. (1972). „glacial“ microtextures on quartz and heavy mineral sand grains from the littoral environment. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, 864–875.
- Siegesmund, S., Ullemeyer, K., und Weiss, T. (2000). Physical weathering of marbles caused by anisotropic thermal expansion. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 170–182.
- Siever, R. (1980). *Energy and environment: Readings from Scientific American*. San Francisco: W. H. Freeman.
- Spöcker, R. G. (1952). Zur Landschafts-Entwicklung im Karst des oberen und mittleren Pegnitz-Gebietes. *Landschaftskunde*, 58, 53–60.
- Stranski, I. (1928). Zur Theorie des Kristallwachstums. *Zeitschrift für physikalische Chemie (Abt. A)*, 136, 259–278.
- Subramanian, V. (1975). Origin of surface pits on quartz as revealed by scanning electron microscopy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45(2), 530–534.

- Tankard, A. J. und Krinsley, D. H. (1974). Diagenetic surface textures on quartz grains. Application of scanning electron microscopy. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 77, 285–289.
- Tellier, C. R. und Jouffroy, F. (1983). Orientation effects in chemical etching of quartz plates. *Journal of Materials Science*, 18, 3621–3632.
- Terry, R. und Chilingar, G. (1955). Concerning some additional aids in studying sedimentary formations. *Journal of Sedimentary Petrology*, 25, 229–234.
- Tester, J. W., Worley, W. G., Robinson, B. A., Grigsby, C. O., und 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. (1987). Lösung und Ausheilung tropisch verwitterter Quarze aus einem Oberkreide-Sandstein (SW-Nigeria). *Facies*, 17, 267–276.
- Tietz, G. (2007). Lösung oder neuerliches Wachstum auf Quarzkörnern: ein Indikator chemischer Verwitterung unter tropischen Klimabedingungen. In G. Ries und G. Tietz (Eds.), *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1*, volume 1-4 (pp. 151–171). Hamburg und Würzburg: E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Tietz, G. und Hachmann, W. (2004). *Höhlenexkursion des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Hamburg*. Exkursionsführer. Hamburg: Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum Universität Hamburg.
- Tietz, G., Peterknecht, K. M., und Veit, R. (2008). *Der Aragonit vom Wolfstein bei Neumarkt i.d.OPf., Bildband mit wissenschaftlichen Teilergebnissen*. Neumarkt i.d.OPf.: Selbstverlag.
- Tietz, G. F. (1988). Zur Genese rezenter Karbonatbildungen in Dolomithöhlen Frankens. *Karst und Höhle*, 7–79.
- Tillmann, H. und Treibs, W. (1967). *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000 Blatt 6335 Auerbach*. München: Bayerisches Geologisches Landesamt.
- Tucker, M. (1996). *Methoden der Sedimentologie*. Stuttgart: Enke.
- Unger, H. J. und Schwarzmeier, J. (1987). Bemerkungen zum tektonischen Werdegang Südostbayerns. *Geologisches Jahrbuch, Reihe A*, 105, 3–23.
- Utescher, T., Mosbrugger, V., Ivanov, D., und Dilcher, D. L. (2009). Present-day climatic equivalents of european cenozoic climates. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 544–552.

- Vigah, D. A. und Nijaz, P. (2001). *Identifikation und Ausdeutung von Verwitterungsmerkmalen an Quarz- und Feldspatkörnern in Sedimenten in der Kleinen Teufelshöhle (D148) Pottenstein (Franken)*. Diplomarbeit, Universität Hamburg.
- Vinx, R. (2005). *Gesteinsbestimmung im Gelände*. München: Elsevier.
- von Engelhard, W. und Stöffler, D. (1965). Spaltflächen im Quarz als Anzeichen für Einschläge großer Meteoriten. *Die Naturwissenschaften*, 17, 489–490.
- Wenger, R. (2007). *Höhlen - Welt ohne Licht. Entstehung, Erscheinungsformen, Tierleben, Höhlenforschung*. München: BLV Buchverlag GmbH & Co.KG.
- White, W. B. (2007). Cave sediments and paleoclimate. *Journal of Cave and Karst*, 69(1), 76–93.
- Wurth, G. (2002). *Klimagesteuerte Rhythmik in spät- bis postglazialen Stalagmiten des Sauerlandes, der Fränkischen Alb und der Bayerischen Alpen*. Dissertation, Ruhr-Universität.
- Wurth, G., Niggemann, S., und Richter, D. K. (2000). Der hierarchische Aufbau des Laminationsgefüges eines spät/postglazialen Kerzenstalagmiten aus der Zoolithenhöhle bei Burggailenreuth (Fränkische Schweiz). *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten: Beiträge zur Speläologie I*, 55, 131–151.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., und Billups, K. (2001). Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292, 686–693.

Anhang A.

Liste der im Katalog aufgeführten Strukturen

Physikalisch induzierte Merkmale

- Mechanik
 - Anschleifen
 - * Kantenrundung durch Anschleifen
 - * polierte Oberfläche
 - Zerschneiden
 - * muscheliger Bruch
 - * Trümmerbruch

Chemisch induzierte Merkmale

- Wachstum
 - Flächenwachstum
 - * lineare Netzebenen
 - * kaskadenartige Netzebenen-Stufen
 - * dreieckige Wachstums-Relikt-Löcher
 - * „triangle-within-triangle“-Strukturen
 - Anwachsäume (hypidiomorphe Quarz-Anwachsäume / kristallographisch orientierte Anwachsäume)
 - * kristalline Subindividuen / grossflächige Anwachsäume
 - * klecksartig / fleckenartig („blob-like“, ohne eindeutige kristalline Form)
 - * Mikrokristallrasen, Kristallrasen-Überzüge
 - * Wachstumsverschmelzung
 - * sekundär gebildete idiomorphe Kristallflächen und -kanten („idiomorphic crystals of neoformed“ nach Pittman 1972)
 - SiO₂-Krusten
 - * überwachsene bzw. eingewachsene Kruste auf Fremdmaterial (Pittman 1972)
 - * maskiertes Wachstum (Reither 1990)
 - * maskiertes Wachstum auf säulenartigen Beinchen (neu)

-
- * Anwachssaum in Netzoptik mit trigonalen Löchern (neu)
 - * amorph wirkende SiO_2 -Krusten
 - andere Wachstumseffekte
 - * Kontaktabdrücke, Umwachsen von Kontaktmaterial
 - * Verheilung an Depressionen
 - Verfüllung von Löchern mit trigonalen Formelementen (Tietz 2007)
 - Girlanden aus trigonalen oder rautenförmigen Löchern: Verschmelzung von Korngrenzen
 - * Kristallklaster: Wachstum nach mechanischer Überprägung
 - Lösung
 - extern induzierte Merkmale
 - * mosaikartiges Bruchmuster oder auch „subkutane Mikrorisse“
 - * Sichelmarken
 - * Chattermark Trails (Peterknecht und Tietz 2011)
 - intern induzierte Merkmale
 - * Laugfacetten
 - * Lösungsstriemung (frei präparierte Netzebenen)
 - pseudo-rechtwinklige Hohlformen
 - * Korngrenzen
 - interne Korngrenzen (polykristalline Quarzkörner)
 - Gastminerale: Feldspat, Zirkon, Rutil
 - * Frei präparierte Zwillingbildungen (hier wahrscheinlich Japaner-Zwillinge, neu)
 - * Lösungsrinnen
 - * „pyramedal surface textures“ (Asumadu et al. 1988)
 - Lösungsüberprägte Merkmale
 - * angelöste Wachstumsstrukturen
 - * Korngrenzen zwischen zementierten Quarzkörnern

Anhang B.

Höhlenpläne

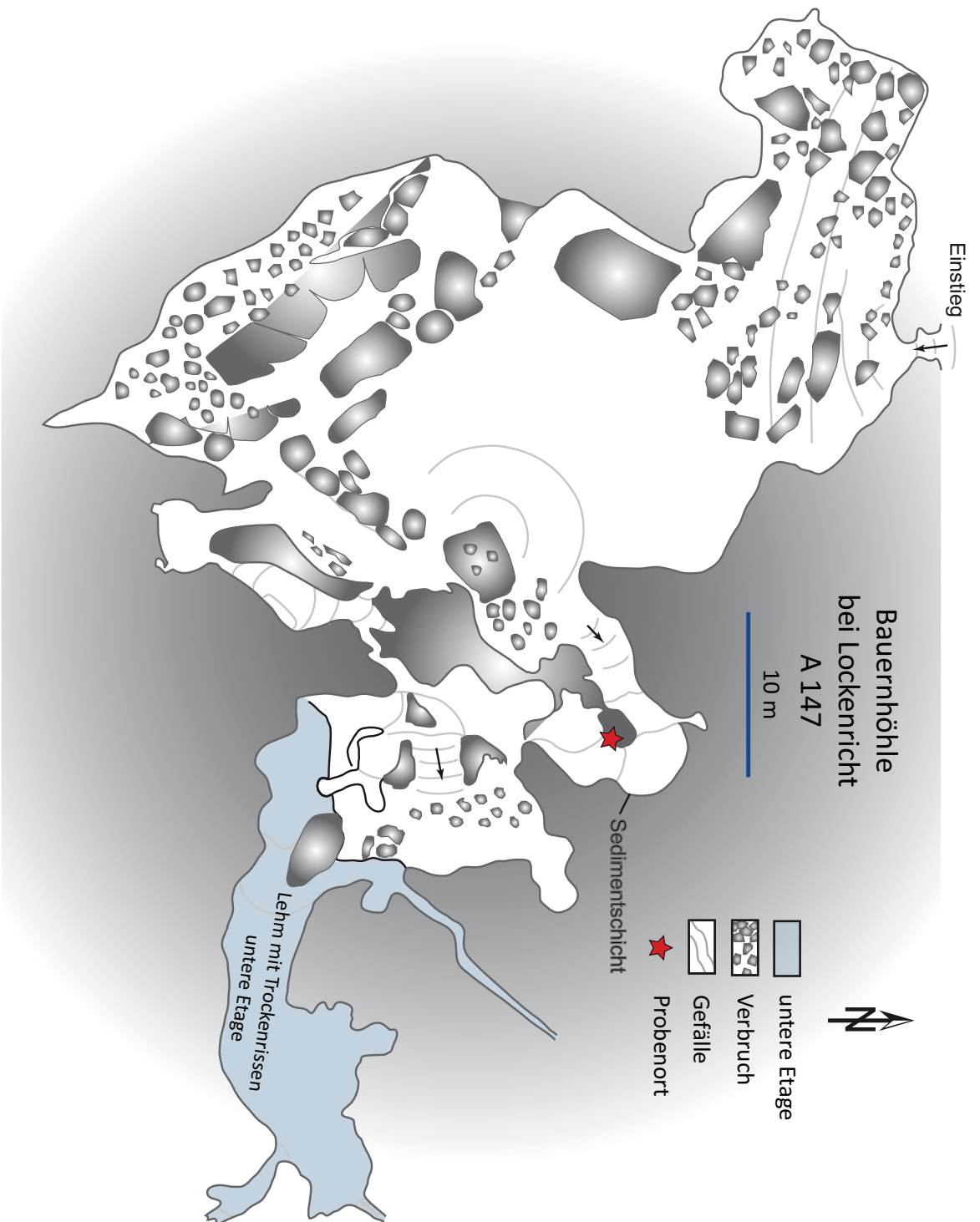


Abbildung B.1.: Höhlenplan Bauernhöhle bei Lockenricht, vereinfachte Darstellung

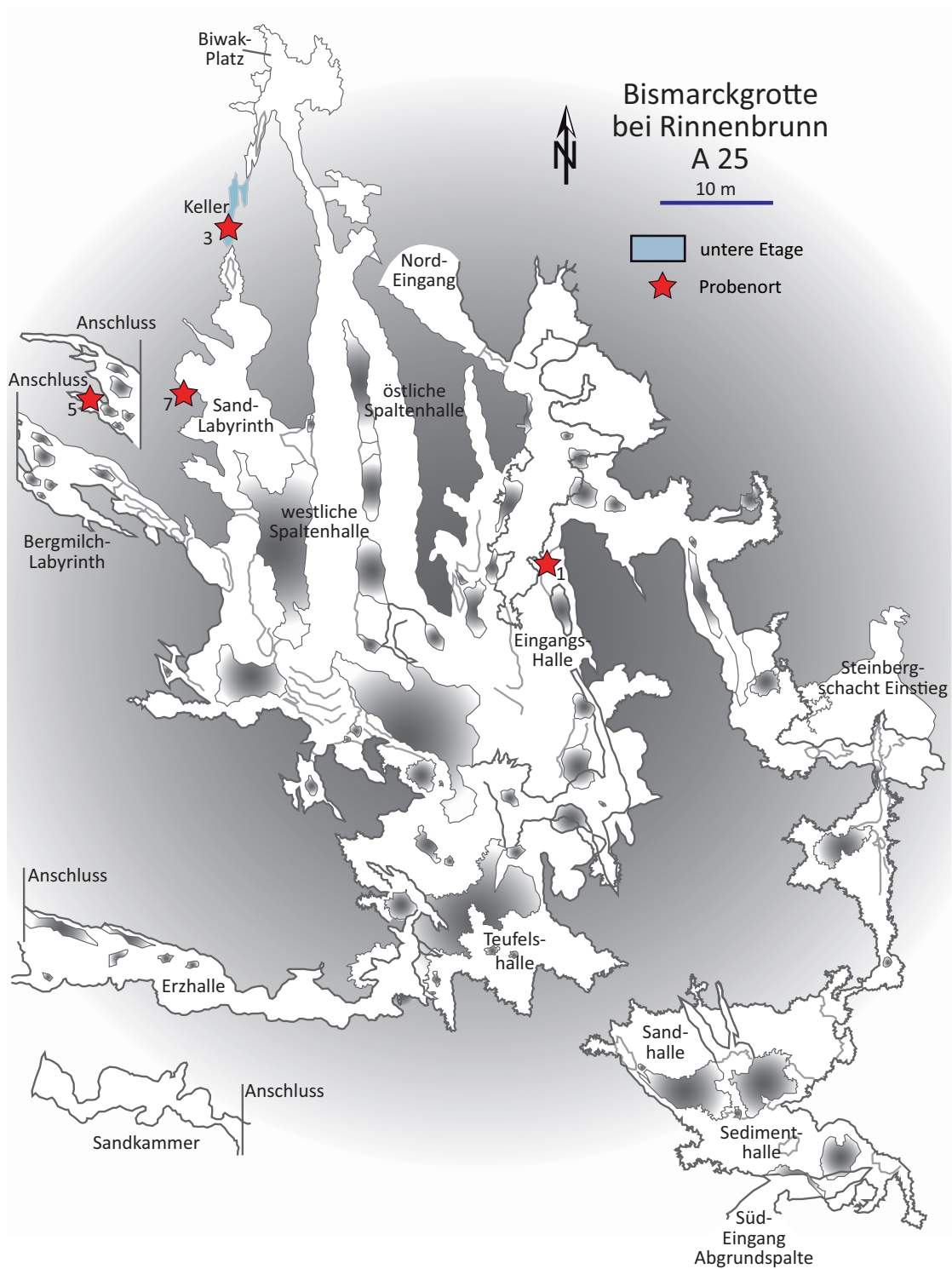


Abbildung B.2.: Höhlenplan Bismarckgrotte bei Rinnenbrunn, vereinfachte Darstellung

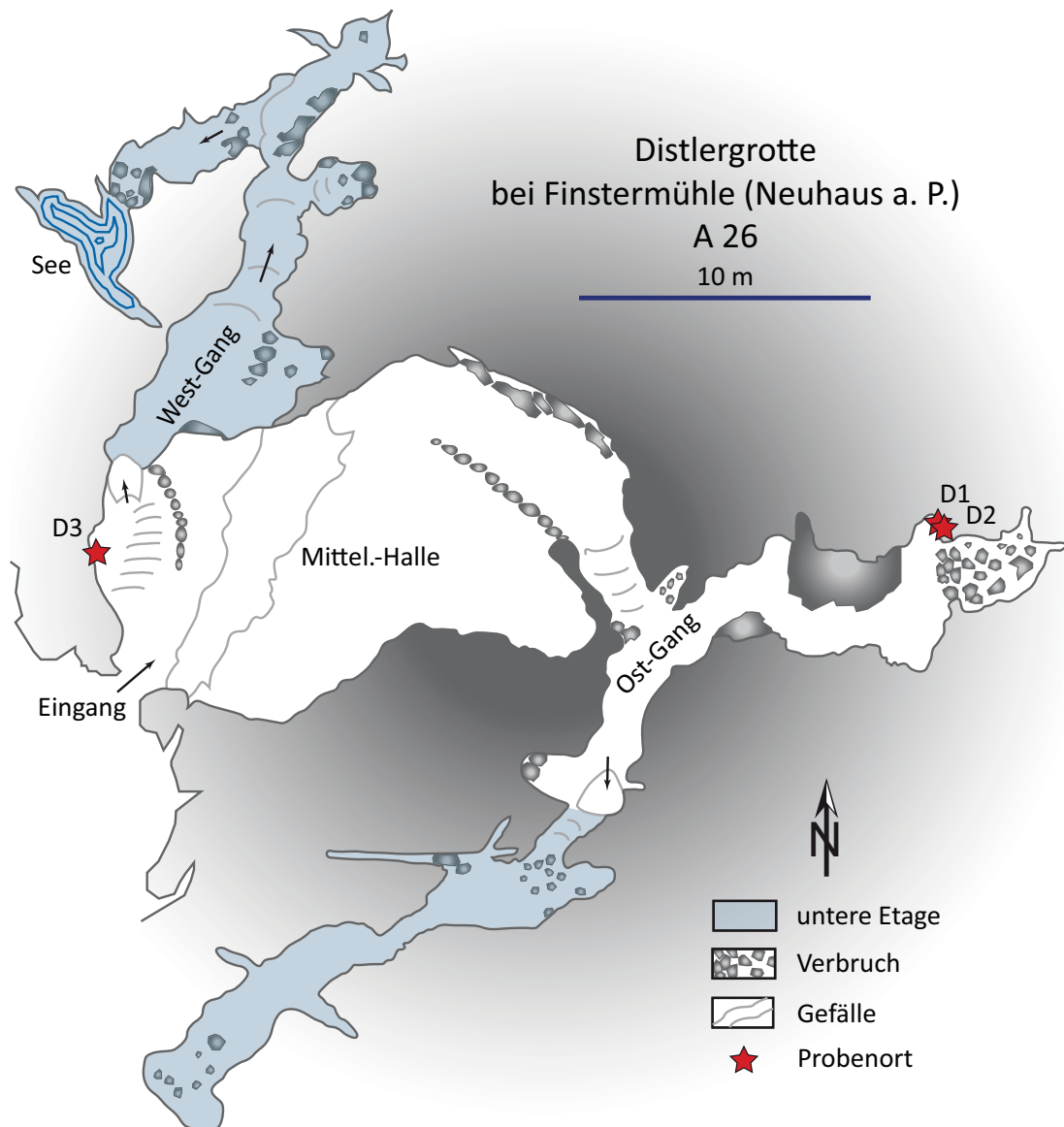


Abbildung B.3.: Höhlenplan Distlergrotte bei Finstermühle, vereinfachte Darstellung

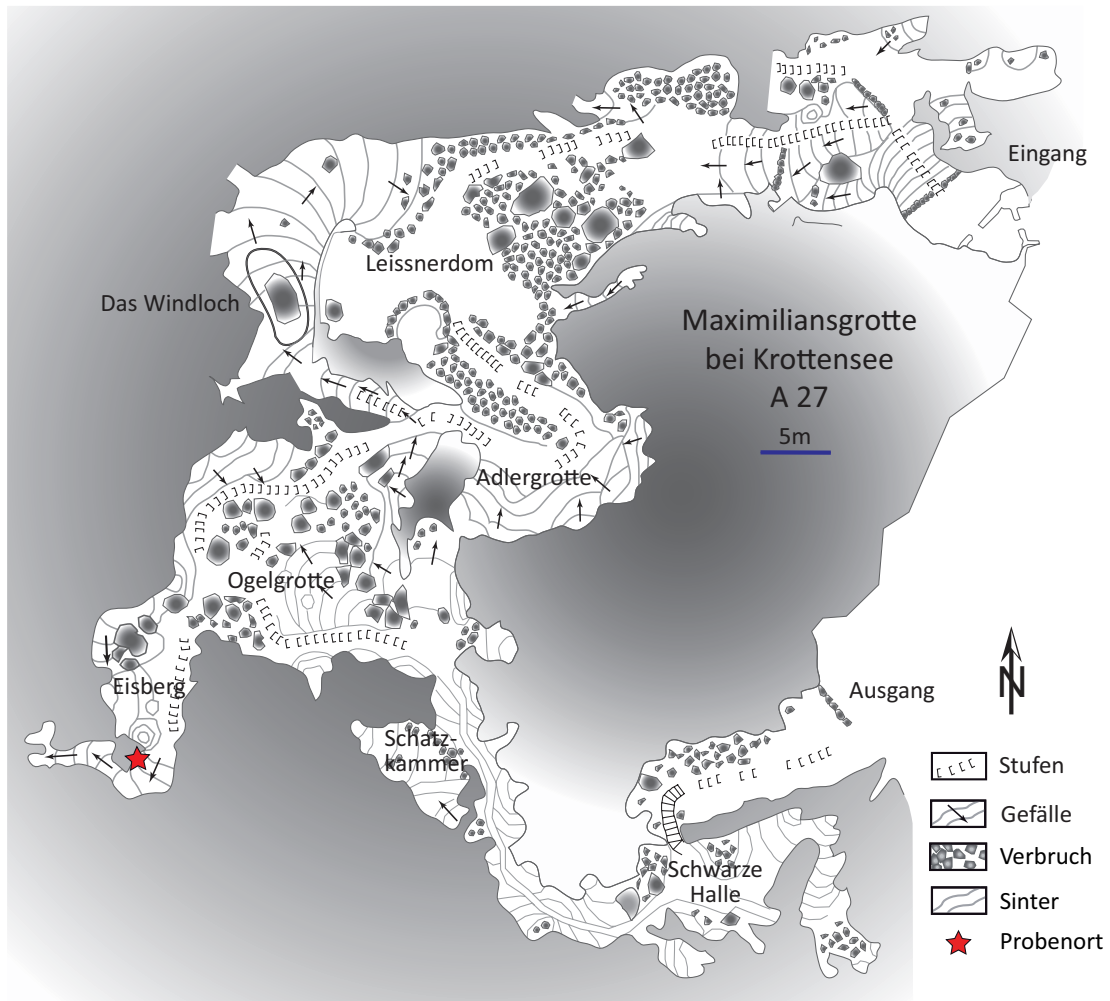


Abbildung B.4.: Höhlenplan Maximiliansgrotte bei Krottensee, vereinfachte Darstellung

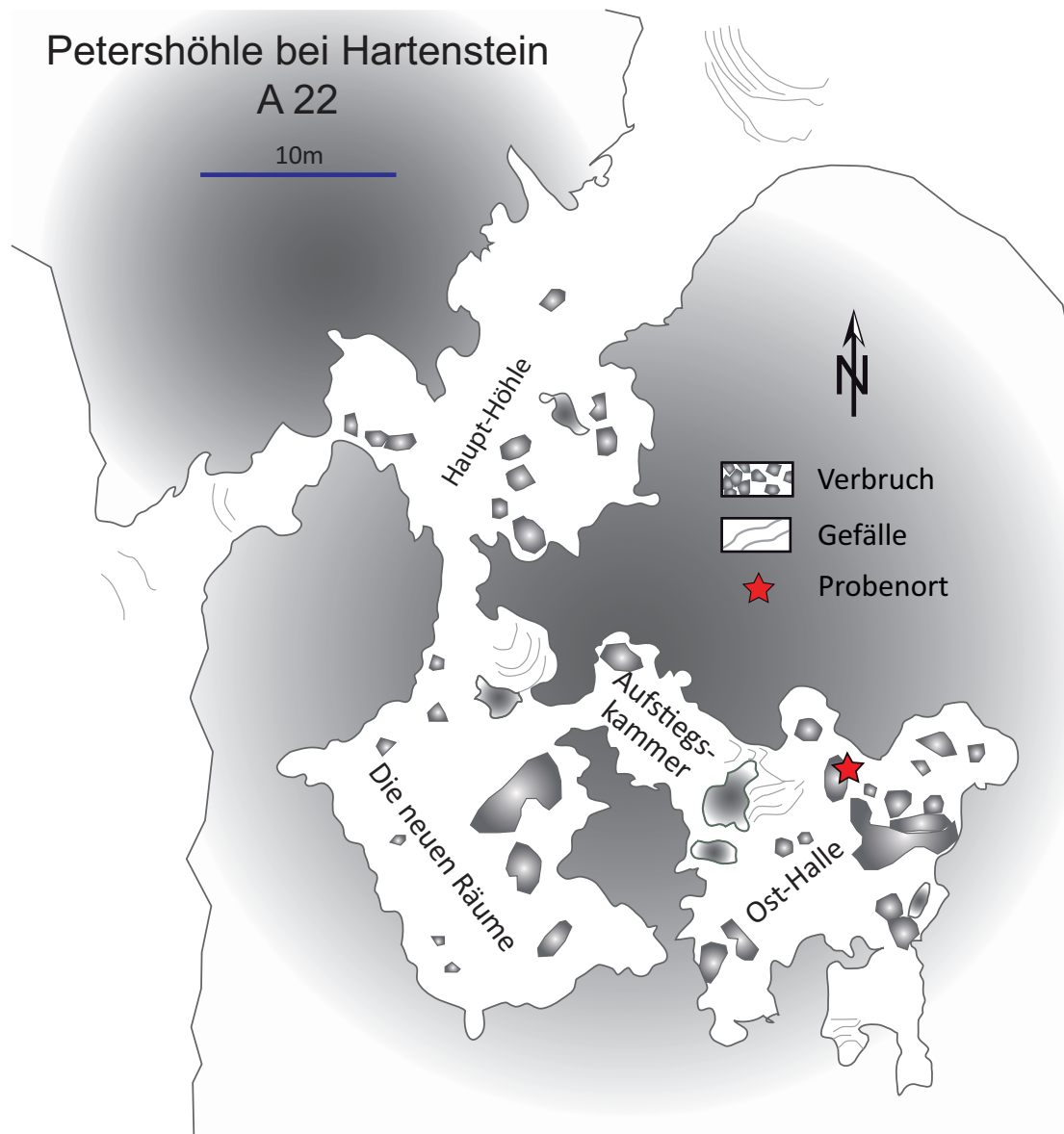


Abbildung B.5.: Höhlenplan Petershöhle bei Hartenstein, vereinfachte Darstellung

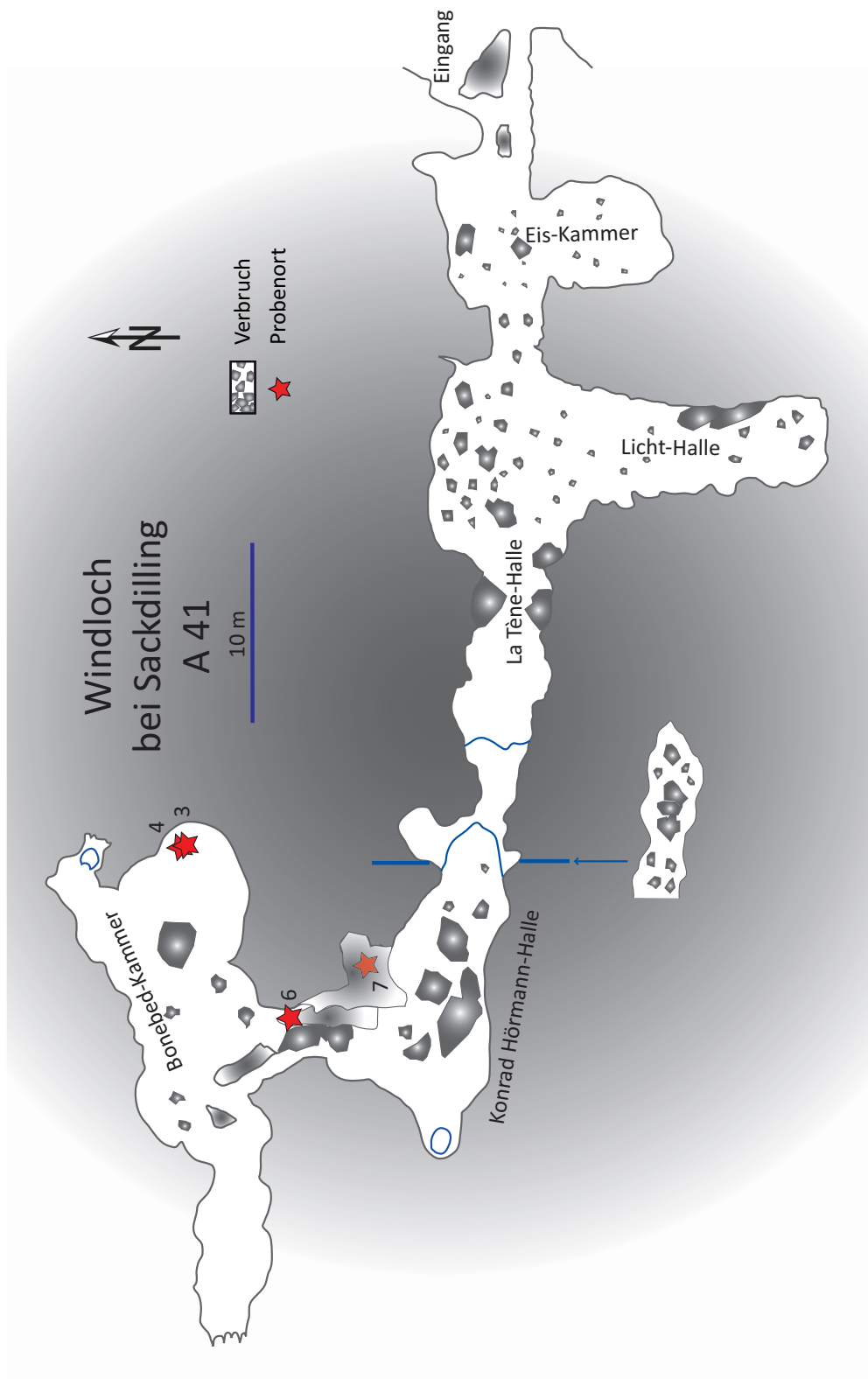


Abbildung B.6.: Höhlenplan Windloch bei Sackdilling, vereinfachte Darstellung

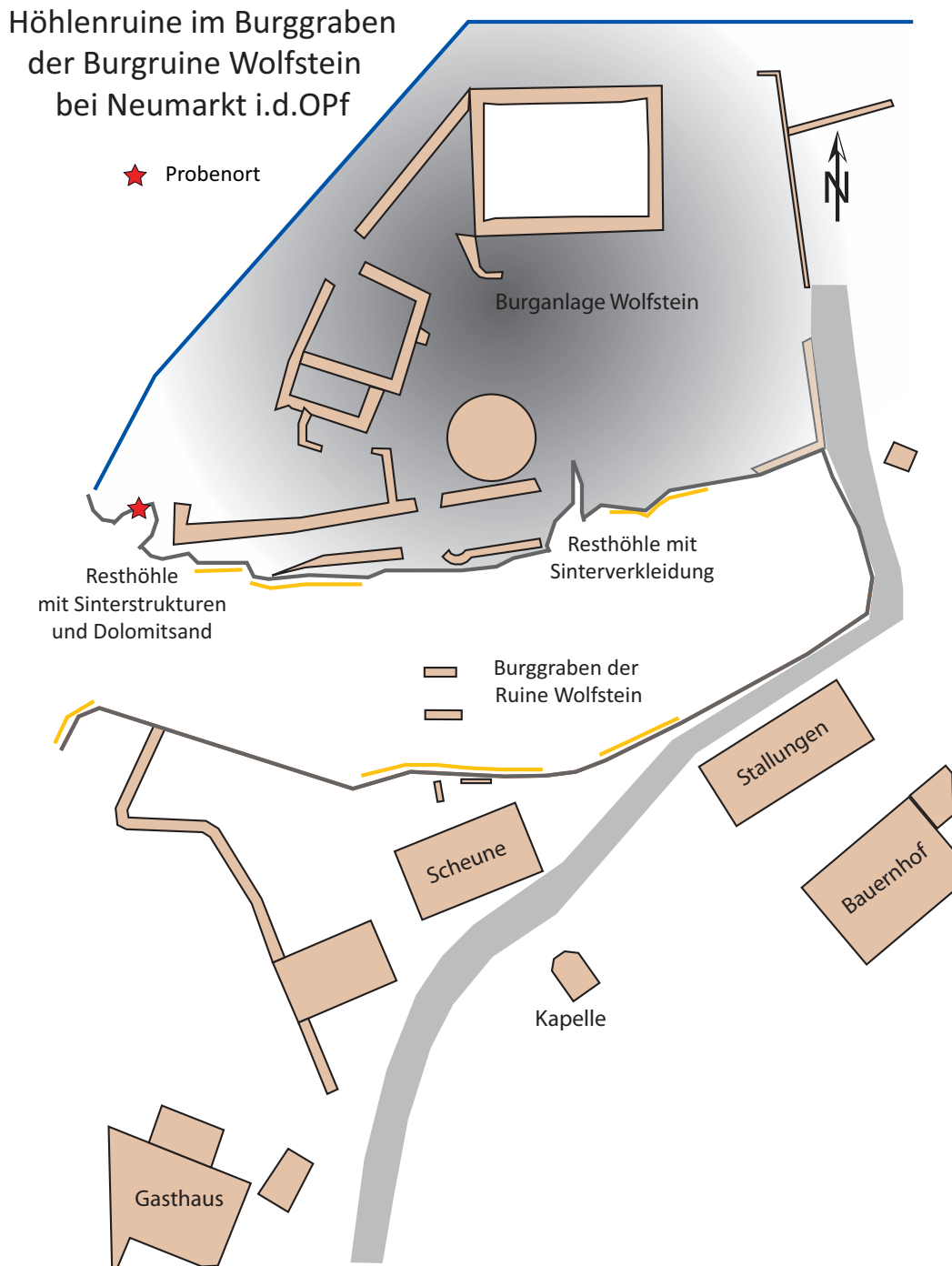


Abbildung B.7.: Lageplan der Burg mit Burggraben und der Höhlenruine Wolfstein bei Neumarkt i.d.OPf., vereinfachte Darstellung

Anhang C.

Aufschlussbilder

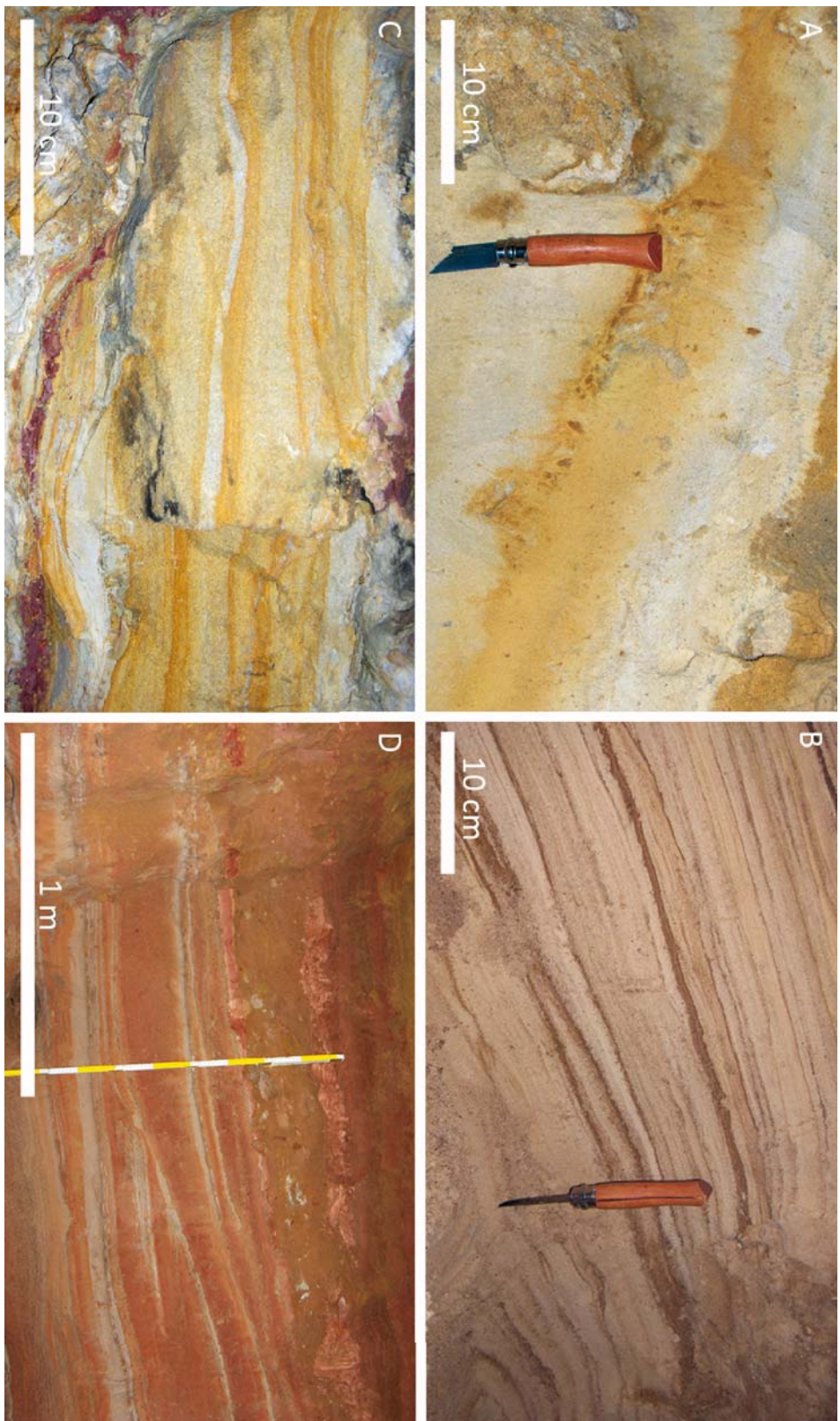


Abbildung C.1.: Aufschlussbilder für vier typische Aufschlussituationen. A: Bismarckrotte Probenort 1, Dolomitsand mit eisenhaltigem Band;
 B: Bismarckrotte Probenort 5, laminar geschichteter Dolomitsand; C: Bauernhöhle bei Lockenricht, Quarz und Dolomitsandband als horizontale Kluffüllung;
 D: Windloch bei Sackdilling, Sedimentprofil aus wechselnden Ton-, Quarz- und Dolomitlagen

Anhang D.

Dreiecksdiagramme

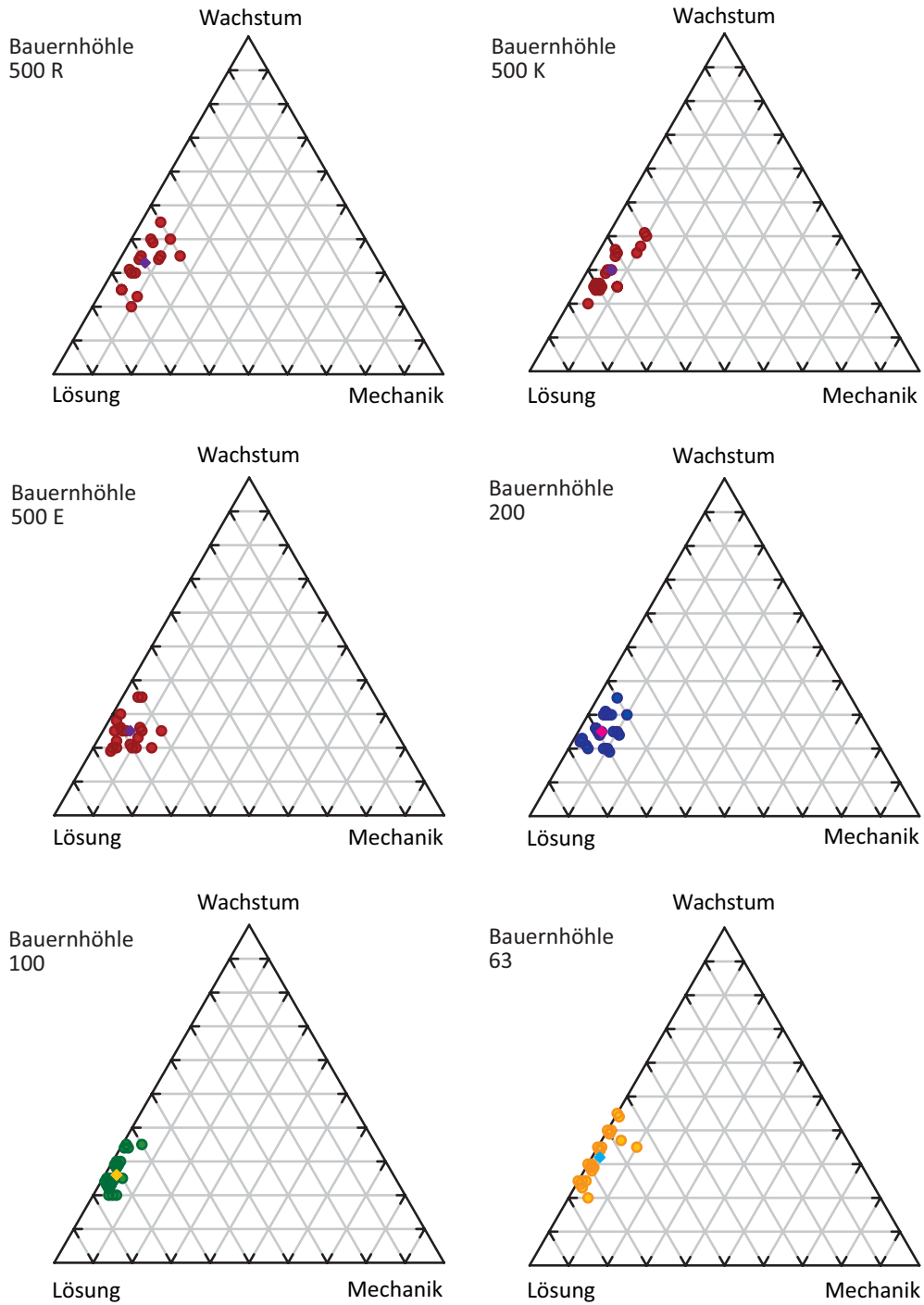


Abbildung D.1.: Dreiecksdiagramme Bauernhöhle bei Lockenricht (Datentabellen siehe Anhang E.1-E.6, S. 234-239)

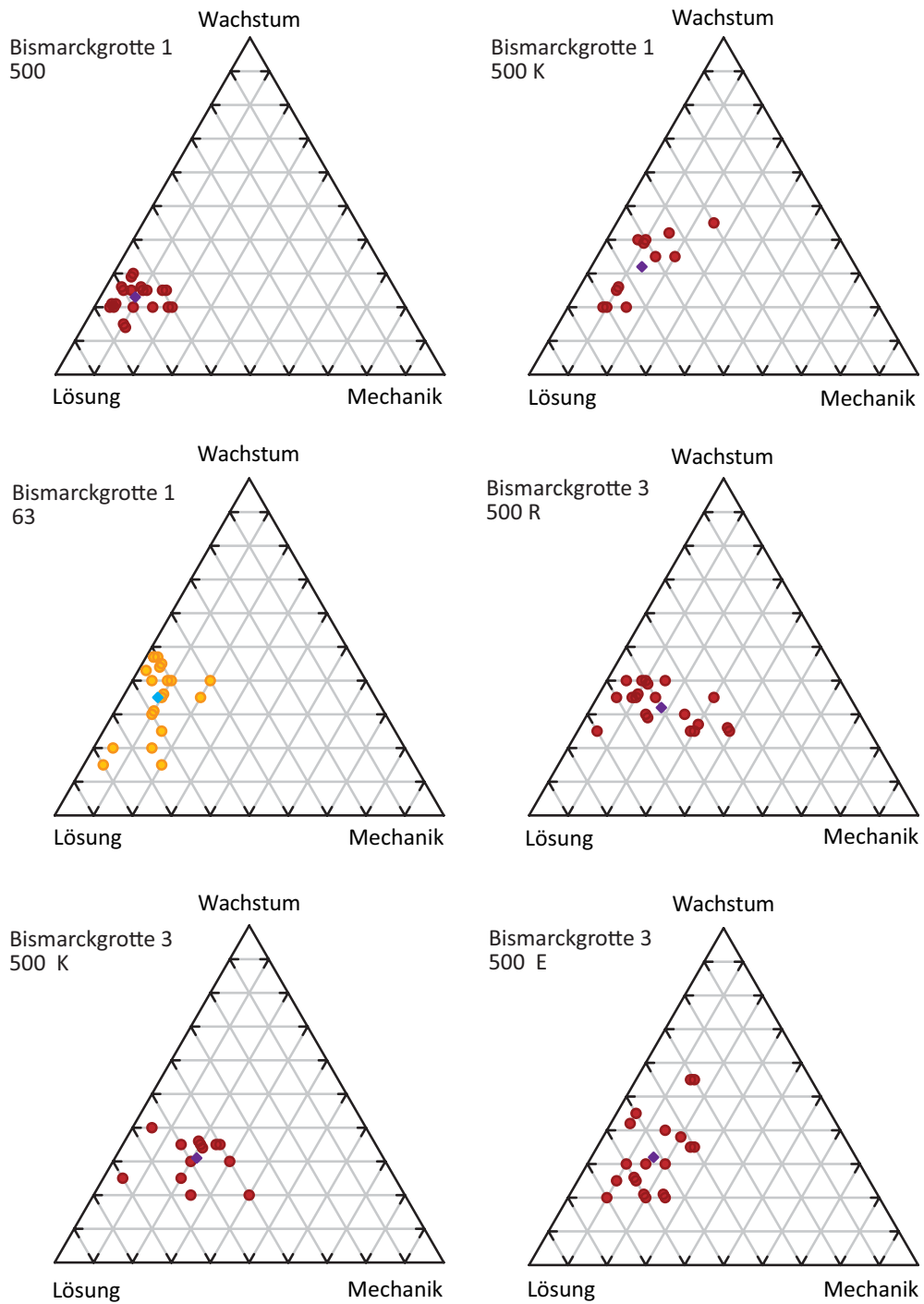


Abbildung D.2.: Dreiecksdiagramme Bismarckgrotte bei Rinnenbrunn, Proben 1 und 3 (Datentabellen siehe Anhang E.7-E.12, S. 240-245)

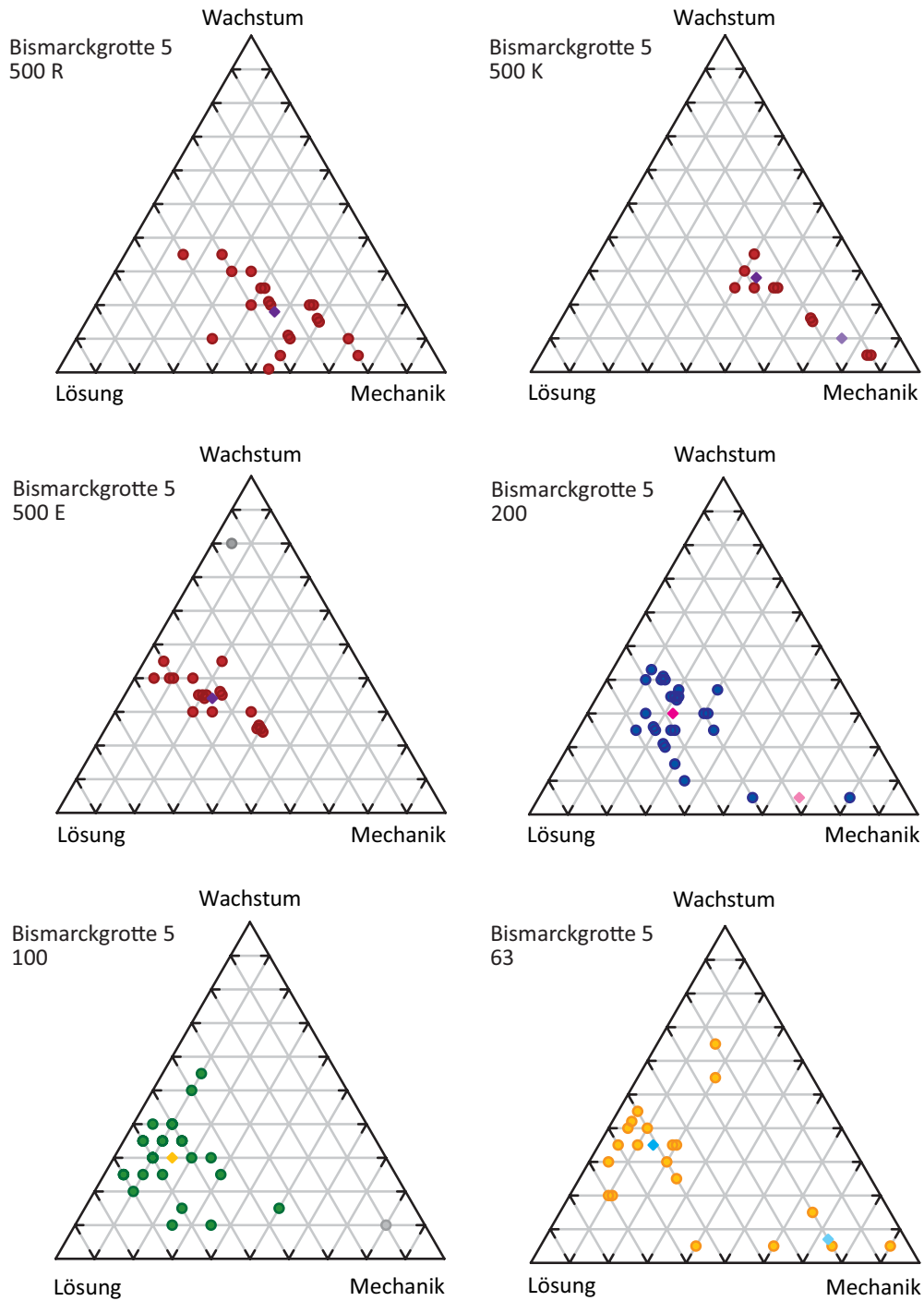


Abbildung D.3.: Dreiecksdiagramme Bismarckgrotte bei Rinnenbrunn, Probe 5 (Datentabellen siehe Anhang E.13-E.18, S. 246-251)

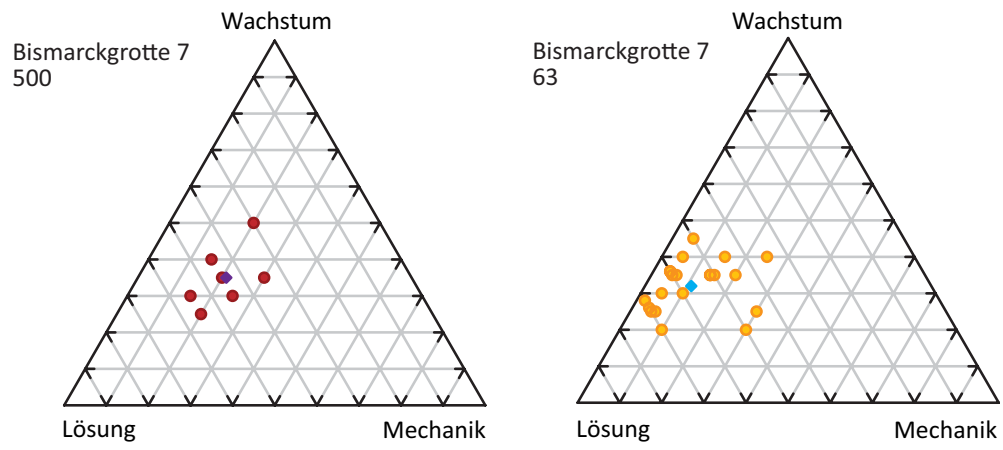


Abbildung D.4.: Dreiecksdiagramme Bismarckgrotte bei Rinnenbrunn, Probe 7 (Datentabellen siehe Anhang E.19-E.20, S. 252-253)

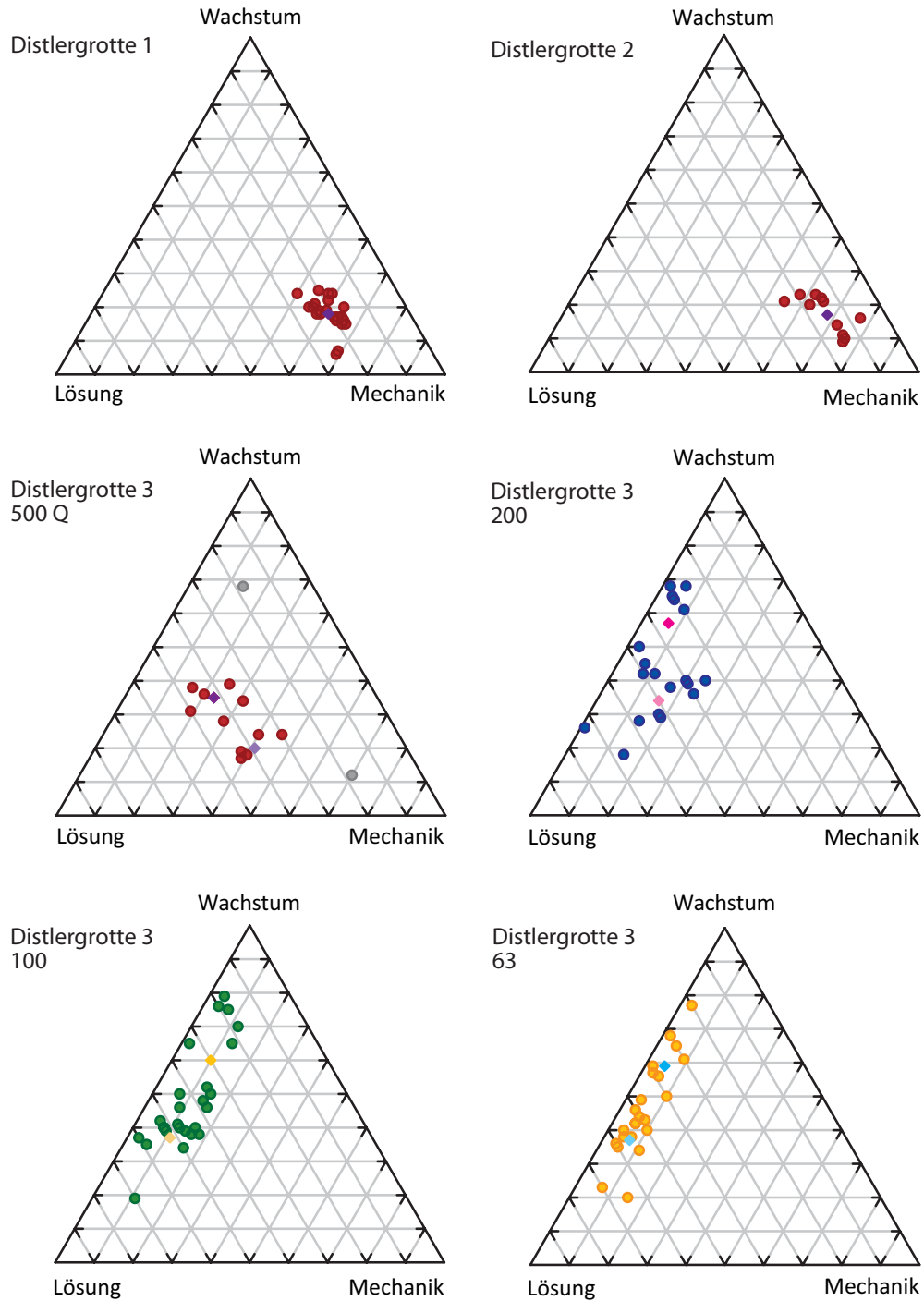


Abbildung D.5.: Dreiecksdiagramme Distlergrotte bei Finstermühle (Datentabellen siehe Anhang E.21-E.26, S. 254-259)

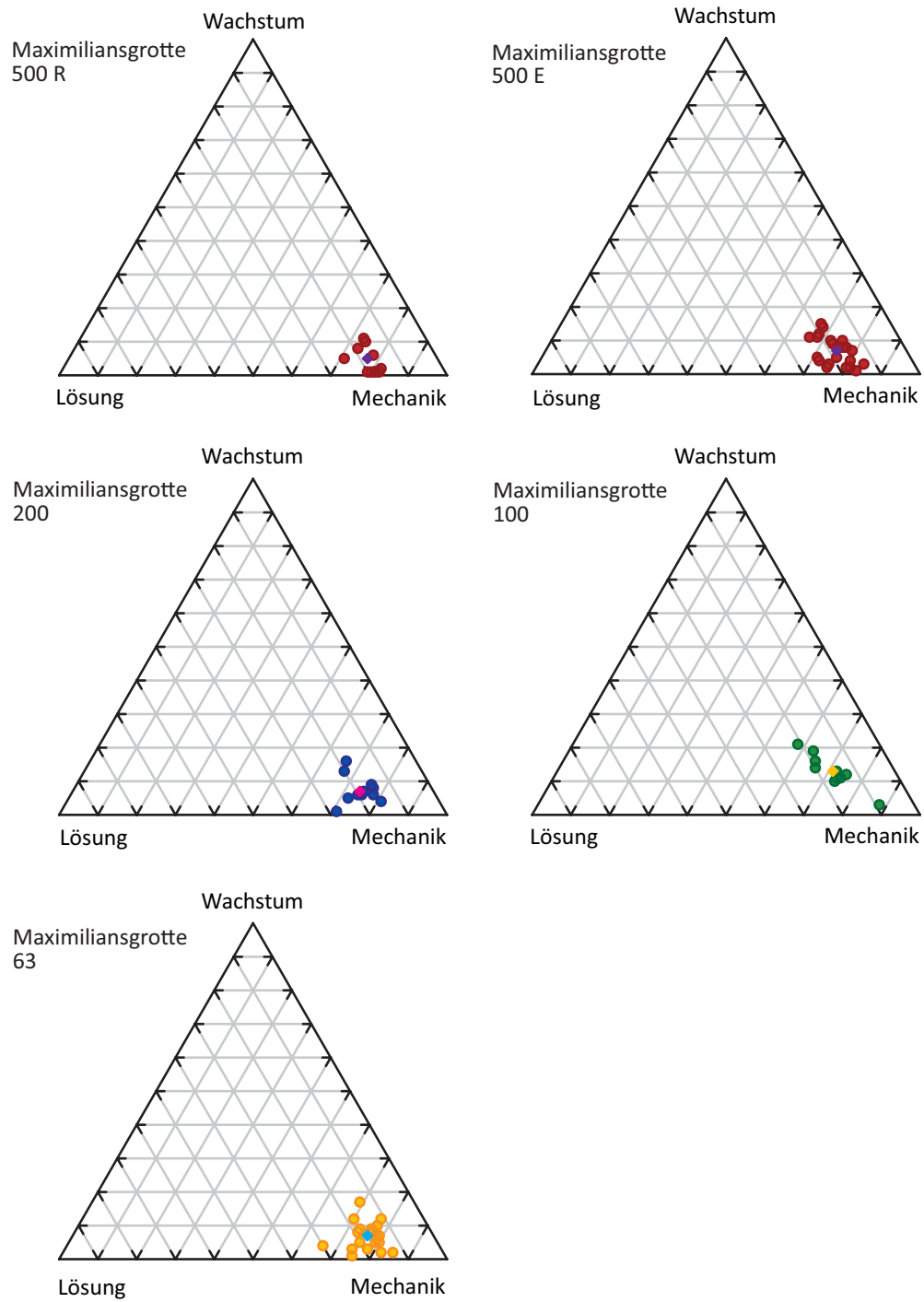


Abbildung D.6.: Dreiecksdiagramme Maximiliansgrotte bei Krottensee (Datentabellen siehe Anhang E.27-E.31, S. 260-264)

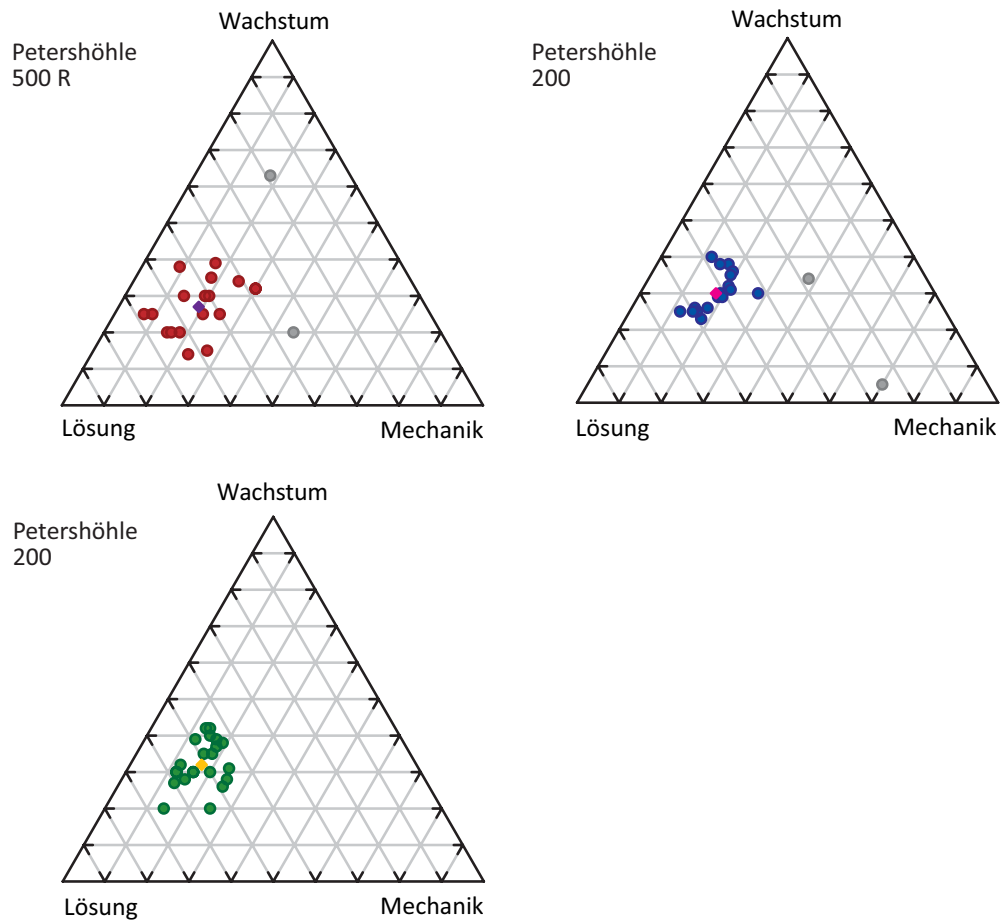


Abbildung D.7.: Dreiecksdiagramme Petershöhle bei Hartenstein (Datentabellen siehe Anhang E.32-E.34, S. 265-267)

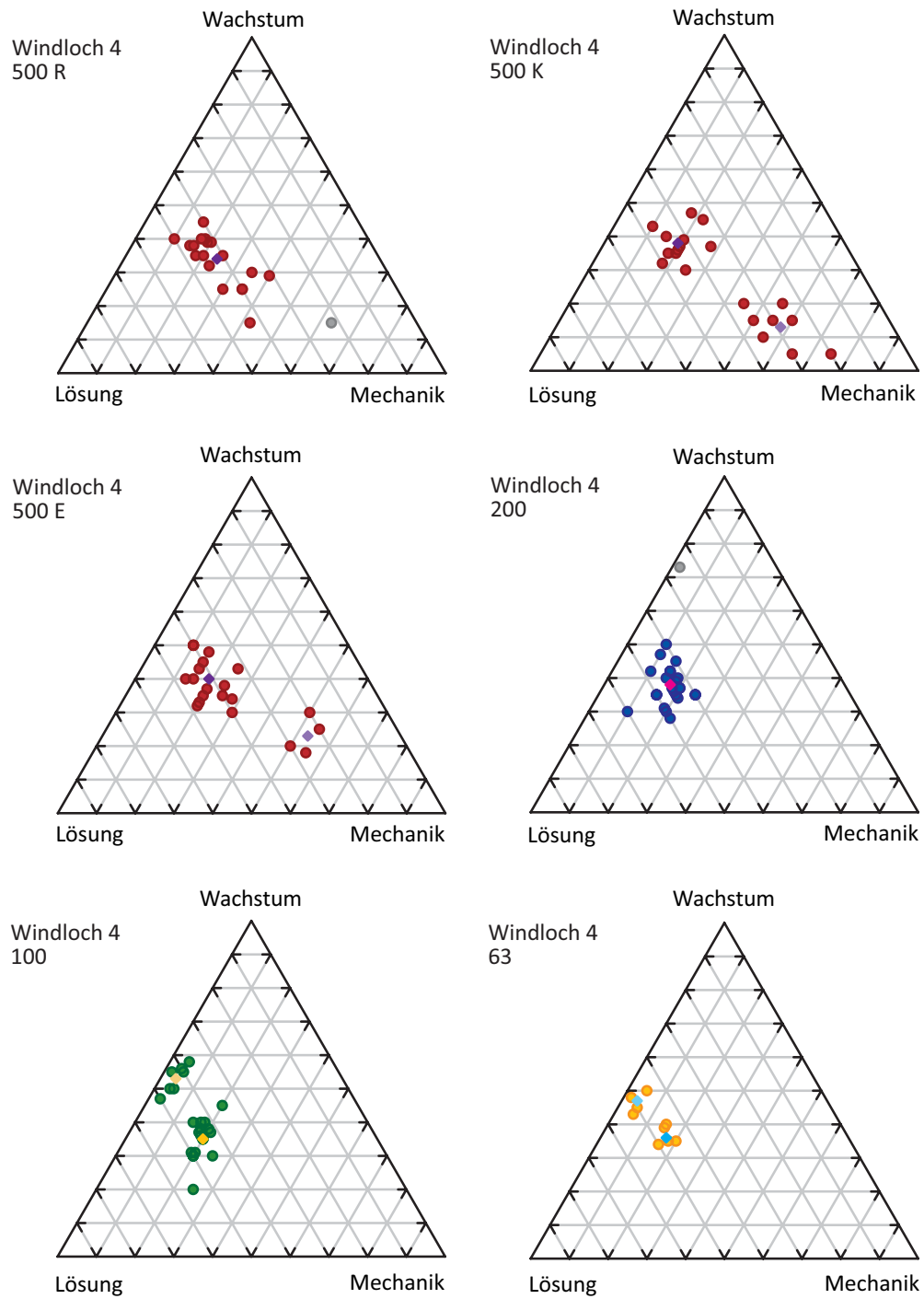


Abbildung D.8.: Dreiecksdiagramme Windloch bei Sackdilling, Probe 4 (Datentabellen siehe Anhang E.36-E.41, S. 269-274)

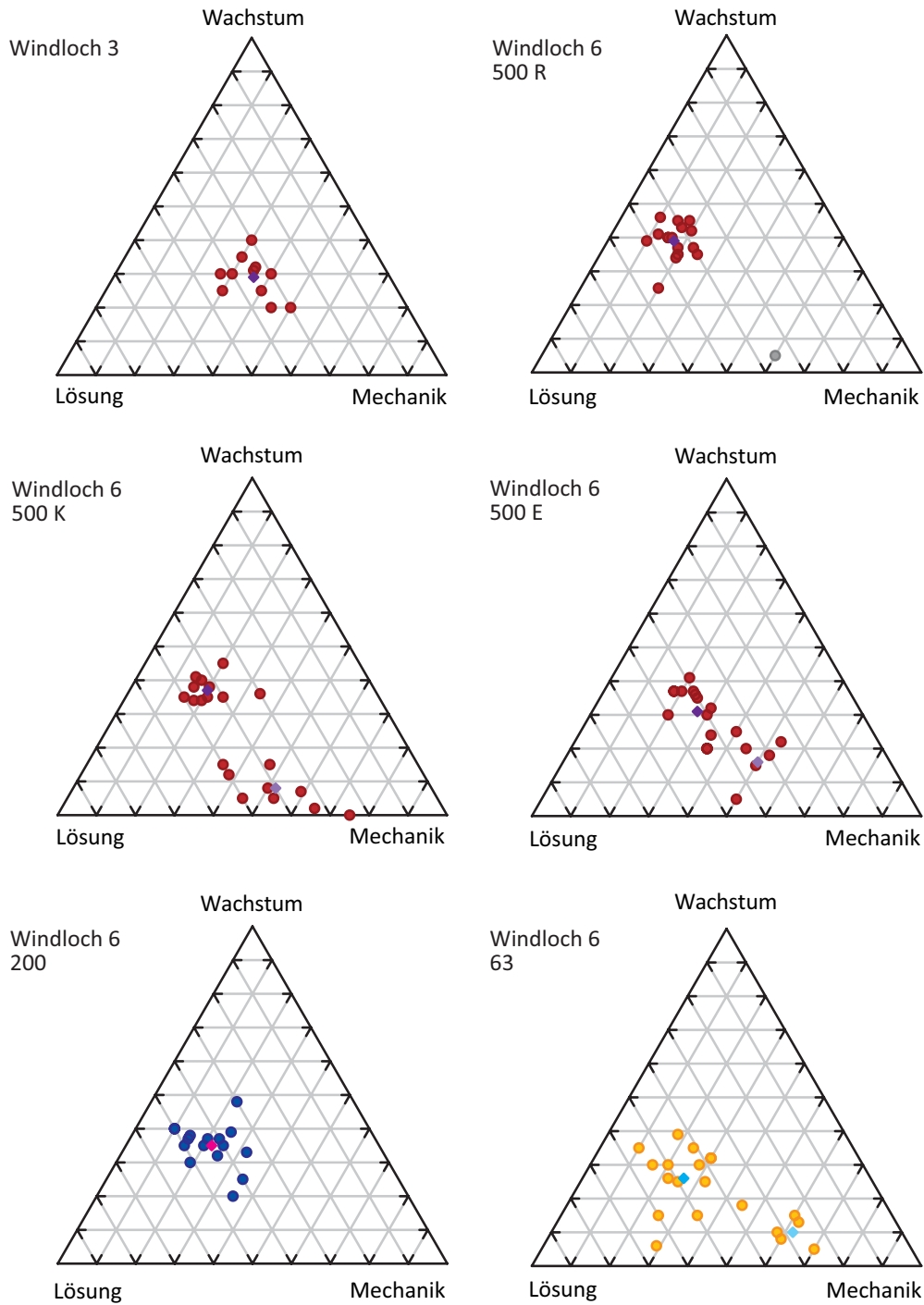


Abbildung D.9.: Dreiecksdiagramme Windloch bei Sackdilling, Proben 3 und 6 (Datentabellen siehe Anhang E.35, S. 268 und E.42-E.46 S. 275-279)

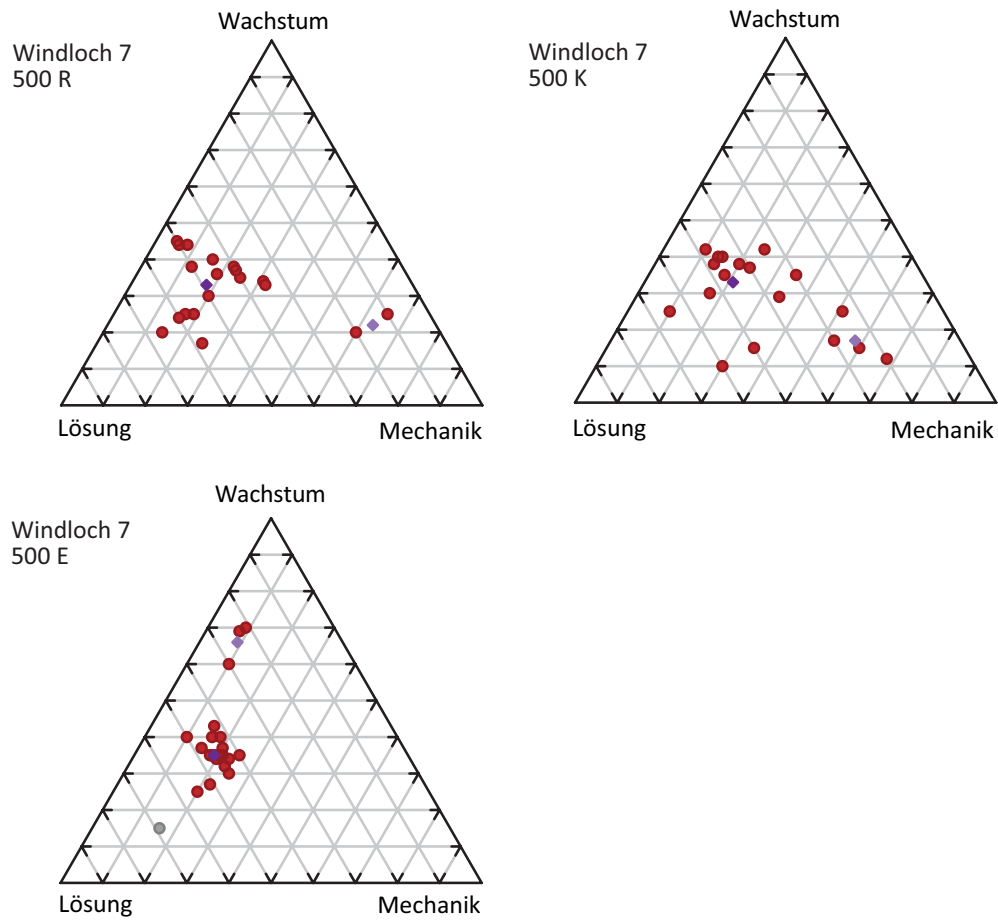


Abbildung D.10.: Dreiecksdiagramme Windloch bei Sackdilling, Probe 7 (Datentabellen siehe Anhang E.47-E.49, S. 280-282)

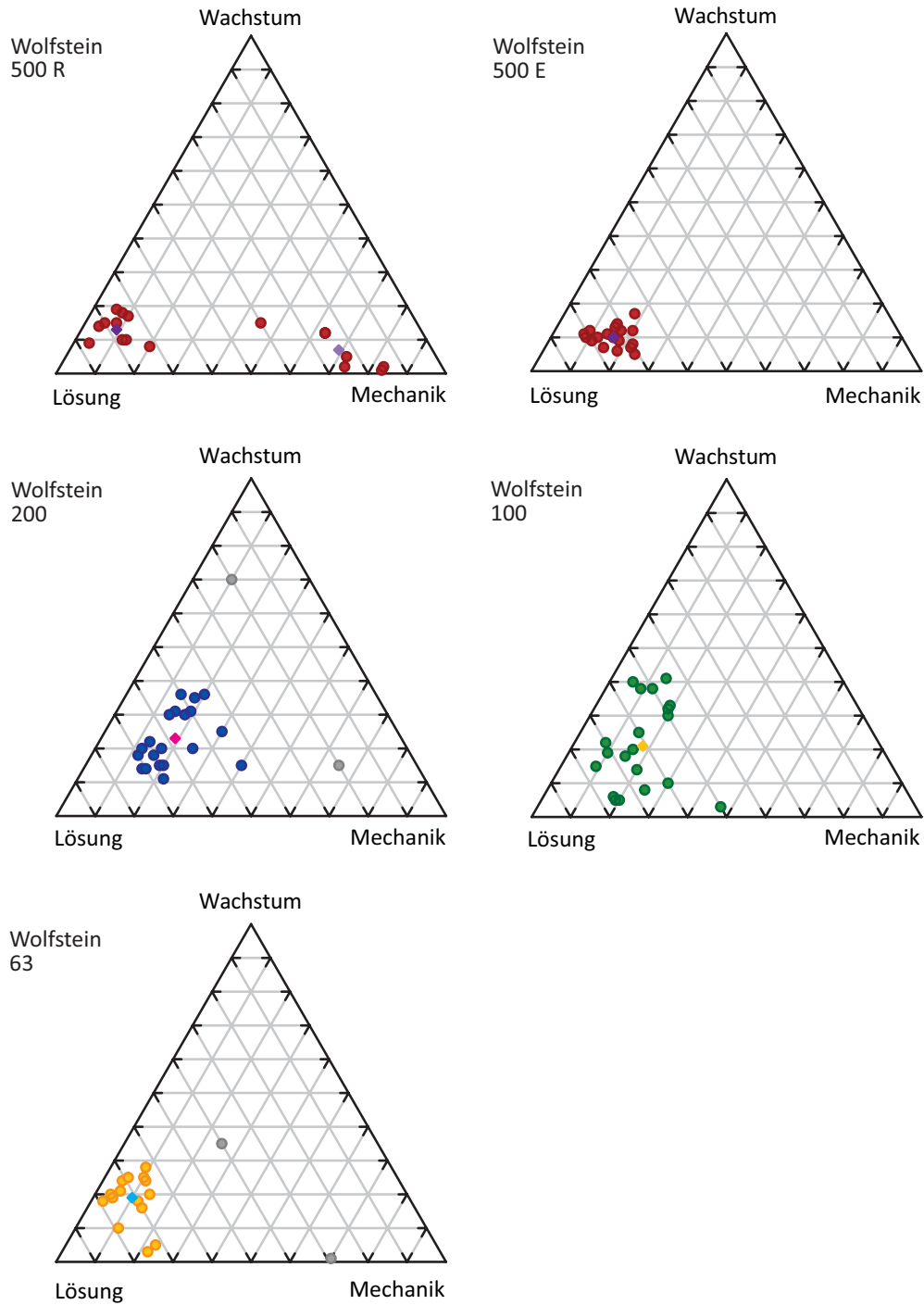


Abbildung D.11.: Dreiecksdiagramme Wolfstein bei Neumarkt i.d.OPf. (Datentabellen siehe Anhang E.50-E.54, S. 283-287)

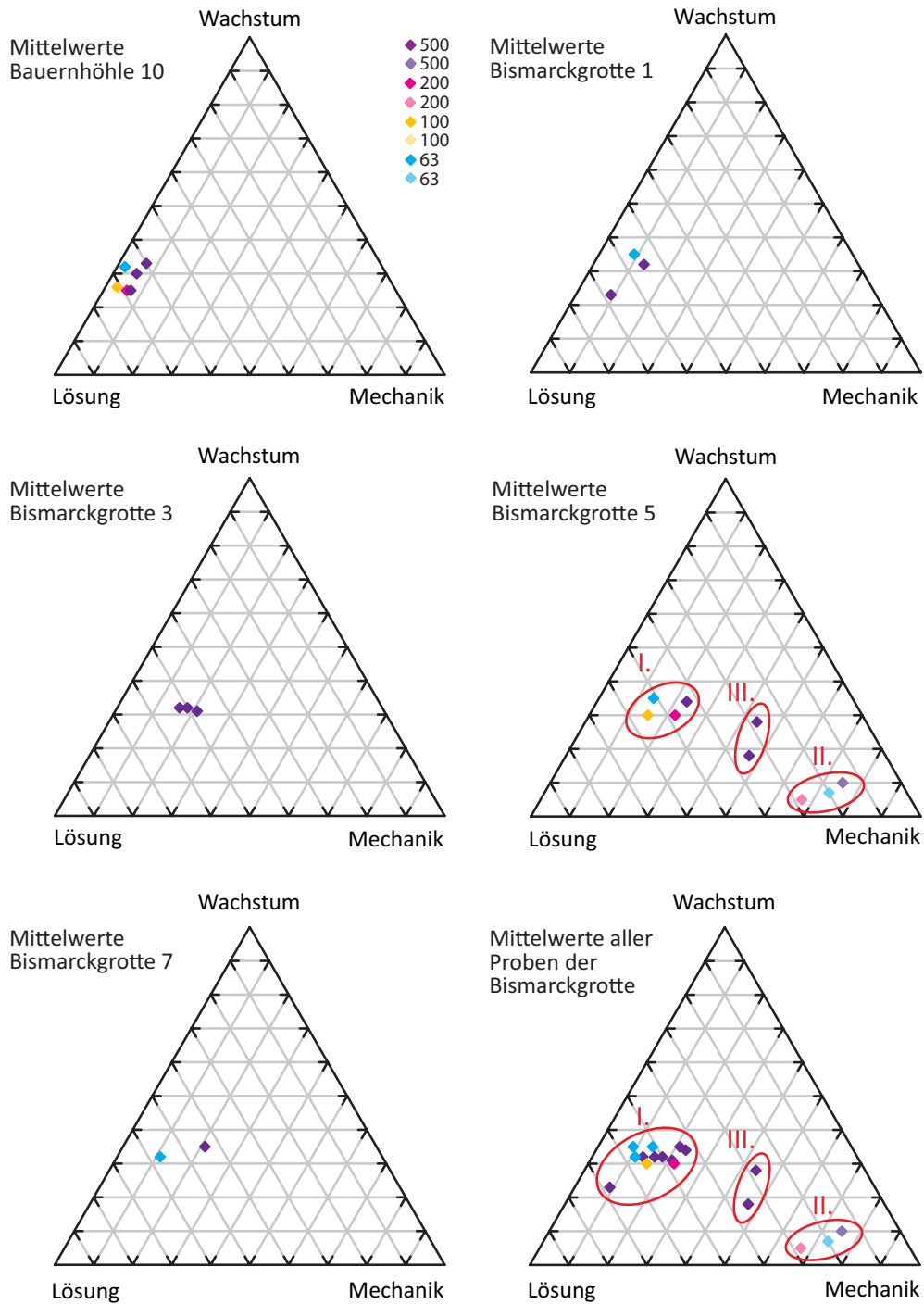


Abbildung D.12.: Dreiecksdiagramme der Mittelwerte für Bauernhöhle und Bismarckgrotte

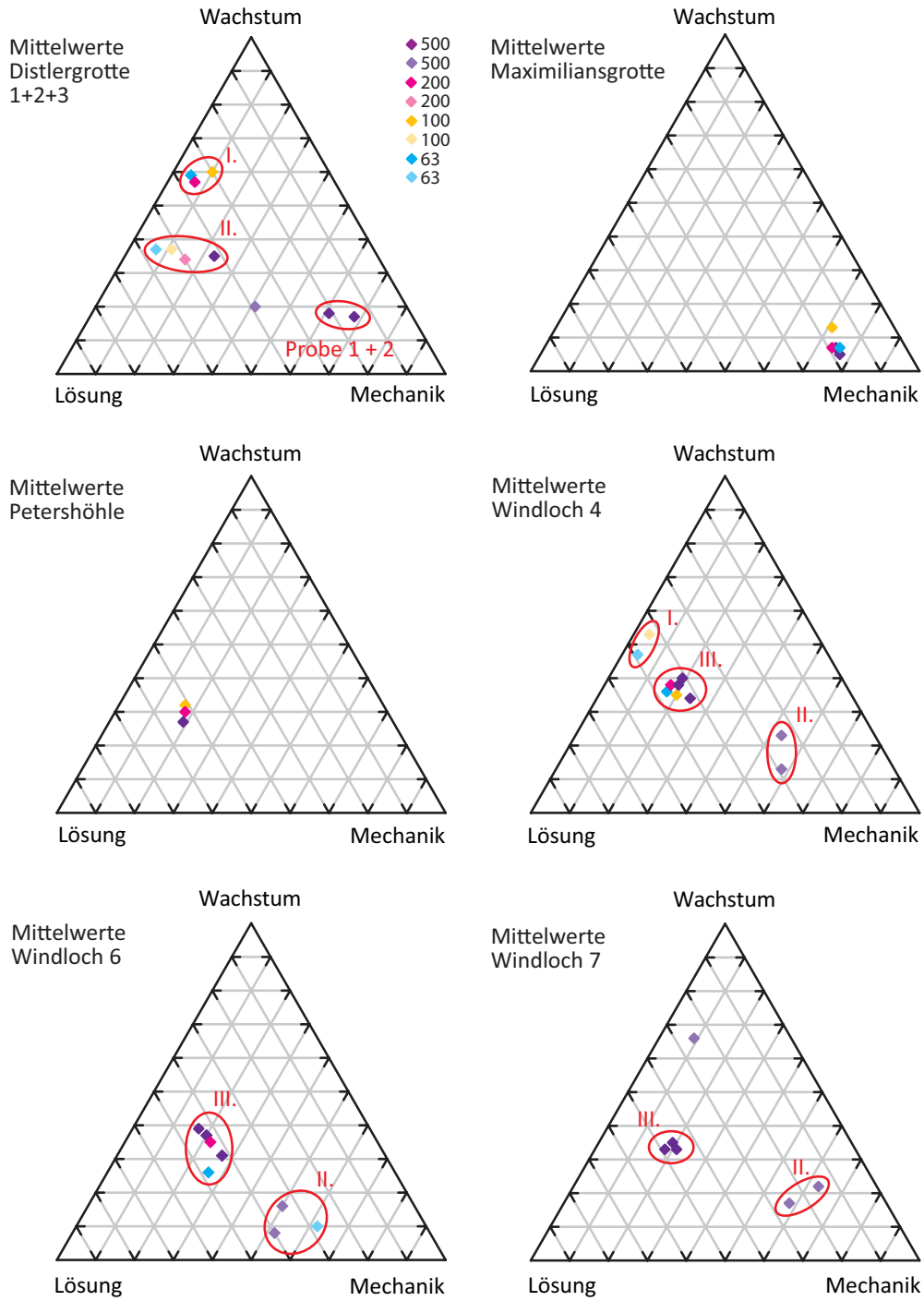


Abbildung D.13.: Dreiecksdiagramme der Mittelwerte für Distlergrotte, Maximiliansgrotte, Petershöhle und Windloch

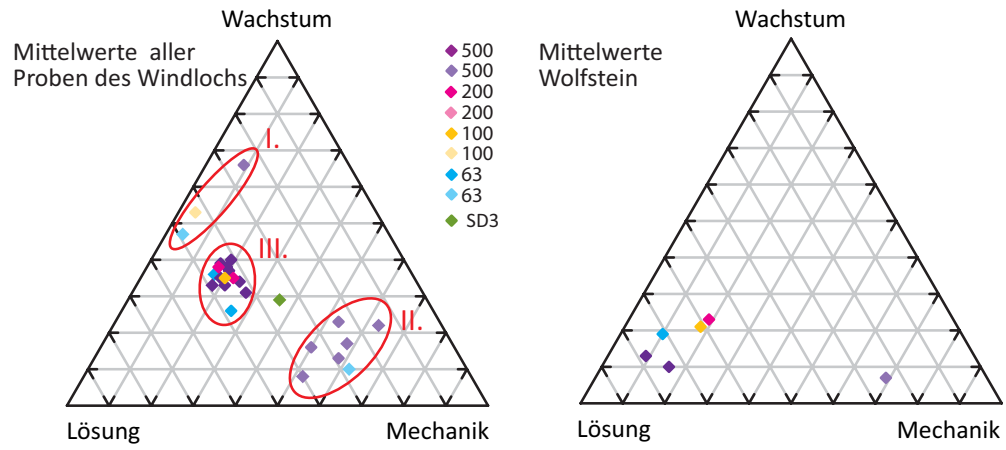


Abbildung D.14.: Dreiecksdiagramme der Mittelwerte Windloch-Gesamt und Wolfstein

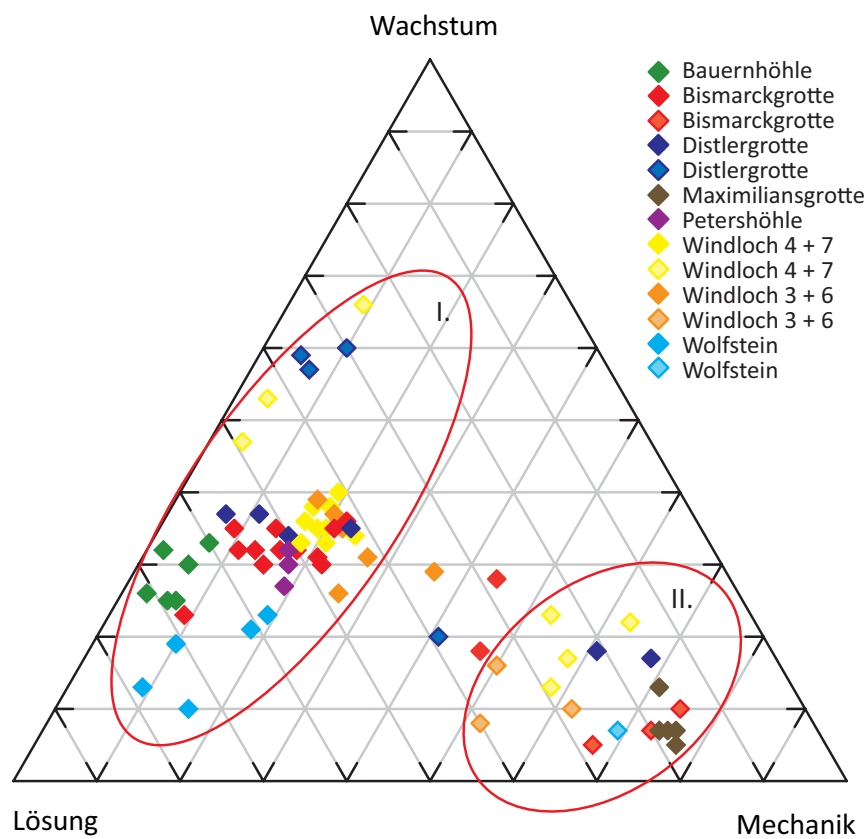


Abbildung D.15.: Dreiecksdiagramm mit Mittelwerten aller Höhlen (Datentabellen siehe Anhang E.55-E.56, S. 288-289)

Anhang E.

Semi-quantitative Datensätze

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
B10_500_R_01	40	55	5
B10_500_R_02	35	55	10
B10_500_R_03	34	56	10
B10_500_R_04	35	60	5
B10_500_R_05	39	55	6
B10_500_R_06	34	61	5
B10_500_R_07	30	65	5
B10_500_R_08	35	50	15
B10_500_R_09	25	70	5
B10_500_R_10	40	50	10
B10_500_R_11	31	65	4
B10_500_R_12	25	70	5
B10_500_R_13	30	64	6
B10_500_R_14	45	50	5
B10_500_R_15	20	70	10
B10_500_R_16	23	67	10
B10_500_R_SU	33	60	7

Tabelle E.1.: Datensätze Bauernhöhle Fraktion 500 R

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
B_10_500_K_01	25	70	5
B_10_500_K_02	35	60	5
B_10_500_K_03	26	70	4
B_10_500_K_04	40	50	10
B_10_500_K_05	35	55	10
B_10_500_K_06	41	50	9
B_10_500_K_07	37	53	10
B_10_500_K_08	36	60	4
B_10_500_K_09	24	70	6
B_10_500_K_10	30	65	5
B_10_500_K_11	25	69	6
B_10_500_K_12	25	65	10
B_10_500_K_13	24	71	5
B_10_500_K_14	26	69	5
B_10_500_K_15	25	71	4
B_10_500_K_16	20	75	5
B_10_500_K_17	25	65	10
B_10_500_K_18	30	64	6
B_10_500_K_19	34	61	5
B_10_500_K_20	29	66	5
B_10_500_K_SU	30	64	6

Tabelle E.2.: Datensätze Bauernhöhle Fraktion 500 K

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
B10_500_E_01	25	65	10
B10_500_E_02	25	70	5
B10_500_E_03	35	60	5
B10_500_E_04	26	65	9
B10_500_E_05	35	61	4
B10_500_E_06	25	69	6
B10_500_E_07	25	72	3
B10_500_E_08	25	60	15
B10_500_E_09	23	67	10
B10_500_E_10	28	70	2
B10_500_E_11	20	75	5
B10_500_E_12	22	73	5
B10_500_E_13	30	68	2
B10_500_E_14	20	65	15
B10_500_E_15	20	74	6
B10_500_E_16	19	76	5
B10_500_E_17	26	70	4
B10_500_E_18	20	69	11
B10_500_E_19	21	70	9
B10_500_E_20	20	70	10
B10_500_E_SU	25	68	7

Tabelle E.3.: Datensätze Bauernhöhle Fraktion 500 E

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
B10_200_01	20	70	10
B10_200_02	25	65	10
B10_200_03	30	65	5
B10_200_04	25	70	5
B10_200_05	30	64	6
B10_200_06	25	69	6
B10_200_07	30	66	4
B10_200_08	35	60	5
B10_200_09	20	71	9
B10_200_11	25	66	9
B10_200_12	31	65	4
B10_200_13	24	70	6
B10_200_14	20	75	5
B10_200_15	24	65	11
B10_200_16	26	70	4
B10_200_18	19	70	11
B10_200_20	30	60	10
B10_200_21	23	75	2
B10_200_22	22	76	2
B10_200_23	26	70	4
B10_200_24	21	75	4
B10_200_SU	25	69	6

Tabelle E.4.: Datensätze Bauernhöhle Fraktion 200

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
B10_100_01	25	74	1
B10_100_02	29	70	1
B10_100_03	25	70	5
B10_100_04	30	69	1
B10_100_05	35	64	1
B10_100_06	24	75	1
B10_100_07	24	74	2
B10_100_08	25	73	2
B10_100_09	35	60	5
B10_100_10	23	75	2
B10_100_11	25	72	3
B10_100_12	29	69	2
B10_100_13	23	74	3
B10_100_14	34	64	2
B10_100_15	34	65	1
B10_100_16	28	70	2
B10_100_17	30	68	2
B10_100_19	22	75	3
B10_100_20	20	75	5
B10_100_21	20	76	4
B10_100_22	20	74	6
B10_100_23	23	74	3
B10_100_24	24	73	3
B10_100_SU	26	71	3

Tabelle E.5.: Datensätze Bauernhöhle Fraktion 100

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
B10_063_01	39	60	1
B10_063_02	35	55	10
B10_063_03	37	58	5
B10_063_04	45	55	0
B10_063_05	35	65	0
B10_063_06	25	75	0
B10_063_07	24	75	1
B10_063_08	44	55	1
B10_063_09	40	60	0
B10_063_10	39	60	1
B10_063_11	30	70	0
B10_063_12	30	69	1
B10_063_13	29	70	1
B10_063_14	40	59	1
B10_063_16	20	75	5
B10_063_17	34	65	1
B10_063_18	25	74	1
B10_063_19	34	65	1
B10_063_20	29	69	2
B10_063_21	35	64	1
B10_063_22	23	75	2
B10_063_23	28	70	2
B10_063_24	25	73	2
B10_063_SU	32	66	2

Tabelle E.6.: Datensätze Bauernhöhle Fraktion 63

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Bis1_500_01	25	68	7
Bis1_500_02	20	60	20
Bis1_500_03	20	75	5
Bis1_500_04	14	75	11
Bis1_500_05	20	61	19
Bis1_500_06	15	75	10
Bis1_500_07	20	76	4
Bis1_500_08	21	74	5
Bis1_500_09	25	70	5
Bis1_500_10	26	70	4
Bis1_500_11	30	65	5
Bis1_500_12	25	65	10
Bis1_500_13	25	60	15
Bis1_500_14	20	65	15
Bis1_500_15	26	65	9
Bis1_500_16	25	59	16
Bis1_500_17	25	64	11
Bis1_500_18	20	70	10
Bis1_500_19	29	66	5
Bis1_500_20	21	75	4
Bis1_500_SU	23	68	9

Tabelle E.7.: Datensätze Bismarckgrotte 1 Fraktion 500

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Bis1_K_01	20	70	10
Bis1_K_02	25	65	10
Bis1_K_03	45	30	25
Bis1_K_04	40	50	10
Bis1_K_05	20	71	9
Bis1_K_06	40	52	8
Bis1_K_07	35	45	20
Bis1_K_08	35	50	15
Bis1_K_09	20	65	15
Bis1_K_10	26	64	10
Bis1_K_11	39	51	10
Bis1_K_12	42	43	15
Bis1_K_SU	32	55	13

Tabelle E.8.: Datensätze Bismarckgrotte 1 Fraktion 500 K

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Bis1_063_01	15	65	20
Bis1_063_02	15	80	5
Bis1_063_03	45	50	5
Bis1_063_04	40	50	10
Bis1_063_05	40	51	9
Bis1_063_07	35	55	10
Bis1_063_08	47	51	2
Bis1_063_09	35	45	20
Bis1_063_10	20	75	5
Bis1_063_11	30	60	10
Bis1_063_12	36	54	10
Bis1_063_14	40	40	20
Bis1_063_15	47	50	3
Bis1_063_16	31	59	10
Bis1_063_17	43	55	2
Bis1_063_19	20	65	15
Bis1_063_20	40	55	5
Bis1_063_21	47	51	2
Bis1_063_22	25	60	15
Bis1_063_23	44	51	5
Bis1_063_SU	35	56	9

Tabelle E.9.: Datensätze Bismarckgrotte 1 Fraktion 63

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Bis3_500_R_01	35	50	15
Bis3_500_R_02	25	36	39
Bis3_500_R_03	30	55	15
Bis3_500_R_04	27	43	30
Bis3_500_R_05	40	50	10
Bis3_500_R_06	36	54	10
Bis3_500_R_07	26	36	38
Bis3_500_R_08	35	35	30
Bis3_500_R_09	40	45	15
Bis3_500_R_10	35	55	10
Bis3_500_R_11	39	50	11
Bis3_500_R_12	35	56	9
Bis3_500_R_13	25	45	30
Bis3_500_R_14	25	46	29
Bis3_500_R_15	29	55	16
Bis3_500_R_16	30	45	25
Bis3_500_R_17	40	51	9
Bis3_500_R_18	40	55	5
Bis3_500_R_19	25	70	5
Bis3_500_R_20	35	60	5
Bis3_500_R_SU	32	50	18

Tabelle E.10.: Datensätze Bismarckgrotte 3 Fraktion 500 R

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Bis3_500_K_01	35	40	25
Bis3_500_K_02	35	45	20
Bis3_500_K_03	25	70	5
Bis3_500_K_04	20	55	25
Bis3_500_K_05	35	50	15
Bis3_500_K_06	40	55	5
Bis3_500_K_07	20	40	40
Bis3_500_K_08	25	55	20
Bis3_500_K_09	36	45	19
Bis3_500_K_10	30	40	30
Bis3_500_K_11	35	41	24
Bis3_500_K_12	30	50	20
Bis3_500_K_13	34	45	21
Bis3_500_K_SU	31	48	21

Tabelle E.11.: Datensätze Bismarckgrotte 3 Fraktion 500 K

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Bis3_500_E_01	20	70	10
Bis3_500_E_02	25	65	10
Bis3_500_E_03	35	40	25
Bis3_500_E_04	40	45	15
Bis3_500_E_05	30	60	10
Bis3_500_E_06	42	53	5
Bis3_500_E_07	20	55	25
Bis3_500_E_08	55	31	14
Bis3_500_E_09	55	30	15
Bis3_500_E_10	25	60	15
Bis3_500_E_11	20	60	20
Bis3_500_E_12	21	60	19
Bis3_500_E_13	26	60	14
Bis3_500_E_14	30	55	15
Bis3_500_E_15	45	50	5
Bis3_500_E_16	30	50	20
Bis3_500_E_17	38	42	20
Bis3_500_E_19	35	41	24
Bis3_500_E_20	21	55	24
Bis3_500_E_SU	32	52	16

Tabelle E.12.: Datensätze Bismarckgrotte 3 Fraktion 500 E

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Bis5_500_R_01	10	35	55
Bis5_500_R_02	15	25	60
Bis5_500_R_03	20	25	55
Bis5_500_R_04	20	35	45
Bis5_500_R_05	25	35	40
Bis5_500_R_06	30	40	30
Bis5_500_R_07	25	34	41
Bis5_500_R_08	21	35	44
Bis5_500_R_09	35	40	25
Bis5_500_R_10	11	35	54
Bis5_500_R_11	20	24	56
Bis5_500_R_12	16	25	59
Bis5_500_R_13	5	20	75
Bis5_500_R_14	30	35	35
Bis5_500_R_15	5	40	55
Bis5_500_R_16	10	20	70
Bis5_500_R_17	20	40	40
Bis5_500_R_18	1	45	54
Bis5_500_R_19	35	50	15
Bis5_500_R_20	10	55	35
Bis5_500_R_SU	18	35	47

Tabelle E.13.: Datensätze Bismarckgrotte 5 Fraktion 500 R

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Bis5_500_K_02	25	24	51
Bis5_500_K_03	25	25	50
Bis5_500_K_04	25	30	45
Bis5_500_K_05	35	25	40
Bis5_500_K_06	25	35	40
Bis5_500_K_10	30	30	40
Bis5_500_K_S1	28	28	44
Bis5_500_K_01	5	10	85
Bis5_500_K_07	5	11	84
Bis5_500_K_08	15	20	65
Bis5_500_K_09	16	20	64
Bis5_500_K_S2	10	15	75

Tabelle E.14.: Datensätze Bismarckgrotte 5 Fraktion 500 K

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Bis5_500_E_02	35	45	20
Bis5_500_E_03	40	50	10
Bis5_500_E_04	45	35	20
Bis5_500_E_05	40	45	15
Bis5_500_E_06	30	35	35
Bis5_500_E_07	45	50	5
Bis5_500_E_08	25	35	40
Bis5_500_E_09	24	35	41
Bis5_500_E_10	40	55	5
Bis5_500_E_11	40	51	9
Bis5_500_E_12	30	45	25
Bis5_500_E_13	35	46	19
Bis5_500_E_14	30	50	20
Bis5_500_E_15	34	45	21
Bis5_500_E_16	35	44	21
Bis5_500_E_17	35	40	25
Bis5_500_E_18	26	35	39
Bis5_500_E_19	36	40	24
Bis5_500_E_20	25	36	39
Bis5_500_E_SU	34	43	23
Bis5_500_E_01	80	15	5

Tabelle E.15.: Datensätze Bismarckgrotte 5 Fraktion 500 E

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Bis5_200_01	20	55	25
Bis5_200_02	25	50	25
Bis5_200_03	25	55	20
Bis5_200_04	35	45	20
Bis5_200_05	25	60	15
Bis5_200_08	26	55	19
Bis5_200_09	30	40	30
Bis5_200_10	40	45	15
Bis5_200_11	41	45	14
Bis5_200_12	34	45	21
Bis5_200_13	35	44	21
Bis5_200_14	10	55	35
Bis5_200_15	21	55	24
Bis5_200_16	25	51	24
Bis5_200_18	37	33	30
Bis5_200_19	30	39	31
Bis5_200_20	15	55	30
Bis5_200_21	30	55	15
Bis5_200_22	40	46	14
Bis5_200_23	40	50	10
Bis5_200_24	35	46	19
Bis5_200_25	37	43	20
Bis5_200_26	43	47	10
Bis5_200_27	25	40	35
Bis5_200_S1	30	48	22
Bis5_200_06	5	40	55
Bis5_200_07	5	15	80
Bis5_200_S2	5	28	67

Tabelle E.16.: Datensätze Bismarckgrotte 5 Fraktion 200

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Bis5_100_01	35	60	5
Bis5_100_02	55	35	10
Bis5_100_03	50	40	10
Bis5_100_05	35	60	5
Bis5_100_07	30	60	10
Bis5_100_08	25	60	15
Bis5_100_09	30	45	25
Bis5_100_10	25	45	30
Bis5_100_11	25	65	10
Bis5_100_12	25	70	5
Bis5_100_13	25	70	5
Bis5_100_14	35	55	10
Bis5_100_15	35	60	5
Bis5_100_16	40	55	5
Bis5_100_17	15	35	50
Bis5_100_19	40	50	10
Bis5_100_20	35	55	10
Bis5_100_21	35	50	15
Bis5_100_22	35	50	15
Bis5_100_23	40	50	10
Bis5_100_24	30	50	20
Bis5_100_25	10	55	35
Bis5_100_26	30	60	10
Bis5_100_27	30	60	10
Bis5_100_28	20	70	10
Bis5_100_29	30	60	10
Bis5_100_30	10	65	25
Bis5_100_32	15	60	25
Bis5_100_S1	30	55	15
Bis5_100_06	10	10	80

Tabelle E.17.: Datensätze Bismarckgrotte 5 Fraktion 100

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Bis5_063_01	40	55	5
Bis5_063_03	35	60	5
Bis5_063_05	35	55	10
Bis5_063_06	30	50	20
Bis5_063_08	45	50	5
Bis5_063_09	30	65	5
Bis5_063_10	20	70	10
Bis5_063_12	20	69	11
Bis5_063_15	5	55	40
Bis5_063_17	35	45	20
Bis5_063_18	42	53	5
Bis5_063_19	65	20	15
Bis5_063_21	40	50	10
Bis5_063_23	25	50	25
Bis5_063_24	55	25	20
Bis5_063_25	35	46	19
Bis5_063_S1	35	51	14
Bis5_063_14	5	5	90
Bis5_063_16	5	35	60
Bis5_063_20	15	20	65
Bis5_063_22	5	20	75
Bis5_063_S2	7	20	73

Tabelle E.18.: Datensätze Bismarckgrotte 5 Fraktion 63

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Bis7_500_A_01	35	35	30
Bis7_500_A_02	25	55	20
Bis7_500_A_03	35	45	20
Bis7_500_A_04	30	45	25
Bis7_500_A_05	40	45	15
Bis7_500_A_06	30	55	15
Bis7_500_A_07	50	30	20
Bis7_500_A_Su	35	44	21

Tabelle E.19.: Datensätze Bismarckgrotte 7 Fraktion 500

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Bis7_063_02	35	60	5
Bis7_063_03	40	45	15
Bis7_063_04	25	45	30
Bis7_063_05	20	70	10
Bis7_063_07	35	50	15
Bis7_063_08	25	70	5
Bis7_063_09	28	70	2
Bis7_063_10	20	50	30
Bis7_063_11	36	60	4
Bis7_063_12	35	51	14
Bis7_063_14	30	60	10
Bis7_063_15	35	59	6
Bis7_063_16	26	70	4
Bis7_063_17	45	50	5
Bis7_063_19	35	45	20
Bis7_063_20	30	65	5
Bis7_063_21	25	69	6
Bis7_063_22	40	55	5
Bis7_063_23	35	51	14
Bis7_063_24	36	60	4
Bis7_063_25	40	35	25
Bis7_063_SU	32	57	11

Tabelle E.20.: Datensätze Bismarckgrotte 7 Fraktion 63

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
D1-1_01	19	21	60
D1-1_02	24	18	58
D1-1_03	18	24	58
D1-1_04	20	16	64
D1-1_05	20	25	55
D1-1_06	18	23	59
D1-1_07	16	18	66
D1-1_08	17	19	64
D1-1_09	21	23	56
D1-1_10	6	25	69
D1-1_11	7	24	69
D1-1_12	22	19	59
D1-1_13	25	20	55
D1-1_14	17	18	65
D1-1_15	15	18	67
D1-1_16	24	17	59
D1-1_17	20	24	56
D1-1_18	19	23	58
D1-1_19	16	20	64
D1-1_20	17	20	63
D1-1_21	24	26	50
D1-1_22	15	19	66
D1-1_SU	18	21	61

Tabelle E.21.: Datensätze Distlergrotte 1

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
D2-1_01	21	14	65
D2-1_02	10	14	76
D2-1_03	9	15	76
D2-1_04	11	14	75
D2-1_05	22	14	64
D2-1_06	23	15	62
D2-1_07	20	18	62
D2-1_08	21	24	55
D2-1_09	23	19	58
D2-1_10	14	14	72
D2-1_11	16	7	77
D2-1_SU	17	15	68

Tabelle E.22.: Datensätze Distlergrotte 2

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
D3_500_Q_01	34	35	31
D3_500_Q_02	38	46	16
D3_500_Q_04	28	43	29
D3_500_Q_06	39	36	25
D3_500_Q_10	31	50	19
D3_500_Q_11	36	44	20
D3_500_Q_S1	35	42	23
D3_500_Q_05	18	42	40
D3_500_Q_07	19	43	38
D3_500_Q_08	24	36	40
D3_500_Q_09	17	44	39
D3_500_Q_13	24	30	46
D3_500_Q_S2	20	39	41
D3_500_Q_03	68	18	14
D3_500_Q_12	12	18	70

Tabelle E.23.: Datensätze Distlergrotte 3 Fraktion 500 Q

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
D3_200_01	38	45	17
D3_200_02	65	31	4
D3_200_03	68	30	2
D3_200_04	61	30	9
D3_200_05	64	31	5
D3_200_11	68	26	6
D3_200_13	45	48	7
D3_200_17	50	47	3
D3_200_S1	57	36	7
D3_200_07	40	40	20
D3_200_08	30	52	18
D3_200_09	28	58	14
D3_200_10	26	73	1
D3_200_12	42	47	11
D3_200_14	29	52	19
D3_200_15	36	40	24
D3_200_16	18	67	15
D3_200_18	40	35	25
D3_200_19	39	40	21
D3_200_20	42	50	8
D3_200_S2	34	50	16

Tabelle E.24.: Datensätze Distlergrotte 3 Fraktion 200

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
D3_100_02	70	18	12
D3_100_05	76	20	4
D3_100_06	65	22	13
D3_100_08	79	17	4
D3_100_09	52	35	13
D3_100_12	48	38	14
D3_100_15	75	18	7
D3_100_16	50	35	15
D3_100_17	46	38	16
D3_100_25	50	43	7
D3_100_26	65	33	2
D3_100_28	46	45	9
D3_100_S1	60	30	10
D3_100_04	35	59	6
D3_100_07	34	50	16
D3_100_10	39	52	9
D3_100_11	40	52	8
D3_100_13	40	44	16
D3_100_14	42	52	6
D3_100_18	40	52	8
D3_100_19	19	70	11
D3_100_20	38	46	16
D3_100_21	41	48	11
D3_100_22	40	48	12
D3_100_23	39	47	14
D3_100_24	38	44	18
D3_100_27	37	60	3
D3_100_S2	37	52	11

Tabelle E.25.: Datensätze Distlergrotte 3 Fraktion 100

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
D3_063_01	77	20	3
D3_063_02	50	40	10
D3_063_05	49	47	4
D3_063_09	56	39	5
D3_063_12	59	39	2
D3_063_13	46	50	4
D3_063_16	57	40	3
D3_063_20	68	30	2
D3_063_21	65	30	5
D3_063_23	61	30	9
D3_063_S1	59	36	5
D3_063_03	38	55	7
D3_063_04	35	60	5
D3_063_06	42	52	6
D3_063_07	43	49	8
D3_063_08	44	50	6
D3_063_10	40	56	4
D3_063_11	40	50	10
D3_063_14	38	57	5
D3_063_15	36	60	4
D3_063_17	34	55	11
D3_063_18	20	65	15
D3_063_19	23	70	7
D3_063_22	42	52	6
D3_063_S2	37	56	7

Tabelle E.26.: Datensätze Distlergrotte 3 Fraktion 63

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Max_1_R_500_01	1	17	82
Max_1_R_500_02	1	19	80
Max_1_R_500_03	5	24	71
Max_1_R_500_04	1	18	81
Max_1_R_500_05	2	16	82
Max_1_R_500_06	1	20	79
Max_1_R_500_07	8	19	73
Max_1_R_500_08	10	16	74
Max_1_R_500_09	6	16	78
Max_1_R_500_10	11	16	73
Max_1_R_500_SU	5	18	77

Tabelle E.27.: Datensätze Maximiliansgrotte Fraktion 500 R

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Max_1_E_500_01	10	15	75
Max_1_E_500_02	12	20	68
Max_1_E_500_04	15	18	67
Max_1_E_500_05	11	23	66
Max_1_E_500_06	8	15	77
Max_1_E_500_07	10	18	72
Max_1_E_500_08	8	16	76
Max_1_E_500_09	9	18	73
Max_1_E_500_10	7	14	79
Max_1_E_500_11	5	19	76
Max_1_E_500_12	8	17	75
Max_1_E_500_13	2	23	75
Max_1_E_500_14	5	24	71
Max_1_E_500_15	11	21	68
Max_1_E_500_16	3	22	75
Max_1_E_500_17	3	13	84
Max_1_E_500_18	14	18	68
Max_1_E_500_19	4	24	72
Max_1_E_500_20	2	18	80
Max_1_E_500_21	1	16	83
Max_1_E_500_22	2	17	81
Max_1_E_500_23	4	16	80
Max_1_E_500_SU	7	18	75

Tabelle E.28.: Datensätze Maximiliansgrotte Fraktion 500 E

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Max1_200_01	5	23	72
Max1_200_02	6	20	74
Max1_200_03	13	20	67
Max1_200_04	8	15	77
Max1_200_05	7	18	75
Max1_200_06	1	28	71
Max1_200_07	6	19	75
Max1_200_08	16	18	66
Max1_200_09	9	15	76
Max1_200_10	4	15	81
Max1_200_11	6	16	78
Max1_200_SU	7	19	74

Tabelle E.29.: Datensätze Maximiliansgrotte Fraktion 200

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Max1_100_01	14	20	66
Max1_100_02	16	19	65
Max1_100_03	19	18	63
Max1_100_04	13	15	72
Max1_100_05	10	17	73
Max1_100_06	11	16	73
Max1_100_07	11	15	74
Max1_100_08	12	13	75
Max1_100_09	21	21	58
Max1_100_10	3	9	88
Max1_100_SU	13	16	71

Tabelle E.30.: Datensätze Maximiliansgrotte Fraktion 100

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Max1_063_01	5	15	80
Max1_063_02	5	16	79
Max1_063_04	9	18	73
Max1_063_05	8	19	73
Max1_063_06	5	20	75
Max1_063_07	12	18	70
Max1_063_08	8	15	77
Max1_063_09	3	19	78
Max1_063_10	2	16	82
Max1_063_11	7	14	79
Max1_063_12	6	15	79
Max1_063_13	7	15	78
Max1_063_14	8	16	76
Max1_063_15	10	13	77
Max1_063_16	1	24	75
Max1_063_17	3	23	74
Max1_063_18	12	11	77
Max1_063_O_19	4	30	66
Max1_063_U_19	2	13	85
Max1_063_20	17	14	69
Max1_063_21	9	15	76
Max1_063_Su	7	17	76

Tabelle E.31.: Datensätze Maximiliansgrotte Fraktion 63

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
P2_R_500_02	30	56	14
P2_R_500_03	25	68	7
P2_R_500_04	20	65	15
P2_R_500_05	25	66	9
P2_R_500_07	20	64	16
P2_R_500_08	15	58	27
P2_R_500_09	25	50	25
P2_R_500_10	14	63	23
P2_R_500_11	30	50	20
P2_R_500_12	30	51	19
P2_R_500_13	25	54	21
P2_R_500_14	34	41	25
P2_R_500_15	20	62	18
P2_R_500_16	35	47	18
P2_R_500_17	32	38	30
P2_R_500_18	39	44	17
P2_R_500_19	38	53	9
P2_R_500_20	32	38	30
P2_R_500_S1	27	54	19
P2_R_500_01	63	19	18
P2_R_500_06	20	35	45

Tabelle E.32.: Datensätze Petershöhle Fraktion 500

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
P2_200_01	30	42	28
P2_200_02	29	52	19
P2_200_03	38	45	17
P2_200_04	26	56	18
P2_200_05	30	51	19
P2_200_06	23	59	18
P2_200_07	25	59	16
P2_200_08	26	59	15
P2_200_09	32	48	20
P2_200_10	40	48	12
P2_200_12	36	45	19
P2_200_16	25	60	15
P2_200_18	38	47	15
P2_200_19	29	51	20
P2_200_20	25	63	12
P2_200_21	35	46	19
P2_200_22	31	48	21
P2_200_S1	30	52	18
P2_200_11	34	28	38
P2_200_17	5	25	70

Tabelle E.33.: Datensätze Petershöhle Fraktion 200

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
P2_100_01	28	47	25
P2_100_02	37	45	18
P2_100_04	35	49	16
P2_100_05	42	44	14
P2_100_06	30	54	16
P2_100_07	38	43	19
P2_100_08	26	49	25
P2_100_10	30	54	16
P2_100_11	35	47	18
P2_100_12	30	58	12
P2_100_13	28	57	15
P2_100_15	40	45	15
P2_100_16	30	58	12
P2_100_17	27	60	13
P2_100_18	32	56	12
P2_100_19	20	66	14
P2_100_20	42	45	13
P2_100_21	39	44	17
P2_100_22	30	50	20
P2_100_23	20	55	25
P2_100_24	39	49	12
P2_100_25	31	45	24
P2_100_SU	32	51	17

Tabelle E.34.: Datensätze Petershöhle Fraktion 100

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
SD-3_02	30	45	25
SD-3_03	29	48	23
SD-3_04	26	49	25
SD-3_05	25	40	35
SD-3_06	20	40	40
SD-3_09	34	38	28
SD-3_10	37	38	25
SD-3_11	30	32	38
SD-3_12	32	40	28
SD-3_13	41	37	22
SD-3_14	25	32	43
Qu-SD3	30	40	30

Tabelle E.35.: Datensätze Windloch 3

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
SD4_500_R_01	39	41	20
SD4_500_R_02	40	42	18
SD4_500_R_03	39	42	19
SD4_500_R_04	25	40	35
SD4_500_R_05	25	45	30
SD4_500_R_06	35	47	18
SD4_500_R_07	38	47	15
SD4_500_R_09	29	31	40
SD4_500_R_10	25	40	35
SD4_500_R_11	40	50	10
SD4_500_R_12	15	43	42
SD4_500_R_13	40	43	17
SD4_500_R_14	35	45	20
SD4_500_R_15	32	45	23
SD4_500_R_16	30	35	35
SD4_500_R_17	38	46	16
SD4_500_R_18	45	40	15
SD4_500_R_19	35	40	25
SD4_500_R_S1	34	42	24
SD4_500_R_08	15	22	63

Tabelle E.36.: Datensätze Windloch 4 Fraktion 500 R

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
SD4_500_K_01	37	43	20
SD4_500_K_03	39	41	20
SD4_500_K_07	36	44	20
SD4_500_K_09	47	35	18
SD4_500_K_10	37	35	28
SD4_500_K_11	40	45	15
SD4_500_K_12	43	47	10
SD4_500_K_13	45	33	22
SD4_500_K_14	35	47	18
SD4_500_K_16	35	45	20
SD4_500_K_18	32	50	18
SD4_500_K_19	30	45	25
SD4_500_K_S1	38	43	19
SD4_500_K_02	15	30	55
SD4_500_K_04	5	30	65
SD4_500_K_05	15	25	60
SD4_500_K_06	20	35	45
SD4_500_K_08	15	35	50
SD4_500_K_15	10	35	55
SD4_500_K_17	5	20	75
SD4_500_K_20	20	25	55
SD4_500_K_S2	13	29	58

Tabelle E.37.: Datensätze Windloch 4 Fraktion 500 K

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
SD4_500_E_01	38	38	24
SD4_500_E_02	35	45	20
SD4_500_E_04	32	48	20
SD4_500_E_06	30	40	30
SD4_500_E_07	45	40	15
SD4_500_E_08	43	42	15
SD4_500_E_09	40	47	13
SD4_500_E_12	48	37	15
SD4_500_E_13	34	38	28
SD4_500_E_14	50	40	10
SD4_500_E_15	33	47	20
SD4_500_E_16	50	40	10
SD4_500_E_17	40	45	15
SD4_500_E_18	43	32	25
SD4_500_E_19	37	43	20
SD4_500_E_20	35	40	25
SD4_500_E_S1	40	41	19
SD4_500_E_03	30	20	50
SD4_500_E_05	18	27	55
SD4_500_E_10	20	30	50
SD4_500_E_11	25	20	55
SD4_500_E_S2	23	24	53

Tabelle E.38.: Datensätze Windloch 4 Fraktion 500 E

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
SD4_200_01	40	45	15
SD4_200_03-L	30	60	10
SD4_200_03-R	35	45	20
SD4_200_04	42	43	15
SD4_200_05	37	43	20
SD4_200_06	40	42	18
SD4_200_07	36	45	19
SD4_200_08	42	43	15
SD4_200_09	31	50	19
SD4_200_10	35	40	25
SD4_200_11	39	43	18
SD4_200_12	34	45	21
SD4_200_14	42	48	10
SD4_200_15	35	50	15
SD4_200_16	30	50	20
SD4_200_17	28	50	22
SD4_200_19	35	40	25
SD4_200_20	50	40	10
SD4_200_21	47	43	10
SD4_200_22	35	50	15
SD4_200_25	45	40	15
SD4_200_27	37	43	20
SD4_200_28	37	45	18
SD4_200_S1	38	45	17
SD4_200_23	73	25	2

Tabelle E.39.: Datensätze Windloch 4 Fraktion 200

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
SD4_100_01	30	45	25
SD4_100_02	38	42	20
SD4_100_03	35	45	20
SD4_100_05	37	45	18
SD4_100_06	40	42	18
SD4_100_08	36	45	19
SD4_100_09	37	42	21
SD4_100_11	40	45	15
SD4_100_13	30	50	20
SD4_100_14	38	44	18
SD4_100_15	30	50	20
SD4_100_18	31	50	19
SD4_100_19	20	55	25
SD4_100_21	31	49	20
SD4_100_23	45	35	20
SD4_100_24	40	43	17
SD4_100_25	35	45	20
SD4_100_S1	35	45	20
SD4_100_04	50	45	5
SD4_100_12	55	40	5
SD4_100_16	50	46	4
SD4_100_22	56	40	4
SD4_100_26	58	37	5
SD4_100_27	47	50	3
SD4_100_28	55	43	2
SD4_100_S2	53	43	4

Tabelle E.40.: Datensätze Windloch 4 Fraktion 100

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
SD4_063_01	40	45	15
SD4_063_03	39	46	15
SD4_063_06	35	47	18
SD4_063_08	35	45	20
SD4_063_10	34	50	16
SD4_063_S1	36	47	17
SD4_063_02	45	50	5
SD4_063_04	50	45	5
SD4_063_05	43	52	5
SD4_063_07	48	50	2
SD4_063_S2	47	49	4

Tabelle E.41.: Datensätze Windloch 4 Fraktion 63

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
SD6_500_R_01	40	45	15
SD6_500_R_02	39	51	10
SD6_500_R_03	35	45	20
SD6_500_R_04	40	45	15
SD6_500_R_05	42	38	20
SD6_500_R_06	45	40	15
SD6_500_R_07	25	55	20
SD6_500_R_08	35	40	25
SD6_500_R_09	41	47	12
SD6_500_R_10	37	40	23
SD6_500_R_11	43	40	17
SD6_500_R_13	45	37	18
SD6_500_R_14	40	44	16
SD6_500_R_15	46	44	10
SD6_500_R_16	35	45	20
SD6_500_R_17	37	44	19
SD6_500_R_18	34	46	20
SD6_500_R_S1	39	44	17
SD6_500_R_12	5	35	60

Tabelle E.42.: Datensätze Windloch 6 Fraktion 500 R

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
SD6_500_K_02	38	42	20
SD6_500_K_03	41	44	15
SD6_500_K_04	34	48	18
SD6_500_K_05	40	43	17
SD6_500_K_08	35	40	25
SD6_500_K_09	34	46	20
SD6_500_K_10	38	46	16
SD6_500_K_11	35	44	21
SD6_500_K_13	35	50	15
SD6_500_K_15	45	35	20
SD6_500_K_18	36	30	34
SD6_500_K_S1	37	43	20
SD6_500_K_01	5	50	45
SD6_500_K_06	8	42	50
SD6_500_K_07	5	42	53
SD6_500_K_12	12	50	38
SD6_500_K_14	2	33	65
SD6_500_K_16	0	25	75
SD6_500_K_17	15	38	47
SD6_500_K_19	15	50	35
SD6_500_K_20	7	34	59
SD6_500_K_S2	8	40	52

Tabelle E.43.: Datensätze Windloch 6 Fraktion 500 K

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
SD6_500_E_01	35	40	25
SD6_500_E_02	37	40	23
SD6_500_E_03	30	50	20
SD6_500_E_04	30	40	30
SD6_500_E_05	36	40	24
SD6_500_E_07	37	43	20
SD6_500_E_10	37	45	18
SD6_500_E_11	25	35	40
SD6_500_E_13	32	38	30
SD6_500_E_14	37	45	18
SD6_500_E_20	41	39	20
SD6_500_E_06	20	45	35
SD6_500_E_08	20	45	35
SD6_500_E_09	24	42	34
SD6_500_E_19	20	45	35
SD6_500_E_S1I	31	42	27
SD6_500_E_12	15	35	50
SD6_500_E_15	5	45	50
SD6_500_E_16	20	35	45
SD6_500_E_17	18	30	52
SD6_500_E_18	22	25	53
SD6_500_E_S2I	16	34	50

Tabelle E.44.: Datensätze Windloch 6 Fraktion 500 E

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
SD6_200_01	48	30	22
SD6_200_02	39	36	25
SD6_200_03	35	45	20
SD6_200_04	25	40	35
SD6_200_05	33	35	32
SD6_200_06	35	50	15
SD6_200_07	30	51	19
SD6_200_08	32	43	25
SD6_200_09	37	43	20
SD6_200_10	38	47	15
SD6_200_11	37	40	23
SD6_200_12	20	45	35
SD6_200_13	40	50	10
SD6_200_16	37	48	15
SD6_200_17	40	50	10
SD6_200_18	35	40	25
SD6_200_SU	35	43	22

Tabelle E.45.: Datensätze Windloch 6 Fraktion 200

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
SD6_063_03	35	41	24
SD6_063_04	30	50	20
SD6_063_05	26	52	22
SD6_063_06	25	50	25
SD6_063_07	32	38	30
SD6_063_08	30	42	28
SD6_063_09	35	55	10
SD6_063_10	25	43	32
SD6_063_11	6	65	29
SD6_063_12	15	50	35
SD6_063_13	15	60	25
SD6_063_15	32	38	30
SD6_063_16	39	43	18
SD6_063_19	30	54	16
SD6_063_24	18	37	45
SD6_063_S1	26	48	26
SD6_063_17	10	32	58
SD6_063_18_L	8	32	60
SD6_063_22	15	25	60
SD6_063_23	13	25	62
SD6_063_25	5	25	70
SD6_063_S2	10	28	62

Tabelle E.46.: Datensätze Windloch 6 Fraktion 63

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
SD7_500_R_01	34	35	31
SD7_500_R_02	36	45	19
SD7_500_R_03	40	44	16
SD7_500_R_04	25	58	17
SD7_500_R_06	44	48	8
SD7_500_R_07	45	50	5
SD7_500_R_08	25	56	19
SD7_500_R_09	44	50	6
SD7_500_R_10	20	66	14
SD7_500_R_11	35	40	25
SD7_500_R_14	30	50	20
SD7_500_R_15	38	40	22
SD7_500_R_16	38	50	12
SD7_500_R_17	33	35	32
SD7_500_R_18	37	40	23
SD7_500_R_19	24	60	16
SD7_500_R_20	17	58	25
SD7_500_R_S1	33	49	18
SD7_500_R_12	25	10	65
SD7_500_R_13	20	20	60
SD7_500_R_S2	22	15	63

Tabelle E.47.: Datensätze Windloch 7 Fraktion 500 R

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
SD7_500_K_01	30	53	17
SD7_500_K_02	10	60	30
SD7_500_K_03	42	48	10
SD7_500_K_04	15	50	35
SD7_500_K_05	40	45	15
SD7_500_K_06	38	48	14
SD7_500_K_07	29	37	34
SD7_500_K_08	38	42	20
SD7_500_K_10	42	34	24
SD7_500_K_13	25	65	10
SD7_500_K_14	40	46	14
SD7_500_K_15	35	47	18
SD7_500_K_17	35	30	35
SD7_500_K_18	37	40	23
SD7_500_K_S1	33	46	21
SD7_500_K_09	15	25	60
SD7_500_K_11	12	20	68
SD7_500_K_12	25	24	51
SD7_500_K_16	17	30	53
SD7_500_K_S2	17	25	58

Tabelle E.48.: Datensätze Windloch 7 Fraktion 500 K

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
SD7_500_E_04	35	45	20
SD7_500_E_05	40	42	18
SD7_500_E_06	37	48	15
SD7_500_E_07	32	45	23
SD7_500_E_08	40	44	16
SD7_500_E_09	30	45	25
SD7_500_E_10	40	50	10
SD7_500_E_11	34	46	20
SD7_500_E_12	37	43	20
SD7_500_E_13	35	44	21
SD7_500_E_14	35	47	18
SD7_500_E_15	34	43	23
SD7_500_E_16	35	46	19
SD7_500_E_17	25	55	20
SD7_500_E_18	27	51	22
SD7_500_E_20	35	40	25
SD7_500_E_21	43	42	15
SD7_500_E_S1	35	46	19
SD7_500_E_01	60	30	10
SD7_500_E_02	70	21	9
SD7_500_E_03	69	23	8
SD7_500_E_S2	66	25	9
SD7_500_E_19	15	69	16

Tabelle E.49.: Datensätze Windloch 7 Fraktion 500 E

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
WS2_500_R_01	9	87	4
WS2_500_R_02	10	78	12
WS2_500_R_04	15	77	8
WS2_500_R_05	8	72	20
WS2_500_R_09	15	80	5
WS2_500_R_10	14	82	4
WS2_500_R_11	18	74	8
WS2_500_R_12	19	75	6
WS2_500_R_13	17	73	10
WS2_500_R_14	10	77	13
WS2_500_R_S1	13	78	9
WS2_500_R_03	5	23	72
WS2_500_R_06	2	25	73
WS2_500_R_07	12	25	63
WS2_500_R_08	15	40	45
WS2_500_R_15	12	25	63
WS2_500_R_16	2	15	83
WS2_500_R_17	1	16	83
WS2_500_R_S2	7	24	69

Tabelle E.50.: Datensätze Wolfstein Fraktion 500 R

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
WS2_500_E_01	10	78	12
WS2_500_E_02	14	71	15
WS2_500_E_03	10	74	16
WS2_500_E_04	7	78	15
WS2_500_E_05	6	75	19
WS2_500_E_06	9	73	18
WS2_500_E_07	12	68	20
WS2_500_E_08	8	70	22
WS2_500_E_09	7	71	22
WS2_500_E_10	5	71	24
WS2_500_E_11	13	72	15
WS2_500_E_12	17	65	18
WS2_500_E_13	12	71	17
WS2_500_E_14	10	81	9
WS2_500_E_15	11	81	8
WS2_500_E_16	9	80	11
WS2_500_E_17	12	79	9
WS2_500_E_18	11	75	14
WS2_500_E_SU	10	74	16

Tabelle E.51.: Datensätze Wolfstein Fraktion 500 E

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
WS2_200_01	35	47	18
WS2_200_02	36	44	20
WS2_200_03	36	50	14
WS2_200_04	31	50	19
WS2_200_05	30	52	18
WS2_200_06	31	54	15
WS2_200_09	18	70	12
WS2_200_10	22	65	13
WS2_200_11_L	14	71	15
WS2_200_11_R	15	66	19
WS2_200_12	11	67	22
WS2_200_13	20	55	25
WS2_200_14	15	65	20
WS2_200_15	18	66	16
WS2_200_16	30	56	14
WS2_200_18	15	45	40
WS2_200_19	20	63	17
WS2_200_20	14	70	16
WS2_200_21	25	45	30
WS2_200_22	20	68	12
WS2_200_SU	23	58	19
WS2_200_08	70	20	10
WS2_200_17	15	20	65

Tabelle E.52.: Datensätze Wolfstein Fraktion 200

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
WS2_100_01	33	48	19
WS2_100_02	20	64	16
WS2_100_03	5	75	20
WS2_100_05	14	66	20
WS2_100_06	38	50	12
WS2_100_07_L	15	76	9
WS2_100_07_R	3	50	47
WS2_100_08	38	53	9
WS2_100_09	25	60	15
WS2_100_10	18	67	15
WS2_100_12	40	54	6
WS2_100_13	22	70	8
WS2_100_14	8	67	25
WS2_100_15	30	50	20
WS2_100_17	32	49	19
WS2_100_18	19	71	10
WS2_100_19	10	60	30
WS2_100_20	41	45	14
WS2_100_22	5	76	19
WS2_100_23	6	76	18
WS2_100_SU	21	61	18

Tabelle E.53.: Datensätze Wolfstein Fraktion 100

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
WS2_063_01	25	65	10
WS2_063_02	19	76	5
WS2_063_03	21	73	6
WS2_063_04	28	63	9
WS2_063_05	24	65	11
WS2_063_06	20	66	14
WS2_063_07	18	70	12
WS2_063_10	16	70	14
WS2_063_11	20	76	4
WS2_063_12	24	71	5
WS2_063_15	25	69	6
WS2_063_16	10	79	11
WS2_063_17	18	79	3
WS2_063_19	3	75	22
WS2_063_20	5	72	23
WS2_063_SU	19	71	10
WS2_063_13	1	29	70
WS2_063_18	35	40	25

Tabelle E.54.: Datensätze Wolfstein Fraktion 63

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
B10_500_R_SU	33	60	7
B10_500_K_SU	30	64	6
B10_500_E_SU	25	68	7
B10_200_SU	25	69	6
B10_100_SU	26	71	3
B10_063_SU	32	66	2
Bis1_500_SU	23	68	9
Bis1_500_K_SU	32	55	13
Bis1_063_SU	35	56	9
Bis3_500_E_SU	32	52	16
Bis3_500_K_SU	31	48	21
Bis3_500_R_SU	32	50	18
Bis5_500_E_SU	36	42	22
Bis5_500_K_S1	28	28	44
Bis5_500_K_S2	10	15	75
Bis5_500_R_SU	18	35	47
Bis5_200_S1	30	48	22
Bis5_200_S2	5	28	67
Bis5_100_SU	30	55	15
Bis5_063_S1	35	51	14
Bis5_063_S2	7	20	73
Bis7_500_A_SU	35	44	21
Bis7_063_SU	32	57	11
D1-1_SU	18	21	61
D2-1_SU	17	15	68
D3_500_Q_S1	35	42	23
D3_500_Q_S2	20	39	41
D3_200_S1	57	36	7
D3_200_S2	34	50	16
D3_100_S1	60	30	10
D3_100_S2	37	52	11
D3_063_S1	59	36	5
D3_063_S2	37	56	7
Max_1_E_500_SU	7	18	75
Max_1_R_500_SU	5	18	77
Max1_200_SU	7	19	74

Tabelle E.55.: Mittelwerte aller Höhlendaten 1

Sample	Wachstum	Loesung	Mechanik
Max1_100_SU	13	16	71
Max1_063_SU	7	17	76
P2_R_500_SU	27	54	19
P2_200_SU	30	52	18
P2_100_SU	32	51	17
SD-3_SU	29	35	36
SD4_500_E_S1	40	41	19
SD4_500_E_S2	23	24	53
SD4_500_K_S1	38	43	19
SD4_500_K_S2	13	29	58
SD4_500_R_SU	34	42	24
SD4_200_SU	38	45	17
SD4_100_S1	35	45	20
SD4_100_S2	53	43	4
SD4_063_S1	36	47	17
SD4_063_S2	47	49	4
SD6_500_E_S1	31	42	27
SD6_500_E_S2	16	34	50
SD6_500_K_S1	37	43	20
SD6_500_K_S2	8	40	52
SD6_500_R_SU	39	44	17
SD6_200_SU	35	43	22
SD6_063_S1	26	48	26
SD6_063_S2	10	28	62
SD7_500_E_S1	35	46	19
SD7_500_E_S2	66	25	9
SD7_500_K_S1	33	46	21
SD7_500_K_S2	17	25	58
SD7_500_R_S1	33	49	18
SD7_500_R_S2	22	15	63
WS2_500_E_SU	10	74	16
WS2_500_R_S1	13	78	9
WS2_500_R_S2	7	24	69
WS2_200_SU	23	58	19
WS2_100_SU	21	61	18
WS2_063_SU	19	71	10

Tabelle E.56.: Mittelwerte aller Höhlendaten 2

Erklärung

Hiermit versichere ich, daß ich meine Dissertation selbständig angefertigt und mich keiner weiteren Quellen und Hilfsmittel als der im Text angegebenen bedient habe.

Weiterhin habe ich 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.

Hamburg, 10. Mai 2011

Ort, Datum

Unterschrift