

Diplomarbeit

Teil I:

Geologische Untersuchungen an
Synriftsedimenten des südlichen
Oberrheingrabens

Teil II:

Geologische Kartierung am südwestlichen
Schwarzwaldrand, zwischen Kandern, Sitzenkirch
und Scheideckhöhe

Sebastian Hinsken

Geologisch-Paläontologisches Institut

Uni Basel

2003

Vorwort

Diese zweiteilige Diplomarbeit befasst sich im weitesten Sinne mit Sedimentationsverhältnissen während der Entstehung des südlichen Oberrheingrabens. Im Ersten Teil werden sedimentologische, palökologische, und geochemische Untersuchungen im Zementsteinbruch von Altkirch/ Südelsass (F) erläutert und mit stratigraphisch äquivalenten Aufschlüssen in Südbaden verglichen. Der zweite Teil besteht aus einer geologischen Kartierung am südwestlichen Schwarzwaldrand bei Kandern/ Südbaden (D).

Inhaltsübersicht

Teil I: Geologische Untersuchungen an Synriftsedimenten des südlichen Oberrheingrabens

Im Obereozän und im Unteroligozän erreichte das Rifting im südlichen Oberrheingraben seinen Höhepunkt. In nur wenigen Millionen Jahren akkumulierten im Beckenzentrum über 1600 m Sedimente. Obwohl die unteroligozänen Synriftsedimente einige wirtschaftlich wichtige Lagerstätten enthalten, ist über die Entstehung dieser Sedimentabfolgen und ihr Alter verhältnismässig wenig bekannt. Der Zementsteinbruch der Holcim-AG in Altkirch (Südelsass/ Frankreich) stellt derzeit den besten Aufschluss von Sedimentgesteinen der Mittleren- und Oberen Salzfolge im südlichen Oberrheingraben dar, in dem ein ca. 55 m mächtiges Profil grossräumig aufgeschlossen ist; dort wurde ein Grossteil der Untersuchungen durchgeführt.

Kapitel 1 Im ersten Kapitel wird ein Überblick über die Entstehungsgeschichte des südlichen Oberrheingrabens vom Erdaltertum bis zur Erdneuzeit gegeben. Im Mittelpunkt dieses Kapitels steht die alttertiäre Schichtfolge im südlichen Oberrheingraben.

Kapitel 2 Im zweiten Kapitel werden Geologie und Stratigraphie und Paläogeographie der Salzfolge detailliert vorgestellt und diskutiert.

Kapitel 3 Im dritten Kapitel wird anhand einiger Aufschlüsse in Südbaden die Verzahnung von Randfazies und äusserer Beckenfazies aufgezeigt und der synrifttektonische Charakter der Mittleren und Oberen Salzfolge dargestellt.

Kapitel 4 Das vierte Kapitel beschreibt das Profil im Steinbruch am Rebberg bei Altkirch, Bio- und Lithostratigraphie sowie Sedimentologie werden eingehend besprochen.

Kapitel 5 Das fünfte Kapitel widmet sich der Fossilagerstätte der Versteinerungsreichen Zone im Steinbruch am Rebberg bei Altkirch. Anhand einer systematischen palökologischen Analyse wurden Informationen über den Ablagerungsraum herausgearbeitet; am Ende des Kapitels wird die Paläogeographie der Versteinerungsreichen Zone diskutiert.

Kapitel 6 Das sechste Kapitel beinhaltet Tonmineralanalysen aus der Mittleren- und Oberen Salzfolge im Steinbruch am Rebberg/ Altkirch. Aufgrund der Zusammensetzung und des Terrigenanteils sind Aussagen über das Paläoklima möglich.

Kapitel 7 Im siebten Kapitel wurde der TOC-Gehalt der Versteinerungsreichen Zone bestimmt und mittels zusätzlicher, extern ausgeführten, Biomarkeranalysen, charakterisiert. Das Verständnis der Genese der Versteinerungsreichen Zone konnte so vertieft werden.

Kapitel 8 Im abschliessenden Kapitel 8 wird versucht die Beobachtungen synthetisch im Sinne der Geodynamik darzustellen.

Teil II: Geologische Kartierung am Südwestlichen Schwarzwaldrand

Bei Kandern grenzt, getrennt durch grosse Verwerfungen, das Grundgebirge des Schwarzwaldes nach Westen an die Vorbergzone und nach Süden an die Dinkelbergscholle. Auf nur wenigen Quadratkilometern ist dort die komplette Schichtfolge vom Perm bis zum oberen Jura vertreten. Diese wird vielerorts von tertiären, meist syntektonisch abgelagerten Sedimentgesteinen überlagert. Aufgrund von Tektonik und tertiären Resedimenten konnte die Entwicklungsgeschichte von Rheingraben und Schwarzwald in groben Zügen nachgezeichnet werden.

Kapitel 1 Das erste Kapitel gibt eine kurze Einführung und eine geologische Übersicht über das Kartiergebiet und dessen Umgebung.

Kapitel 2 Das zweite Kapitel beschreibt sämtliche kartierte Lithologien.

Kapitel 3 Das dritte Kapitel beschreibt die Tektonik, insbesondere die von Rheintalflexur und Kandern-Hausen-Verwerfung.

Kapitel 4 Das vierte Kapitel interpretiert und illustriert synthetisch die Entwicklung der Rheintalflexur bei Kandern.

Danksagungen

Zum Entstehen dieser Diplomarbeit haben eine ganze Reihe verschiedenster Personen beigetragen, denen ich an dieser Stelle recht herzlich danken will. An erster Stelle möchte ich meinen beiden Betreuern *Prof. Dr. Andreas Wetzel* und *PD Dr. Christian Meyer* herzlich Danken. Sie haben mir bei der Gestaltung dieser Arbeit großen Freiraum gelassen, standen für Fragen aber stets zur Verfügung. *Prof. Dr. Willhelm B. Stern*, *Heinz Hürliman* und *Dr. Ralph Milke* vom Geochemischen Labor des Mineralogisch-Petrographischen Instituts möchte ich für die Betreuung, sowie die Durchführung geochemischer Untersuchungen danken. *Willi Tschudin* sei für die hervorragenden Fossilpräparationen gedankt. Zusammen mit *Hansrudi Rüegg* sei ihm zusätzlich für Feldbegleitung und technische Unterstützung gedankt. Für Hilfestellungen, anregende Gedanken und Diskussionen möchte ich mich bei allen Doktorierenden, meinen Studienkollegen und dem Eucor-Urgent-Team bedanken. Namentlich hervorheben möchte ich an dieser Stelle *Kamil Ustaszewski*, *Dr. Pierre Dezes*, *Dr. Markus Schuhmacher*, *Achim Reisdorf*, *Horst Dresmann* und *Markus Jank*. *Dr. Jochen Brocks*, derzeit am Department of Organismic and Evolutionary Biology, der Harvard University in Cambridge (USA), danke ich für die Biomarkeranalysen. *Dr. Walter Etter* vom Naturhistorischen Museum Basel sei für die Hilfe bei der Fossilbestimmung und Feldbegleitung gedankt, *PD. Dr. Michael Knappertsbusch* für die Bestimmung der Coccolithen. *Dr. Burkhardt Engesser*, ebenfalls vom Naturhistorischen Museum Basel danke ich für die Säugetierstratigraphie, *Walter Oppliger* für das schlämmen des Probenmaterials. *Dr. Torsten Wappler* vom Hessischen Landesmuseum in Darmstadt (D) danke ich für die Durchsicht und teilweise Bestimmung der Insekten, seinem Doktorvater, *Prof. Dr. Jes Rust*, vom Paläontologischen Institut der Uni Bonn für Diskussionen und die gemeinsame Feldbegehung. Des Weiteren danke ich meinem Kollegen *Andrea Storni* von der Uni Fribourg für die gemeinsame Feldarbeit und seinem Betreuer *Prof. Dr. Jean-Pierre Berger* für anregende Diskussionen. *Christoph Folberth* danke ich für Unterstützung bei Korrekturen und der Ausarbeitung des Tex-Dokuments, *Uli Höcklin* für zahlreiche Fotos. Der Leitung des Zementwerkes, namentlich Herrn *M. Moser* und Herrn *J.-C. Legrenzi*, sowie den Steinbrucharbeitern der *Holcim AG* in Altkirch seien für ihren Kooperationswillen und den freundlichen Umgang gedankt. Schliesslich danke ich noch meinen Eltern, die mir das Studium ermöglicht haben.

Inhaltsverzeichnis

I	Diplomarbeit	XI
1	Geologie des südlichen Oberrheingrabens	1
1.1	Präriftentwicklung	4
1.1.1	Paläozoikum	4
1.1.2	Mesozoikum	6
1.2	Synriftentwicklung	7
1.2.1	Eozän	7
1.2.2	Planorbenkalke	7
1.2.3	Salzfolge	9
1.2.4	Graue Mergel	9
1.2.5	Elsässer Molasse	10
1.2.6	Süßwasserschichten	10
1.3	Postriftentwicklung	11
1.3.1	Miozän	11
1.3.2	Pliozän	12
1.3.3	Quartär	12
2	Geologie und Stratigraphie der Salzfolge	13
2.1	Problematik der Stratigraphie innerhalb der Salzfolge	13
2.2	Stratigraphie der Salzfolge	14
2.2.1	Untere Salzfolge	15
2.2.2	Mittlere Salzfolge	17
2.2.3	Obere Salzfolge	19
2.2.4	Grobklastische Randfazies	21
2.2.5	Evaporite	22
2.3	Paläogeographie	25
3	Fan-Delta Sedimentation, Fazieswechsel und Schichtfolge am SE-Rheingrabenrand	27
3.1	Fan-Delta Sedimentation, Fazieswechsel und Schichtfolge am SE-Rheingrabenrand	27
3.2	Geologische Situation bei Kandern	27
3.3	Geologische Situation bei Istein	30

3.3.1	Profile im Isteiner Graben	30
3.4	Geologische Situation bei Kleinkems	33
3.4.1	Profil KLK-Süd	33
3.4.2	Profil KLK-Nord	36
3.5	Korrelation der Aufschlüsse am Isteiner Klotz und Vergleich mit denen von Kandern	37
	Bildtafeln	38
4	Stratigraphie und Sedimentologie des Steinbruchs am Rebberg bei Altkirch	47
4.1	Lithostratigraphie	47
4.2	Biostratigraphie	49
4.2.1	Säugetiere	50
4.2.2	Characeenfrüchte	50
4.2.3	Nanoplankton	50
4.2.4	Crustaceen	50
4.3	Chronostratigraphische Zuordnung des Profils	51
4.4	Sedimentologie der Mittleren Salzfolge	53
4.4.1	Profil Mittlere Salzfolge	53
4.4.2	Interpretation des Ablagerungsraums	56
4.5	Sedimentologie der Oberen Salzfolge	59
4.5.1	Palustrine Fazies	60
4.5.2	Profilbeschreibung Haustein	64
4.5.3	Interpretation des Ablagerungsraumes	67
5	Palökologie der <i>Versteinerungsreichen Zone</i> im Steinbruch am Rebberg bei Altkirch	87
5.1	Zielsetzung	88
5.2	Methodik	89
5.2.1	Erfassung des „fossil record“im Profil	89
5.2.2	Präparation	89
5.2.3	Dokumentation	90
5.2.4	Material und Proben	90
5.2.5	Bestimmung	90
5.2.6	Auswertung der Daten	91
5.2.7	Diskussion: Datengewinn contra Datenverlust	91
5.3	Charakterisierung der Fossillagerstätte	93
5.4	Terrestrische Flora	95
5.4.1	Taphonomie der Pflanzen	96
5.4.2	Geobotanische Interpretation	97
5.5	Terrestrische Fauna	99
5.6	Taphonomie der Insekten	100
5.7	Merolimnische Insektenfauna	102

5.7.1	Stechmücken (Culicidae)	102
5.7.2	Köcherfliegen (Trichoptera)	105
5.7.3	Libellen (Odonata)	107
5.7.4	Zuckmücken (Chironomidae)	108
5.8	Aquatische Fauna	108
5.8.1	<i>Hydrobia</i> sp. (Hartmann)	108
5.8.2	Körbchenmuschel (<i>Corbiculacea</i>)	109
5.8.3	Miesmuschel (<i>Mytilus</i> sp.)	112
5.8.4	<i>Electra</i> cf. <i>monostachys</i> (Busk)	112
5.8.5	Flohkrebse (<i>Gammaridae</i>)	114
5.8.6	<i>Eosphaeroma obstusum</i> (Meyer)	115
5.8.7	<i>Enoplophthalmus alsaticus</i> (Gaudant)	116
5.8.8	<i>Notogoneus cf cuivieri</i> (Agassiz)	119
5.9	Mikroorganismen	119
5.9.1	Nannoplankton	120
5.9.2	Dinoflagellaten	120
5.9.3	Foraminiferen	120
5.9.4	Ostracoden	121
5.9.5	Characeen	121
5.10	„Community“Palökologie	122
5.10.1	Biodiversität	122
5.11	Populationsdynamik	122
5.11.1	Nekton und Benthos	125
5.11.2	Antagonisten und Symbionten	125
5.12	Vergleich mit anderen Fundstellen	127
5.12.1	Entstehung der Insekten-Fossilagerstätten	130
5.13	Interpretation	132
5.13.1	Salinität	132
5.13.2	Ablagerungsraum	134
6	Tonmineralanalyse	167
6.1	Systematik der Tonminerale	167
6.1.1	Tetraeder- und Oktaederlagen	168
6.1.2	Zweilagige Schichtsilikate (1:1)	169
6.1.3	Dreilagige Schichtsilikate (2:1)	169
6.1.4	Vierlagige Schichtsilikate (2:1+1)	170
6.1.5	Übergeordnete Strukturen: 'mixed-layers'	170
6.1.6	Mischkristallreihen	171
6.1.7	Kristallinität	172
6.2	Theorie Röntgendiffraktion (XRD)	172
6.3	Methodik	174
6.3.1	Probenmaterial	174
6.3.2	Probenaufbereitung	174

6.3.3	Messung der Präparate	176
6.3.4	Auswertung der Messresultate	177
6.3.5	Relative Quantifizierung	180
6.4	Ergebnisse der Referenzmessung	184
6.5	Ergebnisse der Sedimentmessungen	186
6.5.1	Kaolinit	188
6.5.2	Illit	188
6.5.3	Smektit	189
6.5.4	Mixed-Layers	189
6.6	Exogene Dynamik der Tonmineralien	191
6.6.1	Liefergebiete	191
6.6.2	Paläoklima	191
6.7	Interpretation der Ergebnisse	193
7	TOC Messung und Charakterisierung der organischen Substanz	197
7.1	Verbrennungsanalyse	197
7.2	TOC-Gehalt der Versteinerungsreichen Zone	199
7.3	Biomarker	200
7.4	Interpretation	202
8	Geodynamische Interpretation	205
8.1	Dynamische Sedimentation	205
8.1.1	Klima	205
8.1.2	Tektonik	206
8.1.3	Eustatik	206
8.2	Beckenentwicklung	207
	Anhang	211
II	Geologische Kartierung am Südwestlichen Schwarzwaldrand, zwischen Kandern, Sitzenkirch und der Scheideckhöhe	225
1	Allgemeines	227
1.1	Kartiergebiet	227
1.2	Geologischer Überblick	227
1.3	Methodik	229
1.4	Grundgebirge	231
1.4.1	Schlächtenhaus-Granit	233
1.4.2	Marlsburg-Granit	233
1.5	Perm	234
1.5.1	Oberrotliegendes	234

1.6	Trias	235
1.6.1	Buntsandstein	235
1.6.2	Muschelkalk	236
1.6.3	Keuper	237
1.7	Jura	237
1.7.1	Unterjura	238
1.7.2	Opalinuston	238
1.7.3	Humphresi-Oolith bis Murchisonae-Oolith	238
1.7.4	Hauptrogenstein	239
1.7.5	Varians-Mergel und Ferrugineus-Oolith	240
1.7.6	Ornatenton	240
1.7.7	Kandern-Formation	241
1.7.8	Korallenkalk-Formation	242
1.8	Tertiär	242
1.8.1	Tertiäre Magmatite	243
1.8.2	Bohnerz-Formation	243
1.8.3	Streifige und Bunte Mergel (Tertiärkonglomerat)	245
1.8.4	Melettaschichten	248
1.8.5	Heubergschotter	249
1.9	Quartär	251
1.9.1	Solifluierte Heubergschotter	251
1.9.2	Umgelagerte Heubergschotter	252
1.9.3	Hanglehm	253
1.9.4	Talauen und Schwemmfächer	253
1.9.5	Dolinen	254
1.9.6	Hangschutt	254
1.9.7	Rutschhang	254
1.9.8	Anthropogene Auffüllung	254
2	Tektonik	255
2.1	Rheintal-Flexur	255
2.2	Eozäne Zerrgräben	256
2.3	Halbgraben entlang der Rheintal-Flexur	257
2.4	Tektonik und Geländemorphologie	257
2.5	Reaktivierte paläozoische Verwerfungen	258
2.6	Altersbeziehungen tektonischer Prozesse	259
2.6.1	Rheintal-Flexur:	259
2.6.2	Kandern-Hausen-Verwerfung	259
3	Zusammenfassung und Interpretation	261
3.1	Kandern-Hausen-Verwerfung	261
3.2	Rheintal-Flexur	261
3.2.1	Eozän	261

3.2.2	Oligozän	263
3.2.3	Neogen - rezent	266

A	Anhang	267
----------	---------------	------------

Beilagen:

1	Geologische Karte	1: 10 000
2	Geologische Karte (abgedeckt)	1: 10 000
3	Geologische Profilschnitte	1: 10 000

Teil I

Geologische Untersuchungen an Synriftsedimenten des südlichen Rheingrabens

Kapitel 1

Geologie des südlichen Oberrheingrabens

„Wenn man von dem Wellenwurf des Alpengebirges und des Jura absieht, so treten im übrigen Mitteleuropa zwei Dinge im geologischen Gesicht scharf heraus, einmal der Verlauf der varistischen und der herzynischen Gebirge und dann die grossen Gräben. Das sind der Rheintalgraben, der Graben der Limagne, der das französische Zentralplateau zerstückelt und der Graben im unteren Rhonetal. ... der bedeutendste der drei Gräben ist der im Rheintal...“.

Mit diesen Worten beschrieb bereits Schnarrenberger (1925) den Oberrheingraben. Der Oberrheingraben bildet das zentrale und auffälligste Segment des Zentraleuropäischen Riftsystems (siehe Abb.1.1). Er erstreckt sich auf einer Länge von ca. 300 Kilometern zwischen dem Jura im Süden und dem Rheinischen Schiefergebirge im Norden. Mit seiner Breite zwischen 30 und 50 km wird er nach Westen von Vogesen und Pfälzerwald begrenzt, nach Osten von Schwarzwald und Odenwald.

Der Oberrheingraben lässt sich in mehrere Teilbecken mit unterschiedlicher Schichtfolge und Subsidenzgeschichte untergliedern. Im Süden liegt das *Bassin potassique* (Kalibecken) mit einer Subsidenzphase vom Mittel-Eozän bis zum Ober-Oligozän. Im mittleren und nördlichen Teil findet sich ein komplex gebautes, aus mehreren Teilbecken zusammengesetztes Becken mit obereozänen und mittelmiozänen Ablagerungen. Im Norden des Oberrheingrabens befindet sich das Mainzer Becken mit einer vergleichsweise geringen Abfolge oligozäner und untermiozäner Sedimente. Im gesamten Rheingraben sowie im mittleren, komplex gebauten Becken, beobachtet man eine zeitliche Verlagerung der Depozentren von Süden nach Norden.

Nach Schumacher (2002) kann der tertiäre Oberrheingraben als ein typisches synorogenes, interkontinentales Vorlandrift betrachtet werden, da das Rifting zeitgleich mit den Kollisionsphasen von Alpen und Pyrenäen ablief. Die Beckenentwicklung basierte auf einer Reaktivierung paläozoischer Strukturen im Grundge-

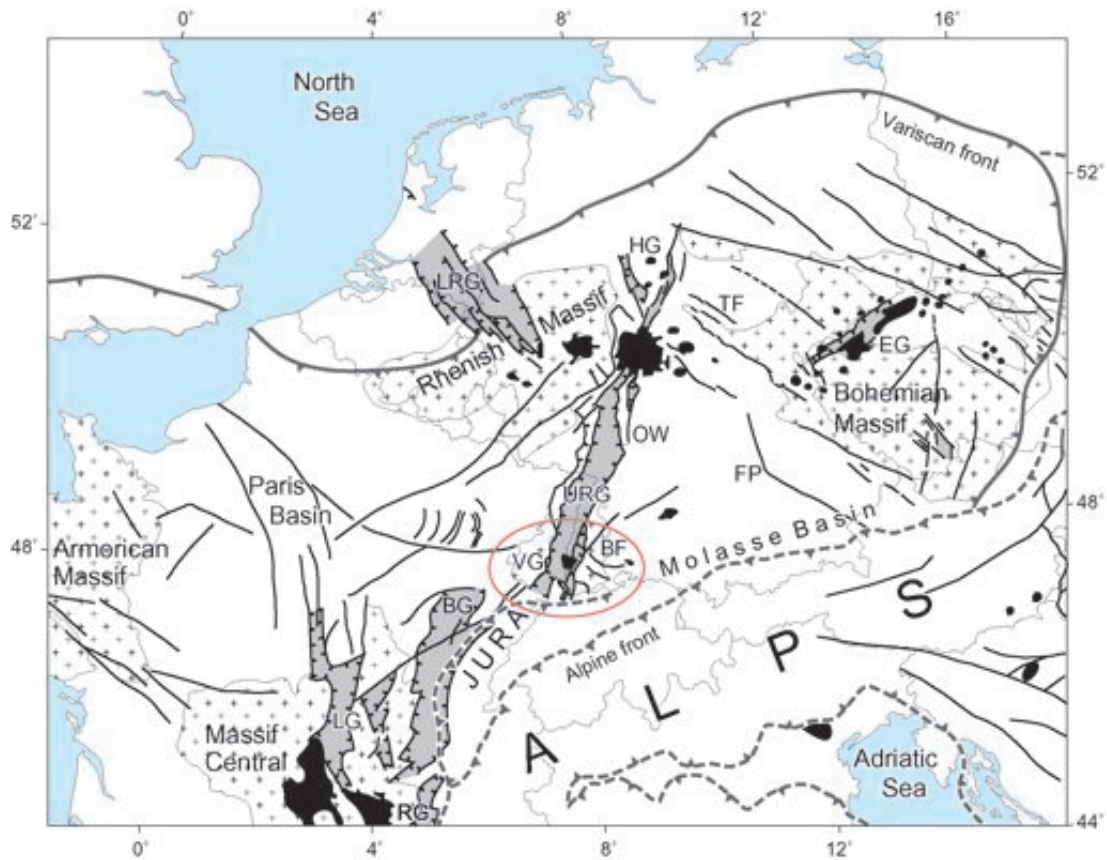


Abbildung 1.1: Übersicht über das zentraleuropäische Riftsystem und damit in Verbindung gebrachter Strukturen (nach Ziegler *et al.*, 2004 in press). Tertiäre Riftbecken (hellgrau): URG Oberrheingraben, LRG Rheinische Bucht, HG Hessische Senke, EG Egergraben (Ohre, BG) Bressegraben, LG Limagnegraben, RG Rhonegraben. Variszische Mittelgebirge (Kreuzmuster): VG Vogesen, BF Schwarzwald, OW Odenwald. FG Fränkische Alb, tertiäre Vulkanite (schwarz), tertiäre Bruchsysteme (schwarze Linien).

birge, unter einem sich ändernden Stressfeld. Dadurch kam es mit der Zeit zur räumlichen Verlagerung der Depotzentren.

Für den südlichen Oberrheingraben (Abbildung 1.2) wurden Isohypsen der Schichtmächtigkeiten der tertiären und quartären Beckensedimente aus Bohrdaten (Fischer, 1969) unter Berücksichtigung der Tektonik interpretiert. Das Depotzentrum im südlichen Rheingraben bildet das *Bassin potassique* (*Kalibecken*). Dort beträgt die Mächtigkeit der känozoischen Grabenfüllung stellenweise über 2000 m (z.B. Bohrung Griessheim). Das Kalibecken erstreckt sich auf der westlichen Rheinseite ungefähr zwischen Mulhouse und Colmar und auf der östlichen Rheinseite zwischen Breisach und Mülheim. östlich und westlich davon ragen heute die höchsten Berge von Schwarzwald und Vogesen empor.

Das Kalibecken lässt sich in drei Subbecken untergliedern. Das *Wittelsheimer Becken* hat sein Zentrum ca. 10 km nordwestlich von Mulhouse. Auf der deutschen Rheinseite findet sich das *Bugginger Kalibecken*; dazwischen liegt das wirtschaftlich unbedeutende Münchhauser Becken. Das Kalibecken lässt sich als typisches Evaporitbecken charakterisieren, es wurden dort im Obereozän und Unteroligozän mehrere hundert Meter Evaporite (Halit, Gips/ Anhydrit, Sylvin) abgelagert, davon wenige Meter wirtschaftlich wertvollen Kalisalzes. Östlich von Mulhouse endet das Kalibecken abrupt etwa auf Höhe der Klemmbachlinie, während es westlich von Mulhouse, morphologisch weniger ausgeprägt, seine Fortsetzung nach Süden in den *Fossé de Dannemarie* (*Dammerkircher Graben*) findet.

Im *Fossé de Dannemarie* beträgt die Mächtigkeit der tertiären Synriftsediimente stellenweise noch über 1000 m, Evaporite fehlen hier aber weitgehend. Getrennt durch die Illfurt-Störung liegt östlich des *Fossé de Dannemarie* der *Horst de Mulhouse*. Morphologisch gleicht er einem Keil, der sich von Süden her in den Rheingraben schiebt. Auf dem *Horst de Mulhouse* beträgt die Mächtigkeit der tertiären Schichten nur noch wenige 100 m, im nördlichen Teil treten dort Tertiärschichten der tieferen Grabenfüllung zu Tage.

Östlich des Mulhouser Horstes liegt das „abgewinkelte“ rheinisch und herzynisch streichende Grabensystem des *Sierenz-Allschwiler-Graben*. Im Allschwiler Graben erreicht das Tertiär lokal Mächtigkeiten von über 900 m. Östlich davon liegt im Süden der *Basler Rücken*, das *Lörracher Tertiärhügelland* und die *Mulde von St. Jakob Tüllingen*. Sie werden gegen Osten durch die *Rheintalflexur* vom Tafeljura und der Dinkelbergscholle begrenzt. Nördlich davon findet sich der von tertiären Sedimenten bedeckte *Isteiner Klotzes*, der einen tektonischen Horst darstellt und in der tertiären Schichtfolge eine Zwischenstellung zwischen *Vorbergzone* und *Horst de Mulhouse* einnimmt.

Entlang des Schwarzwaldrande sowie des Vogesenrandes findet sich die *Vorbergzone*. Sie ist eine zwischen Schwarzwald (bzw. Vogesen) und Rheingraben gelegene intermediäre Bruchscholle. Die Vorbergzone des Schwarzwaldes wird im Süden durch den vorwiegend Mitteloligozän verfüllten *Bamlacher Graben* vom Isteiner Klotz getrennt. Die Vorbergzone von Schwarzwald und Vogesen besitzt eine in der Schichtmächtigkeit stark reduzierte, diskordant lagernde tertiäre Be-

deckung von grösstenteils randfazieller Ausbildung.

1.1 Präriftentwicklung

1.1.1 Paläozoikum

Das in Vogesen und Schwarzwald anstehende Grundgebirge hat paläozoisches Alter. Ein Grossteil der tektonischen Strukturen, entlang derer im Tertiär der Rheingraben einbricht, wurden bereits zu dieser Zeit angelegt.

Während der variszischen Gebirgsbildung zwischen Silur und Oberkarbon entsteht die mitteleuropäische Kruste in der Form, wie sie heute vorliegt. Im Zuge der Orogenese werden alle Stadien einer Kontinent-Kontinent Kollision durchlaufen (z.B. Müller *et al.*, 2002). Durch Subduktion der sich schliessenden Protothetys kommt es zur Akkretierung von Mikrokontinenten, und schliesslich zur Metamorphose und der Intrusion wie Effusion granitischer Gesteine.

Im direkten Kontakt zum südlichen Rheingraben befindet die Badenweiler-Lenzkirch-Zone (BLZ) im Südschwarzwald (Abbildung:1.2). Löscke *et al.* (1998) interpretiert die BLZ als eine variszische Suturzone, deren westliche Fortsetzung nicht in den Vogesen, sondern weiter südlich unter sedimentärer Bedeckung zu suchen ist und vermutlich mit der Suturzone des Massiv Zentral südlich von Lion in Zusammenhang steht.

Am Ende der variszischen Gebirgsbildung in Mitteleuropa kam es zur Ausbildung einer „Megashearzone“ zwischen Ural und Appalachen gegeneinander (Artaud & Matte, 1977). Infolgedessen wurde die gesamte mitteleuropäische Kruste in Blöcke zerlegt. Es kam unter anderem zur Bildung des NNE-streichenden Rheinischen Lineamentes, welches als Strukturelement den Bau des Rheingrabens vorzeichnet.

Infolge transpressiver Bewegungen bildeten sich bis zu mehrere Kilometer tiefe trog- oder grabenförmige, intramontane Becken, welche mit dem Abtragungsschutt der umliegenden Hochzonen sukzessive verfüllt wurden. Ein solcher Permokarbondrog wurde vor nicht allzu langer Zeit unter dem Schweizer Jura entdeckt. Die Zeit der Permokarbondröge ist begleitet von Vulkanismus. Bis zum Ende des Paläozoikums wurde das Gebiet weitgehend eingeebnet, es lokal wurden kontinentale Rotsedimente abgelagert (z.B. Müller *et al.*, 2002; Diebold & Noack, 1997).

Die enge Beziehung zwischen den paläozoischen Strukturen und der Geometrie des heutigen südlichen Rheingrabens ist auffällig (z.B. Schumacher, 2002; Laubscher, 1986, 2001). Der Rheingraben, sowie eine Vielzahl der tertiären Verwerfungen, welche den Rheingraben nach Westen und Osten begrenzen folgen dem Rheinischen Lineament (siehe Abb.1.2 Boigk & Schöneich, 1974) und lassen sich somit auf paläozoische Brüche im Grundgebirge zurückführen, so z.B. die Innere- und Äussere Randverwerfung (siehe Wittmann, 1970), oder die Illfurth-

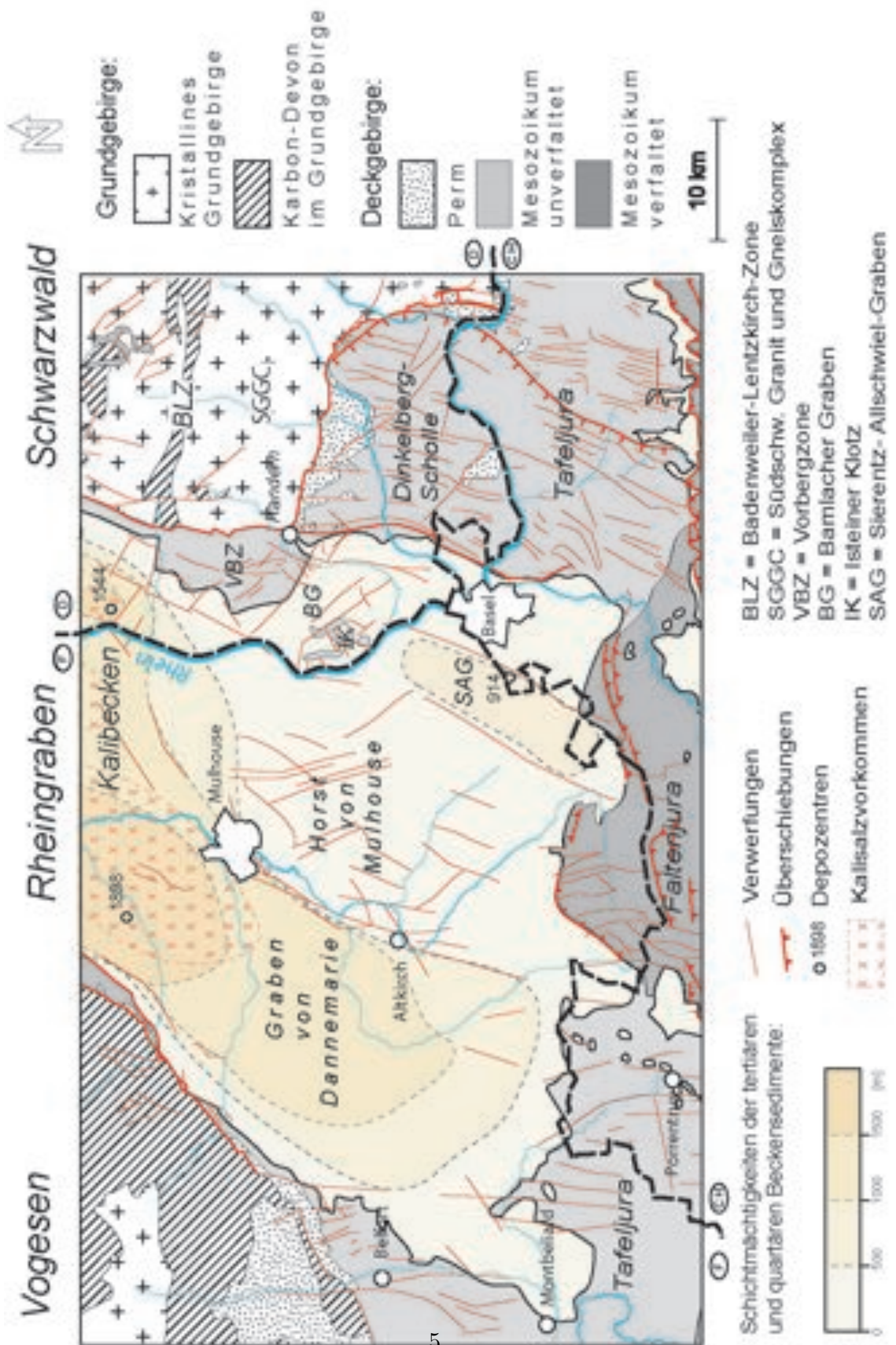


Abbildung 1.2: Geologische Übersicht über den südlichen Rheingraben (nach Fischer, 1969, verändert)

Störung. Weiterhin finden sich NW-streichende Strukturelemente paläozoischen Ursprungs, die im Sinne von E. Süss (1883, 1909) als herzynisch bezeichnet werden (?). Auch im Grundgebirge von Schwarzwald und Vogesen finden sich rheinisch und herzynisch streichende Täler (Kartierung II), Erz- und Porphyrgänge (Edel & Fluck, 1989; Werner & Franzke, 2001).

In westlicher Verlängerung der Badenweiler-Lenzkirchzone, im Gebiet der Vorbergzone und des östlichen Rheingrabens findet sich die Klemmbachlinie ¹; eine grosse EW-streichende Verwerfung. Die Klemmbachlinie zerschneidet die Vorbergzone. Nördlich davon ist die Vorbergzone schmaler und somit deutlich an den Schwarzwaldrand zurückversetzt (siehe 1.2). Entlang der Klemmbachlinie und in ihrer westlichen Verlängerung nimmt die Mächtigkeit der tertiären Beckensedimente nach Norden rapide zu. Schnarrenberger (1925) schreibt unter anderem dazu: „südlich der Klemmbachlinie liegt ein Plateau. Auf ihm ist das Tertiär auf der Badischen Seite und im Sundgau nur noch 400-500 m mächtig, gegenüber vielleicht 1500 m im nördlichen zentralen Gebiete“. Einen Zusammenhang zwischen Klemmbachlinie und der BLZ beschreibt auch Wagner (1938). Es ist somit anzunehmen, dass die BLZ als strukturelle Schwächezone in die tertiäre Rheintaltektonik involviert war.

Die Tatsache, dass unter dem Jura ein Permokarbondrog liegt, dessen Nordrand mit dem heutigen Rheingrabensüdrand übereinstimmt zeigt, dass auch die Südgrenze des Rheingrabens tektonisch vorgezeichnet ist (z.B. Laubscher, 1986; Lacombe *et al.*, 1993; Illies, 1981).

1.1.2 Mesozoikum

Die Trias liegt in germanischer Faziesentwicklung vor. Fluvial gebildeter Buntsandstein, im zeitweise isolierten Randmeer abgelagerter Muschelkalk und terrestrisch bis randmarin gebildeter Keuper. Im mittleren Muschelkalk kommt es zur Evaporitbildung. In der Region werden bis zu 100m Steinsalz abgelagert. Im Gipskeuper kommen noch einmal bis zu 150 m Gipsmergel dazu (Bohrung Otterbach Häring, 2003).

Im Jura kommt es zur Ablagerung von Kalken, Tonen und Mergeln in einem tropischen Schelfmeer. Massive Kalksteine, die sich heute umgelagert in den Tertiären Synriftsedimenten finden, werden vor allem im mittleren Dogger (Hauptrogenstein) und im Malm (Korallenkalk) gebildet. Die Kreide ist durch einen Hiatus gekennzeichnet; es finden sich in der gesamten Region keine Hinweise auf Ablagerungen aus dieser Zeit.

Die mesozoischen Lithologien lassen sich überregional verfolgen. Lokal treten Fazieswechsel und Schichtmächtigkeitsvariationen auf, die durch synsedimentäre Tektonik infolge der Reaktivierung paläozoischer Strukturen im Grundgebirge

¹Der Klemmbach entspringt und folgt der BLZ und mündet bei Neuenburg in den Rhein.

erklärt werden (z.B. Wetzels *et al.*, 2003; Allenbach, 2002). Für nähere Informationen zur jurassischen Schichtfolge sei auf die Diplomkartierung II verwiesen.

1.2 Beckenentwicklung im Paläogen und Schichtfolge der Synriftsedimente

Abbildung 1.3, S. zeigt eine stratigraphische Übersichtstafel für den südlichen Oberrheingraben und angrenzende Gebiete. Die Angaben über Jura und Molassebecken stammen von (Berger, 2000). Die Angaben zum südlichen Rheingraben entstammen von (Sissingh, 1998). Die Angaben wurden folgendermassen verändert. Die Elsässermolasse und Tüllinger Kalke wurden in den südlichen Oberrheingraben eingefügt. Die grosse Diskordanz und der Hiatus zwischen Planorbenkalken (U.-B. Lacustrine Limestones) und Unterer Salzfolge wurde entfernt, da sich keine Evidenz dafür findet, stattdessen wurde die Erosionsdiskordanz zwischen Unterer- und Mittlerer Salzfolge eingefügt (siehe Wagner, 1938). Zusätzlich wurden Heubergschotter und Wanderblockformation als Bois de Raube Fm Kählin (1997) an Stelle der Dinotheriensande in die Tabelle aufgenommen.

1.2.1 Eozän

Die ältesten Ablagerungen im südlichen Oberrheingraben und in den angrenzenden Gebieten stellen die roten und gelben bohnerzhaltigen Residualtone und Huppererden der *Bohnerzformation* (früher *Siderolithikum*) dar. Sie wurden im Eozän unter einem tropischen Klima während der Verkarstung der prä eozänen Landoberfläche gebildet. Eine ausführliche Darstellung über Bohnerzabbau und die Lagerungsverhältnisse in der Vorbergzone findet sich in Wittmann (1955). Zerrgräben (Laubscher, 1982; Bitterli-Brunner, 1988, Kartierung II) im Bereich von Tafeljura und Vorbergzone und der paläozäne primitive Vulkanismus der Vorbergzone (Keller *et al.*, 2002) deuten bereits auf eine frühe Reaktivierung von paläozoischen Strukturen im Untergrund hin. Vor der Ablagerung weiterer Sedimente kommt es zu Aufdomungen, welche mit den späteren Depozentren übereinstimmen, was an der tertiären Erosionsbasis in den mesozoischen Ablagerungen erkennbar ist (Schumacher, 2002, z.B.).

1.2.2 Planorbenkalke

Die Planorbenkalke stellen die ältesten bekannten stratifizierten Ablagerungen im südlichen Oberrheingraben dar. Sie sind nach der grosswüchsigen, im Süsswasser lebenden Tellerschnecke *Planorbis pseudammonius* benannt. Die Planorbenkalke von Bouxwiler bei Strassburg (calcaires de Bouxwiler) werden aufgrund von Säugetierfunden dem Oberlutet zugeordnet (Schmidt-Kittler, 1987). Planorbenkalke wurden auch vom Isteiner Klotz, vom Juranordrand und aus Bohrungen

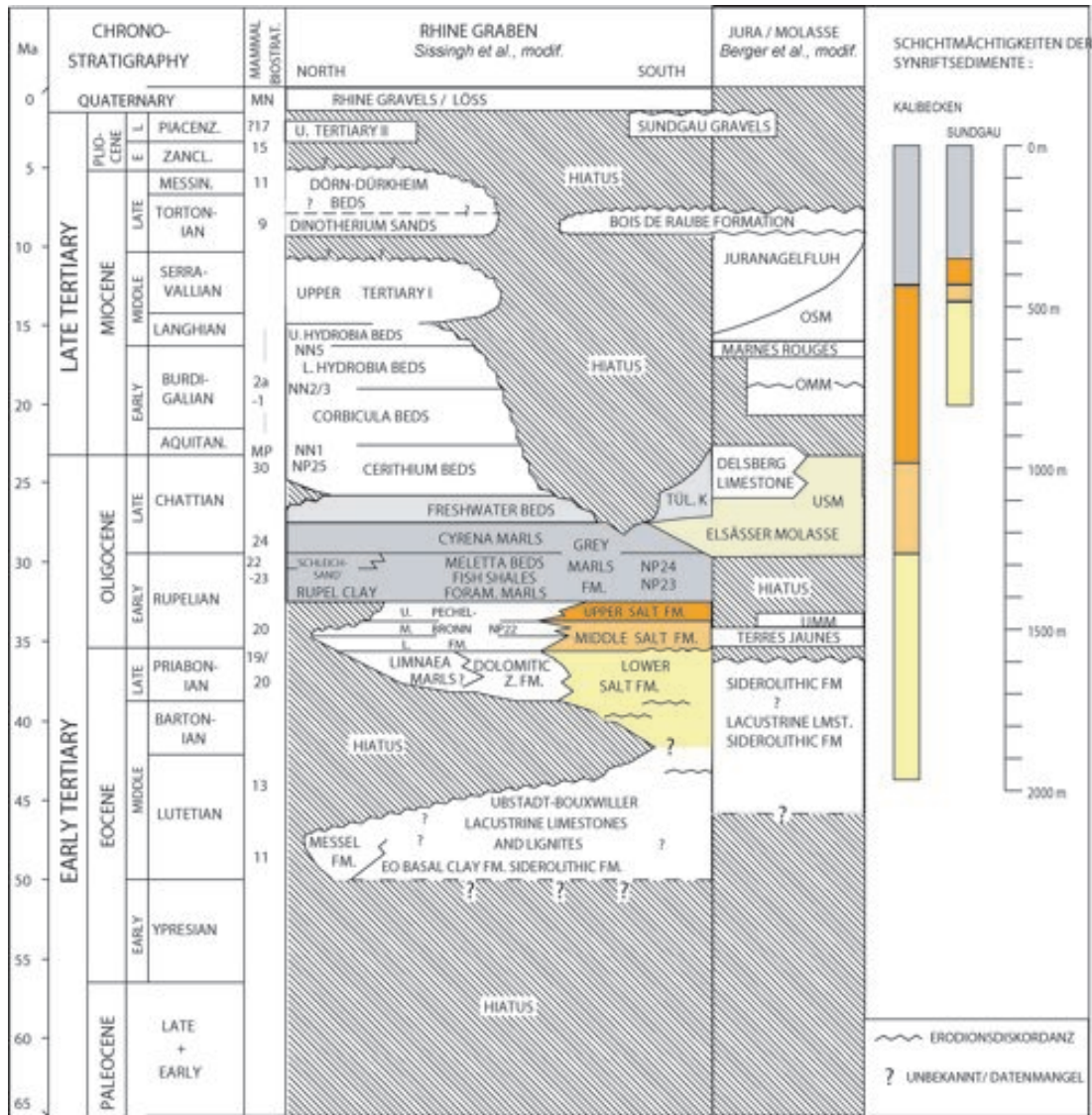


Abbildung 1.3: Stratigraphische Übersichtstafel für den Rheingraben und Jura (modifiziert nach Sissingh, und Berger et. al). Die Schichten der Synrift-Sedimente, welche im südlichen Oberrheingraben abgelagert wurden, sind farblich hervorgehoben, es lässt sich somit ihre geographische Verbreitung ersehen. Zudem wurden die Schichtmächtigkeiten der Synriftsedimente für das Kalibecken und den Sundgau graphisch dargestellt. Lacustrine Limestones Planorbienkalke, Upper Salt Fm. Untere Salzfolge, Middle Salt Fm. Mittlere Salzfolge, Upper Salt Fm. Obere Salzfolge, Grey Marls FM Graue Mergelfolge, Tül. K. Tüllinger Kalke.

beschrieben, ob es sich dabei um gleichaltrige Bildungen, wie jene von Bouxwiler handelt, ist jedoch aufgrund fehlender biostratigraphischer Daten ungewiss. Die Mächtigkeit der Planorbenkalke schwankt im südlichen Rheingraben zwischen 7 und 20 Metern (Wittmann, 1949). Die Planorbenkalke wurden in lokalen, flachen Süßwasserseen abgelagert und zeigen eine palustrische Fazies. Sie deuten auf eine beginnende Subsidenz im Becken hin und lassen sich somit als Anzeichen für das „Initial-Rifting“ interpretieren (Schumacher, 2002).

1.2.3 Salzfolge

Die Abfolge der Grünen Mergel, Streifigen Mergel und der Bunten Mergel werden aufgrund stratigraphischer Komplexität und in Anlehnung an die französische und englische Literatur alternativ als Salzfolge (frz.= Zone salifère; engl.= Salt Formation) beschrieben (siehe Geyer & Gwinner, 1986, Tab.12; Abschnitt 2.1). Früher wurden diese Sedimente aufgrund ihrer lithologischen und faunistischen Ähnlichkeit mit gleichaltrigen Bildungen im Pariser Becken, Rhone-, Bresse- und Limagnegraben, gemeinsam mit diesen, als Stufe des *Sannoisien* zusammengefasst. Die Salzfolge lässt sich als eine äußerst komplexe Abfolge von limmischer, brackischer, terrestrischer und evaporitischer Sedimente charakterisieren. Die Beckenfazies ist durch Mergel und Evaporite gekennzeichnet, während der Beckenrand von Konglomeraten dominiert wird.

Die Salzfolge wird in Untere-, Mittlere- und Obere Salzfolge untergliedert. *Die Untere Salzfolge* (Zs. inférieure; Lower SF.) entspricht den Grünen Mergeln und wird ins Obereozän gestellt. Im südlichen Oberrheingraben werden die Grünen Mergel in erster Linie von den lakustrisch gebildeten Melanienkalken repräsentiert.

Die Mittlere Salzfolge (Zs. moyenne; Middle SF.) umfasst die Streifigen Mergel mit Ausnahme der Oberen Bituminösen Zone. Sie ist beckenwärtig durch feingeschichtete gipsführende Mergel und randfaziell durch eine grobklastische Konglomeratschüttung repräsentiert.

Die Obere Salzfolge (Zs. supérieure; Upper SF.) Umfasst die kalisalzführende Obere Bituminöse Zone (Streifige Mergel) und die Bunten Mergel. Beckenwärtig wird sie durch Evaporite und Mergel, randfaziell wie die Mittlere Salzfolge durch eine grobklastische Konglomeratschüttung vertreten.

Stratigraphie und Paläogeographie der Salzfolge sind problematisch und werden im Kapitel 2 detailliert beschrieben, da sie Gegenstand der Diplomarbeit sind.

1.2.4 Graue Mergel

Durch marine Transgression etwa während des mittleren Rupel kommt es im Rheingraben und zu vollmarinen Verhältnissen. Als unteres Schichtglied der Grauen Mergel (Série Grises; Grey Marl F.) findet sich der *Foraminiferen-Mergel*. Die darüber liegenden *Fischschiefer* (= *Amphysileschiefer*) wurden unter euxinischen

Bedingungen abgelagert. Es handelt sich hierbei um Schwarzschiefer, welche eine reiche nektonische Fauna enthalten. Die Schwarzschieferbildung mag durch die geographische Abgegrenztheit und durch eine größere Wassertiefe verursacht worden sein. Auf die Fische schiefer folgen die Melettaschichten; graue Tone mit eingeschalteten Sandlagen, die kohlige Pflanzenreste führen. Sie enthalten eine marine teils brackisch beeinflusste Fauna. Gegen den Rheingrabensüdrand zeigen die Melettaschichten einen Fazieswechsel hin zu einer litoralen Randfazies, den sog. *Meeressanden*, die sich am Jura-Nordrand finden (Bitterli-Brunner, 1988; Fischer, 1965).

Die *Cyrenenmergel* stellen das oberste Schichtglied der Grauen Mergel dar. Sie enthalten eine reiche Molluskenfauna, welche auf ein langsames Aussüßen und die beginnende Verlandung des Meeres hindeutet. Gegen den Rheingrabensüdrand keilen die Cyrenenmergel gegen die Sande und Sandsteine der Elsässermolasse aus. Während Foraminiferenmergel, Fische schiefer und Melettaschichten dem Rupel zugeordnet werden, werden die Cyrenenmergel bereits ins untere Chatt gestellt. Im Gegensatz zu den liegenden Tertiärschichten, lassen sich die Schichtglieder der Grauen Mergel fast über den gesamten Oberrheingraben verfolgen, was für einen zusammenhängenden Sedimentationsraum spricht. Auch die Verteilung der Schichtmächtigkeiten ist im Vergleich zu denen der Salzfolge gleichmässiger. Geyer & Gwinner (1986) geben für den südlichen Rheingraben folgende Schichtmächtigkeiten: Foraminiferenmergel 10-30m; Fische schiefer 5- 50 m; Melettaschichten 150- über 400 m.

1.2.5 Elsässer Molasse

Ab dem Chatt wird die *Elsässermolasse*, welche zur *Unteren Süsswassermolasse* gerechnet wird, von Süden her in den südlichen Oberrheingraben geschüttet. Aus den (Ur)- Alpen bringen große Flüsse glimmerreiche Quarzsande, die heute häufig zu Sandstein verfestigt sind. Im südlichen Oberrheingraben findet sich an der Basis dieser Ablagerungen eine Austernbank der sog. *Ostrea-cyathula-Horizont* (Bitterli-Brunner, 1988, siehe), welcher die letzten Zeugnisse des Meeres im südlichen Oberrheingraben darstellt.

Die Elsässer Molasse ist bei Lörrach nahe 200 m mächtig (Geyer & Gwinner, 1986).

1.2.6 Süsswasserschichten

Die höchsten, nur noch reliktiertig erhaltenen Schichten, im südlichen Oberrheingraben stellen Süsswasserschichten dar. Dazu zählen im südöstlichen Oberrheingraben die Tüllinger Süsswasserkalke, welche nach ihrer Typlokalität, dem Tüllinger Berg bei Lörrach, benannt sind. Dort treten sie entlang der Rheintalflexur in der Mulde von St. Jakob-Tüllingen auf. Es handelt sich dabei um bunte, gipsführende Mergel und teils Kieselknollen führende Kalke. In den Kalken finden

sich reichlich Süßwasserschnecken (Planorbis, Lymnea) und Characeenreste. Die Tüllinger Kalke gehören nach Rollier (1911) stratigraphisch ins oberste Oligozän (oberes Chatt).

Die Mächtigkeit im Raum Müllheim erreicht bis 370 m, bei Lörrach bis zu 180 m. Den Tüllinger Kalken entsprechen im Becken von Delsberg die dort etwa 15m mächtigen Delsberger Süßwasserkalke (Geyer & Gwinner, 1986).

1.3 Postriftentwicklung

1.3.1 Miozän

Im Miozän kommt es in der Region zur Hebung und Erosion, während im mittleren Oberrheingraben die Subsidenz noch bis ins Mittelmiozän anhält. Gleichzeitig kommt es im südlichen Oberrheingraben zu alkalischem Vulkanismus; der Kaiserstuhl entsteht.

Im Zuge von Hebung und Erosion werden die eo-oligozänen Synriftsedimente zum Teil wieder erodiert, und das Grundgebirge von Schwarzwald und Vogesen wird grossflächig exhumiert.

Inwieweit die chattischen Süßwasserschichten des südlichen Grabens auch noch über aquitane Anteile verfügen, oder ob solche vorhanden waren, jedoch später wieder abgetragen wurden, ist unklar. Am Limberg bei Sassbach (Kaiserstuhl) finden sich zwischen Vulkaniten Mergel und Kalksandsteine die eine mittelmiozäne Säugetierfauna enthalten (Geyer & Gwinner, 1986). Auch am Jura-Nordrand und im Delsberger Becken treten Reste miozäner Ablagerungen auf (Bitterli-Brunner, 1988).

Der Abtragungsschutt der aufsteigenden Massive von Schwarzwald und Vogesen wird nach Süden bis ins nördliche Molasse-Becken geschüttet. Dies ist in den Ablagerungen der Juranagelfluh sowie in reliktschen Schwarzwald- und Vogesenschottern und Sanden (z.B. Hipparionsande) dokumentiert. Nach Kählin (1997) werden diese Bildungen als Bois du Raube Fm. zusammengefasst. Im Bereich des südöstlichen Oberrheingrabens finden sich entlang der Rheintalflexur die *Heubergschotter* und die *Tüllingerbergschotter*. Diese vom Schwarzwald stammenden Schotter lassen sich mit der Wanderblockformation korrelieren (siehe Kartierung), welche nach Kemna & Becker-Haumann (2003) als finale Schüttung der Juranagelfluh angesehen wird.

Verbreitung und Lagerung dieser Schotter deuten auf eine Reaktivierung der Rheintalflexur zum Zeitpunkt der Ablagerung hin, da die Schotter in einer Rinne auftreten, die der Rheintalflexur folgt, und da sich an der Basis der Rinne im Bereich des Tüllinger Berges und des Laufener Beckens Vertreter der ansonsten erodierten Süßwasserschichten finden. Dies spricht gegen die Vermutung einer erosiven Rinne wie von Kählin (1993) angenommen. Wahrscheinlich war die Fliessrinne dieses fossilen Flechtflusssystemes durch einen sich eintiefenden

Halbgraben entlang der Rheintalflexur vorgegeben.

Ab dem Obermiozän (Pannon) kommt es nach Kählin (1993, 1997) zur Jura-faltung, welche sich nach (Bolliger *et al.* , 1993) bis ins Mittelplozän (Roman) fortsetzt.

1.3.2 Plozän

Sedimente des Unterplozäns sind aus dem gesamten Oberrheingraben nicht bekannt. Bis zum Ende des Plozäns bildete der Kaiserstuhl die Wasserscheide zwischen Nordsee und Mittelmeer. Erst ab dem Mittelplozän finden sich mit den Sundgauschottern wieder nennenswerte Ablagerungen im südlichen Rheingraben. Die Flüsse der Ur-Aare durchfliessen den südlichen Rheingraben etwa auf der Achse Basel-Belfort. Anschliessend durchqueren sie Bresse- und Rhonegraben und münden schliesslich ins Mittelmeer. Sie bringen Alpenschutt und hinterlassen eine heute vergrusste Schotterdecke.

1.3.3 Quartär

Differenzielle Hebung im Bereich des Sundgaus und Subsidenz im Gebiet des Kaiserstuhls führen zur Umlenkung der Ur-Aare nach Norden in den Oberrheingraben und zur Entwässerung in die Nordsee. Dieses Ereignis markiert die Geburtsstunde des südlichen Oberrheins (Villinger, 1999). Im Pleistozän gehörte der Oberrheingraben zu den periglazialen Gebieten. Die grosse Menge an Erosionsmaterial, welches die Gletscher in den Alpen produzierten, sowie Subsidenz durch Reaktivierung herzynischer (Giamboni *et al.* , submitted), führen zur Ablagerung einer mächtigen Schotterdecke. Der von den Gletschern in den Glazialgebieten produzierte und äolisch verfrachtete Gesteinsstaub findet sich heute oberhalb der Flussniederungen in Form einer dicken Löss- oder Lösslehmschicht.

Kapitel 2

Geologie und Stratigraphie der Salzfolge

2.1 Problematik der Stratigraphie innerhalb der Salzfolge

Der Versuch einer beckenweiten Untergliederung der Salzfolge ist problematisch. Vergleicht man Angaben und stratigraphische Tabellen verschiedener Autoren (Abbildung: 2.2), so finden sich recht unterschiedliche Angaben. Dies hat vor allem zwei Gründe:

Zum Einen bereitet die geographische Engräumigkeit und die fazielle Komplexität der Abfolge Probleme. Mit den Werkzeugen der traditionellen Stratigraphie (Lithostratigraphie, Biostratigraphie) lassen sich innerhalb der Salzfolge nur begrenzt einzelne Schichtglieder korrelieren. Es fehlt an verlässlichen biostratigraphischen Daten und die meisten Schichtglieder, welche mit lithostratigraphischen Namen gekennzeichnet sind, stellen engräumige Faziesbereiche dar. So nimmt die Mächtigkeit der Synriftsedimente der Salzfolge von mehreren Zehnermetern am Beckenrand auf über 1600 Meter im Beckenzentrum zu. Vom Beckenrand zum Beckenzentrum finden sich wiederholt Fazieswechsel, was zur Folge hat, dass einzelne Schichten über kurze Distanzen auskeilen (vergleiche Schad *et al.*, 1955; Wittmann, 1983). In vielen Profilen und Bohrungen lassen sich mehrfache Fazieswechsel beobachten: In der Randfazies zwischen Konglomeraten und Mergeln (siehe Düringer, 1988) und in der Beckenfazies zwischen Evaporiten und Mergeln (Wagner, 1938; Blanc-Valleron & Schuler, 1997). Die einst lithostratigraphisch definierten Schichten sind Faziesbereiche innerhalb eines Ablagerungsraums. Mit der Zeit verlagerten sich die Faziesbereiche, was bei der Korrelation beachtet werden muss.

Zum Anderen bietet die Literatur eine nahezu unüberschaubare terminologische Vielfalt lithostratigraphischer Begriffe. Diese sind häufig synonym und meist nur schlecht definiert. Die grosse Anzahl unterschiedlicher Sedimentgesteine, die

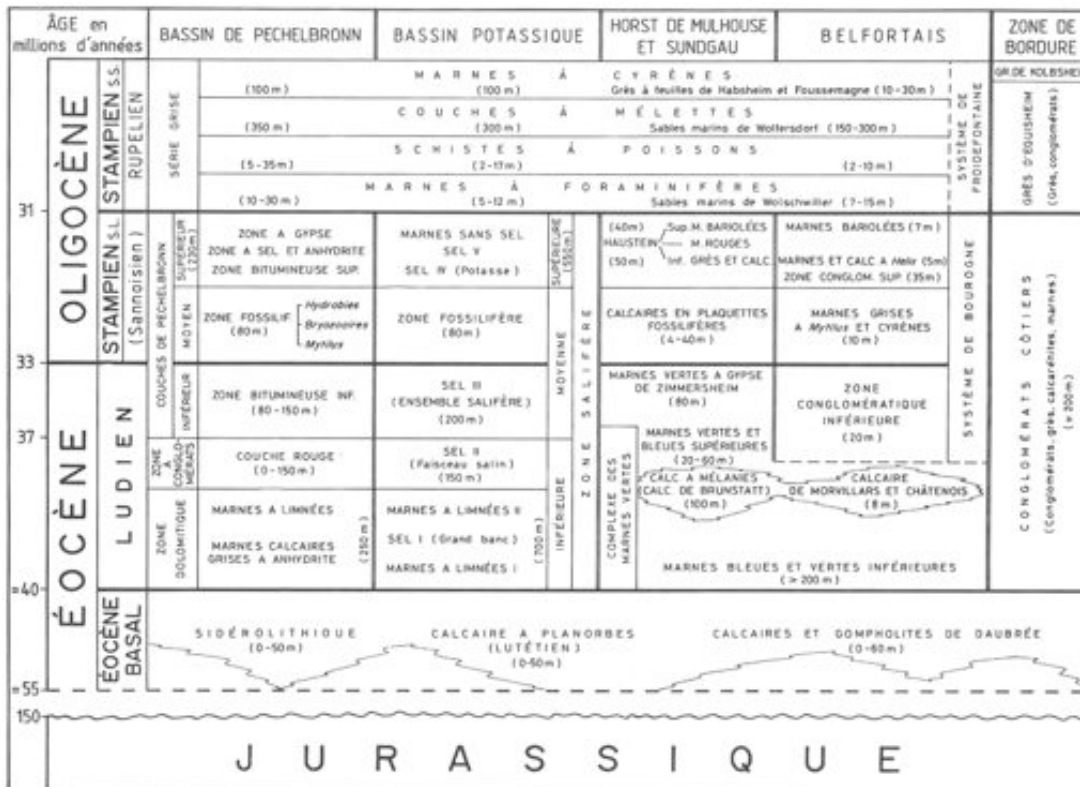


Abbildung 2.1: Stratigraphische Tabelle für die unteroligozänen Schichtfolgen im südlichen Oberrheingraben und angrenzenden Gebieten (aus Düringer, 1988).

deutsch-französische Bilingualität und der Abbau von Bausteinen, Bohnerz und Kalisalz haben zu diesem „terminologischen Desaster“ beigetragen. Ein wesentlicher Teil dieses Kapitels besteht somit darin, diese Begriffe zu erläutern.

Eine gute Möglichkeit beim Erarbeiten einer beckenweiten Untergliederung innerhalb der Salzformation bietet hingegen ein sequenzstratigraphischer Ansatz. Düringer (1988) hat es mit den randfaziellen Konglomeraten vorgemacht – leider allerdings an häufig nur sehr geringmächtigen und unvollständigen Profilen. Die Grenzen zwischen Unterer Salzfolge, Mittlerer Salzfolge, und Oberer Salzfolge stellen im Grundgenommen nur grössere Sequenzgrenzen dar (Wittmann, 1949; Schuler, 1990).

2.2 Stratigraphie der Salzfolge

Abbildung 2.1 zeigt eine stratigraphische Vergleichstabelle der paläogenen Schichtfolge des Oberrheingrabens und angrenzender Gebiete, in der die regionalen Schichtfolgen miteinander korreliert werden.

2.2.1 Untere Salzfolge

syn: Grüne Mergel

frz: Zone salifère inférieure, früher: Sannoisien inférieur

Die *Untere Salzfolge* stellt eine komplexe Abfolge aus Mergeln, Süßwasserkalken und Evaporiten dar. Am Beckenrand treten stellenweise auch Konglomerate auf. Im südöstlichen Rheingraben wird die Untere Salzfolge durch „grüne“ Mergel im Liegenden und den Melanienkalk im Hangenden repräsentiert. Die „grünen“ Mergel im Liegenden des Melanienkalkes erreichen eine Mächtigkeit von über 100 m und werden auch als *Lymneenmergel* bezeichnet, stellenweise treten auch noch oberhalb der Melanienkalke „grüne“ Mergel auf. Die *Lymneenmergel* sind beckenweit verbreitet, während der Melanienkalk, dessen Verbreitung nach Norden auf einer Linie zwischen Burnhaupt, Heimbrun und der Klembachlinie endet (Wagner, 1938), nur südlich des Kalibeckens auftritt. Der Melanienkalk ist ein fossilreicher, mikritischer „Süßwasserkalk“, in palustriner Fazies. Sein Name leitet sich von der grosswüchsigen, im Süß- und Brackwasser lebenden, kräftig berippten „Turmschnecke“ *Melania albigensis* (syn:*Brotia laurae*) ab, welche als „Leitfossil“ der Melanienkalke betrachtet werden kann. Die Melanienkalke werden vom LGRB seit einigen Jahren als *Lymneenkalke* bezeichnet; ein unglücklich gewählter Begriff, da nahezu alle Süßwasserkalke die Süßwasserschnecke *Lymnea* sp. enthalten, und diese keinerlei Leitwert besitzt.

Stratigraphie und Fazies der Melanienkalke werden derzeit von A. Stucky im Rahmen einer Diplomarbeit näher untersucht. Eine gemeinsame Probenentnahme lieferte eine grosse Anzahl fossiler Säugetierzähne, welche zur Zeit von B. Engesser vom Naturhistorischen Museum Basel bearbeitet werden, so dass demnächst erste horizontierte biostratigraphische Daten für den Melanienkalk zur Verfügung stehen werden. In den obersten Abschnitten ist der Melanienkalk stark verkarstet und teilweise wieder erodiert worden (Kiefer, 1928; Wagner, 1938, Kapitel3). Gegen Osten nimmt die Schichtmächtigkeit stark ab, Verkarstung und Erosion nehmen zu.

ÉVÈNE SUPÉRIEUR	FURSTBERG, 1951		MAGNENOT, 1925		GONCOURT, 1963, 1962		SITTARD, 1963, 1964		CHAUMONT et al., 1972		BLANC-VALLON et GONCOURT, 1995		
	Zone à gyrons Zone lamellaire	Marques subéclatées et décalquées	Zone à gyrons et adéclatés	Marques bacillées	Zone à gyrons et à adéclatés sans sel	Zone à gyrons et à adéclatés	Zone à gyrons et à adéclatés	Zone à gyrons et à adéclatés	Complètes sans sel	Zone à gyrons et à adéclatés	Marques sans sel	SALINIFÈRE	
OLIGOCÈNE INFÉRIEUR	STANPIEN SUPÉRIEUR	Marques subéclatées et décalquées	Zone à sel et à adéclatés	Zone à sel et à adéclatés	VI sel + adéclatés V sel + adéclatés IV sel + adéclatés III C. (sel, potasse et adéclatés) II sel + adéclatés I sel + adéclatés	Zone à sel et à adéclatés	Zone à sel et à adéclatés	Complètes sans sel (50 m)	Zone à gyrons et à adéclatés	Sel V (250 m)	SALINIFÈRE	MARÉCAGE	
		Zone bitumineuse supérieure	Zone bitumineuse supérieure à potasse	Zone bitumineuse supérieure	Zone bitumineuse supérieure et couches supérieures et inférieures de potasse	Zone bitumineuse supérieure et couches supérieures et inférieures de potasse	Zone bitumineuse supérieure	Zone bitumineuse supérieure et couches supérieures et inférieures de potasse	Complètes salifères (200 m)	Complètes salifères (200 m)	Sel IV (250 m)		MARÉCAGE
ÉVÈNE SUPÉRIEUR	LUDON SUPÉRIEUR	Zone fossilifère	Zone fossilifère	Zone fossilifère	Zone fossilifère (120-60 m)	Zone fossilifère à Hydrobates, Oryzides et Aphidus (85 m)	Zone fossilifère à Hydrobates, Oryzides et Aphidus (85 m)	Zone fossilifère (200 m)	Zone fossilifère (200 m)	Marques fossilifères (80 m)	Sel III (250 m)	SALINIFÈRE	MARÉCAGE
		Zone bitumineuse inférieure	Zone bitumineuse inférieure	Zone bitumineuse inférieure	Zone bitumineuse inférieure	Zone bitumineuse inférieure	Zone bitumineuse inférieure (200 m à sel)	Zone bitumineuse inférieure (200 m à sel)	Zone bitumineuse inférieure (200 m à sel)	Zone bitumineuse inférieure (200 m à sel)	Zone fossilifère (200 m)	Sel III (250 m)	
ÉVÈNE SUPÉRIEUR	LUDON SUPÉRIEUR	Zone conglomératique	Zone conglomératique tupée	Zone conglomératique tupée	Zone de conglomérats (50 m à N, 60 m à S)	Zone de conglomérats (50 m à N, 60 m à S)	Zone de conglomérats tupée (120 m)	Zone conglomératique tupée (120 m)	Falaises salées (120 m)	Sel II (120 m)	SALINIFÈRE	MARÉCAGE	
		Zone de marres décalquées à Lambos	Zone de marres décalquées	Zone de marres décalquées	Marques à Lambos	Marques à Lambos sans sel (120 m)	Marques à Lambos sans sel (120 m)	Marques décalquées tupées	Marques décalquées tupées	Marques vertes II à Lambos (120 m)	Sel I (120 m)		SALINIFÈRE
ÉVÈNE SUPÉRIEUR	LUDON SUPÉRIEUR	Zone de marres calcaires adéclatées	Zone de marres calcaires	Zone de marres calcaires	Marques vertes à Lambos	Marques vertes à Lambos	Marques calcaires adéclatées et sel	Marques calcaires adéclatées et sel	Marques de grand banc de sel - Falaises salifères - grand banc de sel (200 m)	Sel I (120 m)	SALINIFÈRE	MARÉCAGE	
		Zone de marres calcaires adéclatées	Zone de marres calcaires	Zone de marres calcaires	Marques vertes à Lambos	Marques vertes à Lambos	Marques vertes à Lambos (120 m)	Marques vertes à Lambos	Marques vertes I à Lambos (120 m)	Marques vertes I à Lambos (120 m)	Sel I (120 m)		SALINIFÈRE

Abbildung 2.2: Stratigraphische Untergliederung der Salzformation im Kalbecken mehrerer Autoren (nach Schuler, 1990)

Ebenso belegen Melanienkalkgerölle in den basalen Konglomeraten der Mittleren und Oberen Salzfolge (Istein, Altkirch) dessen Erosion im Unteroligozän. Nach Geyer & Gwinner (1986) erreicht der Melanienkalk bis zu 100 m Mächtigkeit.

Im Beckenzentrum steigt die Mächtigkeit der Unteren Salzfolge auf ca. 900 m (z.B. Geyer & Gwinner, 1986; Blanc-Valleron & Schuler, 1997) an, dort treten „grüne,, Mergel und Evaporite auf.

Eine Übersicht über die Schichtfolge im Kalibecken findet sich bei Blanc-Valleron & Schuler (1997, siehe Abbildung 2.2):

- Salz II (ca. 170 m)
- Lymnea Mergel II (ca. 200 m)
- Salz I (ca. 400 m)
- Lymnea Mergel I (ca. 160 m)

Die Lymnea Mergel I sind grüne und graue, massige Mergel, die kantig brechen. Sie führen Anhydritknollen und enthalten *Lymnea sp.* und Pflanzenreste. Salz I besteht in der unteren Hälfte (ca. 200 m) nahezu ausschliesslich aus Halit und bildet stellenweise Diapire. Darüber folgen Wechsellagen von grünen Mergeln, Anhydrit und Halit. Es finden sich Lymneen und Hydrobien. Die Lymnea Mergel II gleichen lithologisch den Lymnea Mergeln I, zeigen aber einen grösseren Faunenreichtum, aufgrund dessen sie sich mit den Melanienkalken vergleichen lassen. Salz II enthält Anhydrit, Halit und Mergel, die faunistisch und lithologisch den Lymnea Mergeln II ähneln.

2.2.2 Mittlere Salzfolge

frz: Formation Salifère moyenne, früher: Sannoisien moyenne

Die Mittlere Salzfolge umfasst den unteren und mittleren Teil der *Streifigen Mergel* (marnes rayées). Sie zeichnet sich durch zwei kontrastreiche Faziestypen aus. Im zentralen Beckenbereich finden sich überwiegend graue, feingeschichtete Mergel, die zur Bezeichnung *Streifige Mergel* geführt haben. Randfazial treten Kalksandsteine (distal) und grobklastische Konglomerate (proximal) auf. Da die Mittlere Salzfolge und Obere Salzfolge eine gemeinsame konglomeratische Randfazies besitzen, wird diese in Abschnitt 2.2.4 separat beschrieben.

In der Beckenfazies treten neben feingeschichteten, streifigen Mergeln massive graue Mergel, Plattenkalke, Gipsmergel und Gipsschichten sowie im unteren Teil Halit (Blanc-Valleron & Schuler, 1997) auf. Zur Randfazies hin schalten sich feinkörnige Kalksandsteinbänke ein.

Charakteristisch für die Schichten sind ausgeprägte Schichtung, graue Farbtöne, der Gehalt an Pyrit und Pflanzenresten, sowie das massenhafte Auftreten weniger Fossilgattungen.

Die feingeschichteten Mergel und Kalke im oberen Bereich der Mittleren Salzfolge sind ausserordentlich fossilreich. Sie enthalten eine überraschend gut erhaltene Fauna und Flora. In den Sedimenten finden sich Pflanzen, Insekten, Crustaceen, Mollusken und Fische fossil überliefert. Aufgrund der Faunenzusammensetzung werden die Ablagerungen als Brackwasserbildung interpretiert (5).

In der Literatur werden diese Schichten als *Versteinerungsreiche Zone* (frz: *Zone Fossilifère*) bezeichnet; in alten Arbeiten (z.B. Förster, 1892) findet sich hingegen die Bezeichnung *Plattige Steinmergel*. Im Gegensatz zum tieferen Teil der Mittleren Salzfolge findet sich in den Schichten der Versteinerungsreichen Zone kein Steinsalz, sondern lediglich Gips bzw. Anhydrit. Die *Versteinerungsreiche Zone* lässt sich vom Beckenrand abgesehen über das gesamte Becken verfolgen. Da die *Versteinerungsreiche Zone* im Kalibecken das Liegende der Kalisalzlager bildet, diente sie den Kalibergleuten als „Markerhorizont“, und wurde von diesen als *Schieferleitschicht* bezeichnet (Schnarrenberger, 1925).

Die Mächtigkeit der Mittleren Salzfolge nimmt im südlichen Rheingraben gegen Norden bis zum Kalibecken kontinuierlich zu. Bei Istein am Isteiner Klotz beträgt die Mächtigkeit ca. 12 m, im Gebiet des Horst de Mulhouse 30-50 m, während die Mächtigkeit im Kalibecken auf über 70 m ansteigt (siehe Schad *et al.*, 1955).

Nach Süden keilt die Versteinerungsreiche Zone etwa entlang einer Linie aus, die vom Isteiner Klotz über den südlichen Sundgau zieht (südlich von Altkirch, Niedermagstadt) (Wagner, 1924).

Nach unten gegen die Untere Salzfolge lässt sich die Mittlere Salzfolge im südlichen Rheingraben relativ einfach abgrenzen, da sie diskordant auf dem Liegenden lagert. Auch in Bohrungen ist die Basis in der Regel einfach zu bestimmen: Entweder findet sich ein Farbumschlag und eine Texturveränderung von grauen, plattigen Mergeln zu bunten, strukturlosen (palustrinen) Mergeln (Schad *et al.*, 1955) oder ein Wechsel zu den mikritischen, ebenfalls textuell andersartigen Melanienkalken.

Die Abgrenzung der Mittleren Salzfolge zur hangenden Oberen Salzfolge ist problematisch (Schuler, 1990; Wittmann, 1949). Es finden sich Hinweise, dass diese Grenze diachroner Natur ist. Eine Grenze lässt sich nur dort festlegen, wo die Mittlere Salzfolge in Beckenfazies vorliegt. Im Gebiet vom Horst de Mulhouse und Isteiner Klotz wurde die Grenzziehung zwischen Mittlerer und Oberer Salzfolge im Sinne von Schad *et al.* (1955) und Wittmann (1983) an der Basis der Kalkarenitbänke des Hausteins, oberhalb der Versteinerungsreichen Zone festgelegt.

Die Mittlere Salzfolge lässt sich mit dem *Système de la Bourgogne* im SW angrenzenden Gebiet der Burgundischen Pforte und des Burgunds vergleichen (z.B. Meyer, 1927). Viele Autoren (z.B. Vonderschmitt, 1942) korrelieren die Mittlere Salzfolge mit den unteroligozänen *Mittleren Pechelbronner Schichten* des Pechelbronner Beckens, das im zentralen Teil des Oberrheingrabens liegt und faunistisch wie lithologisch der Mittleren Salzfolge ähnelt. Es muss aber darauf

hingewiesen werden, dass sich die ebenfalls unteroligozäne Schichtfolge der Pechelbronner Schichten im Becken von Pechelbronn grundlegend von der im Kalibecken unterscheidet. So treten im Pechelbronner Becken abgesehen von Gips und Anhydrit keine Evaporite auf (siehe Blanc-Valleron & Schuler, 1997). Hingegen wurde im Pechelbronner Becken Erdöl gefunden. Als Begründung für die Korrelation führen die Autoren in der Regel den Fossilinhalt, insbesondere Bryozoen, Mytiliden und Hydrobien an. Bei diesen zur Korrelation herangezogenen Fossilien handelt es sich aber um ausgesprochene Faziesfossilien, welche auf eine Brackwasserfazies hindeuten und keinen biostratigraphischen Leitwert besitzen. Auch in den Oberoligozänen (Chatt) im Brackwasser abgesetzten Mainzer Hydrobienschichten finden sich Hydrobien, Mytiliden und Bryozoen (Sonne, 1974). Eine Verbindung beider Becken ist somit fraglich.

2.2.3 Obere Salzfolge

frz: Zone Salifère supérieure, syn: Bunte Mergel

Im Gebiet des Sundgauhorstes und des Isteiner Klotzes hatte Förster (1892) ursprünglich die Kalkarenite und Mergel, welche über dem „Plattigen Steinmergel“ folgen und die ihn randfaziell vertreten, als *Haustein* bezeichnet. Der Name leitet sich wohl von den Werkbänken der Steinbrucharbeiter her – die Kalkarenite waren aufgrund ihrer Form und Frosthärte früher geschätzte Bausteine. Förster (1892) unterschied dabei zwischen einem *Unteren Haustein* und einem *Oberen Haustein*, welcher durch einen Süßwasserkalk, den sog. *Kalk mit Helix cf. Rogulosa* getrennt ist.

Vonderschmitt (1942) legte dagegen die Grenze zwischen Unterem, „kalkig sandigen“ und Oberem „mergeligen“ *Haustein* an einer „ziegelroten“ Mergelbank fest, die er in allen Bohrungen von Hirzbach (F) fand. Wittmann (1949) lehnte Försters Gliederung entschieden ab, da am Isteiner Klotz und aus Bohrungen mehrere Süßwasserkalkbänke im Bereich des „Unteren Hausteins“ bekannt geworden waren. Stattdessen unterscheid er ähnlich wie Vonderschmitt (1942) eine *Untere Konglomeratische Zone* und eine *Obere Mergelzone*. Aufgrund von Bohrungen zwischen Istein und Müllheim in Südbaden unterschied (Schad *et al.*, 1955) zwischen *Oberen Gipsmergeln* und *Unteren Konglomeratischen Schichten*; als Grenze zwischen beiden Faziestypen wird das Zurücktreten von Sandsteinbänken und Konglomeraten gegenüber Mergeln angegeben.

Vergleicht man die Ergebnisse verschiedener Bohrungen und Aufzeichnungen über die Obere Salzfolge im Bereich des südöstlichen Rheingrabens so ergibt sich ein relativ einheitliches Bild. Im unteren Teil der Abfolge herrschen Kalkarenite vor, die mesozoische Gerölle führen. Weiter oben schalten sich dann Süßwasserkalke und Mergel ein. Im oberen Teil der Abfolge überwiegen schliesslich bunte Mergel. Konglomerate und Sandsteine treten nur noch selten auf. Bei den „bunten“ Mergeln handelt es sich den Beschreibungen verschiedener Autoren und eigenen Beobachtungen zufolge um Bodenbildungen. Nach Berger (Fribourg, 2003;

münd. Mitt.) stellen sie Ablagerungen einer Schwemmebene dar.

Anhand von Literaturangaben lässt sich die Obere Salzfolge theoretisch in zwei, oder gar drei Untereinheiten gliedern: An der Basis lässt sich eine grobklastische konglomeratische Abfolge ausscheiden, die fluviatil-limnisch dominiert ist; im oberen Teil eine mergelige, fluvio-terrestrisch dominierte Abfolge. Als dritte Einheit kann unter Umständen noch eine mittlere, limnisch geprägte Abfolge mit Süßwasserkalken ausgeschieden werden.

Grob vereinfacht kann die Obere Salzfolge am westlichen Rheingrabenrand als „fining-upward“ Folge betrachtet werden: An der Basis überwiegen grobklastische Konglomerate und grobe Sandsteine, die nach oben durch (feinkörnige) Mergel zunehmend zurücktreten und ersetzt werden.

Im Kalibecken bietet die Obere Salzfolge ein ganz anderes Bild. Die Schichtmächtigkeit nimmt begleitet von einem Fazieswechsel auf kurzer Distanz rapide von unter 100 m im Bereich des Sundgaus auf stellenweise über 400 m im Kalibecken zu, wo mächtige Evaporit- und Mergelfolgen dominieren.

Eine detaillierte Darstellung über die Schichtfolge der Oberen Salzfolge im Kalibecken findet sich bei Wagner (1938). Dort finden sich auch die folgende Untergliederung und Beschreibung:

- Buntstreifige Mergel/ Mergel Gips Anhydrit Zone (hangend)
- Knollenanhydrit-Steinsalz-Zone (Mitte)
- Obere Bituminöse Zone (liegend)

Die *Obere Bituminöse Zone* erreicht eine Mächtigkeit von ca. 125 m. Etwa die Hälfte der Mächtigkeit besteht aus Steinsalz. Im unteren Teil dieser Zone finden sich die Kalisalzlager mit wenigen Metern Kalisalz. Die Kalisalze treten in zwei Hauptlagern und einem kleinen Zwischenlager auf. Ansonsten finden sich bituminöse Salzmergel, sowie Dolomit- und Anhydritlagen (siehe auch Gley *et al.*, 1993). Im mittleren Teil der *Oberen Bituminösen Zone* finden sich zwei ca. 8 m mächtige bräunliche Steinsalzbänke, die sich über das gesamte Kalibecken korrelieren lassen und zwischen denen sich „dreistreifige Mergel“ finden, die den kleinen Fisch *Paralates bleicheri* enthalten.

Die *Knollenanhydrit-Steinsalz-Zone* erreicht eine Mächtigkeit von 300-360 m. Sie ist gekennzeichnet durch das lagenweise Auftreten von Anhydritknollen und Steinsalz. Sie besteht zu etwa einem Drittel aus Steinsalz. Im unteren Teil treten leicht bituminöse, feingeschichtete Mergel auf, in denen Insekten, Pflanzenreste und Fische gefunden wurden. Im oberen Teil überwiegen „polyedrisch brechende Mergel“.

In grünen sandigen Mergeln wurden Characeenfrüchte und Süßwasserschnecken gefunden, die im oberen Teil und nach Westen häufiger werden.

Die darüber folgende *Mergel Gips Anhydritzone* erreicht eine Gesamtmächtigkeit von ca. 40 Metern. Es treten bunte Mergel, Gipslagen, aber kein Steinsalz mehr auf.

Interpretation Die Auswertung der Angaben (Wagner, 1938) führt zu folgendem Ergebnis:

- Nach oben nimmt der Salzgehalt ab, und es häufen sich Süßwasserbildungen zwischen den Evaporiten.
- Die fossilführenden, teils bituminösen, feingeschichteten Mergel treten nach oben sukzessive zurück. Sie werden als Tiefwasserablagerungen von Seen (Seevarven) interpretiert. Hingegen nehmen die als fluvioterrestrische Ablagerungen interpretierten bunten Mergel kontinuierlich zu. Gemeinsam mit der liegenden Mittleren Salzfolge kann die Abfolge als „shallowing-upward“ Folge betrachtet werden.
- Trotz der grossen Menge an Evaporiten deutet die fossil erhaltene Fauna auf einen limnischen Ablagerungsraum hin, es finden sich keine Hinweise auf marine Organismen.

Vergleicht man die Abfolge der Oberen Salzfolge mit den bereits beschriebenen Bildungen des Hausteins und der Bunten Mergel im Sundgau und am Isteiner Klotz, so lassen sich gewisse Parallelen erkennen:

1. Den Grobklastischen Konglomeraten in der Randfazies und dem konglomeratführenden, groben unteren Teil des Hausteins scheint die evaporitreiche *Obere Bituminöse Zone* im Kalibecken gegenüberzustehen (Schad *et al.*, 1955; Wittmann, 1949). Unter Anbetracht Duringers sequenzstratigraphischen Modells (Abbildung 2.4) scheint dies wahrscheinlich.
2. Die *Knollenanhydrit Steinsalz Zone* kann dem mittleren und oberen Teil des Hausteins gegenübergestellt werden, in beiden Lithologien treten vermehrt Süßwasserschichten auf.
3. Die *Oberen Bunten Mergel* Schads, die nördlich vom Isteiner Klotz Gips führen, lassen sich mit der *Gips Anhydrit Zone* Wagners im Kalibecken korrelieren.

2.2.4 Grobklastische Randfazies

Entlang des östlichen, südlichen und westlichen Rheingrabenrandes treten grobklastische Konglomerate auf, die ausschliesslich lokal erodierte Gerölle enthalten. Die Konglomerate bestehen zumeist aus Kalksteingeröllen, welche der mesozoischen Bedeckung der Grabenschultern (Schwarzwald, Vogesen und Jura) entstammen, die im Paläogen erodiert wurden. Untergeordnet finden sich Reste eozäner Sedimente; am Vogesenrand treten zusätzlich Gerölle aus Buntsandstein und Grundgebirge auf.

Die Gerölle lagern häufig in stratigraphisch inverser Abfolge und lassen auf Sprunghöhen von wenigen hundert Metern an den Randverwerfungen von Schwarzwald und Vogesen schliessen. Am Schwarzwaldrand zwischen Kandern und Freiburg findet sich ein Geröllspektrum vom Korallenkalk bis zum Muschelkalk in den Konglomeraten, wobei Gerölle aus den Schichten des Doggers dominieren. Genser (1959) und Kiefer (1928) beschreiben jedoch auch von einigen Aufschlüssen Kristallingerölle. Eine Überprüfung dieser Aufschlüsse, gemeinsam mit *H. Dresmann* und *S. Kock*, brachte allerdings bezüglich der Kristallingerölle ein negatives Ergebnis, es konnten nicht einmal Buntsandsteingerölle gefunden werden, so dass die Anwesenheit von Kristallingeröllen sehr unwahrscheinlich ist. Lediglich am Vogesenrand in der Umgebung von Colmar und bei Sentheim treten Buntsandstein- und Kristallin-Gerölle auf (Kessler, 1909; Wagner, 1938; Duringer, 1988, Dresmann, münd. Mitt.). Allerdings sind bei Colmar die jurassischen Sedimente bereits während des Eozäns bis zum Hauptrogenstein erodiert worden (z.B. Blanc-Valleron & Schuler, 1997). Vom Jurasüdrand bei Porrentury hat (Becker & Civelli, 2001) Kristallingerölle beschrieben, die in dem Aufschluss OIP angeblich 5% des Geröllbestandes darstellen. Eine Überprüfung des Aufschlusses gemeinsam mit *M. Jank* brachte auch hier ein negatives Ergebnis; es wurden ausschliesslich Malmkalkkonglomerate und Bohnerze gefunden. Auch *K. Ustaszewski* und *H. Dresmann* konnten dort keine Kristallingerölle finden (münd. Mitt.).

Der Grossteil der am Rheingrabenrand auftretenden tertiären Konglomerate gehören zur Mittleren- und Oberen Salzfolge, wenngleich auch ältere und jüngere Konglomeratbildungen existieren.

Die Konglomerate treten häufig in konkordant lagernden Bänken auf, die mit Kalkareniten und Mergelschichten wechsellagern. Die Konglomerate sind schlecht sortiert; stellenweise finden sich Blöcke mit bis zu einem Meter Kantenlänge. Häufig beobachtet man Dachziegelschichtung und Gradierungen innerhalb der Bänke. In den Kalkarenitbänken finden sich häufig Schrägschichtung und Rippelmarken (Wellenrippeln). Die Konglomerate lassen sich einer fluviatilen Fazies zuordnen, während die Kalkarenite einer litoralen Fazies entsprechen.

Zum Beckenrand hin lagern die Konglomeratlitologien zunehmend diskordant auf den liegenden tertiären und mesozoischen Schichten.

An der Basis der diskordant lagernden Konglomerateinheit im Markgräflerland (D) ist häufig aufgearbeitetes Bohnerz angereichert. Dieser Horizont wurde früher von den Bohnerz-Bergleuten abgebaut und als *Steingang* bezeichnet (Wittmann, 1955).

2.2.5 Evaporite

Im Zentrum des Kalibeckens finden sich eine grosse Menge Evaporite. Es treten hauptsächlich Halit, Gips und die wirtschaftlich wertvollen Kalisalze auf. Während Gips und Halit grosse Mächtigkeiten aufweisen, erreichen die Kalisalze nur wenige Meter Mächtigkeit.

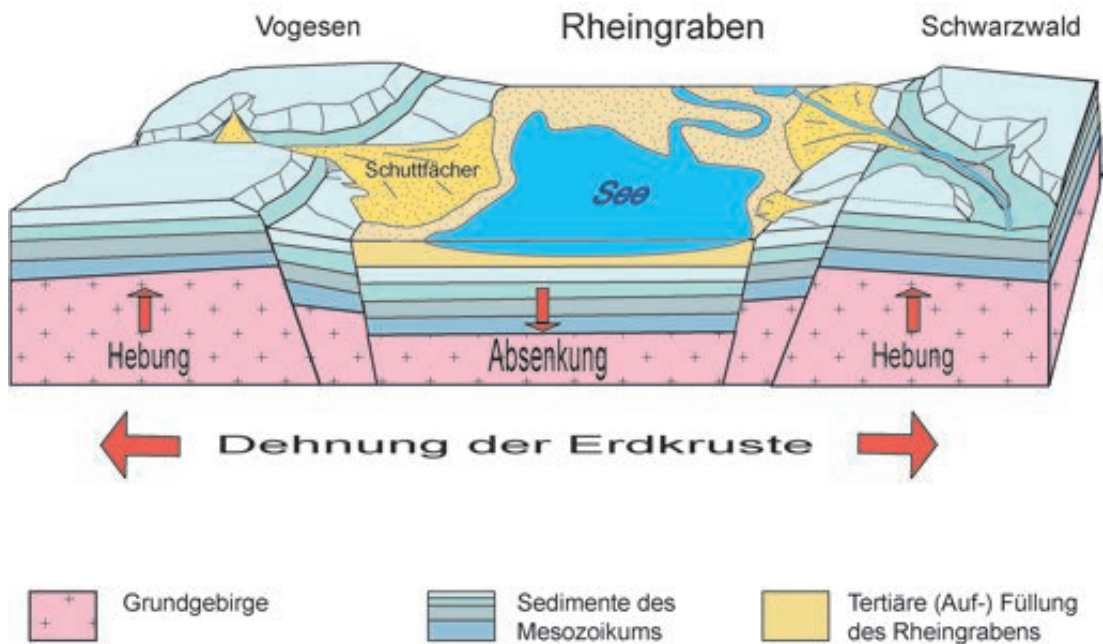


Abbildung 2.3: Der Oberrheingraben im Unteroligozän. Subsidenz im Zusammenhang mit Extension und Rifttektonik zur Bildung von Seen im Graben. Gleichzeitiges aufsteigen der Grabenschultern führt zu einem Relief und zur lateralen Schüttung von Erosionsschutt über Canyons und Alluvialfächer.

Im Kalibecken treten in drei voneinander getrennten Teilbecken Kalisalze auf. Es sind dies das Wittelsheimer Kalibecken und das Mühlhauser Kalibecken westlich des Rheins, sowie das Bugginger Kalibecken östlich des Rheins (Wagner, 1938). Das Auftreten der Kalisalze ist an die tiefsten Depotzentren des Kalibeckens gebunden. Stratigraphisch werden die Kalisalze in den unteren Teil der Oberen Salzfolge gestellt. Die Kalisalze lagern konkordant als „Flöze“. Sie zeigen noch die ursprünglichen Schichtungsstrukturen; eine rhythmische Wechsellagerung zwischen rotem Sylvin und weißem Halit. Die drei Kalivorkommen unterscheiden sich bezüglich ihrer Ausbildung, Mächtigkeit und Mineralogie: Im Wittelsheimer Becken finden sich ein Unteres- und ein Oberes Kalisalzlager, sowie ein mittleres geringmächtiges; im Beckenzentrum findet sich im obersten Teil des Kalisalzlagerns noch eine ca. 1 m mächtige Carnalitschicht. Im Bugginger Becken findet sich ein Kalisalzlager, sowie zwei geringmächtige Kalisalzbänke im Hangenden. Im Mühlhauser Becken treten nur geringmächtige Kalisalzbänke auf, die Lagerung ist tektonisch gestört.

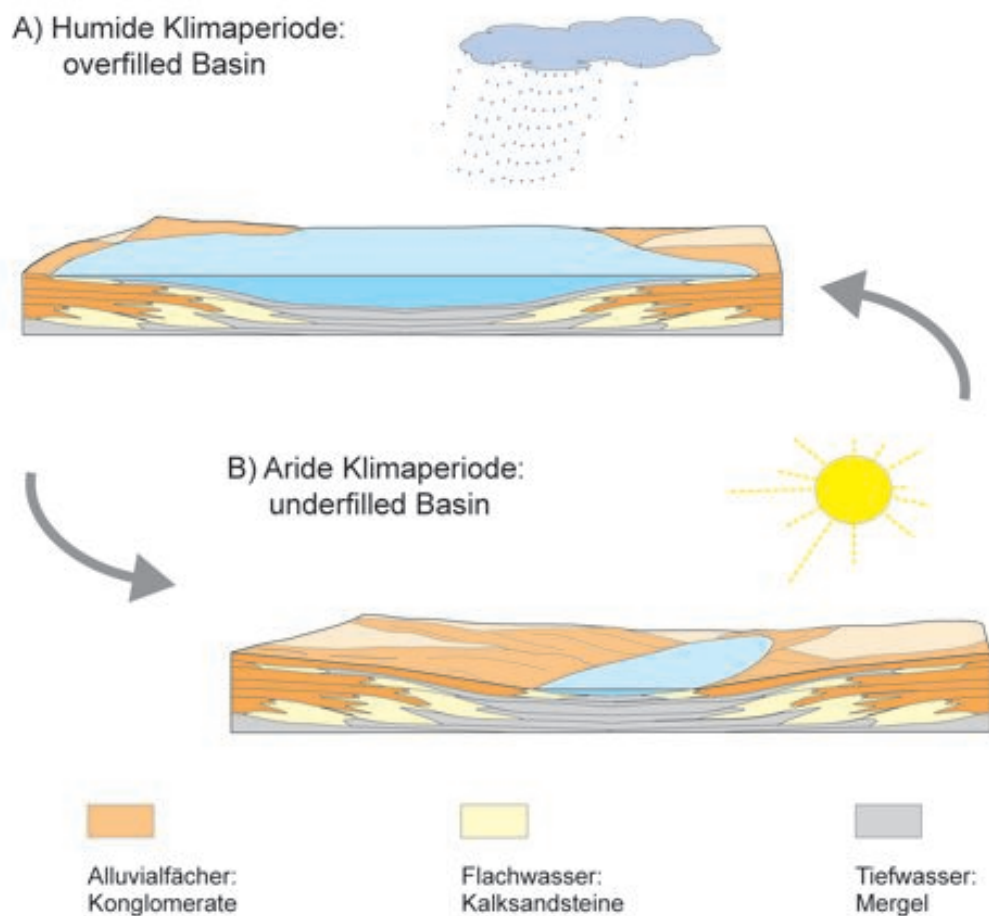


Abbildung 2.4: Sequenzstratigraphisches Modell nach (Düringer, 1988). Die Sedimentation wird klimatisch kontrolliert. In einem Abflusslosen Becken bildet sich ein grosser See. Während trockener Klimaperioden kommt es zur Regression. Alluvialfächer progradieren und im Becken werden Evaporite gebildet. Während humider Klimaperioden kommt es zum Ansteigen des Seepegels. Die Fazieszonen werden Richtung Gebirgsrand verschoben, der See süssst aus.

2.3 Paläogeographie

Die Paläogeographie der Salzfolge ist nach wie vor umstritten. Obwohl keine gesicherten Berichte über marine (stenohaline) Makrofossilien aus der Salzfolge vorliegen und eine paläogeographische Verbindung mit dem Meer bis zum heutigen Tag noch nicht nachgewiesen werden konnte, werden diese Bildungen oder Teile davon von vielen Autoren als marine Ablagerungen angesehen. Eine ausführliche Schilderung der paläogeographischen Problematik findet sich bereits bei (Wagner, 1924). Das paleogeographische Problem ist seit dieser Zeit mehrfach mit neuen Daten bereichert und erneut diskutiert worden (z.B. Meyer, 1927; Wirth, 1954; Sonne, 1963; Düringer, 1988; Storni, 2002). Die Deutungen der Autoren sind dabei recht unterschiedlich ausgefallen, ohne dass es zu einer eindeutigen Klärung gekommen wäre. Storni (2002) vermutet einen marinen Vorstoss von Norden, schliesst aber eine marine Transgression durch die Burgundische Pforte nicht aus.

Auf der anderen Seite gibt es eine ganze Anzahl von Autoren, welche die Sedimente der Salzfolge als kontinentale Bildungen ansehen (z.B. Braun, 1914; Gale, 1920; Düringer, 1988; Fontes *et al.*, 1991); bereits die Ergebnisse von (Braun, 1914) ähneln denen von (Düringer, 1988) und (Fontes *et al.*, 1991). Früher wurden die tertiären Konglomerate als Küstenkonglomerate bezeichnet (z.B. Kiefer, 1928). Man hielt sie für litorale Ablagerungen einer Meeresküste. Jedoch konnte Düringer (1988) beweisen, dass es sich bei den Konglomeraten eindeutig um fluviatile Alluvialfächerablagerungen handelt. Die Alluvialfächer schütteten über kleine fächerförmige Deltas den Erosionsschutt der aufsteigenden Grabenschultern in limnisch-brackische Seen im Beckenzentrum. Durch Klimaschwankungen kam es zu Seepegelschwankungen, was zu Regradation und Progradation der Alluvialfächer führte.

Das lokale unmittelbar auf den heutigen Beckenrand (Randverwerfungen) beschränkte Auftreten der grobklastischen Konglomerate, ihr lokal erodierter Geröllinhalt, ihre sedimentologische Interpretation als Alluvialfächerablagerungen, sowie als stratigraphisch inverse Geröllspektrum zeichnen die Konglomerate eindeutig als syntektonische Bildungen aus und legen eine verstärkte tektonische Aktivität zur Zeit ihrer Bildung nahe.

Geht man der Frage nach womit ein mariner Einfluss in der Salzfolge begründet wird, so finden sich häufig fragwürdige Argumente. Die mächtigen Evaporitfolgen mögen ein Grund für die Interpretation sein (z.B. Wagner, 1938), selbst schon das Auftreten von Gips wurde bereits als Beweis eines marinen Einflusses angesehen (z.B. Wagner, 1924).

Ein weiterer Grund stellt die Fossilassoziaton der Versteinerungsreichen Zone dar. *Mytilus*, Bryozoen, Ostrakoden und Fische führt (Wittmann, 1949) als Beweise an. Bessere Argumente besitzen hingegen Schuler (1990) und Storni (2002), die das Auftreten marinen Nannoplanktons belegen. Jedoch handelt es sich bei den Beschreibungen von Bioklasten marinen stenohalinen Organismen, welche

Storni (2002) aus dem unteren Haustein beschreibt, höchstwahrscheinlich um Extraklasten aus mesozischen Kalken (Kapitel 4).

Abbildung 2.3 zeigt die paläogeographische Situation im südlichen Oberrheingraben im Sinne von Braun (1914); Düringer (1988) und Fontes *et al.* (1991).

Im Unteroligozän befindet sich im südlichen Oberrheingraben ein grosser Rift-See. Das Becken ist vom Karstplateau des Ur-Schwarzwaldes und der Ur-Vogesen umgeben. Nach Süden findet sich eine Schwelle etwa dort, wo heute der Jura liegt. Der Sedimenttransport vom Plateau erfolgt durch tief eingeschnittene Canyons und über Alluvialfächer. Die Sedimentation im Becken wird durch das Klima kontrolliert (Düringer, 1988). Ein zyklischen Wechsel zwischen ariden und humiden Klimaperioden führt zu Seepegelschwankungen (siehe Abbildung 2.4). Während humider Perioden ist der Seepiegel hoch, das Becken enthält Süswasser. Während arider Phasen sinkt der Seepiegel. Schliesslich bildet sich ein Salzsee; im Beckenzentrum werden Evaporite ausgefällt.

Das Modell von Düringer (1988) besticht durch seine Plausibilität, ebenso wie durch seine interdisziplinäre Ansatzweise. Es basiert auf den Ergebnissen von Paläogeographie, Palökologie, Geochemie und Sedimentologie. Aus diesem Grunde soll es als Arbeitshypothese dienen. Auf der anderen Seite deuten mikropaläontologische Befunde innerhalb der Mittleren Salzfolge auf marine Inkursionen hin (Storni (2002); Schuler (1990)).

Kapitel 3

Fan-Delta Sedimentation, Fazieswechsel und Schichtfolge am SE-Rheingrabenrand

3.1 Fan-Delta Sedimentation, Fazieswechsel und Schichtfolge am SE-Rheingrabenrand

Zusammenfassung

Bei Kandern am Schwarzwaldrand und am Isteiner Klotz finden sich Alluvialfächer- und Fächerdelta-Sedimente. Diese Ablagerungen lassen sich stratigraphisch der Mittleren und Oberen Salzfolge zuordnen. Faziesverzahnungen zwischen den Alluvialfächer-Konglomeraten am Schwarzwaldrand, den limnoterrestischen Kalksandsteinen und Süßwasserkalken in Hausteinfazies und den limnisch-brackischen Ablagerungen der Versteinerungsreichen Zone am Isteiner Klotz können in Aufschlüssen studiert werden. Die räumlichen Faziesverteilungen, die Schüttungsrichtungen und die Lagerung der Gesteine lassen Rückschlüsse auf die einstige Beckengeometrie und tektonische Aktivität zu.

3.2 Geologische Situation bei Kandern

In der Näheren Umgebung von Kandern am südwestlichen Schwarzwaldrand treten Gesteine der Mittleren- und Oberen Salzfolge in randfazieller Ausbildung auf (Abschnitt 2.2.4). Die Vorkommen bei Kandern wurden im Rahmen der Diplomkartierung analysiert und auskartiert (Kartierung II). Weitere etwas südlicher gelegene Vorkommen im Lettenhölzle bei Hammerstein und bei Holzen werden derzeit von A. Stucky im Rahmen einer Diplomkartierung näher untersucht (Stucky in Vorb.). Die Aufschlüsse wurden in der Literatur bereits mehrfach be-

schrieben (z.B. Wurz, 1912; Schnarrenberger, 1915; Wittmann, 1949; Düringer, 1988).

Die Konglomerate bei Kandern unterscheiden sich von den Konglomeraten bei Hammerstein und Holzen: Während die Konglomerate bei Holzen und Hammerstein weit überwiegend Malmkalkgerölle führen und eine nordwärts gerichtete Schüttungsrichtung aufweisen, bestehen die Konglomerate bei Kandern vorwiegend aus Gesteinen des Doggers und zeigen eine westwärts gerichtete Schüttungsrichtung (siehe Düringer, 1988). Feldbeobachtungen zufolge scheinen die Hammersteiner Konglomerate mit dem tieferen Teil der Konglomerate von Kandern zu verzahnen. Diese im tieferen Teil der Abfolge auftretenden und von Mergeln und Kalkareniten überlagerten Konglomerate lassen sich sequenzstratigraphisch der Mittleren Salzfolge zuordnen. Funde von *Mytilus* sp. und *Corbicula* sp.? (Abbildung 3.4ur), aus den hangenden Kalkareniten sprechen ebenfalls für eine Zuordnung zur Mittleren Salzfolge. Auch Funde von geröllumkrustenden Stromatolithen (Stucky in Vorb.) und Pflanzenresten sind charakteristisch für die Ablagerungen der Mittleren- und Obere Salzfolge.

Einen sehenswerten Aufschluss stellt der alte städtische Steinbruch oberhalb der August-Macke-Schule in Kandern dar (Abbildung 3.4ol). Dort finden sich Wechselfolgen von Konglomeraten, Kalksandsteinen und Mergeln.

Die Gerölle erreichen Durchmesser bis zu einem halben Meter, sind schlecht sortiert und zeigen häufig Dachziegelschichtung (Abbildung 3.4ul). Sie implizieren einen hochenergetischen, fluvialen Transport während eines starken Hochwassers, sowie kurze Transportwege. Die Gerölle entstammen in erster Linie dem Dogger, vereinzelt finden sich Gerölle aus liassischen Kalken und aus dem Muschelkalk. Die Kalksandsteine zeigen Schrägschichtungen und Rippelmarken (Wellenrippeln), entsprechen also einem sublitoralen Ablagerungsraum. Im mittleren Teil des Steinbruchs finden sich feingeschichtete Mergel (Abbildung 3.4or), welche einen pelagischen Ablagerungsraum anzeigen und allem Anschein nach die Versteinerungsreiche Zone repräsentieren.

Die Konglomerate am Heuberg bei Kandern erreichen eine Mächtigkeit von ca. 80 m; höher am Berg treten vermehrt Muschelkalkgerölle auf, was fortschreitende Hebung und Erosion der Grabenschultern impliziert.

Abbildung 3.1 zeigt einen Ausschnitt aus der Diplomkartierung und ein entlang der Profillinie (C – C*) konstruiertes Profil. Die Konglomerate der Mittleren- und Oberen Salzfolge bilden eine Winkeldiskordanz mit einer liegenden (eozänen) Flexur, welche die Gesteine des Deckgebirges, nach Westen einfallend, verstellt hat. Gegen Osten werden die Konglomerate und Deckgebirgsschichten durch Abschiebungen gegen die Gesteine des Grundgebirges versetzt.

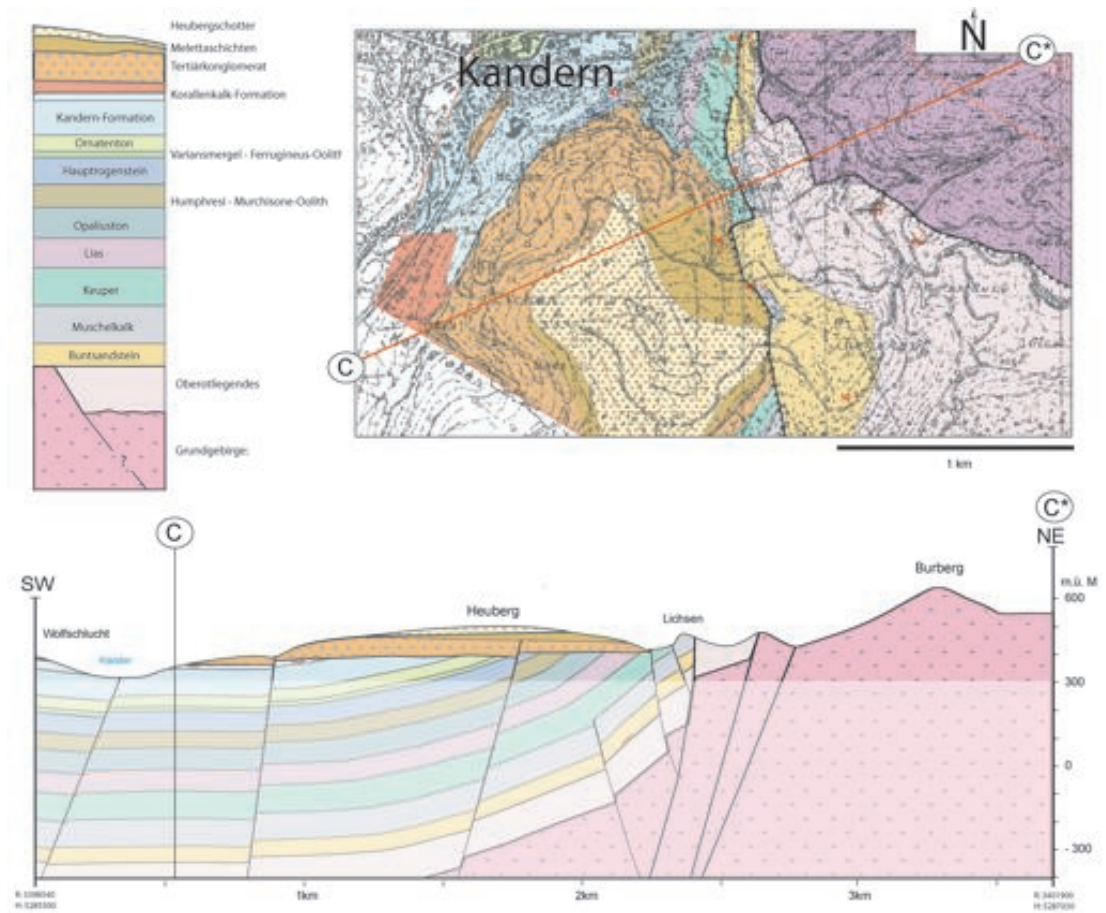


Abbildung 3.1: Die Lagerung und tertiären Randkonglomerate am Heuberg bei Kander; Karten-ausschnitt und Profilschnitt.

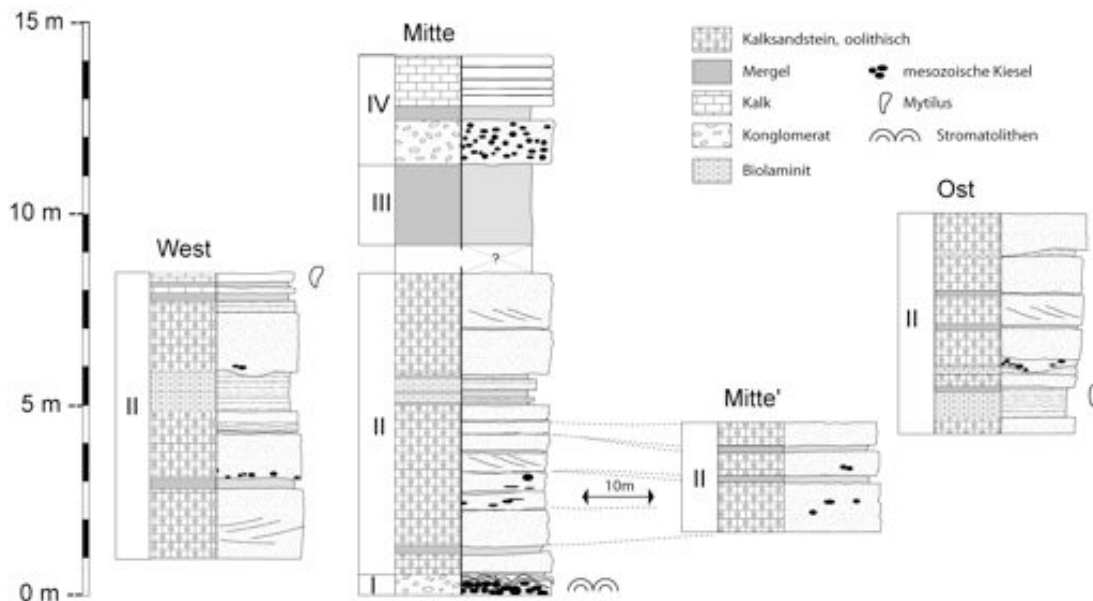


Abbildung 3.2: Drei im Rebberg oberhalb von Istein aufgenommenen Profile. Die Niveaus I und II lassen sich mit der Mittleren Salzfolge korrelieren; die Niveaus III und IV mit der Oberen Salzfolge. Die Kalkarenite zeigen linsenförmige Bankgeometrien und sind daher nicht mit den benachbarten Aufschlüssen korrelierbar. Die Gesamtmächtigkeit der Abfolge ist stark reduziert.

3.3 Geologische Situation bei Istein

Am Isteiner Klotz, ca. 8 km westlich der Kanderner Vorbergzone, finden sich weitere Aufschlüsse von Ablagerungen der Salzfolge. Dort beobachtet man das Auskeilen der randfaziellen Konglomerat- und Sandsteinfazies gegen die limnisch-brackischen Abfolgen des Beckens.

3.3.1 Profile im Isteiner Graben

Auf Höhe der Ortschaft Istein durchzieht der rheinisch streichende Isteiner Graben den Isteiner Klotz. Dort im Rebberg oberhalb von Istein finden sich Aufschlüsse von Gesteinen der Mittleren und Oberen Salzfolge. Abbildung 3.2 zeigt drei Profile, die an Aufschlüssen entlang einer Hangkante aufgenommen wurden; sie besitzen folgende Koordinaten:

Profil IST-West: (R:3390081/ H:5281719)
 Profil IST-Mitte: (R:3390178/ H:5281719)
 Profil IST-Ost: (R:3390303/ H:5281638)

Beschreibungen:

Niveau I: An der Basis von Profil IST-Mitte ist eine Konglomeratbank aufgeschlossen, deren oberste Gerölle von Stromatolithen umkrustet sind. Die Gerölle, welche mehrheitlich dem Korallenkalk entstammen, erreichen bis zu 20 cm Durchmesser.

Niveau II: Im Unteren Teil der Abfolge finden sich dickbankige, geröllführende, teils oolithische Kalksandsteine in Hausteinfazies, welche mit biolaminitischen Kalkbänken und greingmächtigen Mergeln wechsellagern:

Kalkarenite: Hellbeige bis ockerfarbene, dickbankige Kalksandsteine mit Korngrößen im Mittel- bis Grobsandbereich führen Konglomeratkiesel (siehe oben) und sind unregelmässig geschichtet. Die Bänke sind fossilleer und haben oft eine erosive Basis mit Sohlmarken. In Profil Mitte finden sich Schrägschichtungen und es konnte eine lentikuläre channelartige Ausbildung der Arenitbänke beobachtet werden. Die Kalkarenite führen einzelne Gerölle; ungefähr die Hälfte entstammt dem Hauptrogenstein, die andere Hälfte dem Korallenkalk. Eine Auswertung zwei repräsentativer Dünnschliffe gab folgende Zusammensetzung: Die Sandsteine stellen im Sinne von Dunham (1969) 'packstones' dar. Die Extraklasten entstammen fast ausschliesslich mesozoischen Kalken; es finden sich vorwiegend aufgearbeitete Hauptrogensteinlithoklasten (Ooide und Bioextraklasten, Abbildung 3.6). Viele der Lithoklasten sind umkrustet und stellen somit Rindenkörner oder Ooide dar, daneben finden sich 'grapestones'. Eine Korrelation der drei Profile lässt sich nur unter Vorbehalt durchführen, obwohl die Kalkarenite ungefähr aus gleicher Profilhöhe stammen. Offensichtlich handelt es sich bei den Bänken um grosse lentikuläre Schrägschichtungskörper, oder um Kanäle 'channels'.

Biolaminite: In gelblichen, mehrere dm mächtigen Kalkbänken, an der Ober- und Unterkante meist feinlaminiert, zur Mitte in dünnplattigen, schlechtpaltenden, mikritischen Kalk übergehend. In manchen Schichten treten lagenweise zusammengeschwemmte Schalen von *Mytilus sp.*, sog. Mytilidenpflaster und Hydrobien auf; als Komponenten finden sich Peloide. Im Abraum wurde in dünnbankigen, mikritischen Kalken eine Gattung von Corbiculacea gefunden, Bryozoen wurden ebenfalls beschrieben; in der Sammlung des Naturhistorischen Museums finden sich einige dieser inkrustierenden Exemplare, welche allerdings äusserst schlecht erhalten sind.

Mergel: Einige Schichtfugen enthalten gelbliche, bröckelig verwitternde Mergel, die möglicherweise Bodenbildungen darstellen.

Niveau III Im Hangenden der Kalkarenite treten mehrere Meter bunte Mergel auf, die während einer Rebbergerneuerung aufgeschlossen wurden. Diese massigen

Bunten Mergel zeigen rötliche gelbliche und bräunliche Farbtöne; sie ähneln in vielerlei Hinsicht den Bunten Mergeln des Keupers, allerdings ist die Färbung schwächer (Schnarrenberger, 1925).

Niveau IV Im Oberen Teil von Profil IST -Mitte findet sich eine ca. 1 m mächtige, massive, gut zementierte Konglomeratbank. Diese besteht fast ausschliesslich aus Dogger- und Muschelkalkgeröllen. Im höchsten Teil des Profils fanden sich dünnbankige, fossilfreie Kalksteine.

Interpretation Die Konglomerate in Niveau II lassen sich mit den Konglomeratbildungen bei Holzen und Hammerstein korrelieren und stellen möglicherweise die distalen Ausläufer dieser Alluvialfächersysteme dar. Stromatolithenumkrustete Gerölle fanden sich auch bei Hammerstein (Abschnitt 3.2) und Altkirch (Kapitel 4). Düringer & Gall (1993) haben sie aus den Konglomeraten der Salzfolge vom Vogesenrand beschrieben. Stromatolithen aus der Salzfolge sind bereits mehrfach mit Seepegelschwankungen in Verbindung gebracht worden (Westphal, 1957; Thorbecke, 1979; Düringer & Gall, 1993, 1994).

Die Kalksandsteine und Kalklaminite in Niveau II lassen sich der Mittleren Salzfolge zuordnen, die Kalklaminite repräsentieren die proximalen Ausläufer der Versteinerungsreichen Zone. Sedimentpetrographisch lassen sich die Kalksandsteine mit den Konglomeraten bei Kandern korrelieren, stellen also deren distal angrenzenden Faziesraum dar. Sohlmarken und erosive Kontakte an der Basis der Bänke sind charakteristisch für eine ereignisgesteuerte Sedimentation. Rindenkörner, Ooide und Schrägschichtung der Bänke deuten auf eine Ablagerung in bewegtem Flachwasser eines grossen Sees hin. Vergleichbare Bildungen fanden sich an der Basis des Hausteins in Altkirch (Kapitel 4).

Die Kalksandsteine wurden im Flachwasserbereich eines grossen Sees abgelagert und können mit der *'fan-delta'* - Sedimentation am Schwarzwaldrand korreliert werden.

Die Biolaminite wurden wahrscheinlich pelagisch, aber in vergleichsweise flachem Wasser abgelagert. Sie enthalten die charakteristische Brackwasserfaunen der Versteinerungsreichen Zone (Kapitel 5) mit der typischen Tendenz zu monospezifischem Massenaufreten. Die fossilführenden Laminite, welche mit den Kalkareniten wechsellagern, lassen sich sequenzstratigraphisch und aufgrund der Fauna der Mittleren Salzfolge zuordnen.

Die Mergel in Niveau III zeigen typische Eigenschaften terrestrischer Sedimente, sie werden als Ablagerungen einer Schwemmebene aufgefasst und der Oberen Salzfolge zugeordnet.

Die Konglomerate, Niveau IV, im obersten Teil des Profils lassen sich der Oberen Salzfolge zuordnen und zeigen sedimentpetrographisch grosse Ähnlichkeit mit den stratigraphisch höchsten Konglomeraten am Heuberg bei Kandern.

Die Gesamtmächtigkeit der Profile von etwa 15 m stimmt relativ gut mit Literaturangaben überein. Bohrungen im Bereich des Isteiner Grabens ergaben ungefähr 12 m Mittlere- und Obere Salzfolge; korrelierte Steinbruchprofile ebenso (Wittmann, 1983).

3.4 Geologische Situation bei Kleinkems

Der Steinbruch Kleinkembs liegt am Westrand des Isteiner-Klotzes und erstreckt sich über eine Länge von ca. 1 km in nord-südlicher Richtung. Im Hangenden der jurassischen Korallenkalk-Formation ist eine diskordant lagernde, variable und in ihrer Mächtigkeit stark reduzierte Abfolge von der Bohnerz-Formation bis zur Oberen Salzfolge (*'Bunte Mergel'*) aufgeschlossen.

Die Lithologien variieren stark in ihrer Mächtigkeit und wurden stellenweise bereits während des Paläogens wieder erodiert. Im Steinbruch wurden zwei recht unterschiedlich ausgebildete Profile aufgenommen. Im Süddteil des Steinbruches (R: 3389983/ H: 5283025) ist ein ca. 30 m messendes Profil; KLK-Süd, aufgeschlossen:

3.4.1 Profil KLK-Süd

0 Tiefgründig verkarsteter Korallenkalk.

a Gelberden der Bohnerzformation enthalten vereinzelt Bohnerz.

b Bunte marmorierte Mergel mit stark verkarsteten relikthischen Kalkblöcken des Melanienkalks, im Abraum fanden sich radialstrahlige Kalzitknollen, Ausbildung lokal stark variabel, drei Horizonte können unterscheiden werden (Abbildung 3.5ul).

b1 grünliche und z.T. violette Mergel,

b2 helle, teils bunt marmorierte Mergel – enthalten stark verkarstete relikthische Kalkböcke von Melanienkalk. In einem dieser Kalkblöcke fand sich *Melania albigensis* und kleine Panorbien.

b3 wie b2, jedoch grünliche Mergelmatrix und lokal intraformationelles Konglomerat. In einem intraformationellen Konglomerat am Süddende des Steinbruches fand sich ein grosser, jedoch schlecht erhaltener Molarzahn eines Huftiers (*Paleotherium magnum?*).

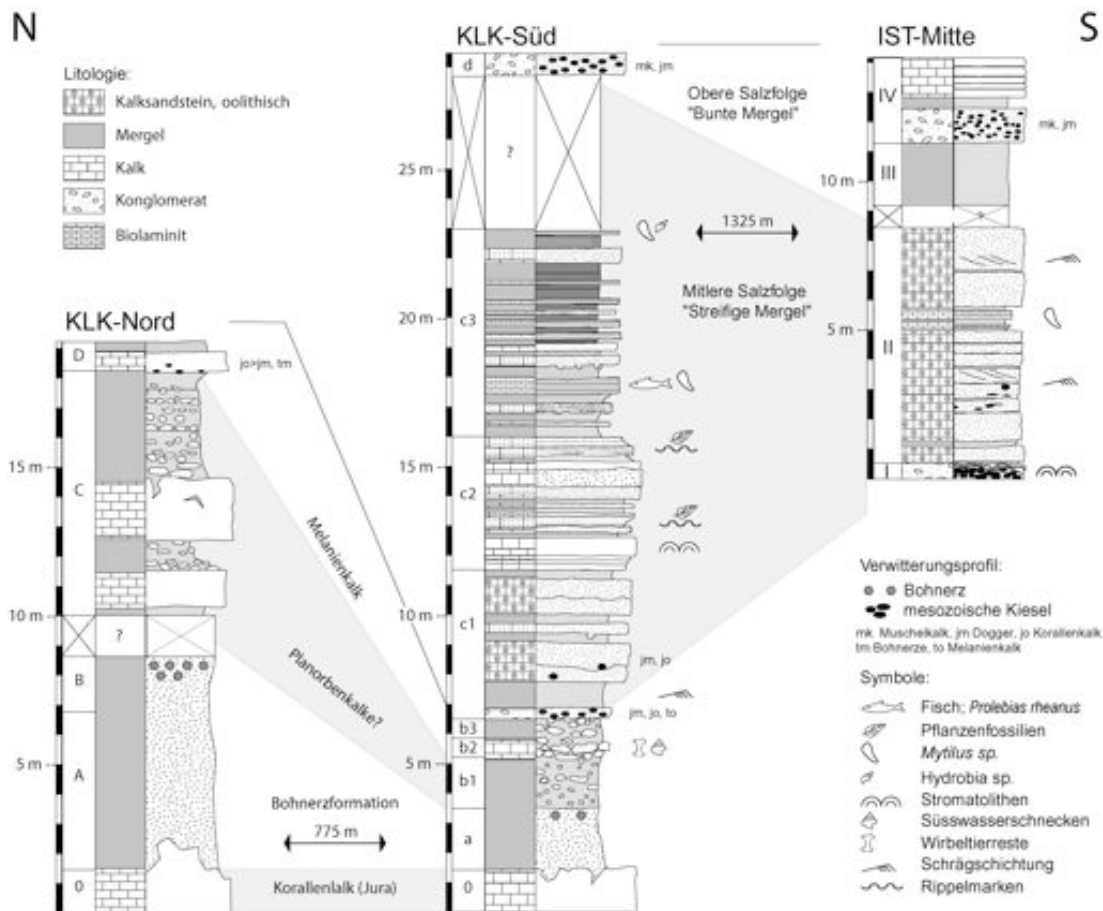


Abbildung 3.3: Korrelation dreier N-S angeordneter Profile am Isteiner Klotz. Von Süd nach Nord nimmt die Mächtigkeit enorm zu. Die obereozänen Schichtglieder keilen nach Süden erosiv aus. Die Lithologien der Mittleren Salzfolge zeigen einen Fazieswechsel von litoraler Fazies bei Istein (Profil IST-Mitte; Isteiner Fazies; sensu Wittmann (1949)) zur pelagischen Fazies der Versteinerungsreichen Zone im Oberen Teil des Profils KLK-Süd (Kleinkemser Fazies; sensu Wittmann (1949)).

c Abfolge von Kalksandsteinen, Kalken und Mergeln der Mittleren Salzfolge; nach oben zunehmend feinkörnig und schliesslich feinschichtige Gesteine in Fazies der Versteinerungsreichen Zone.

c1 konglomeratführende, teils oolithische Kalksandsteine, wie in Niveau II der Isteiner Profile. Graue, sandige Mergelfugen an der Basis mit Schrägschichtungsstrukturen. Die Mergelfugen darüber enthalten Pflanzenhächsel.

c2 Mikritische Kalke mit Stromatolithbioherme, Schuttfunde von stromatolithischen Schilfumkrustungen (Dresmann, münd. Mitt.) stammen höchstwahrscheinlich aus diesem Abschnitt. Untergeordnet finden sich meist feinkörnige Kalksandsteine, welche Pflanzenreste enthalten und häufig Rippelschichtung zeigen.

c3 Kalklaminite, Mergel und laminierte Mergel.

Kalklaminite wie in Niveau II der Isteiner Profile. Der Fund eines karpfenartigen Fisches, *Prolebias rheanus*, konnte der untersten und mächtigsten Kalklaminitbank zugeordnet werden. Die laminierten Mergel sind in der Regel stark verwittert, zeigen aber die typische varvenartige Feinschichtung der Mergel der Versteinerungsreichen Zone.

d Konglomerat, enthält vorwiegend Gerölle aus Dogger und Jura. Der Abschluss wird von Hangschutt und einer dicken Lössschicht überlagert.

Interpretation Die Gelberde im Niveau *a* kann der Bohnerzformation zugeordnet werden; sie unterscheidet sich jedoch wesentlich von Niveau A/B in IST-Nord, weshalb beide Bodenhorizonte nicht parallelisiert werden sollten.

Niveau *b* enthält palustrine Karbonate und Mergel, welche scheinbar während des Obereozäns wieder erodiert wurden. Blöcke aus dem mittleren und oberen Teil liessen sich aufgrund von Textur und Fossilinhalt zweifelsohne als Melanienkalke identifizieren.

Niveau *c* entspricht der Mittleren Salzfolge, welche Niveau *b* diskordant überlagert (Abbildung 3.5 m). An der Basis finden sich Kalksandsteine, die einen deltaischen Einfluss anzeigen und im bewegten Flachwasser abgesetzt wurden. Im mittleren Abschnitt, Niveau *c2*, finden sich palustrine Kalke (siehe Abschnitt 4.5.1) und sublitoral abgelagerte Kalksandsteine, die einen deltaischen Ablagerungsraum anzeigen. Die Kalksandsteine an der Basis und im mittleren Teil, Niveau *c1*, *c2*, lassen sich sedimentpetrographisch und faziell mit denen bei Istein vergleichen und können mit den Konglomeraten am Schwarzwaldrand korreliert werden. In Niveau *c3* findet sich die typische Fazies der Versteinerungsreichen Zone mit charakteristischem Fossilinhalt; der Fisch, *Prolebias rheanus* weist auf

eine maximal oligohaline Salinität (0.1-5‰) hin (Gaudant, 1981). Allgemein findet sich in Niveau *c* eine 'fining-upward', also eine transgressive Sequenz. Die Konglomeratbank in Niveau *d* lässt sich sedimentpetrographisch und sequenzstratigraphisch den Konglomeraten der Oberen Salzfolge zuordnen.

3.4.2 Profil KLK-Nord

Im Nordteil des Steinbruchs hinter der ehemaligen Zementfabrik ist ein ca. 16 m mächtiges Profil (R: 3389563/H: 5283700) eozäner Schichten aufgeschlossen (Abbildung 3.5ur und 3.3):

Niveau 0 Tiefgründig verkarsteter Korallenkalk¹.

Niveau A Weisse, massige, Mergel.

Niveau B Ziegelrote massige Bohnerztone enthalten Bohnerz, teils lagenweise angereichert.

Niveau C ca. 5 m grünlichbeige, brekziöse palustrine Kalke, dickbankig, stark verkarstet gehen unregelmässig, knollig in grüne Mergel über, die Kalkknollen führen (siehe Wittmann, 1952). Darüber folgen ca. 3.7 m grüne und bunte, kräftig gefärbte Mergel und knollige Kalke, welche eine starke pedogenetische Modifizierung, u. a. beginnende Bohnerzbildung, anzeigen.

Niveau D ca. 60 cm hellbeige konglomeratführende kreidige Kalke, welche an der Basis Gerölle führen; Hauptrogensteinkiesel, Malmkalkkiesel und Bohnerze wurden gefunden. Der Aufschluss wird von Hangschutt und einer dicken Lössschicht überlagert.

Interpretation Niveau *A* und *B* stellen einen fossilen Lateritboden der Bohnerzformation dar. *A* entspricht dem B-Horizont, *B* entspricht dem A-Horizont. Die Bohnerze sind lagenweise sekundär in Form verschwemmten Bohnerzes angereichert. Die basalen dickbankigen Kalke in Niveau *C* sind in der Literatur als Planorbenkalke beschrieben worden (Wittmann, 1955). Schad *et al.* (1955) wiederum hat in etwas nördlich gelegenen Bohrungen vergleichbare Süßwasserkalke den Lymneenmergeln zugeordnet. Da weder Planorben noch Säugetierreste gefunden wurden und die grünen Mergeln, in ihrem Erscheinungsbild, den Lymneenmergeln der Unteren Salzfolge ähneln, ist die stratigraphische Zuordnung fraglich; es handelt sich aber mit Sicherheit um eozäne Süßwasserkalke. Faziell können

¹einige Karstschloten erreichen über 10 m Teufe

sie einem palustrinen Faziesraum zugeordnet werden; zudem zeigen sie Spuren von Verkarstung und partieller Erosion. Die obersten, geröllführenden Kalke, Niveau *D*, werden nach (Wittmann, 1955) den Melanienkalcken (Untere Salzfolge) zugeordnet; das Fehlen von Leitfossilien stellt auch diese Zuordnung in Frage, sicherlich handelt es sich aber hierbei um obereozäne Süßwasserkalke.

3.5 Korrelation der Aufschlüsse am Isteiner Klotz und Vergleich mit denen von Kandern

Abbildung 3.3 stellt die Korrelation dreier N-S angeordneter Profile (KLK-Nord, KLK-Süd, IST-Mitte) am Isteiner Klotz dar. Die Distanz (Luftlinie) zwischen KLK-Nord und KLK-Süd beträgt 775 m, die zwischen KLK-Süd und IST-Mitte 1325 m. Trotz der geringen Distanz zeigen alle Lithologien eine enorme Mächtigkeitzunahme von Süden nach Norden; die obereozänen Schichtglieder keilen erosiv nach Süden aus; die Lithologien der Mittleren Salzfolge zeigen einen Fazieswechsel von sublitoraler Fazies bei Istein (Isteiner Fazies; sensu Wittmann, 1949), zur pelagischen Fazies der Versteinerungsreichen Zone im oberen Teil des Profils KLK-Süd (Kleinkemser Fazies; sensu Wittmann, 1949).

Der lokale Schichtwechsel und die enormen Mächtigkeitvariationen der Schichtfolge lassen sich am ehesten mit synsedimentärer Tektonik (Metzler, 1978) erklären; lokale Bruchschollen mit individueller Subsidenzgeschichte und differentielle Subsidenz, etwa in Folge von Schollenverkipfung, führten zu engräumigen Sedimentationsänderungen. Für die eozäne Schichtfolge muss zusätzlich langsame Subsidenz und lokale Hebung in Betracht gezogen werden. Niedrigere Subsidenzgeschwindigkeit führten wiederholt zu Erosion lokal exponierter Synriftsedimente und damit verbunden zu Hiatus.

Strukturelle und sedimentologische Evidenzen deuten auf die Ausbildung einer synsedimentären Schwelle bei Istein und damit auf synsedimentäre Tektonik hin. So folgt der Isteiner Graben, in dem die niedrigsten Schichtmächtigkeiten der Mittleren Salzfolge und Oberen Salzfolge auftreten, einer Antiklinalspur (siehe Wittmann, 1983) und stellt somit² vielleicht eine tektonisch induzierte Schwelle innerhalb des damaligen Rheingrabens dar. Für diese Hypothese spricht einerseits das erosive Auskeilen der obereozänen Süßwasserkalke bei KLK-Süd³ andererseits die ungewöhnlich grosse Mächtigkeit oolithischer Sandsteine (Schwellenfazies?) bei Istein, ebenso wie Berichte vom Auftreten der Versteinerungsreichen Zone (Kleinkemser Fazies) südlich des Isteiner Grabens beim ehemaligen Steinbruch der Firma Lonza bei Istein (Metzler, 1978).

Die Ablagerungen der Salzfolge am SE-Beckenrand lassen sich lithologisch, sedimentpetrographisch, sequenzstratigraphisch, aufgrund des Fossilgehaltes und

²neben einem Scheitelgraben (Murawski, 1992)

³Im Isteiner Graben fehlen diese Schichten (Wittmann, 1983)

im paläogeographischen Kontext korrelieren.

In der Umgebung von Kandern finden sich zwei Konglomeratschüttungssysteme, die sich im Hinblick auf Schüttungsrichtung und Geröllpetrographie unterscheiden. Stratigraphisch lassen sich beide Fächer der Mittleren und Oberen Salzfolge zuordnen, was die wenigen Fossilfunde belegen. Die paläogenen Alluvialfächersysteme, sowie die Fazieswechsel und Mächtigkeitsabnahmen nach Norden am Isteiner Klotz zeigen eine paläogeographische Begrenzung des Ablagerungsraumes sowohl nach Süden als auch nach Osten (vgl. Wittmann, 1949; Schad *et al.*, 1955; Wittmann, 1983; Düringer, 1988). Lagerung, Sedimentologie und Gebirgsbau der Konglomerate am Schwarzwaldrand verdeutlichen den syntektonischen Charakter dieser Bildungen.

Die Alluvialfächersysteme am Beckenostrand bei Kandern schütteten von den sich hebenden Grabenschultern grobklastische Gerölle Richtung Westen. Die Alluvialfächer mündeten in fächerförmigen Deltas, welche sich zwischen Kandern und Istein erstreckten und die sensitiv auf Wasserspiegeländerungen reagierten (Kapitel 4).

All diese lokalen Mächtigkeitsänderungen und Faziesänderungen als auch die Art der Sedimentation und die Lagerung belegen den synrift-tektonischen Charakter der Sedimente der Salzfolge, insbesondere während der Mittleren und Oberen Salzfolge (Haupt-Riftphase).

Bildtafeln Kapitel 3.1

Abbildung 3.4: Tafel Tertiärkonglomerate bei Kandern

- ol:** Tertiärkonglomerate im alten Städtischen Steinbruch von Kandern, die regressive Überlagerung von grobklastischen Konglomeraten auf „streifigen“ Mergeln (Abbildung or) wird als Sequenzgrenze zwischen Mittlerer- und Oberer Salzfolge aufgefasst. Beachtenswert sind die grossen, gerundeten Blöcke in der Bildmitte. Grössenvergleich Autor, Wandhöhe ca. 10 m.
- or:** Detailansicht der Sequenzgrenze von Mittlerer- zu Oberer Salzfolge (Abbildung or; Standort Autor). Quarzreiche Feinsandsteine, welche Blätter führen (Hammerspitze) und feingeschichtete „streifige“ Mergel werden von den Konglomeraten konkordant überlagert.
- ul:** Wechselschichtung zwischen Konglomeraten und Kalksandsteinen (Hammer) im alten städtischen Steinbruch von Kandern. Die Konglomerate zeigen Dachziegelschichtung; Schüttungsrichtung nach Westen (nach rechts; Düringer, 1988)
- ur:** *Corbicula sp?*; Steinkern einer corbiculiformen Muschel aus dem Bereich der Mittleren Salzfolge, Fundort; Abraum am Kalkgraben zwischen Kandern und Hammerstein.



Abbildung 3.4: Tafel Tertiärkonglomerate bei Kander

Abbildung 3.5: Tafel Profile im Steinbruch Kleinkembs

- o:** Tertiärbedeckung in der Südwand des Steinbruch Kleinkembs; in der obersten Wand sind die massiven leicht N-fallenden Kalksandsteinbänke deutlich zu erkennen, welche von einer mächtigen Lössschicht bedeckt werden. Auf dem Foto wurden die Profilstrecken vermerkt (Profile; siehe Abb.3.3). Standort; Bahndam oberhalb des Zufahrtstunnels, Blickrichtung SSE. Wandhöhe 35-40 m
- m:** Erosionsdiskordanz zwischen Melanienkalk und den basalen Kalkarenitbänken der Mittleren Salzfolge; die basalen Kalksandsteinbänke lassen ein Auskeilen in Richtung S (rechts) erkennen.
- ul:** Detailansicht der eozänen Schichtfolge an der Basis von Profil KLK-Süd; *a* Bohnerzformation, *b1* Lymneen-Mergel?, *b3*, *b3* reliktscher Melanienkalk, *c* basale Kalkarenitbänke der Mittleren Salzfolge. In der bunten Mergelmatrix von *b2*, *b3* befinden sich reliktsche Melanienkalkblöcke mit deutlichen Spuren einer Erosion (Pfeile, Abb. 3.6 mur). Grössenvergleich Autor.
- ur:** Aufschluss der eozänen Schichtfolge, Profil KIK-Nord, im Nordteil des Steinbruchs Kleinkembs hinter der ehemaligen Zementfabrik. *A*, *B* Lateritboden der Bohnerzformation; *A* gebleichte Mergel (B-Horizont?), *B* rote Bohnerzone mit Bohnerz (A-Horizont?), *C* eozäne Süswasserkalke (Planorbenkalke?) und Lymneen-Mergel, *D* Basis Melanienkalk? Wandhöhe ca. 20 m

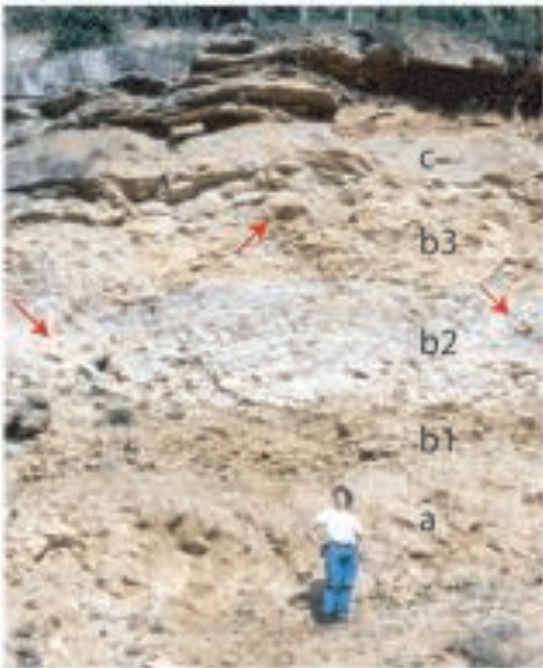


Abbildung 3.5: Tafel Profile im Steinbruch Kleinkems

Abbildung 3.6 : Tafel Handstücke Isteiner-Klotz

- o:** Mytiluspflaster; Aufsicht auf eine Biolaminitbank mit zusammengeschwemmten Schalen von *Mytilus sp.*, Profil KLK-Süd, Niveau c3. Massstab 1cm.
- mo:** *Prolebias rheanus* (Gaudant, 1984); ein karpfenartiger (cyprinodonter) Fisch aus einer Biolaminitbank, Profil KLK-Süd, Niveau c3. Bemerkenswert ist die Erhaltung mitsamt der verhältnismässig grossen Schuppen. Länge des Exemplars ca. 6 cm.
- mul:** Querschnitt durch einen Biolaminit; lagenweise sind Pelloide angereichert (*Mytilus?*). Profil-Klk, Niveau c3. Massstab Lineal, Höhe 9 cm.
- mur:** Reliktischer Melanienkalkblock aus Profil KLK-Süd, Niveau b2. Derlei harte Kalkblöcke finden sich isoliert in einer Mergelmatrix „schwimmend“; der Block zeigt deutliche Spuren einer „paläogenen“ Erosion. 5 Cent-Münze mit Durchmesser 2,1 cm
- ul:** Dünschliffphoto eines oolithischen Kalksandsteins, Profil IST-Mitte, Niveau II. in der Bildmitte ist ein Lithoklast aus dem Hauptrogenstein zu erkennen. Massstab 0,5 mm.
- ur:** Dünschliffphoto eines oolithischen Kalksandsteins, Profil IST-Mitte, Niveau II. In der Bildmitte ist ooidisch umkrusteter Lithoklast zu erkennen, darunter ein Echinodermenextraklast (Hauptrogenstein?). Massstab 0,5 mm.

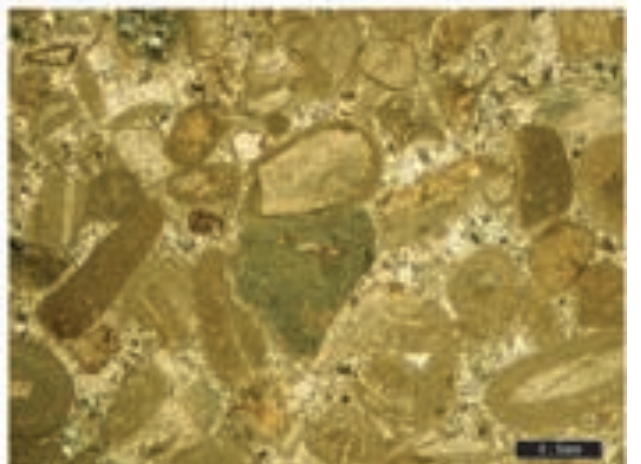
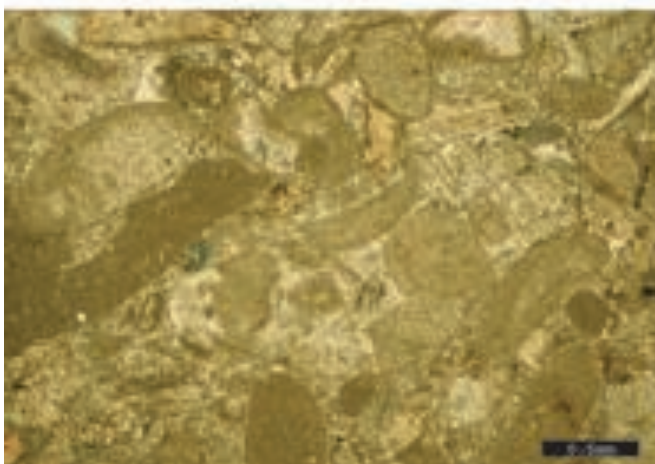
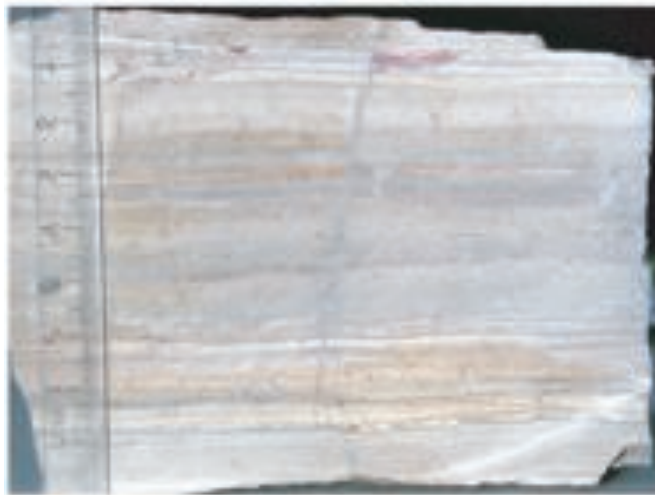
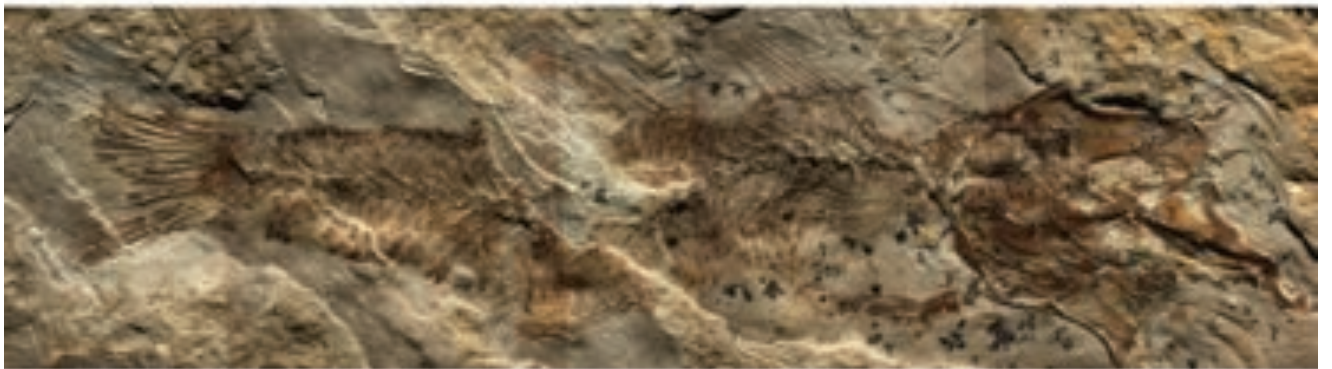


Abbildung 3.6: Tafel: Handstücke Isteiner Klotz

Kapitel 4

Stratigraphie und Sedimentologie des Steinbruchs am Rebberg bei Altkirch

4.1 Lithostratigraphie

Im Steinbruch am Rebberg bei Altkirch dar ist ein Profil von der Mittleren Salzfolge bis Zur Oberen Salzfolge aufgeschlossen (Abb. 4.1): Im unteren Teil des Steinbruches stehen die grauen Mergel der Mittleren Salzfolge (11,5 m) an, darüber die Kalksandsteine und Mergel der Oberen Salzfolge (33 m), der sogenannte Haustein. Eine weitere stratigraphische Untergliederung ist unter dem Vorbehalt zu sehen, dass beide Lithologien nicht in voller Mächtigkeit erschlossen sind. Ein Vergleich mit den ca. 4.25 km südlich abgeteuften Bohrungen von Hirzbach (Vonderschmitt, 1942), wo die Schichtglieder der Salzfolge komplett durchteuft wurden, erlaubt eine genauere Korrelation, allerdings sind synsedimentäre tektonische Einflüsse zu berücksichtigen (Vonderschmitt, 1942).

Die Mittlere Salzfolge erreicht dort eine Mächtigkeit von ca. 50 m¹; in Altkirch ist also nur der oberste Teil dieses Schichtgliedes aufgeschlossen.

(Vonderschmitt, 1942) schied in den Bohrungen bei Hirzbach im obersten Teil der Mittleren Salzfolge 4 m Versteinerungsreiche Zone aus. Diesen entsprechen im Profil Altkirch die 4,9 m feingeschichteten Mergel (Niveau b, 1,4-6,3 m). Die in den Bohrungen bei Hirzbach folgenden 9-10 m grünlichen Mergel, welche Vonderschmitt bereits dem Haustein zuordnete, können mit den 5,2 m mächtigen, grauen Mergeln zwischen Versteinerungsreicher Zone und Haustein im Profil Altkirch korreliert werden. Im Sinne einer sequenzstratigraphischen Untergliederung wurden sie jedoch der Mittleren Salzfolge zuteilen. Der Haustein erreicht in den Bohrungen bei Hirzbach eine Mächtigkeit von 40 m², darüber folgen noch einmal

¹inklusive der Mergel an der Basis des Hausteins

²Die Mergel an der Basis des Hausteins exklusive

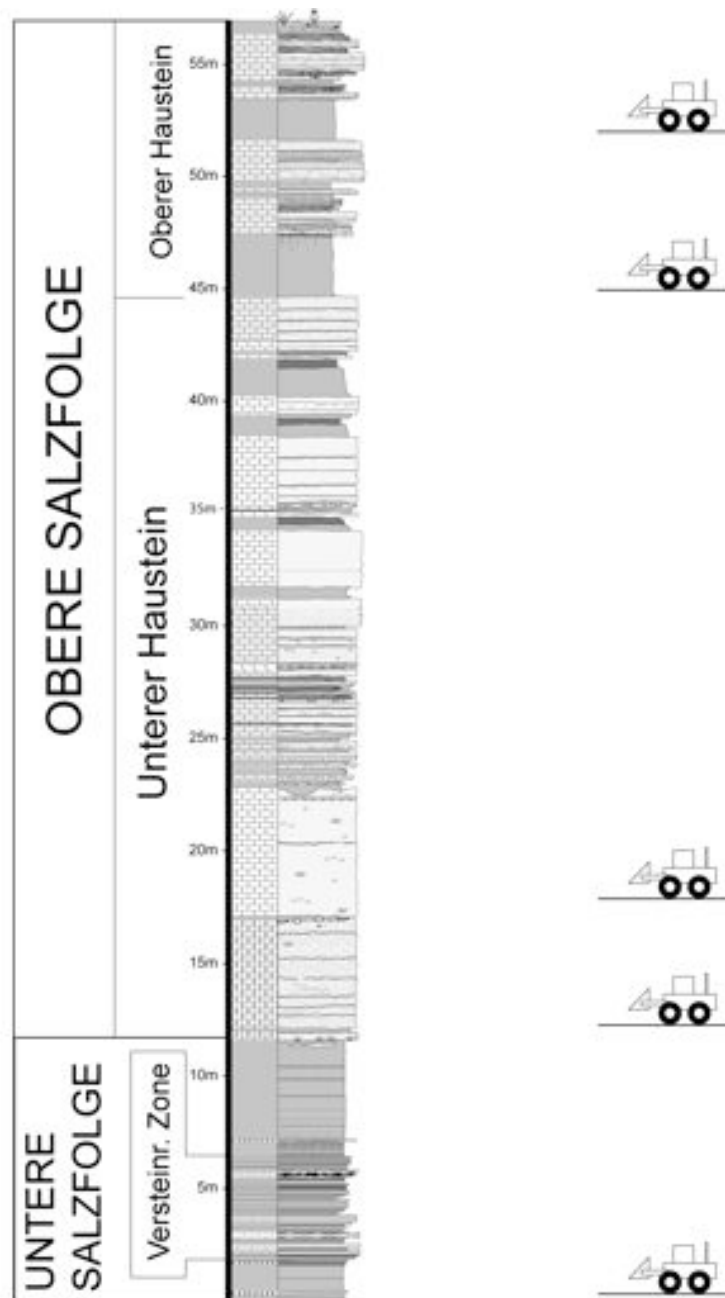


Abbildung 4.1: Übersicht und Orientierung über das Profil Altkirch. Im unteren Teil stehen die Grauen Mergel und Laminierten Mergel der Unteren Salzfolge an, diese werden vom Haustein, welcher der Oberen Salzfolge zugeordnet wird, überlagert. Zur besseren Orientierung sind die Abbauniveaus eingezeichnet

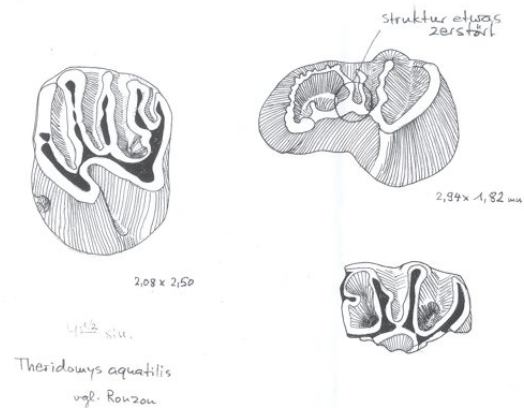


Abbildung 4.2: Zähne von *Theridomys aquatilis* aus dem Haustein (Altkirch), nach Engesser 2003. Das Urnagetier tritt zwischen den Säugetierstufen MP 18 und MP 21 auf.

40 m bunte Mergel (Marnes Variees), die Vonderschmitt (1942) als oberen Haustein ausweist. Ein rotes Mergelband, welches Vonderschmitt (1942) als Grenze zwischen Unterem und Oberem Haustein definiert, findet sich auch im Profil Altkirch etwa bei 45 m. Werden die roten Mergel von Altkirch mit denen von Hirzbach korreliert, ergeben sich für den Unteren Haustein 33,5 m; vom Oberen Haustein sind noch knapp 10 m aufgeschlossen.

4.2 Biostratigraphie

Im Rahmen der parallel laufenden Diplomarbeit von Andrea Storni (Fribourg) und dieser ist es gelungen, einen biostratigraphischen Rahmen für das Alter der Sedimente von Altkirch festzulegen. Die Sedimente wurden zu Beginn des Oligozäns abgelagert – für die Sedimente der Mittleren Salzfolge bzw. Teile davon wäre jedoch auch ein Obereozänes Alter denkbar. Die Ablagerung der Sedimentgesteine benötigte ungefähr zwei Millionen Jahre. Folgende der Organismengruppen besitzen eine biostratigraphische Relevanz:

- Säugetiere
- Characeenfrüchte (Oogonien)
- Nannoplankton
- Isopoden

4.2.1 Säugetiere

In den dunklen palustrinen Mergeln des Hausteins (OSF) wurden Zähne fossiler Säugetiere gefunden, welche nach Engesser (Naturhistorisches Museum Basel, pers. comm.) der Säugetierzone MP21 entsprechen. Leider konnte das Probenmaterial nicht orientiert entnommen werden, es entstammt grossen frisch abgespungenen Blöcken aus der Schutthalde. Jedoch liessen sich die Blöcke, denen die Proben entstammen, nachträglich dem Niveau j oder dem unmittelbar darunter liegenden Niveau i zuordnen. Die Proben wurden von Walter Oppliger (Naturhistorisches Museum, Basel) gewaschen. Zahn und Knochenfragmente wurden aus dem Schlämmrückstand ausgelesen, bei einer ersten Beprobung fanden sich drei verwertbare Zähne (Abbildung 4.2). Die Zähne wurden von B. Engesser (Basel) bestimmt und stratigraphisch eingestuft.

4.2.2 Characeenfrüchte

(Storni, 2002) beschreibt Oogonien, die aus dem Oberen Haustein (Niveau) stammen. Nach J.-P. Berger (Fribourg) lassen sich der Charophytenzone *Rabdochara stockmansii major* zuzuordnen.

4.2.3 Nanoplankton

Im Untersten Teil des Steinbruchs im Bereich der Mittleren Salzfolge treten Cocolithen auf (Kapitel 5). Allerdings lassen die gefundenen Formen keine genaue stratigraphische Zuordnung zu. (Storni, 2002) gibt für die Art *Isthmolithus recurvus* unter Berufung auf E. De Kaenel (Neuchâtel) an, dass diese Form zwischen NP19 und etwa der Mitte von NP22 vorkommt.

4.2.4 Crustaceen

Nach (Martini, 1972) ist die Isopodengattung *Eosphäroma* sp. lediglich aus dem untersten Oligozän Mitteleuropas bekannt, wo Organismen dieser Gattung mancherorts massenhaft auftreten (siehe Kapitel 5). Somit besitzen diese Massenauftritte von *Eosphäroma* sp. biostratigraphischen Leitwert. Martini (1972) unterscheidet zwei Arten *E. obstusum* und *E. margassum*, wobei die in Altkirch auftretende *E. obstusum* die phylogenetisch und stratigraphisch jüngere Art darstellt. Abbildung 4.3 zeigt die von Martini (1972) aufgelisteten Fundorte und deren stratigraphische Stellung. Das Auftreten von *Eosphäroma* sp. lässt sich somit zwischen \geq NP20 und \leq NP23 eingrenzen; wahrscheinlich ist NP21-22.

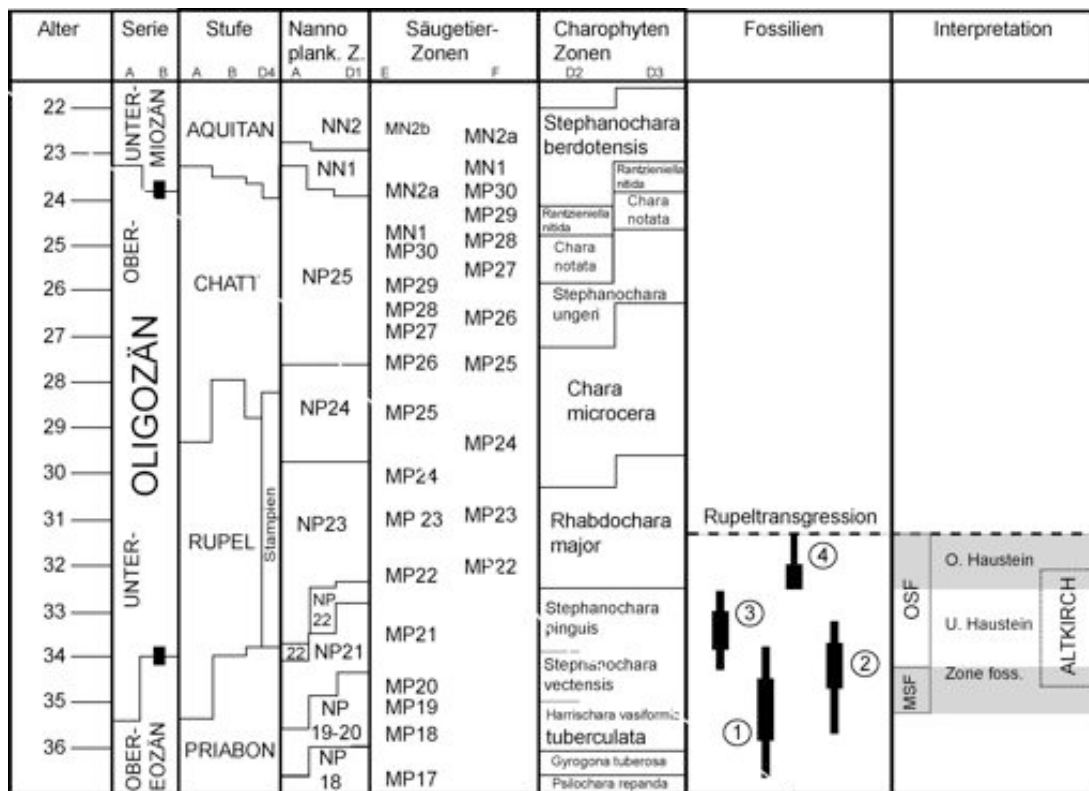
① Hampshire Becken		② Pariser Becken		③ Oberrhein-graben		④ Nordhessen	
		S. de Fontainebleau		Melette-Schichten	NP24	ober.	NP24
U. Hamstead Beds	(N)	Marnes à Huîtres		Fischschiefer	NP23	Rupelton	mittl. NP23
L. Hamstead Beds		Calc. de Sannois	(N)	Foraminiferen-Mgl.	NP23		untl. NP23
Bensbridge Beds		A. v. de Romainville		O. Pechelbronn Sch.		Bunte Mergel	
U. Readin/Osborne B.		M. blanches de Pantin		M. Pechelbronn Sch.	NP23	Melanienton	
		M. bl. d'Argenteuil		U. Pechelbronn Sch.		kohlige Sand u. Tone	
M. Headon Beds	NP20	1.		Lymneta-Mergel			
L. Headon Beds		2. Masse de Gypse					
Barton Beds	NP17	3.					
U. Bracklesham Beds	NP15	M. à Ph. ludensis	NP17				
		S. de Beauchamp					
		Calcaire grossier	NP16	Messeler Schichten			

Abbildung 4.3: Räumliches und zeitliches Auftreten von Eosphäroma im mitteleuropäischen Altertär, (Martini, 1972, nach)

4.3 Chronostratigraphische Zuordnung des Profils

Die chronostratigraphische Interpretation des Profils Altkirch basiert auf dem zeitlichen Auftreten der biostratigraphisch verwertbaren Fossilien (Abb. 4.4). Diese von Berger (1995) erstellte Tabelle zeigt eine Zusammenfassung und chronostratigraphische Interpretation magnetostratigraphischer und biostratigraphischer Zonen, wobei unterschiedliche Quellen berücksichtigt wurden. Das zeitliche Auftreten der im Profil auftretenden Leitfossilien wurde mit einem vertikalen Balken eingetragen. Da die Fossilien während einer gewissen Zeitspanne auftreten und sich je nach Autor unterschiedliche Angaben zur Dauer einzelner Biozonen finden, wurden Bereiche graphisch hervorgehoben (dicker Balken), welche für das Auftreten der betreffenden Spezies als eher wahrscheinlich erachtet werden. Für die Interpretation wurden zusätzlich die Schichtmächtigkeiten, die Position der Leitfossilien im Profil und die vergleichsweise gut datierte Meerestransgression (Graue Mergelfolge) im Hangenden der Salzfolge berücksichtigt.

Der Zeitraum, in dem die heute im Steinbruch von Altkirch aufgeschlossenen Sedimente abgelagert wurden, lässt sich somit in etwa zwischen 34,5 bis 32 Millionen Jahren eingrenzen. Die Leitfossilien aus der Mittleren Salzfolge finden sich bei etwas höheren Altern als die Leitfossilien aus der Oberen Salzfolge. Auch zwischen den Säugertieraltern aus dem Unteren Haustein und den Characeenaltern



① Nannoplankton ② Eosphäroma ③ Säuger ④ Charophyten MSF Mittlere Salzfolge OSF Obere Salzfolge ■ = GSSP
 A: Harland et al. 1989 B: Odin & Odin in Odin & Luterbacher 1992 D2: Zone from Riveline & al. correlated with column E D3: Zone from Riveline et. al. correlated with Column F
 D4: according to two different scales published by Riveline, Berger et al. 1995 E: Legrende & Bachelet 1993 F: Swiss Mammal Level

Abbildung 4.4: Chronostratigraphische Einordnung des Profils Altkirch mit Hilfe biostratigraphischer Daten. Die Daten wurden in einer stratigraphischen Tabelle (nach Berger, 1995 unpubl.) ihrem zeitlichen Auftreten zufolge dargestellt. Unter Berücksichtigung der Schichtmächtigkeiten und der hangenden Einheiten wurde der zeitliche Rahmen für die Ablagerung interpretiert.

aus dem Oberen Hausteine scheint ein Zeitsprung zu liegen.

Zwischen der Schichten an der Basis und den Schichten im Top des Steinbruchs scheint also einen Zeitintervall von ca. 2-3 Millionen Jahren zu liegen.

Nach B. Engesser (pers. comm.) und J.-P. Berger (münd. Mitt.) ist der in Altkirch vorliegende Zeitraum im terrestrischen Bereich nur schlecht erforscht. Eine genaue zeitliche Einordnung und eine Korrelation zwischen den einzelnen Leitfossilgruppen ist noch immer problembehaftet.

4.4 Sedimentologie der Mittleren Salzfolge

Im Liegenden und Hangenden der Versteinerungsreichen Zone treten graue, massige Mergel auf. Die Mergel enthalten pyritisierte Spurenfossilien und seltener inkohlte Pflanzenreste. Auf einigen Schichtflächen finden sich massenhaft pyritisierte Hydrobrien und Ostrakoden. In den Mergeln im Liegenden der Versteinerungsreichen Zone (Niveau *a*) tritt eine Gipsschicht auf, in der sich massenhaft Bryozoen finden. In den hangenden Mergeln (Niveau *c*) finden sich lokal dünnbankige Gipsarenite, die Schrägschichtungsstrukturen zeigen (Gipsturbidite?).

Die Versteinerungsreichen Zone (Abbildung 4.11o, Niveau *ba-bt*) zeichnet sich durch rhythmisch geschichtete, feinlaminierte Mergel und Plattenkalke aus, welche in Bänken von wenigen Dezimetern Mächtigkeit wechsellagen (Abbildung 4.11mol). Die Bänke lassen sich über den gesamten Aufschluss verfolgen und sind meist gleich mächtig. Einige Bänke zeigen Strukturen subaquatischer Massenverlagerungen, wie gefaltete und überschobene Schichtpakete (slumps) oder gedehnte Bänke (Boudinage, Abbildung 4.11 mor/mur), welche zu lokaler Variationen der Schichtmächtigkeit führen. Die Dicke der Laminae variiert zwischen 0,2 mm und 2 mm (Abbildung 4.11mor); in einigen Bänken nimmt sie nach oben hin deutlich zu. Die Laminae sind oft unterschiedlich gefärbt, so dass auf Bruchkanten die Schichtung als feines Streifenmuster zu erkennen ist, daher auch die Bezeichnung *Streifige Mergel*.

Im Dünnschliff lässt sich die Feinschichtung als eine Wechsellagerung zwischen feinkörnigen Lagen und „wolkigen“ Biomatten-Laminae erkennen (Abbildung 4.11mur). Die Art der Wechsellagerung ist allerdings je nach Bank recht unterschiedlich; es finden sich sowohl Wechsel in der Zusammensetzung (Mergel, Kalk, Ton), als auch in der Korngrösse. Auf den Schichtoberflächen finden sich hervorragend erhaltene Fossilien (z.B. Insekten, Fische), die in den Biomatten fixiert sind (Kapitel 5).

4.4.1 Profil Mittlere Salzfolge

Das Profil wurde entsprechend der Lithologien in Huptniveaus *a*, *b*, *c*,... gegliedert, die dementsprechend noch weiter unterteilt werden *aa*, *ab*, *ac*,

Niveau *a*: ~ 140 cm graue Mergel und Gipsschicht.

***aa*:** Basis; 5 cm grünlicher, sandiger Mergel auf der Schichtoberseite Kriechspuren (Hydrobia?). Darüber ~ 15 cm bläulichgraue, homogene, Mergel; plattig-dünnbankig. Feine, wenige mm lange, fadige, Spurenfossilien in pyritisierter Erhaltung. Auf einigen Schichtflächen treten massenhaft pyritisierte Hydrobrien und Ostrakoden auf.

ab: ~ 20 cm plattig spaltende Gipsschicht, die von feinen Mergelbänken durchzogen wird. Mancherorts ist noch eine laminierte Schichtung erkennbar. Im Gips findet sich Bryozoenschill (siehe Kapitel 5), Storni (2002) beschreibt *Coccolithus pelagicus* und Foraminiferen.

ac: ~ 110 cm bläulichgraue, homogene Mergel. Brechen wie Tonsteine in eckige Brocken. Im Sediment tritt feinverteilt, manchmal wolbig angereichert, framboidaler Pyrit (Abbildung 5.29ml) auf. In einigen, wenige mm messenden Lagen ist Pyrit angereichert (cm-dm Abstand) und verleiht den Mergeln ein streifiges Aussehen.

Niveau b: ~ 490 cm laminierte Kalke und Mergel der Versteinerungsreichen Zone. Fossilreich; mit Pflanzen, Arthropoden, Mollusken und Fische, teils artikulierter Erhaltung.

ba: ~ 20 cm graue, gipsführende, feinlaminierte Mergel. Feine Gipszwischenlagen sedimentären Ursprungs. Fossilien: lagenweise auftretend Stechmücken.

bb: ~ 45 cm laminierte tonige Mergel, nach oben zunehmend kalkiger: Eckiger Bruch, schlechte Spaltbarkeit; vergleichsweise fossilarm, farbige Schichtflächen, keine Anzeichen von Biomatten. Kleine geringmächtige (cm) Mergelbänken eingeschaltet.

bc: ~ 17 cm plattige Kalke; deutliche Streifung durch lagenweise angereicherten Pyrit (Abbildung 4.11mur).

bd: ~ 10 cm laminierte, tonige Mergel; fossilarm und eckiger Bruch.

be: ~ 25 cm grauer mergeliger Kalk. Schichtung dünn (wenige cm) bis laminiert. Fossilien; lagenweise treten massenhaft pyritisierte Gammariden auf.

bf: ~ 20 cm, wie *bd*.

bg: 20-30 cm grauer, mergeliger Kalk; bioturbat. Schichtung in Folge von subaquatischen Hangrutschungen boudiniert (Hangrutschungen, 4.11mol).

bh: 50-60 cm, wie *bb*, an der Basis tonig.

bi: ~ 40 cm, „Mückenkalk“; hellbeiger bis orangebrauner Plattenkalk, Top und Basis mergelig. Gute Spaltbarkeit und rauhe Schichtoberflächen (Biomatten), quarzreich. Fossilreich; Pflanzen und Insekten (massenhaft Stehmücken). Es finden sich Mikroturbidite, welche eine Strömung nach W zeigen (Düringer, 1988, Abb.??u).

bj: ~ 20cm, wie *bd*.

bk: ~ 40cm „Fischplatten I“; dunkelgrauer, organisch reicher, plattiger bis laminiertes Mergel mit glatten, tonigen Schichtflächen von ausserordentlich guter Spaltbarkeit. Wechsel zwischen Biomatten, Ton- und Mergellagen; nach oben kalkiger. Fossilreich; Arthropoden, Mollusken Fische und Pflanzenreste.

bl: ~ 25 cm wie *bb*; an der Basis tonig.

bm: ~ 27 cm grauer-dunkelgrauer, plattig spaltender, laminiertes Mergel, nach oben kalkiger. Glatte, meist unterschiedlich gefärbte Schichtflächen und gute Spaltbarkeit.

bn: ~ 14 cm wie *bd*, aber bioturbat wie *aa*.

bo: ~ 40 cm „Fischplatten II“; wie *bk*, aber feinere Schichtung und schlechtere Spaltbarkeit.

bp: ~ 15-20 cm wie *bd*, enthält Mollusken und Fischreste.

br: ~ 20 cm zwei hellbeige, harte quarzreiche, Plattenkalkbänke mit splinterigem Bruch. Darunter dunkle, mergelige Abscherhorizonte. Fossilien; Stehmücken.

bs: ~ 25 cm wie *bd*, jedoch etwas bessere Spaltbarkeit und farbige Schichtoberflächen. Fossilhaltig; Arthropoden und Pflanzenreste.

bt: ~ 35 cm wie *bm*, fossilreich; Arthropoden und Pflanzenfossilien.

Niveau c: ~ 520 cm graue massige Mergel. In den unteren 10 cm Bioturbation wie *aa*, darüber wenige Zentimeter lange und mehre mm breite, meist subvertikal verlaufende Grabgänge. Etwa 40 cm über der Basis tritt lokal eine Gipsarenitschicht mit Schrägschichtungsstrukturen auf.

4.4.2 Interpretation des Ablagerungsraums

Graue Mergel und Gips: Die Mergel stellen Sedimente eines pelagischen Ablagerungsraumes dar. Das Auftreten pyritisierter Grabgänge und Fossilien weist auf ein sauerstofffreies Sediment und ein sauerstoffverarmtes Bodenwasser (?disoxisch) hin. Die Grabgänge können im Sinne von Pemberton (2003) als Skolithos-Cylindrichnus-Ichnofazies beschrieben werden, welche wiederum eine typische Brackwasserassoziation darstellen. Während Fossilassoziation und Lebensspuren auf Brackwasser hindeuten, lässt das Auftreten von Gips auf Hyper-salinität schließen. Nach Fontes *et al.* (1991) besitzen die Gipse eine nichtmarine Isotopensignatur, die sich durch das Lösen und Wiederausfällen permotriassischer Evaporite erklären lässt.

Versteinerungsreiche Zone: Düringer (1988) und Storni (2002) haben die rhythmisch geschichteten Laminiten der Versteinerungsreichen Zone als Varven beschrieben, wobei Storni den Ablagerungsraum als Lagune ansieht und Düringer ihn als salinen See interpretiert. Die Bezeichnung Varve ist allerdings auf eine zyklische Sedimentation im Jahresrhythmus beschränkt (Gilbert, 2003) und beinhaltet bei fossilen Sedimenten bereits einiges an Interpretation, weshalb in dieser Beschreibung der rein deskriptive Begriff Laminit gewählt wurde.

Plattenkalke und laminierte Mergel sind aus limnischen, lagunären und marinen Ablagerungsräumen beschrieben worden (z.B. Wetzel, 1991; Hemmler & Swinburne, 1991). Eine genaue Interpretation des Ablagerungsraumes kann also nur unter Berücksichtigung der palökologischen Befunde erfolgen; die Faunenassoziation der Versteinerungsreichen Zone spricht für einen limnischen bis brackischen Ablagerungsraum (Kapitel 5).

Der Gehalt an hervorragend erhaltenen Fossilien (Kapitel 5), organischem Material (TOC) inklusive gut erhaltener Biomoleküle, framboidalem Pyrit und das Fehlen von Benthos und Bioturbation in den meisten Horizonten sprechen deutlich für ein stark an Sauerstoff verarmtes, wahrscheinlich anoxisches Bodenwasser. Das schichtweise Auftreten einzelner benthischer Arten oder von Spuren deutet auf zeitweilige, wenn auch nur geringfügige, Durchlüftung (dysoxisch) (z.B. Sageman *et al.*, 1991; Savrda *et al.*, 1991, Abschnitt 5) des Bodenwassers hin.

Nach Wetzel (1991) wird die Bildung TOC-reicher Sedimente durch die Sauerstoffzufuhr in Folge von Zirkulation des Oberflächenwassers einerseits und den Verbrauch von Sauerstoff durch die Oxidation organischen Materials andererseits kontrolliert. In randmarinen Becken und in Seen ist mangelnde Sauerstoffzufuhr aufgrund thermohaliner Wasserschichtung meist der Hauptgrund für ein an Sauerstoff verarmtes Tiefenwasser und die Ablagerung TOC-reicher Sedimente (Wetzel, 1991). Thermohaline Wasserschichtung erfolgt aufgrund eines Dichtekontrastes zwischen der oberen und der unteren Wasserschicht, entweder wegen

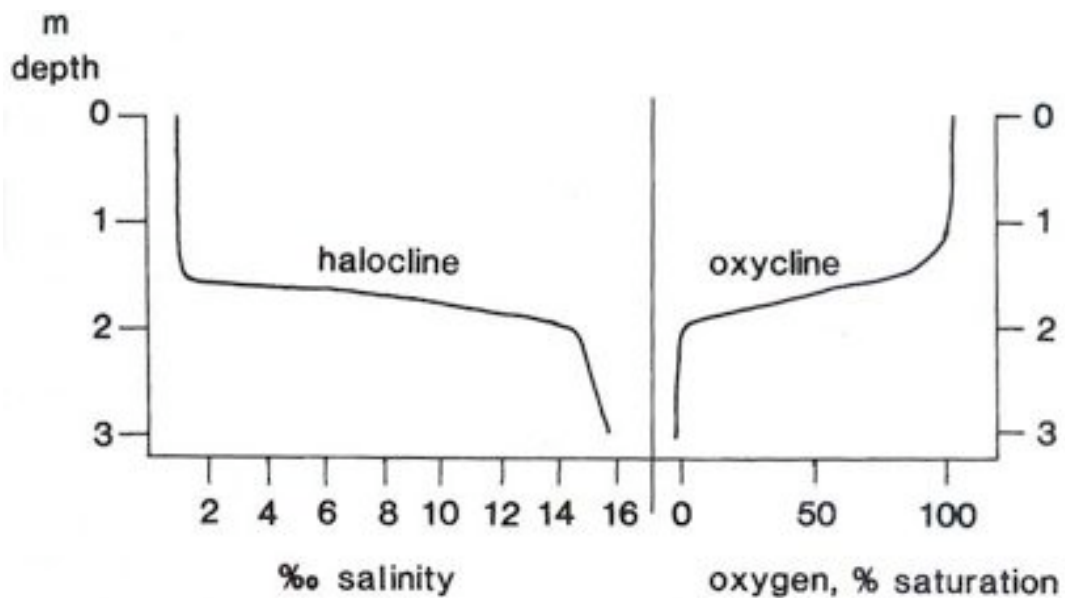


Abbildung 4.5: Eine lagunäre Halokline; innerhalb von Swanpool, Cornwall, England (nach Barnes, 1994). Unterhalb der Halokline ist das Wasser Sauerstofffrei.

eines Temperaturunterschiedes³ (thermisch) oder eines Salinitätskontrastes⁴ (halin). Abbildung 4.5 zeigt ein rezentes Beispiel von sauerstofffreiem Bodenwasser in einer Lagune mit haliner Wasserschichtung. Aufgrund von haliner Wasserschichtung unterhalb der Pyknokline ist das Wasser sauerstofffrei. Abbildung 4.6 zeigt ein schematisches Modell für die Entstehung der Plattenkalke und Laminite der Green-River-Shales (nach Boyer, 1982) in einem See mit permanent stratifiziertem Wasserkörper und anoxischem Tiefenwasser (meromiktischer See). Die Laminite entstanden im salinaren sauerstofffreien Bodenwasser der Seen (Monimolimnion). Die oberen durchlüfteten Wasserschichten (Mixolimnion) enthielten Süßwasser und waren mit Sauerstoff durchmischt. Die stabile Schichtung des Wasserkörpers erfolgte aufgrund haliner Stratifizierung des Wasserkörpers.

Eine weitere Frage ist es, in welcher Wassertiefe die Sedimente der Versteinerungsreichen Zone abgelagert wurden und welche Ausdehnung das Gewässer hatte.

Damit ein Sediment unter stagnierenden Bedingungen abgelagert werden kann, bedarf es eine Mindestwassertiefe. Die oberen Wasserschichten eines Gewässers werden durch Wind und Wellen täglich durchmischt und sind aus diesem Grund

³kühleres Wasser ist dichter als warmes Wasser, der Dichtekontrast nimmt mit steigender Temperatur zu (siehe Talbot & Allen, 1998)

⁴mit steigendem Salzgehalt steigt die Dichte des Wassers

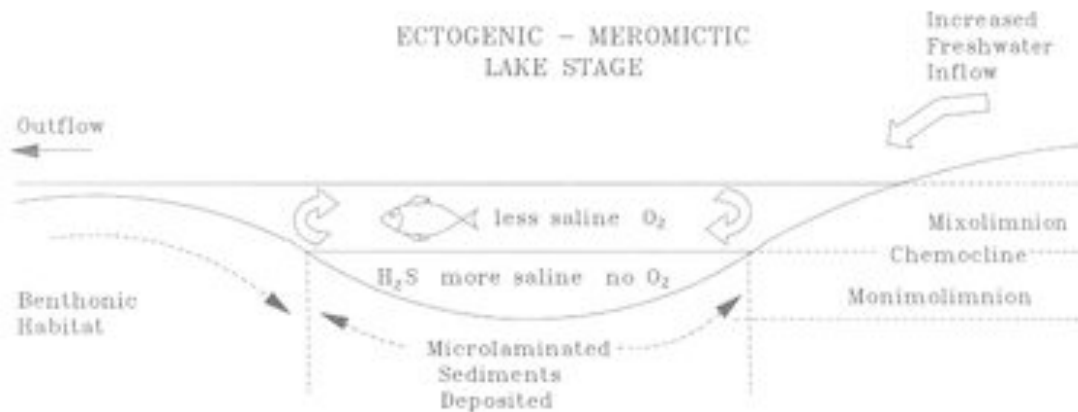


Abbildung 4.6: Ablagerungsmodell von laminierten Kalken und Mergeln im Tiefwasser eines Meromiktischen Sees (nach Boyer, 1982).

permanent mit Sauerstoff gesättigt. In Seen temperierter Klimazonen sorgen saisonale Umwälzungen des Wasserkörpers in der Regel für permanent oxische Verhältnisse im Bodenwasser. Ein entscheidender Faktor für die windinduzierte Durchmischung eines Wasserkörpers ist die Windstreichlänge (fetch). Je grösser die Windstreichlänge, desto tiefer geht die windinduzierte Durchmischung des Oberflächenwassers mit Sauerstoff.

In kleinen meromiktischen Seen oder Lagunen, ist die windinduzierte Durchmischung gering und das Wasser kann deshalb schon in geringer Tiefe keinen Sauerstoff mehr aufweisen (z.B. Abb. 4.5). In grossen Gewässern hingegen liegt die Chemokline aufgrund stärkerer Durchmischung tiefer. Beispielsweise ist das Wasser im *Green Lake* (NY, USA/ ca. 1,5 km Durchmesser) schon bei einer Tiefe von 20 m sauerstofffrei, während das Wasser im ebenfalls meromiktischen *Tanganyika-See* (ca. 660 km x 80 km) erst in einer Tiefe von 200 m anoxisch wird (siehe Talbot & Allen, 1998). In marinen Schelfgebieten entstehen Schwarzschiefer in einer an Sauerstoff abgereicherten Zone, die sich unterhalb einer stabilen Thermokline in Tiefen zwischen 30 m und 200 m befindet (Wetzel, 1991).

Die Grösse des Gewässers, in der die Sedimente der Versteinerungsreichen Zone abgelagert wurden scheint im Unteroligozän den gesamten südlichen Rhein-graben bedeckt zu haben; Evidenzen dafür liefern Lithostratigraphie (Kapitel 2) und die Insektentaphozönose (Kapitel 5).

In diesem ausgedehnten Gewässer waren Wellenbewegung und die Durchmischung des Oberflächenwassers sicherlich bedeutend, so dass stagnante Bedingungen wahrscheinlich erst ab Wassertiefen von mehreren Zehnermetern vorlagen.

Einige Schichten enthalten Spuren und Reste einer benthischen Fauna, die eine zeitweilige Durchlüftung des Bodenwassers kann auf zwei Arten erklärt werden:

1. Kalke und Mergel wurden in unterschiedlichen Wassertiefen abgelagert, die

Kalke stellen Flachwassersedimente dar, während die Mergel im tieferen Wasser abgelagert wurden.

2. Unterschiedlicher Zufluss von Süßwasser; während humider Klimaperioden erfolgt der Eintrag von terrigenem Material und „schwerer“ Suspension.

Beide Interpretationsmöglichkeiten haben jedoch Pegelschwankungen Folge. Das Resultat wäre in beiden Fällen, dass die Mergel in tieferem und die Kalke in flacherem Wasser abgelagert wurden.

Interpretation: Bei den Laminiten der Versteinerungsreichen Zone handelt es sich um Ablagerungen im tieferen Bereich eines meromiktischen Sees, wobei zeitweise marine Einflüsse wahrscheinlich sind. Die Sedimente wurden in tieferem Wasser (wenige 10er m) unter stagnierenden Bedingungen (anoxisch und ohne Strömung) abgelagert. Dies führte zur Erhaltung von artikulierte Fossilskeletten und ursprünglichen Sedimentstrukturen. Auch Hangrutschungen, Turbidite und Feinschichtung sind typische Merkmale einer Tiefwasserfazies.

Die Rhythmische Feinschichtung lässt sich am ehesten mit saisonalen Sedimentationswechseln erklären: Erhöhter Terigeneintrag in Folge von Regenzeiten, oder aber saisonal erhöhte biologische Produktion führte höchstwahrscheinlich zur rhythmischen Wechselschichtung. In diesem Sinne können die Laminite als Varven interpretiert werden.

Mitunter kam es zur Durchlüftung des Bodenwassers und zu wahrscheinlich dysoxischen Verhältnissen, so dass sich einige wenige Arten auf und im Weichboden etablieren konnten (Kapitel 5). Die Wechsellagerung zwischen Plattenkalken und laminierten Mergeln wird als Resultat von Seepegelschwankungen aufgefasst.

4.5 Sedimentologie der Oberen Salzfolge

Der Obere Salzfolge liegt in Form des sogenannten Hausteins vor. Die Ablagerungen des Hausteins bestehen aus Wechsellagerungen von Kalken, Kalksandsteinen, Mergeln und dünnen Lignithorizonten. Die Bänke haben oft eine unregelmässige, wellige Morphologie; anstatt scharfer Schichtgrenzen beobachtet man häufig einen unregelmässigen Übergang von Kalk zu Mergel. Während dünnere Bänke häufig lateral auskeilen, lassen sich die prominenten Bänke und Mergelhorizonte lateral über den gesamten Aufschluss (mehrere 100m) verfolgen, zeigen aber geringfügige Mächtigkeitsschwankungen.

Die Sedimente zeigen deutliche Merkmale einer Flachwasserfazies, wie Schrägschichtung, Rippelmarken, Ooide, Onkoide, Schilffreste und Stomatolithen. In nahezu allen Schichten finden sich Hinweise auf ein zeitweises Trockenfallen und beginnende Bodenbildung, wie Durchwurzelung und Verkarstung. Der Ablagerungsraum kann als limnisch bis terrestrisch interpretiert werden. Die Ablagerun-

gen entstanden im Uferbereich eines Sees, welcher wiederholt verlandete, was zu beginnender Pedogenese führte.

4.5.1 Palustrine Fazies

Der Begriff, Palustrine Fazies (lat. palus; Sumpf) wurde ursprünglich von Freytet (1964) für lakustrine Karbonate, welche deutliche Spuren von Emersion oder einer pedogenen Überprägung zeigen eingeführt (Freytet & Plaziat, 1982; Freytet, 1984, siehe auch). Allerdings wurden vergleichbare pedogene Modifizierungen auch an lagunär und an marin abgelagerten Karbonaten festgestellt (Bain & Foss, 1993). Im Sinne von Platt & Wright (1992) wird der Begriff wie auch in dieser Arbeit im weitesten Sinne für pedogen überprägte Karbonate verwendet, unabhängig von deren primären Genese. Abbildung 4.7 zeigt ein Ablagerungsmodell für palustrine Karbonate (nach Freytet & Plaziat, 1982, Darstellung verändert). Im niedrigenergetischen Uferbereich eines flachen Sees abgelagerte Karbonate, fallen aufgrund von Seegelschwankungen trocken und werden pedogenetisch modifiziert; Durchwurzelung, syngedimentäre Brekzierung und Lösungserscheinungen entlang von Rissen sind Charakteristika für diesen Ablagerungsbereich (Freytet & Plaziat, 1982).

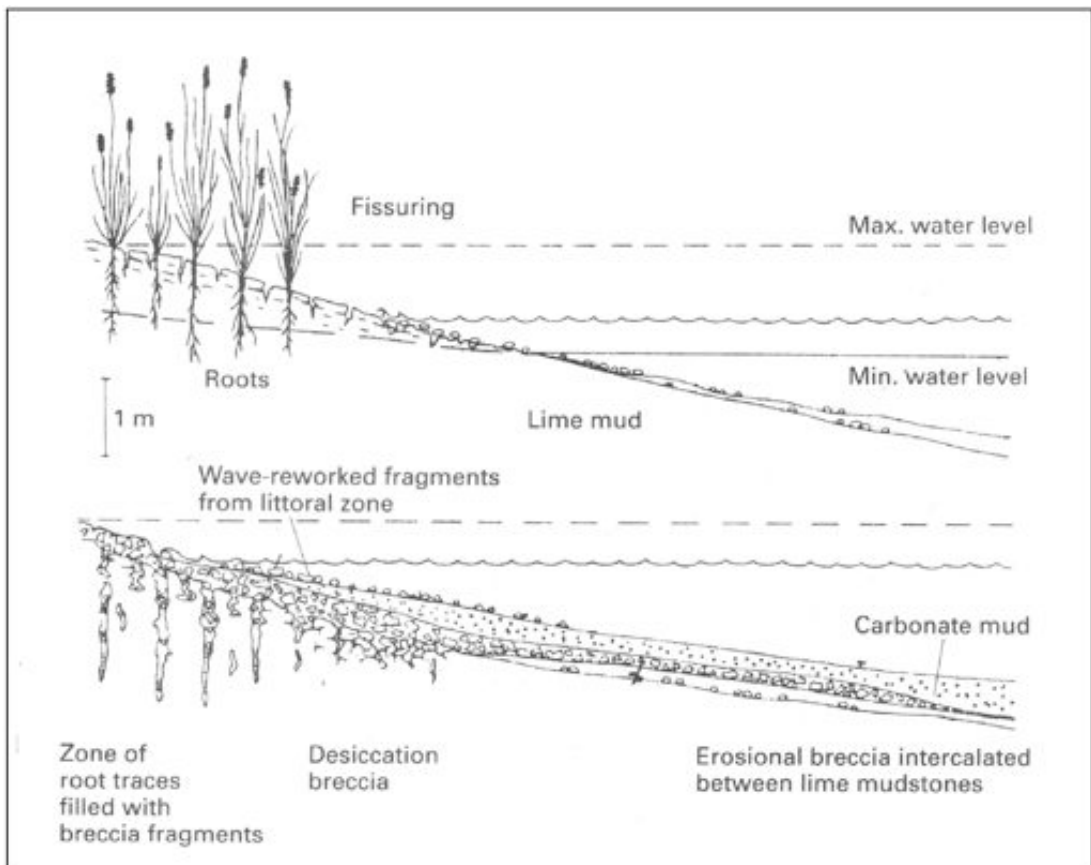


Abbildung 4.7: Ablagerungsmodell für palustrine Karbonate, (nach Freytet & Plaziat, 1982, Darstellung verändert).

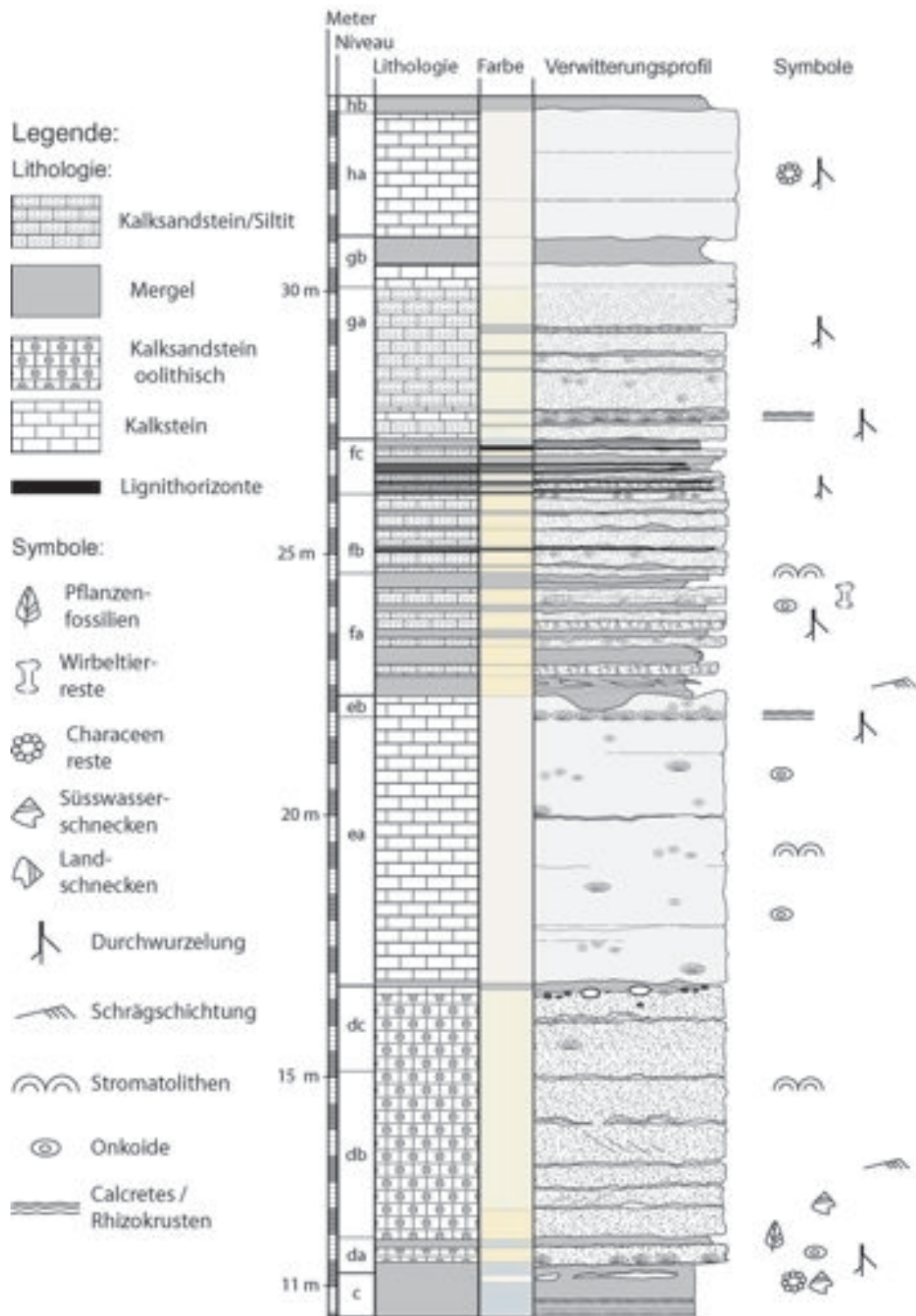


Abbildung 4.8: Hausteinprofil I; unterer Teil der Hausteinabfolge im Steinbruch am Rebberg bei Altkirch.

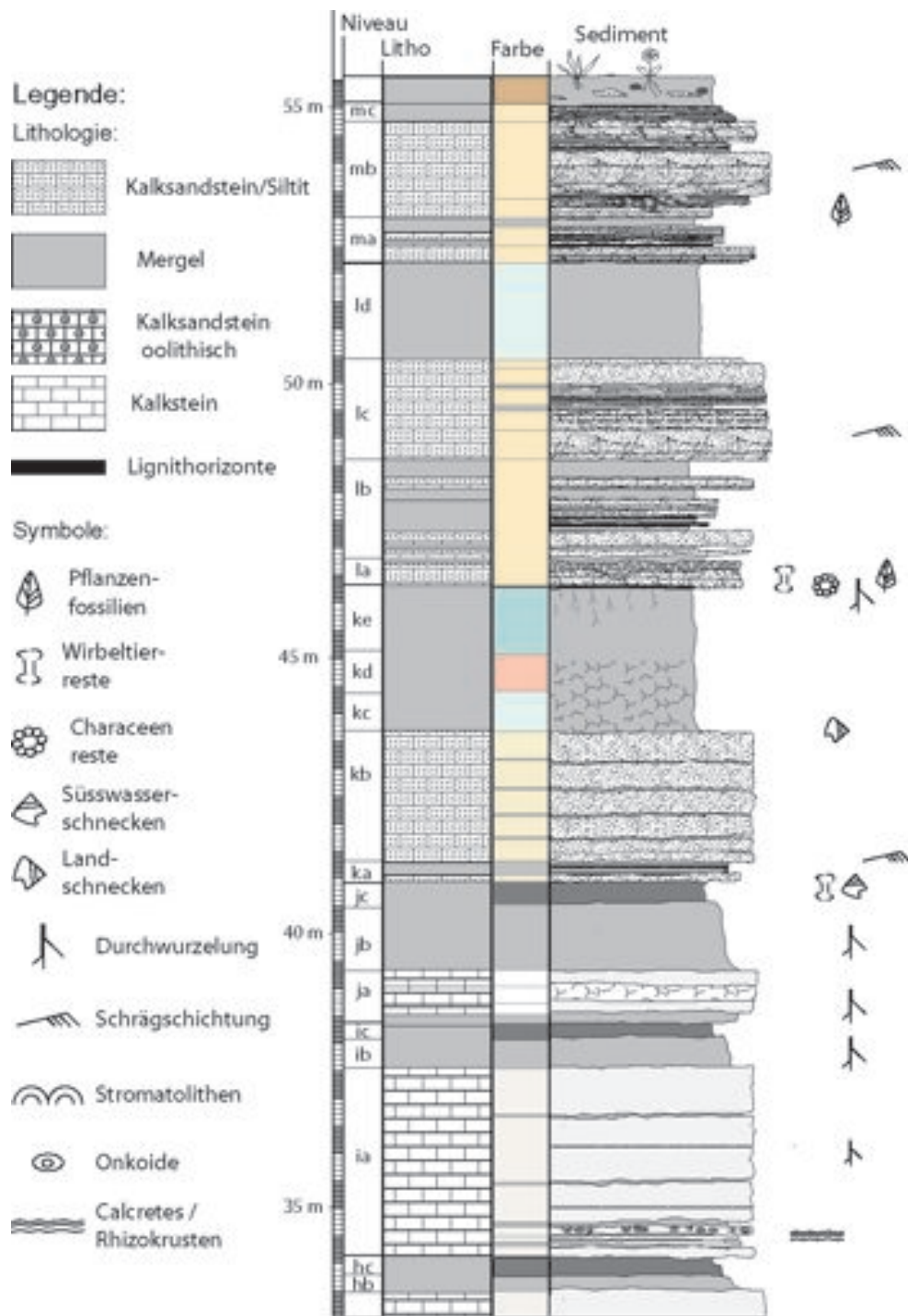


Abbildung 4.9: Hausteinschichten II, oberer Teil der Hausteinschichtenabfolge im Steinbruch am Rebburg bei Altkirch.

4.5.2 Profilbeschreibung Haustein

Abbildung 4.8 und Abbildung 4.9 zeigen das Profil des Hausteins im Steinbruch am Rebberg bei Altkirch. Das Verwitterungsprofil soll einen Eindruck des real Beobachteten vermitteln. Die Angaben zur Karbonatklassifikation beziehen sich auf Dunham (1969).

Basis: Niveau *c* – Graue Mergel der Mittleren Salzfolge.

Niveau *d*: Hellbeiger ooidführender Kalkarenit. Bankung unregelmässig, dickbankig (dm-m), bioturbat, reliktsche Schrägschichtungsstrukturen sind vielerorts erkennbar (Abb.4.12ol); auf einigen Schichflächen schlecht erhaltene Rippelmarken. An der Basis mergelige, weiter oben krustenartige, mikritische Zwischenschichten (Biolaminite?). Fossilarm; selten Einzelfunde von Süßwasserschnecken (*Lymnea?*). Mikrofaziell Packstones, enthalten Extraklasten (Echinodermenbruchstücke, Ooide) aus mesozoischen Kalken; hauptsächlich Hauptrogenstein (Abb.4.12 umr/ul). Viele der Extraklasten sind konzentrisch umkrustet; einschichtig (Rindenkörner) oder Mehrschichtig (Ooide, Abb.4.12ul). Lösungshohlräume (fenestrae porosity) treten häufig auf (Abb.4.12uml). Daneben treten Grapestones, Intra-klasten (Abb. 4.12mor) und einige Bioklasten auf.

***da*:** Basis unterschiedlich ausgebildet und lokal Aufarbeitung: Unterhalb des Brechers findet sich eine Süßwasserkalkbank, die z.T. boudiniert ist. Darüber folgen mehrere dm feingeschichtete Mergel. Darüber, an der Basis der hangenden Kalksandsteinbank, findet sich eine dünne Mikritlage mit z.T. gut erhaltenen Pflanzenresten. Ungefähr 100 m westlich davon fehlt die Süßwasserkalkbank, an der Basis finden sich lokal, bis 20 cm messende „Riesenkoide“, sowie aufgearbeitete Stromatolithen. Einige Zehnermeter westlich davon fanden sich in der basalen Kalkarenitbank Wurzelspuren.

***db*:** Im mittleren Teil typische Wechsellagerung von Kalkareniten und Mikritkrusten (Abb.4.12ur) (Biolaminite?) oder Stromatolithbiohermen (Abb.4.12 mol).

***dc*:** Im oberen Teil Kiesel aus mesozoischen Kalken (Abb.4.12 oro/oru); überwiegend Hauptrogenstein und Malmkalk, vereinzelt Muschelkalk?, sowie grosse Gerölle tertiärer Kalke (Melanienkalk?). Vermehrt Stromatolithbioherme, welche Bänke und Gerölle (Abb.4.12ol) überkrusten.

Niveau *e*: Hellbeige, kreidig-merglige Kalke. Bankung unregelmässig; geringmächtige Mergelfugen, dickbankig (m); mikrofaziell Wackestone. Vereinzelt grosse

Intraklasten (Onkoide und Stromatolithenfragmente) und Extraklasten (tertiäre Gerölle, Sandfraktion mesozoischer Kalke). Mächtigkeit, ca. 5.5 m.

eb: Oberkante erosiv, wellig; einige dm darunter ca. 20 cm mächtige, dunkelbraune, laminierte Kalkkruste (laminar calcrete), unmittelbar unterhalb stark verkarstet; Karsthohlräume mit Hundezahnzement gefüllt.

Niveau f: Ockerbraune, dezimetermächtige, mergelige Kalksandsteinbänke, mit teils sandigen Mergelfugen, mikrofazial Packstones; enthalten einen hohen Anteil mesozoischer Extraklasten (Sandfraktion) und ca. 10-20% Quarz. Schichtung sehr unregelmässig, einzelne Bänke keilen lateral aus, mancherorts kanalartige Strukturen (channels). Mergelfugen; grau bis beigebraune Mergel, enthalten manchmal Lignit. Die Sandsteine enthalten oft bräunliche Onkoide und sind häufig durchwurzelt. Die bräunlichen Onkoide sind häufig lokal zu Onkoid-Rudstones angereichert; teils grosswüchsig, enthalten aber lediglich Hohlformerhaltungen von Pflanzenresten (Stengel). In einem Onkoid-Rudstone wurde ein Wirbeltierrest (Schilkröte?) gefunden. Mächtigkeit, ca. 5 m.

fa: Ockerbraune Kalksandsteine (mit mesozoischen Extraklasten). An der Basis grobsandige Mergel mit Schrägschichtungsstrukturen, stark durchwurzelt.

fb: Ockerbraune, mittelbankige Kalksandsteine, onkoidreich.

fc: Mergel und Kalksandsteine; im oberen Bereich viele Lignitflözchen.

Niveau g: Beige feinsandige bis mikritische Kalke, untergeordnet Mergel. Mächtigkeit, ca. 3 m.

gb: Beigebraune mittelbankige Feinsandsteine, im unteren Teil eine stark pedogenetisch überprägte Kalkbank mit Rhizolithkusten (Abb.4.16ml).

gc: Hellbeige, dickbankige, mikritische Kalke mit sparitisch verfüllten Lösungshohlräumen entlang von präexistenten Wurzeln (Phytokarst). Mikrofazial Mud-Wakestone; Phytokarst, teils sparitisch, teils eisenhydroxidisch verfüllt. Stark rekristallisierte Schalenbruchstücke, Characeenreste und Calcisphären (Dinoflagellaten?). Im oberen Teil fließender Übergang zu hellbeigem Kalkmergel.

Niveau h: Hellbeige, mikritische Kalke, darüber graue Mergel. Mächtigkeit ca. 3 m.

ha: Hellbeiger, dickbankiger Kalk, stark verkarstet (Phytokarst). Mikrofazies wie *gb*.

hb: Graue, kantig brechende, massige Mergel enthalten Rutschharnische (sli-ckensides, Abb. 4.15or)

hc: Dunkelgraue Mergel, reich an organischem Material (u.a. Lignit) und lokal fossilführend (Gastropoden, Characeen, Wirbeltierreste). Häufig von einer Lignitlage überdeckt.

Niveau i: Palustrine Kalke und Mergel. Mächtigkeit, ca. 4,3 m.

ia: Wie *ha*, stark pedogen modifiziert. Wurzelspuren vertikal bis zu einem Meter lang. An der Basis Mergel sowie geringmächtige, fossilhaltige Kalkbänke (Onkoide und Süßwasserschnecken)

ib: Wie *hb*.

ic: Wie *hc*.

Niveau j: Palustrine Kalke, darüber Mergel. Mächtigkeit ca. 2,5 m.

ja: Wie *ha*, mittlere Bank enthält eine Aufarbeitungsbrekzie.

jb: Wie *hb*.

jc: Wie *hc*.

Niveau k: Kalkfeinsandsteine, darüber bunte Mergel. Mächtigkeit, ca. 5,5 m.

ka: Mergelige, dünplattige Kalksansteinbänkchen und Mergel.

kb: Beige-ockerfarbene Kalkfeinsandsteine, mittelbankig, schräggeschichtet, auf der Oberkante zerdrückte Steinkerne von Landschnecken (*Helix* sp.).

kc: Graugrünliche, massige, bröckelig brechende Mergel.

kd: Rötliche, massige, bröckelig brechende Mergel.

ke: Grüne, massige, bröckelig brechende Mergel, enthalten Pyritkonkretionen, im oberen Teil tiefgründig durchwurzelt, von dünner Lignitlage überdeckt.

Niveau l: Schräggeschichtete Kalksandsteine und Mergel. Mächtigkeit, ca. 5,8 m.

la: Orangebraune, mergelige, dünnbankige, Kalkfeinsandsteine, mit unregelmässiger bis zu einige dm mächtiger Aufarbeitungslage (Grobsand bis Feinkies): Durchwurzelt von Netzwurzeln (Schilf?) neben Intraklasten, Pflanzenreste, feine Umkrustungen von Schilfstengeln, Charophytenreste und Krokodilreste (Abb.4.17ul/um).

lb: Komplex von orangen, mittel-dickbankigen Kalkfeinsandsteinen mit HCS-Strukturen, auf Bankoberflächen Rippelmarken (Abb.4.17ml/mr); feinplattige, mergelige Kalksandsteine mit Pflanzenfossilien.

lc: Gelbbraune, plattige (cm), mergelige Kalksandsteinbänkchen, mit bräunlichen Mergelzwischenlagen.

ld: Graugrünliche, massige, bröckelig brechende Mergel.

Niveau l: Kalksandsteine und Mergel; ca.5,10 m

ma: Dünnbankige, mergelige Kalkfeinsandsteine mit Blattabdrücken und tonige Mergel.

mb: Wie *ic*, stark verkarstet; Karsttaschen verfüllt mit umkrusteten Buntsandsteinkieseln mit schwarzem speckigem Glanz und Bohnerz (Abbildung 4.17or).

mc: Teils erodierte, dünnbankige Kalksandsteine, darüber rezenter Lehm-boden.

4.5.3 Interpretation des Ablagerungsraumes

Duringer (1988) hat die Sedimente des Hausteinabfolge im Steinbruch am Rebberg als marginal lakustrine, fluviatile und palustrine Ablagerungen beschrieben. Freytet *et al.* (2001) beschreibt fünf Arten von Süßwasseralgen aus dem Haustein des Steinbruch am Rebberg, darunter einige neue Arten. Storni (2002) fand marine Einflüsse und interpretierte Teile des Profils als lagunäre Ablagerungen. Allerdings gründet seine Interpretation auf die Funde mariner Fossilreste, wie z.B. Echinodermenbruchstücke, die in dieser Arbeit als mesozoische Extraklasten aufgefasst werden. Aufgrund der Fossilarmut ist der Ablagerungsraum einiger Bänke allerdings fraglich.

Die Kalksandsteine in Niveau *d* können sedimentpetrographisch und lithologisch mit den Ooidischen Kalkareniten am Isteiner Klotz korreliert werden und somit mit der Fan-Delta-Sedimentation am Schwarzwaldrand (Kapitel 2). Die Vogesen sind als Liefergebiet unwahrscheinlich, da das Beckenzentrum westlich von Altkirch im Graben von Dannemarie lag (z.B. Blanc-Valleron & Schuler, 1997, Abb. 8.1). Der Schweizer Jura südlich von Altkirch kommt als Liefergebiet nur für Lithoklasten des Malms in Frage (Kapitel 2). Die mesozoischen Lithoklasten in Altkirch sind kleiner als die vom Isteiner Klotz und die Hauptrogensteinooide sind fast immer zerbrochen, was auf einen längeren Transportweg hindeutet. Aufgrund sequenzstratigraphischer Überlegungen werden die Kalkarenite bei Istein und Kleinkembs allerdings zur Mittleren Salzfolge gerechnet (Kapitel 2). Möglicherweise setzte die Schüttung am Gebirgsrand (Isteiner Klotz) früher ein als im Grabeninneren (Wittmann, 1949; Schad *et al.*, 1955). Es finden sich Merkmale einer ereignisgesteuerten Sedimentation; Wechsel zwischen Mikrobialitwachstum, Schüttung, und periodischem Trockenfallen (Durchwurzlung, Verkarstung und Vadose Zemente) deuten auf einen schwankenden Seepegel hin (Düringer, 1988; Düringer & Gall, 1993). Als Ablagerungsraum für Niveau *d* wird ein deltaischn beeinflusster, hochenergetischer Flachwasserbereich eines grossen Sees mit wiederholten Pegelschwankungen angenommen. Die Sandsteine werden als distale Schüttungen der Fan-Delta-Systeme vom Schwarzwaldrand angesehen.

Das Auftreten von feinkörnigeren Sedimenten in Niveau *e* spricht für einen etwas niedrigerenergetischeren Ablagerungsraum. Das Auftreten grosser Klasten wiederum spricht für einen ufernahen Ablagerungsraum. Niveau *e* wird als geschützte Flachwasserzone eines grossen Sees (z.B. windgeschützte Bucht) interpretiert. Die Calichekruste (laminar calcrete) in Niveau *eb* stellt einen gut entwickelten Paläoboden dar und deutet auf einen drainierten Boden in einem relativ trockenen Klima und somit auf einen Hiatus hin.

In Niveau *f* treten, wie in Niveau *d*, mesozoische Extraklasten auf; das Niveau kann ebenfalls sedimentpetrographisch mit den Fan-Deltas vom Schwarzwaldrand (Kapitel 3) korreliert werden. Düringer & Gall (1994) beschreiben aus Niveau *f* autochthone Stromatolithumkrustungen von Schilfstengeln; die Schilfstengel sind als Hohlform erhalten; die Erhaltungsform deutet auf eine schnelle, ereignisgesteuerte Sedimentation hin. Lokale Anreicherungen von Onkoiden zu Rudstones werden als Zusammenspülungen im Uferbereich aufgefasst. Mergel und Lignite (Torf) wurden im sumpfigen Uferbereich abgesetzt; die Lignitlagen wurden aufgrund schneller Überdeckung (ereignisgesteuerte Sedimentation) überliefert. Niveau *f* wird als deltaischn beeinflusstes Seeufer mit ausgeprägter Flachwasserzone, Schilfgürteln und sumpfigen Abschnitten interpretiert.

Die Feinsandsteine in Niveau *ga* werden als Flachwasserablagerungen eines Sees interpretiert: Im unteren Teil findet sich eine pedogen modifizierte Kalkbank mit Rhizolithbildungen, welche auf einen Hiatus hinweist.

Niveau *gb-jc* lassen sich einer palustrinen Fazies zuordnen (Abschnitt 4.5.1). Die Kalke sind stark verkarstet; es handelt sich in der Regel um Phytokarst. Die

Wurzeln zeigen auffällig oft pfahlwurzelartige Wachstumsmuster und lassen auf einen tiefen Grundwasserspiegel in Zeiten von Emersion und Pedogenese schließen. Sensu Platt & Wright (1992) können diese palustrinen Karbonate am ehesten einem intermediären Klima, zwischen semiaridem und subhumidem Klima, zugeordnet werden; die Lignitführenden Ablagerungen, Niveau *fc*, einem subhumiden Klima.

Die Mergel werden aufgrund der Färbung, Horizontierung und Fossilinhaltes als Karbonat-Histosole interpretiert. Niveaus *hb*, *ib*, *ic* stellen dabei den B-Horizont dar, während die, dunklen, an organischem Material angereicherten, darüberliegenden Niveaus *hc, ic, jc*, als A-Horizonte interpretiert werden.

Niveau *k* wird wie Niveau *ga* als Flachwasserablagerung eines Sees interpretiert. Die Mergel (Niveau *kc-ke*) zeigen deutliche Merkmale terrestrischer Ablagerung und werden als Schwemmebene interpretiert. Die rötlichen Mergel *kd* im mittleren Teil entstanden unter drainierten (oxidierenden) Bedingungen, während die pyritführenden, grünen Mergel darüber (Niveau *ke*) unter sumpfigen (reduzierenden) Bedingungen akkumulierten.

Niveau *la* repräsentiert ein flaches Seeufer eines Süßwassersees mit ausgeprägtem Schilfgürtel und Krokodilen.

Düringer (1988) hat die schräggeschichteten Kalksandsteine in Niveau *lc*, *mb* als limnische Tempestite beschrieben. Storni (2002) beschreibt aus den tonigen Mergeln (Niveau *ma*) Characeen. Die Sandsteine und tonigen Mergel werden als Flachwasserablagerungen eines Sees angesehen.

Niveau *ld* wird wie Niveau *kc-ke* als Schwemmebenenablagerung interpretiert.

Die Verkarstung in Niveau *mb* ist aufgrund des Geröllbestands und -petrographie wahrscheinlich Neogen; Bohnerzbildungen sind beispielsweise aus dem Unterpliozän des Mainzer Beckens bekannt geworden (z.B. Wirth, 1954, fig. 1).



Abbildung 4.10: Übersichtsfoto des Steinbruchs am Rebberg bei Altkirch. Standort; Brecher, Blickrichtung NW. Im unteren Teil sind die grauen Mergel und die Versteinerungsreiche Zone der Mittleren Salzfolge aufgeschlossen. Darüber lagern die basalen Kalkarenite des Hausteins (links vom Bagger). Darüber folgen die Mergel, Kalke und Kalksandsteine des Hausteins.

Bildtafeln Sedimentologie

Abbildung 4.11: Tafel MSF Altkirch

- o:** Aufschluss der Mittleren Salzfolge im unteren Teil des Steinbruchs am Rebberg bei Altkirch, b; Versteinerungsreiche Zone, a; in Abbildung mor abgebildeter Schichtstoss. Wandhöhe ca. 12 m, Grössenvergleich; Autor (kniend).
- mol:** Kalk-Mergel Wechsellagerung in der Versteinerungsreichen Zone, Niveau *be-bi*. Die Kalkbank in der Bildmitte (Niveau *bg*) ist in Folge subaquatischer Massenverlagerungen boudiniert. Die Mergelfuge darunter ist in ihrer Mächtigkeit reduziert. Bildhöhe ca. 110 cm.
- mor:** Anschnitt einer Plattenkalkbank, die Feinlamination im Millimeter- Bereich ist deutlich erkennbar; Massstab Lineal, Bildhöhe ca. 11 cm.
- mur:** Slump; durch subaquatische Hangrutschung verfaltetes Schichtpaket, Niveau *br*. Massstab; 5 cm
- mul:** Plattenkalk; rhythmische Wechselschichtung von detritischen Lagen und Biolaminitlegen, (Niveau *bi*). In der oberen Bildmitte ist ein komprimierter Charophytenrest zu erkennen. Dünnschliffoto; Bildhöhe ca. 2 mm.
- u:** Mikroturbidit; Trübestromablagerungen mit eingeregelteten, hydrobiformen Kleingasteropoden (Niveau *bi*, Paläoschüttungsrichtung nach links). Dünnschliffoto; Massstab 5 mm.

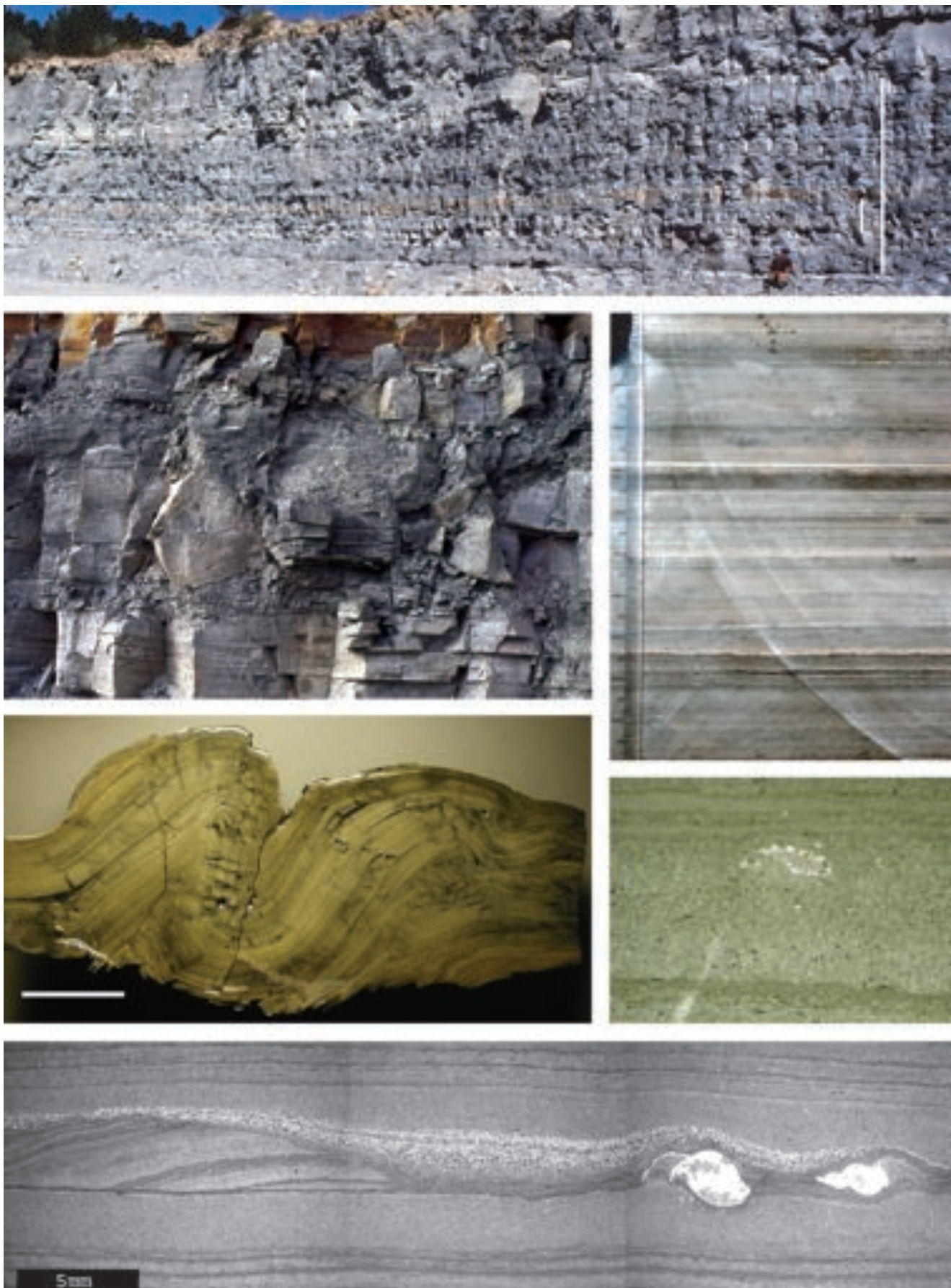


Abbildung 4.11: Tafel MSF Altkirch

Abbildung 4.12: Tafel Haustein I

- ol:** Kalkarenit mit Spuren und reliktscher Schrägschichtung, Niveau *d*. Grössenvergleich Objektivdeckel, ca. 10 cm Durchmesser.
- om:** Von Stromatolith umkrustetes tertiäres Geröll (Melanienkalk?). Oberfläche von Niveau *d*; (Abbauniveau 3). Grössenvergleich; 10-Franc Münze, Durchmesser 2,3 cm.
- olu:** Kieselstein aus dem Hauptrogenstein (mittlerer Dogger), Oberfläche Niveau *d*. Massstab 10 Franc-Münze, Durchmesser 2,3 cm.
- olo:** Dünnschliff durch Hauptrogensteinkiesel Abb. **olu**, Massstab 0.5 mm.
- mol:** Stromatolithenbioherm in Profilansicht, LLH-Struktur, Niveau *d*. Grössenvergleich; Zollstock.
- mor:** Pisoidischer Intraklast. Dünnschlifffoto; Massstab 1 mm.
- mul:** Kavernöser, durch Lösung entstandener Hohlraum (Karsthohlraum), Niveau *d*. Massstab 1 mm.
- mur:** Extraklast aus dem Hauptrogenstein. Dünnschlifffoto; Massstab 1 mm.
- ur:** Ooid aus dem Hauptrogenstein, ooidisch umkrustet, Niveau *d*. Dünnschlifffoto; Massstab 1 mm.
- ul:** Fragmentierte Mikritkruste auf einer Kalkarenitbank, Niveau *d* (Trockenrissstrukturen oder Frühdiagenese?). Grössenvergleich 10 Frc.

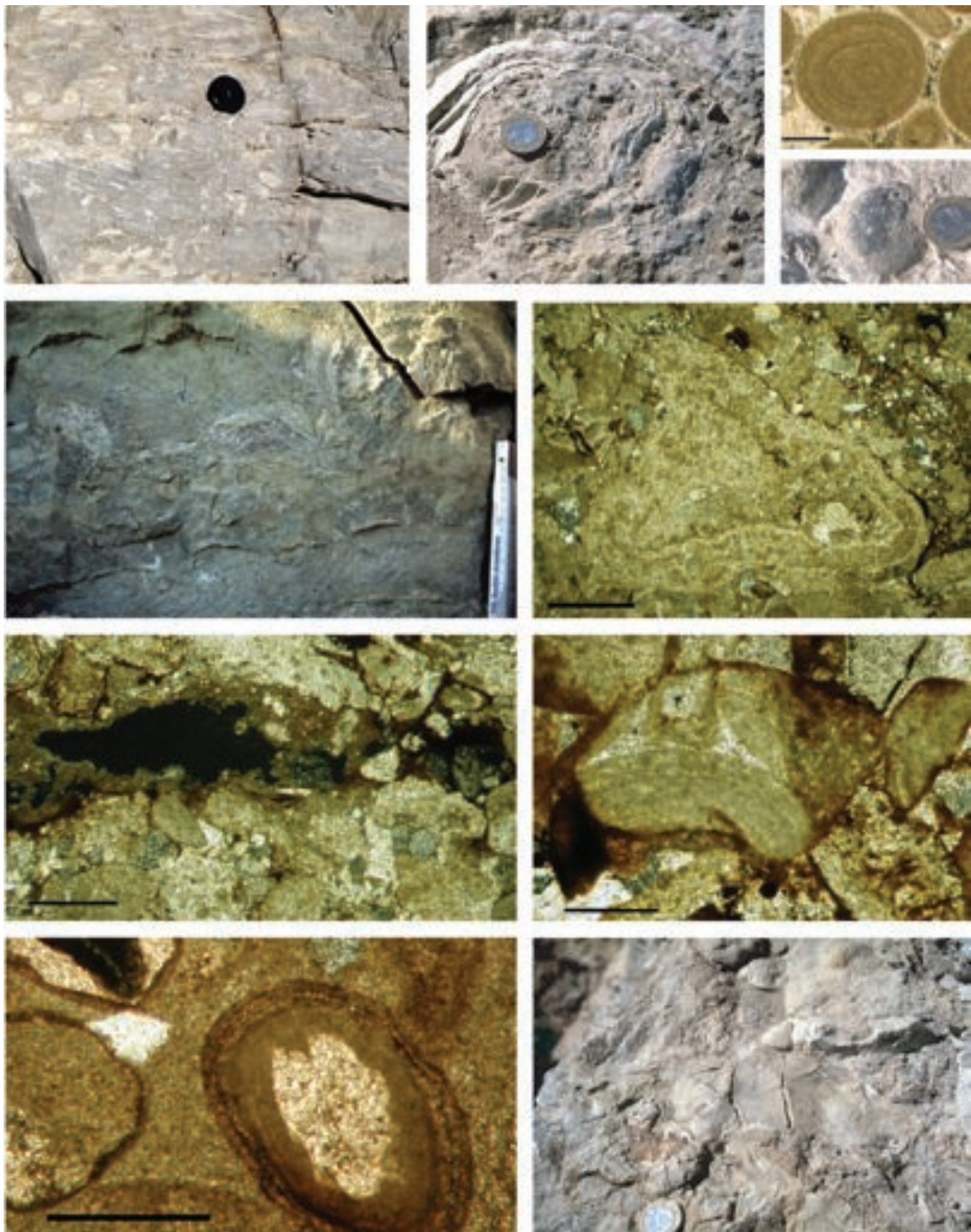


Abbildung 4.12: Tafel Haustein I

Abbildung 4.13: Tafel Haustein II

- o:** Blick auf die Gesteine des unteren Hausteins im mittleren, grossen Abbauniveau des Steinbruchs am Reberg; eine Wechselfolge aus Kalksandsteinen, Kalksteinen, Mergeln und Lignit. Die einzelnen Niveaus (Abbildung 4.8 und 4.9) sind auf der Abbildung vermerkt. Höhe der Wand ca. 35 m.
- u:** Kalksandsteinbänke wechsellagernd mit Mergeln; typische Lithologie des unteren Hausteins, Niveau *f*. die Bank in der Bildmitte weist eine kanalartiger Struktur auf (channel?). An der Basis (Bildvordergrund) fanden sich grosse Onkoide angereichert, (Abb.4.14or). Grössenvergleich Zollstock (Bildmitte, horizontal ca. 66 cm).

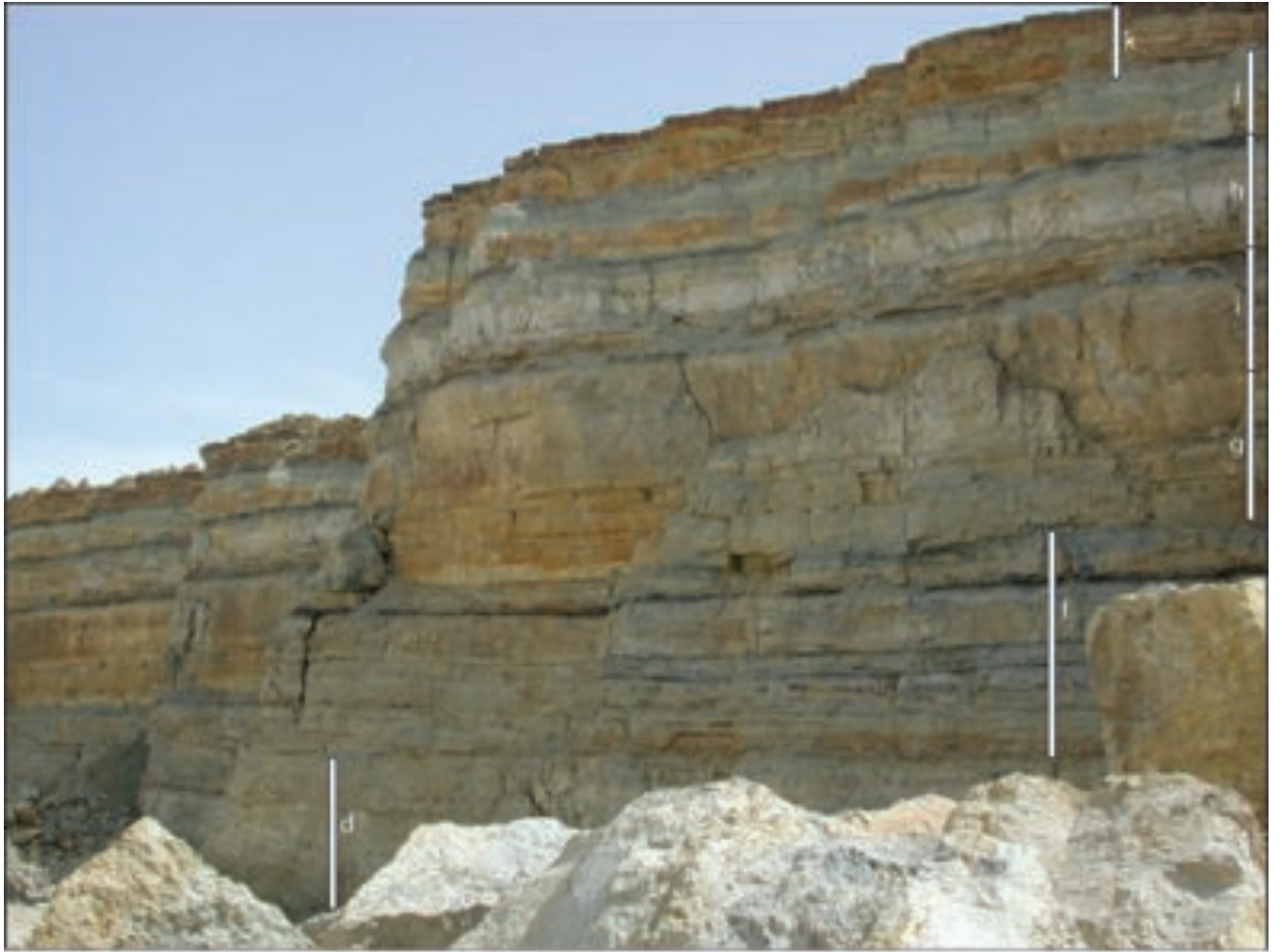


Abbildung 4.13: Tafel Haustein II

Abbildung 4.14: Tafel Unterer Haustein III

- ol:** Intraklast: Stromatolithenumkrustete Schilfsprossen in Hohlformerhaltung, Niveau *d*, vergleiche mit (Düringer & Gall, 1993). Grössenvergleich; Estwing-Hammer.
- or:** Grosse Onkoide, Niveau *f* (Fundort, siehe Abb. 4.13u). Grössenvergleich 10 Franc-Münze; Durchmesser 2,3 cm
- ml:** Onkoid, Niveau *f*. Dünnschlifffoto; Massstab 0.5 mm.
- ml:** Süsswasserkalk mit Characeenrest, Niveau *d*.
- ul:** Wackestone mit Calcisphären Niveau *i*; Algenreste? Dünnschlifffoto, Niveau *i*; Massstab 1 mm.
- ur:** Mikrobiell gefällter Kalk, Stromatolith, Niveau *d*. Raster- elektronenmikroskopische Aufnahme.

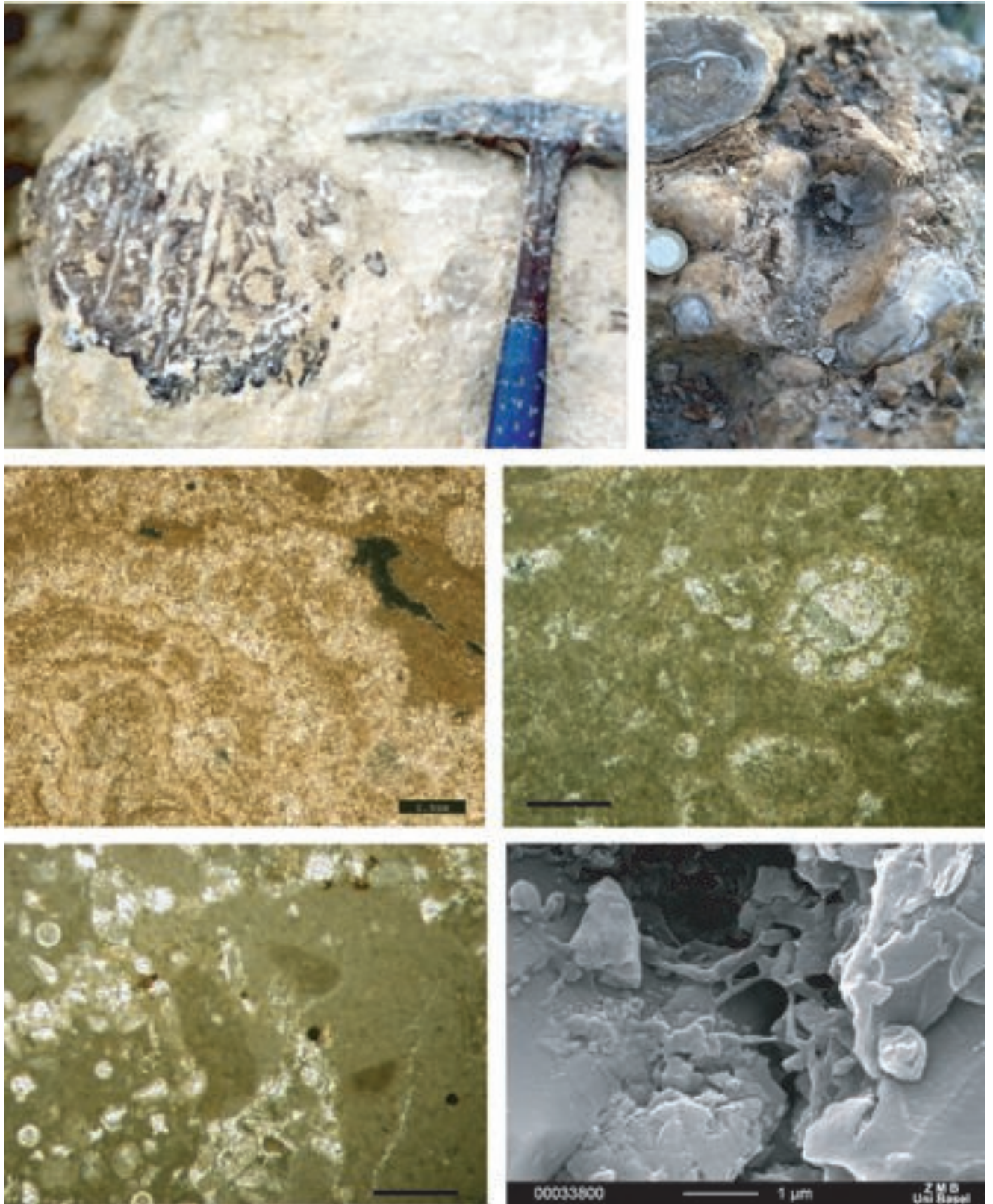


Abbildung 4.14: Haustein III

Abbildung 4.15: Tafel Haustein III

- ol:** Mit organischem Material angereicherte dunkelgraue Mergel überlagert von Kalkfeinsandsteinen, Niveau *ic-jb*. Die dunklen Mergel werden als Histosole interpretiert. Grössenvergleich Petrologenhammer Stiellänge ca. 1 m,
- or:** Rutschharnische in Mergeln (slickensides); Paläobodenbildung Niveau *ib*; Massstab 3 mm.
- mr:** Durchwurzelte Mergel, Niveau *ib*; Grössenvergleich; 2 Cent.
- ul:** Durchwurzelte Kalkbank; die Wurzelhohlform ist als Eisenhydroxid- konkretionen erhalten. Bemerkenswert ist das pfahlwurzelartige Wachstumsmuster; Massstab 5 cm
- ur:** Phytokarst; Karsthohlräume sind mit Hundezahnzement verfüllt, die Spuren kleinerer Wurzeln sind als gebleichte Bereiche und sparitisch verfüllte Hohlräume überliefert. Massstab: 1 cm

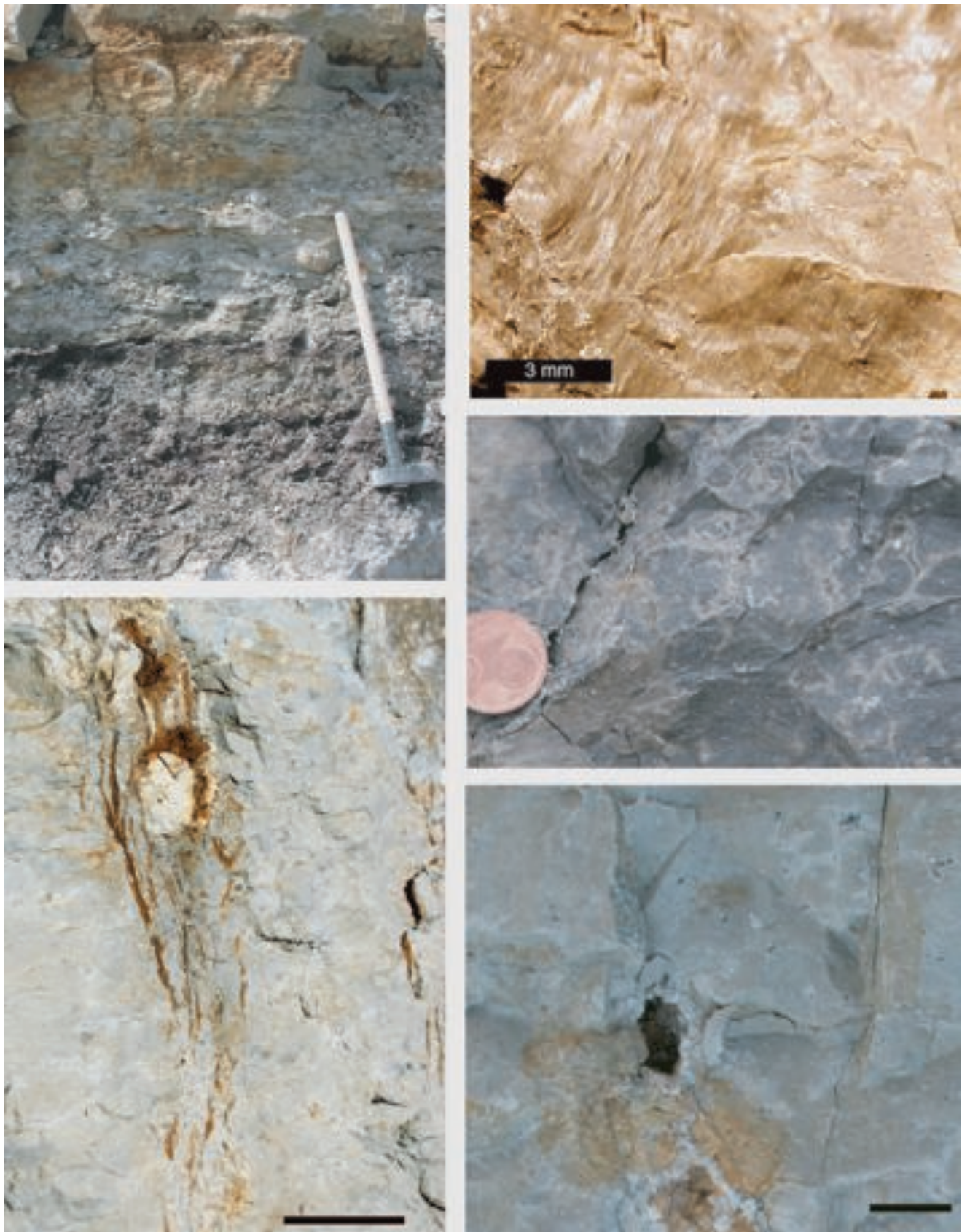


Abbildung 4.15: Tafel Haustein III

Abbildung 4.16: Tafel Haustein IV

- ol:** Algenfilamente in einer Stromatolithkruste Niveau f; Masstab 1 mm
- or:** Phytokarst, sparitisch und eisenhydroxidisch verfüllt in mikritischem Kalk, Niveau ha. Dünnschlifffoto; Masstab 1 mm
- ml:** Rhizolithischer Kalk mit subvertikaler, umkrusteter Wurzelröhre, Niveau *ga*. Masstab 1 mm.
- mr:** Pedogen überprägter peloidaler Kalk, mit Wurzelröhre, Niveau *ia*. Masstab 1 mm.
- ul:** Mikrostromatolith, Paläobodenmikrostruktur, Niveau *ga*. Masstab 1 mm
- ur:** Zellartige Struktur; Form ähnlich wie *Microcodium*, Niveau *ja*, Wurzelzellrest?; Masstab: 1 mm.

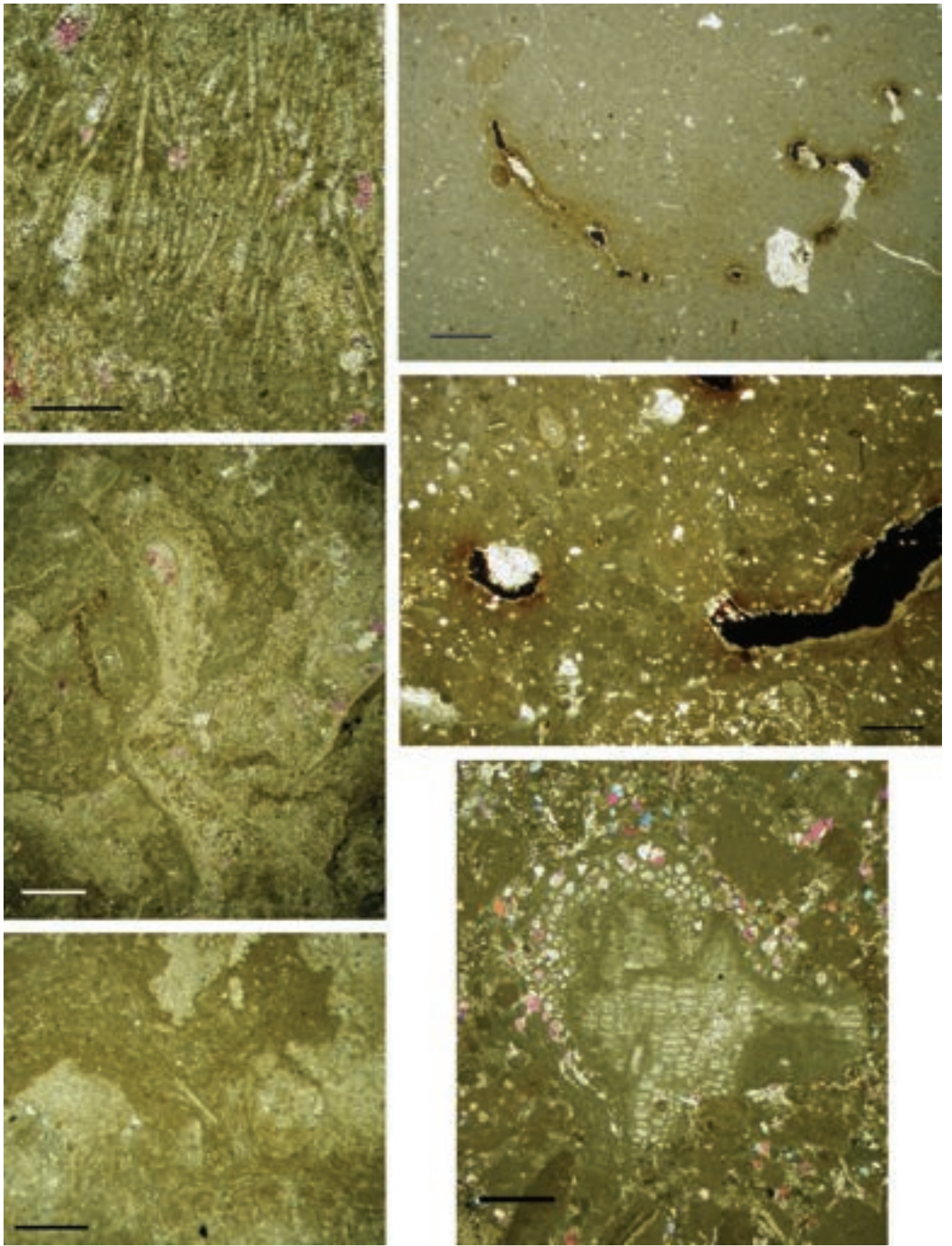


Abbildung 4.16: Tafel Haustein IV

Abbildung 4.17: Tafel Haustein V

- ol:** Blick auf die Kalksandsteine und Mergel des Oberen Hausteins im obersten Teil des Steinbruchs am Rebberg, Niveau *l-m*. Wandhöhe ca. 8 m.
- or:** Verkarstung im obersten Teil des Steinbruchs am Rebberg, Karsttaschen verfüllt mit schwarz gefärbten Buntsandsteinkieseln und Bohnerz (Neogen?), Niveau *m*; Wandhöhe im Mittelgrund ca. 2,5 m.
- ml:** Kalksandsteinbank mit deutlichen Schrägschichtungsstrukturen, Niveau *lc*. Grössenvergleich Zollstock.
- mr:** Oberfläche einer Kalksandsteinbank mit Rippelmarken; zwei ca. orthogonal zueinander stehende interferierende Rippelkammrichtungen sind erkennbar, Niveau *lc*; Grössenvergleich Schweizer Armeemesser.
- ul:** Krokodilzahn, Niveau *la*; Masstab 1 mm.
- um:** Krokodilknochenplatte, Niveau *la*; Breite ca. 1,7 cm.
- ur:** Lehmscherben (mudclasts); entstanden durch Aufarbeitung getrockneter Pelite Niveau *lc*. Grössenvergleich Schweizer Armeemesser.



Abbildung 4.17: Tafel Haustein V

Kapitel 5

Palökologie der *Versteinerungsreichen Zone* im Steinbruch am Rebberg bei Altkirch

Zusammenfassung Die *Versteinerungsreiche Zone* ist eine für den südlichen Oberrheingraben und dessen geologisches Verständnis einzigartige Fossilfundstätte. Sie ist ein Schichtglied der *Mittleren Salzfolge* und tritt nahezu im gesamten Beckenbereich des Kalibeckens auf, was Bohrungen und Aufschlüsse belegen. Leider bestehen die meisten in der Literatur erwähnten Aufschlüsse heute nicht mehr oder sind in schlechtem Zustand. Der momentan beste Aufschluss der *Versteinerungsreichen Zone* findet sich im untersten Teil des Steinbruchs am Rebberg bei Altkirch (F), welcher derzeit von der Holcim AG betrieben wird. Die dort etwa fünf Meter mächtige Versteinerungsreiche Zone, ist ein Komplex von Mergeln, laminierten Mergeln, Plattenkalken, und Gipsschichten. In den Sedimenten finden sich exzellent erhaltene Arthropoden- und Pflanzenfossilien, in einigen Schichten treten Fische, Mollusken und Bryozoen auf, des weiteren finden sich Mikrofossilien.

Die überlieferte aquatische Fauna ist von geringer Diversität und zeichnet sich durch schichtweises Massenaufreten einzelner opportunistischer Arten aus. Daneben findet sich eine allochtone terrestrische Fauna und Flora von vergleichsweise grosser Diversität.

Die aquatische Fauna besteht überwiegend aus salztoleranten Gattungen. Einzelne Arten weisen jedoch auf einen marinen Einfluss hin, während andere Arten auf die Anwesenheit von Süsswasser hindeuten. Aufgrund der Faunenassoziation kann die Versteinerungsreiche Zone als oligo- bis mesohaline Brackwasserbildung betrachtet werden; der Salzgehalt scheint von unten nach oben abzunehmen. Jedoch spricht die äusserst geringe Biodiversität, der durch massenhaftes, monospezifisches Auftreten einzelner Arten geprägten Populationen und der opportu-

nistische Charakter der Fauna für starke abiotische Schwankungen, insbesondere der Salinität.

Statistische Untersuchungen an der Fossilassoziaton deuten auf einen gosses Gewässer und auf Wasserspiegelschwankungen hin und konnten mit geochemischen und sedimentologischen Daten untermauert werden.

Ob das Gewässer zeitweilig eine direkte Verbindung mit dem Meer hatte, lässt sich nicht nachweisen. Es finden sich gute Gründe, die dafür sprechen, und ebenso Gründe, die dagegen sprechen.

Die Sedimente der *Versteinerungsreichen Zone* werden als Ablagerung eines küstennahen Rift-Sees mit starken Salinitätsschwankungen und meistens stratifiziertem Wasserkörper interpretiert.

Kurzfristige marine Inkursionen oder Wasservögel die vom Meer kamen führten zum Einwandern mariner Mikroorganismen, die sich im salzigen Gewässer massenhaft ausbreiten konnten. Je nach Klima kam es zur Aussüßung, was zum Einwandern von Süßwasserarten führte. Zu anderen Zeiten erfolgte Evaporation und Evaporitbildung. Diese schnellen Änderungen der physikalisch-chemischen Umweltfaktoren, insbesondere der Salinität, führten zur Etablierung opportunistisch lebender Arten.

5.1 Zielsetzung

Die ersten umfassenden, auf Feldarbeit gestützten geologisch-paläontologischen Arbeiten über die „*Plattigen Steinmergel*“ stammen von Förster (1892) und Mieg *et al.* (1892) und liegen mittlerweile über 100 Jahre zurück. Trotz vieler veralteter und falscher Bestimmungen und stratigraphischer Fehlschlüsse¹ bestehen diese Arbeiten noch heute aufgrund ihrer Detailliertheit und zutreffender Beschreibungen; viele von Försters und Miegs Schlüssen haben bis heute ihre Gültigkeit behalten. Nach dieser frühen Blüte der Erforschung dieser Ablagerungen erfolgte eine lange Pause. Nur wenige Arbeiten erschienen seither, die sich ernsthaft mit diesen Ablagerungen und ihrem paläontologischen Inhalt befassen, obgleich die Beschäftigung mit diesem Thema in gewisser Weise einen Schlüssel zum Verständnis der frühen Beckenentwicklung des südlichen Oberrheingabens, aber auch anderer Riftbecken, darstellt. Eine systematische palökologische Analyse, die den gesamten „fossil record“ berücksichtigt, wurde in diesen Ablagerungen seit Försters Zeiten nicht mehr durchgeführt. Ziel dieser Arbeit ist es, die in Altkirch erhaltene Fossilassoziaton zu dokumentieren, zu beschreiben, zu interpretieren und daraus im Sinne einer erweiterten Faziesanalyse den Ablagerungsraum und dessen zeitliche Entwicklung zu rekonstruieren. Kernfrage dieser Rekonstruktion ist, inwieweit exogene und endogene Prozesse die Entstehung dieser Ablagerungen beeinflussten und wie sie zusammen wirkten.

¹Die Kalitiefbohrungen existierten damals noch nicht

5.2 Methodik

5.2.1 Erfassung des „fossil record“ im Profil

Die Sedimente im Profil Altkirch (Niveau *ba-bt*) wurden horizontweise beprobt, indem mit dem Brecheisen Blöcke aus dem Profil herausgebrochen wurden. Die Blöcke wurden anschliessend gespalten. Später wurden auch Blöcke aus der Schutthalde gespalten, welche einem Horizont im Profil zugeordnet werden konnten. Alle Fossilfunde mit Ausnahme der massenhaft vorkommenden Arten wurden geborgen und erfasst. Zweimal wurde eine grössere Schichtfläche (ca. 1 m²) freigelegt und mit Hilfe eines Grabungsnetzes dokumentiert (siehe Abbildung: 5.7, 5.4). Leider fielen die Grabungsflächen dem Abbau zum Opfer, bevor weitere Schichtflächen geöffnet werden konnten.

Aufgrund der Unterschiede in Spaltbarkeit und Fossilinhalt der Sedimente wurden verschiedene Horizonte in unterschiedlichem Masse beprobt. Die gut spaltenden und fossilreichen Horizonte (plattige Mergel und Plattenkalke) wurden in grossem Umfang beprobt, während die schlechtspaltenden Horizonte (tonige Mergel) wenig intensiv durchsucht werden konnten. Am häufigsten wurde Niveau *bi* und Niveau *bk* nach Fossilien abgesucht. Die Niveaus in denen nur wenig gesammelt werden konnte, sind im Grabungsprofil (Abbildung: 5.11) vermerkt.

5.2.2 Präparation

In der Regel benötigen die Fossilien aus der Versteinerungsreichen Zone kaum eine Präparation, da sie sich komprimiert auf den Schichtoberflächen befinden. Im Falle einer Präparation muss aufgrund geringer Grösse und filigraner Erhaltung sehr fein und unter dem Binokular gearbeitet werden. Die Fossilien wurden in der Präparationswerkstatt des Departements des Geologisch-Paläontologischen und des Mineralogisch-Petrographischen Instituts vom Präparator Willy Tschudin präpariert, wenige Exemplare vom Autor selbst.

Präpariert wurde ausschliesslich mechanisch mit geschärften Stahlnadeln und gestutzten Pinseln. Mit den Stahlnadeln wurden verdeckte Fossilienteile freigesticht und gekratzt; es hat sich bewährt die Nadeln zuvor mit Schmirgelpapier zu schärfen. Bei Insekten aus den Plattenkalkbänken wurden gute Erfolge erzielt, wenn diese im nassen Zustand mit der Nadel freigeschabt wurden. Bei dieser Vorgehensweise ist jedoch einiges an Fingerspitzengefühl erforderlich, um die Fossilien nicht zu beschädigen.

Bei der Präparation mit dem Pinsel wurden die Fossilien von anhaftendem Mergel und Silt freigebürstet. Besonders bewährt haben sich weiche Pinsel, die mit einer Schere auf wenige Millimeter Borstenlänge gestutzt wurden.

Während Fische und Insekten, besonders diejenigen aus den kalkigen Bänken, nass präpariert werden können, müssen Pflanzenfossilien trocken präpariert werden, da sie aufgrund der lignitischen Erhaltung beim Kontakt mit Wasser

zerfallen.

5.2.3 Dokumentation

Die Fossilien wurden mit einem Stereomikroskop der Firma *Leica* fotografiert, welches mit einer Digitalkamera (*DC 300*) ausgerüstet ist. Beleuchtet wurde mit Aufsichtbeleuchtung. Um die Fossilien besser sichtbar zu machen, wurden die Stücke meistens mit einem dünnen Wasserfilm überzogen. Einige „problematische Stücke“ wurden in einem Wasserbad fotografiert. Bei der Fotografie ist es wichtig die Stücke möglichst gleichmässig mit flachen einfallendem Licht auszuleuchten, um störende Reflektionen auf der nassen Oberfläche möglichst zu verhindern. Besonders bei Stücken mit rauher Oberfläche musste zu diesem Zweck die Aufsichtbeleuchtung einige Male verstellt werden, bevor eine ideale Ausleuchtung zustande kam. Fotografiert wurde in der Regel bei einer mittleren Blendenweite. Zwecks Massstabangabe wurden die Fossilien zweimal fotografiert, wobei beim zweiten Foto als Massstab ein kleiner Streifen Milimeterpapier mitfotografiert wurde. Bei der nachträglichen Bearbeitung am PC wurde der Massstab übertragen, sowie die Helligkeit und der Kontrast der Fotos im Bedarfsfall nachträglich korrigiert. Schliesslich wurden die Bilder im komprimierten Format (*Jpeg*) gespeichert und archiviert.

5.2.4 Material und Proben

Die Fossilien wurden im *Naturhistorischen Museum Basel* unter den Signaturen NHMB:Alt:*ij* – *xy* hinterlegt. Im Anhang 8.6-8.9 finden sich Listen sämtlicher hinterlegter Fossilien mitsamt Angabe der Fundschicht und der Signatur.

5.2.5 Bestimmung

Alle Fossilien wurden bis auf Ordnungs- oder Familienniveau bestimmt; eine genauere Einstufung durch Spezialisten steht in den meisten Fällen noch aus. Die Insekten wurden von *Dr. Thorsten Wappler* vom Hessischen Landesmuseum in Darmstadt (D) durchgesehen und teils näher bestimmt. Augenblicklich besteht ein grosses Interesse von *Prof. Dr. Jes Rust* vom Paläontologischen Institut der Uni Bonn (D) an einer detaillierten Bearbeitung der Insektenfunde. Die Ameisen wurden von *Prof. Cesare Baroni-Umbari* vom Institut für Humangeographie der Uni Basel soweit es die Erhaltung zulies bestimmt. Die Crustaceen wurden in Zusammenarbeit mit *Dr. Walter Etter* vom Naturhistorischen Museum Basel so weit wie es die Erhaltung zulies bestimmt. Die Bestimmung der Bryozoen erfolgte durch *Dr. Norbert Vavra* vom Paläontologischen Institut der Uni Wien (AU) Die Pflanzenfossilien werden derzeit von *Andrea Storni* vom Geologischen Institut der Uni Fribourg (CH) im Rahmen seiner Dissertation über die Oligo-

zänflora der Schweiz bearbeitet. Die Coccolithen wurden von *PD Dr. Michael Knappertsbusch* vom Naturhistorischen Museum Basel bestimmt.

5.2.6 Auswertung der Daten

Zur Datenauswertung wurden unterschiedliche Arbeitsweisen der Palökologie angewendet. In einem ersten Arbeitsgang wurden die einzelnen fossilen Arten beschrieben. Da fast alle Gattungen rezent nahe Verwandte besitzen, wurden sie mit deren Ökologie nach dem Prinzip des *taxonomischen Aktualismus* (Dodd & Stanton, 1990, sensu) verglichen. In einem weiteren Arbeitsschritt wurde die Faunenassoziation im Sinne der Community Palökologie (sensu Grey, 1987) näher analysiert. Als weitere Teildisziplinen der Palökologie fanden Taphonomie, Biodiversität, Populationsdynamik und funktionelle Morphologie (Blätter) Anwendung. Eine Einführung in die Palökologie und einen Überblick über diese vielfältigen Arbeitsweisen der Palökologie bietet Etter (1994).

5.2.7 Diskussion: Datengewinn contra Datenverlust

Hauptproblem bei palökologischen Analysen ist der Datenverlust und die Verzerrung der Daten durch taphonomische Prozesse und Zufälle beim Auffinden. Dennoch führt die Berücksichtigung der taphonomischen Prozesse auch zu einem Informationsgewinn.

Folgende Prozesse führen zu einem Datenverlust:

- Es finden sich nur Fossilien von Organismen, welche erhaltungsfähige Hartteile (Skelett, Zellulose) besitzen. Weichteile werden im „fossil record“ nur selten überliefert. Jedoch kann ihre einstige Existenz durch Bioturbation nachgewiesen werden.
- Die Fossilisation unter stagnierenden Bedingungen im sauerstofffreien Tiefenwasser stellt einen ausgesprochenen Sonderfall dar. Die dort abgelagerten Organismen müssen deshalb postmortal in den Ablagerungsraum gelangt sein. Während des postmortalen Transports finden Selektionsprozesse statt. Sei es, dass gewisse Lebewesen aufgrund zu hoher oder zu geringer Dichte gar nicht in den Ablagerungsraum hineingelangen (siehe Abschnitt 5.6), dass sie Aasfressern zum Opfer fallen oder zuvor zerfallen.
- Schliesslich stellt der Mensch einen weiteren Filter dar. Sei es, dass nur ein geringer Anteil des fossil überlieferten Artenspektrums gefunden wurde, einzelne Arten übersehen wurden, bestimmte Horizonte überdurchschnittlich beprobt wurden, oder Fehler in Systematik oder Bestimmung aufgetreten sind.

Im Widerspruch zum Datenverlust bringen die taphonomischen Prozesse auch einen Informationsgewinn mit sich. Sie erlauben es, detaillierte ökologische, sedimentologische und geochemische Aussagen zu treffen (Etter, 1994).

5.3 Charakterisierung der Fossilagerstätte

Die *Versteinerungsreiche Zone* stellt im Sinne von Seilacher (1970) eine Fossilagerstätte dar; Fossilagerstätten sind Gesteinskörper, welche ein nach Qualität und Quantität ungewöhnliches Maß an Fossilien enthalten. Die Fossilien in den Laminiten der *Versteinerungsreichen Zone* zeichnen sich durch ihre aussergewöhnlich gute Erhaltung aus. Viele der dort gefundenen Arthropoden und Fische besitzen artikulierte Skelette, an denen feinste Details erhalten sind. Aufgrund dieser Erhaltungsmerkmale können die Laminiten der Versteinerungsreichen Zone als Konservatagerstätte (sensu Seilacher, 1970) näher definiert werden. Es finden sich aber auch Schichten mit anderweitigen Erhaltungsmustern. Die in der Versteinerungsreichen Zone beobachteten Erhaltungsmuster können folgendermassen beschrieben werden:

- Laminite: Fische und Insekten finden sich auf den Schichtoberflächen, sind komprimiert und meist in einer Mikrobenmatte eingebettet. REM- Untersuchungen zeigen, dass das Insekten-Chitin nach wie vor in seiner ursprünglichen Struktur vorliegt, auch die Crustaceen liegen in chitinöser Erhaltung vor. Pflanzenfossilien sind in Form von Lignit erhalten, meistens handelt es sich jedoch um Pflanzenhäusel. Molluskenschalen sind rekristallisiert, einige Hydrobien sind als Hohlformen überliefert.
- Dünnbankige Mergel: In den dünnbankigen Mergeln und Mergelkalken finden sich Crustaceen und Steinkerne von Hydrobien, die pyritisiert sind.
- Gips: etwas unterhalb der Versteinerungsreichen Zone findet sich eine Gipsbank, die Bryozoenschill enthält.

Für das Zustandekommen der ausserordentlich guten Erhaltung mögen mehrere Faktoren eine Rolle gespielt haben:

1. Wichtigster Faktor ist mit Sicherheit Stagnation: Sauerstoffmangel und Abwesenheit von Strömung im Tiefenwasser des „Sees“ schützte die Tierleichen vor der Zerstörung durch Aas- oder Sedimentfresser und vor Disartikulation. Jedoch deuten Bioturbation und Benthos in einigen Horizonten auf eine zeitweilige Durchlüftung des Bodenwassers hin.
2. Das Auftreten der Fossilien auf der Oberfläche von Biolaminitlagen deutet auf eine Fixierung und Einbettung durch Mikrobenmatten hin. Ebenso lässt sich die Hautschattenerhaltung von Fischen durch die Umwandlung der organischen Substanz durch Schwefelreduzierende Bakterien erklären, welche als Stoffwechselnebenprodukt Pyrit (Hautschatten) produzieren.
3. Die Schichtoberflächen, auf denen sich die vorzüglich erhaltenen Fossilien finden, sind in der Regel von einer dünnen detritischen Lage überdeckt. In

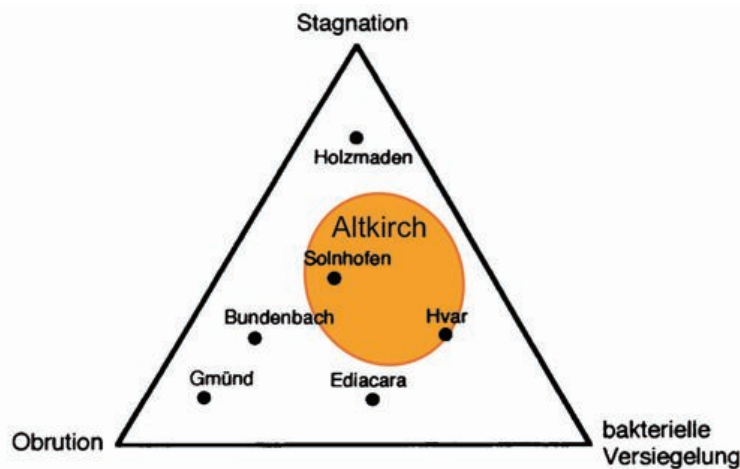


Abbildung 5.1: Relative Bedeutung der Faktoren Stagnation, Ostrution und bakterielle Versiegelung einiger wichtiger Konservatagerstätten (nach Seilacher *et al.*, 1985, verändert). Im Diagramm wurde der für die Versteinerungsreichen Zone angenommene Bereich (orange) markiert.

Niveau *bk* sind die Fossilien von einer dünnen Tonschicht überdeckt und in Niveau *bi* bedecken feine Trübestrom-Lagen die Fossilien.

Es ist somit ersichtlich, dass neben Stagnation auch bakterielle Versiegelung und Ostrution eine entscheidende Rolle bei der Konservierung der Fossilien gespielt haben.

Abbildung 5.1, zeigt ein von Seilacher *et al.* (1985) konzipiertes Dreiecksdiagramm, mit dem sich Konservatagerstätten aufgrund der an ihrer Entstehung massgeblich beteiligten Faktoren charakterisieren lassen. Die Eckpunkte bilden die Faktoren Ostrution (Verschüttung), Stagnation und bakterielle Versiegelung. In dem Diagramm sind einige der weltweit bedeutendsten Fossilagerstätten eingetragen. Im Diagramm wurde der für die Entstehung der Versteinerungsreichen Zone in Frage kommende Bereich markiert. Die einzelnen Faktoren mögen in den unterschiedlichen Schichten unterschiedlich stark an der Konservierung beteiligt gewesen sein, was aus der lithologischen Vielfalt der Versteinerungsreichen Zone hervorgeht.

Fazit: Die Fossilagerstätte der Zone Fossilifere stellt im Sinne von Seilacher eine Konservatagerstätte dar. Jedoch finden sich auch Fundschichten, für die diese Bezeichnung nicht zutrifft. Als Grund für die ausserordentlich gute Fossilhaltung kommen in erster Linie Stagnation und bakterielle Versiegelung in Betracht, jedoch scheint auch eine schnelle Zuschüttung einen Beitrag geleistet zu haben.

5.4 Terrestrische Flora

In der Versteinerungsreichen Zone treten in grosser Anzahl Reste fossiler Landpflanzen auf. Diese sind lignitisch erhalten und liegen meist als kleine unbestimmbare Fragmente vor. Vollständig erhaltene Pflanzenfossilien, wie z.B. ganze Blätter, sind vergleichsweise selten. Pflanzenfossilien aus der Versteinerungsreichen Zone wurden schon von mehreren Autoren beschrieben (z.B. Förster, 1892; Maikovsky, 1941). Während der Feldarbeit wurden im *Steinbruch am Rebberg* bei Altkirch Reste von Blütenpflanzen (Angiospermen und Gymnospermen) und farnartigen Pflanzen (Pteridophyta) gefunden.

Die Gymnospermen sind mit zahlreichen Nadelholzgewächsen (Coniferae) vertreten. Der Grossteil der Funde kann den Zypressengewächsen (Cupressaceae) zugeordnet werden. Überaus häufig finden sich Triebe und Triebsegmente von Zypressengewächsen, deren Form getrockneten Nelkenblüten ähnelt (Abbildung 5.16 lo). Darüberhinaus wurde ein Koniferenzapfen (Abbildung 5.16 ml), sowie einige Zapfenschuppen gefunden. Storni (2002) hat aus der Versteinerungsreichen Zone von Altkirch die Koniferenart *Chalocedrus sp.* beschrieben. Rezent ist diese Gattung mit drei Arten vertreten, die in gebirgigen Regionen des südwestlichen Nordamerikas und Südostasiens beheimatet sind. Weiter konnten Vertreter der Sumpfyypressengewächse (Taxodiaceen) nachgewiesen werden, zu denen auch die Familie der Mammutbäume (*Sequoia*) gerechnet wird. Ein Taxodiaceenzweig aus Niveau *bt*, der sich am ehesten mit der Sumpfyypresse (*Taxodium distichum*) oder dem Chinesischen Rotholz (*Metasequoia glyptostroboides*) vergleichen lässt, stellt einen Einzelfund dar. Förster (1892) beschreibt die Gattungen *Glyptostrobus sp.* und *Sequoia sp.* aus der Versteinerungsreichen Zone von Brunnstatt. Die Vertreter der Kieferngewächse (Pinaceae) konnten ebenfalls nachgewiesen werden. Diese sind rezent unter den Nadelholzgewächsen am weitesten verbreitet. Unter dem Stereomikroskop lassen sich auf einigen Schichtflächen grosse Mengen von Kiefern-Pollen (*Pinus*) erkennen. Palynologische Untersuchungen in den Sedimenten der Versteinerungsreichen Zone wurden von Storni (2002) und Schuler (1990) durchgeführt. Sie beschreiben vor allem Pollen von Kiefern (*Pinus*) und Zypressen (*Cupressus*), wohingegen Angiospermen nur einen kleinen Teil der Assoziation ausmachen.

Als Fossilien von Angiospermen treten in der Versteinerungsreichen Zone häufig Reste von Blättern (Abbildung 5.16 or) auf. Diese sind oft nicht näher bestimmbar (Storni, 2002). Die Blätter sind meist klein (max. 15 cm Länge) und von geometrisch einfacher, rundlicher oder länglicher Form. Blätter mit gezacktem oder gesägtem Rand wurden nicht gefunden. Viele der Blätter lassen sich „*Cinnamomum*“ zuordnen. Allerdings handelt es sich hierbei höchstwahrscheinlich nicht um den Zimtbaum, sondern um *Daphnogene sp.* einen weiteren Vertreter der Lorbeergewächse (Lauracea).

Weiter finden sich viele Reste einkeimblättriger Pflanzen. Darunter einige dünne papyrusartige Pflanzenreste (Abbildung 5.16 ul), welche unter Vergrösserung

eine faserige, längliche Zellstruktur erkennen lassen. Aufgrund dieser Merkmale werden sie als Reste von Schilfgras oder von Palmen interpretiert. Der Fund eines Wedelrestes einer Fächerpalme aus Niveau *bi* stellt einen Einzelfund dar. Palmenwedel sind bereits aus den „*Plattigen Steinmergeln*“ von Kleinkembs und Brunstatt beschrieben worden (Förster, 1892). Die Palmwedel aus der Versteinerungsreichen Zone zeigen grosse Ähnlichkeit zu denen der Hanfpalme (*Trachycarpus fortunei*), welche in bergigen Regionen SE-Asiens bis zu einer Höhe von 2500 m vorkommt, und zu der im Mittelmeerraum verbreiteten Zwergpalme (*Chamaerops humilis*).

Eine ausgesprochene Seltenheit stellen die Funde von bis dato unbestimmten Blüten dar (2 Taxa), bei denen sich sogar noch die Staubbeutel erkennen lassen (Abbildung 5.16 lo). Darüberhinaus fand sich eine Anzahl von bislang unbestimmten Samen, darunter ein Flugsamen mit einem schirmförmigen Haarschweif (Abbildung 5.16 mr).

Einige feingefiederte Blätter wurden von Prof. J.-P. Berger während einer ersten Durchsicht vorläufig als Farnreste (Pteridophyta) bestimmt.

5.4.1 Taphonomie der Pflanzen

Im Vergleich zum Insektenreichtum der Versteinerungsreichen Zone ist der Gehalt an Pflanzenfossilien eher bescheiden. Es finden sich zwar viele Pflanzenreste, diese treten jedoch meist in Form von „Pflanzenhäcksel“ auf. Die Blätter liegen fast immer als scharfkantig zerbrochene Fragmente vor. Koniferentriebe sind zu wenigen oder einzelnen Segmenten zerfallen. An Stelle von Ästen und Zweigen finden sich meist nur kleine Stengel. Die Blätter sind überwiegend kleinwüchsig, Blattlängen über 15 cm wurden nicht angetroffen. Interessanterweise sind die Pflanzenreste, je nach Schichtfläche, meist von konstanter Grösse. Einzelne Schichtflächen konnten aufgrund ihres spezifischen Pflanzenhäcksel-Gehaltes über den ganzen Aufschluss korreliert werden.

Die Fragmentierung der ohnehin allochthonen Blätter deutet auf einen mehrphasigen Transport in den Ablagerungsraum hin, da die in denselben Horizonten auftretenden terrestrischen Insekten kaum Spuren von Zerfall oder Transport zeigen. Der scharfkantige Bruch und die ansonsten gute Erhaltung der Blattfragmente lässt auf ein Zerbrechen der Blätter im getrockneten Zustand schliessen. Ein Grossteil der Pflanzenreste scheint nicht auf direktem Wege ins Gewässer gelangt zu sein, sondern muss eine gewisse Zeit am Boden gelegen haben, wo diese trocknete und schliesslich zerbrach. Eine ungeklärte Frage ist es, wie die Pflanzenreste in den Ablagerungsraum gelangten. Grundsätzlich ist ein Windtransport oder ein Transport in Flüssen denkbar. Flüsse bringen besonders während Überschwemmungen grosse Mengen an Pflanzenmaterial, darunter häufig unsortiertes Material. Die gleichmässige Körnung und die homogene Verteilung der Pflanzenfossilien auf einzelnen Schichtflächen lässt aber auf eine Sortierung während des Transports in den Ablagerungsraum schliessen und deutet somit eher auf einen

Windtransport hin.

Fazit: Wahrscheinlich wurden in Ufernähe liegende getrocknete Pflanzenreste von Windböen erfasst, in den See geweht, verdrifteten auf am Wasser, sanken zu Boden und wurden von Sediment bedeckt. Der beschriebene Vorgang könnte beispielsweise durch ein aufziehendes Unwetter verursacht worden sein.

5.4.2 Geobotanische Interpretation

Die Pflanzenfossilien aus der Versteinerungsreichen Zone lassen Aussagen über das Paläoklima zu. Die Paläobotanik liefert Evidenzen, die sowohl für ein warmes Klima, als auch für ein gemässigttes Klima sprechen.

Das Auftreten von Palmenresten spricht für ein warmes Klima. Rezent sind Palmen in tropischen und subtropischen Gebieten verbreitet; wenige Vertreter gedeihen unter warm-gemässigtem Klima. Allerdings gleichen die Palmenreste aus der Versteinerungsreichen Zone den Arten warm-gemässiger Zonen. Die mit *Daphnogene sp.* vertretene Familie der Lobeergewächse ist nach Schaarschmidt (1992) ein klarer Hinweis auf ein subtropisches Klima; einige Arten der Lobeergewächse dringen jedoch bis in gemässigte Klimazonen vor.

Kiefern und Zypressengewächse, deren Überbleibsel sich in grosser Menge in der Versteinerungsreichen Zone finden, sind heute überwiegend in den gemässigten Klimazonen verbreitet und weisen somit auf ein gemässigttes Klima hin. In tropischen Gebieten hingegen ist ihr Auftreten auf Gebirgshöhenlagen beschränkt (Schaarschmidt, 1992).

Neben einem Hinweis auf ein gemässigttes Klima kann das überaus häufige Auftreten von Kiefern und Zypressengewächsen auch mit einem trockenen Klima oder mit saisonalen Trockenperioden in Verbindung gebracht werden. Nadelbäume besitzen gegenüber Laubbäumen eine verdickte Cuticula und ein grösseres Verhältnis von Blattvolumen zu Blattoberfläche, was sie besser gegen Austrocknung schützt. Rezent überwiegen Nadelbäume deshalb an Trockenstandorten der kalten und gemässigten Klimazonen. Dominant treten sie z.B. in den von winterlicher Frosttrockenheit betroffenen Taigawäldern der Nordhalbkugel und in Gebirgshochlagen auf.

Kiefern (*Pinus*), deren Pollen überaus häufig sind, wachsen vorwiegend auf Trockenstandorten wie Sand und Karstböden. Palynologische Analysen von Cushman *et al.* (1984) aus den oberen evaporitführenden Einheiten des *Fossil Butte Member* der obereozänen *Green River Formation* (USA) erbrachten eine im Vergleich zu den liegenden Einheiten der *Wasatch Formation* eine weniger diverse und von Gymnospermen dominierte Flora.

Im Gegensatz dazu deuten die Sumpfyypressengewächse (Taxodiaceen) und Farnreste auf feuchte, sumpfige Standorte, die sich wahrscheinlich in Ufernähe befanden. Die meisten rezenten Taxodiaceen wachsen auf sumpfigen Arealen. Beispielsweise ist die Sumpfyypresse (*Taxodium distichum*), heute in Sümpfen der südlichen USA beheimatet. Im Widerspruch zu den Feuchtstandorten der

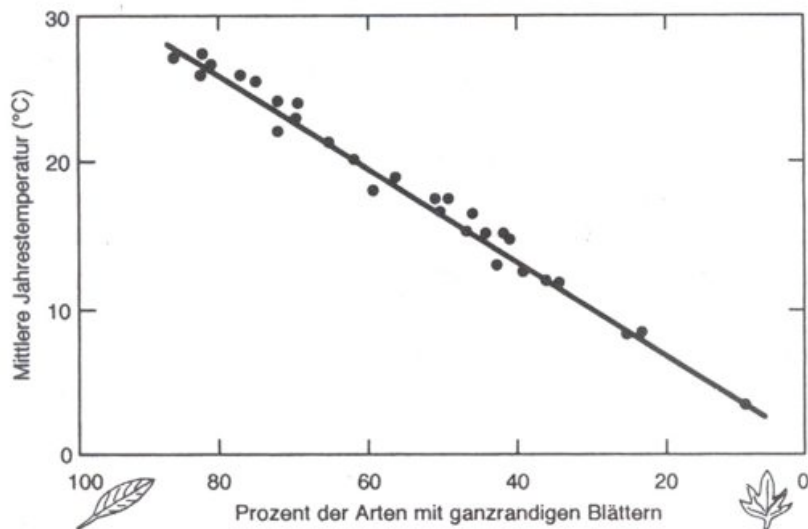


Abbildung 5.2: Beziehung zwischen Blattform und Klima (Jahresdurchschnittstemperatur) nach Wolfe (1978).

Sumpfyypressen benötigen Mammutbäume (*Sequoiadendron giganteum*) Waldbrände, damit ihre Samen keimen können. Weitere Taxodiaceenarten treten rezent im warmgemäßigten Klima Südostasiens und dem Südwesten Nordamerikas auf. Taxodiaceen waren im Mesozoikum und im Tertiär weltweit verbreitet. Die wenigen rezenten Vertreter werden als „lebende Fossilien“ angesehen, deren Verbreitung auf Reliktstandorte begrenzt ist (Thenius, 2000). Heute werden sie in vielen Parkanlagen angepflanzt. Da sie robust sind und nahezu überall gut gedeihen, sollten die klimatischen Eigenschaften der Reliktstandorte allerdings nicht überbewertet werden.

Aussagen über das Paläoklima sind auch anhand der funktionellen Morphologie der Blätter möglich.

Die Blätter der Angiospermen zeigen bezüglich Form und Grösse eine enorme Vielfalt. Die unter bestimmten Umweltbedingungen wiederkehrenden Blattformen deuten darauf hin, dass diese Formen adaptiv sind. Gefiederte Blätter mit kleinen Blättchen kommen hauptsächlich unter heissen, trockenen, solche mit grösseren Blättchen unter warmen, feuchten Bedingungen vor. Aride Regionen sind durch Pflanzen mit kleinen sklerotisierten Blättern und Stammsukkulenten charakterisiert. Blätter von Bäumen der tropischen Regenwälder sind typischerweise gross und ganzrandig, während Bäume kalter, feuchter Klimazonen kleine gesägte oder gezackte Blätter haben (Pianka, 1988).

Alle Blätter die aus der Versteinerungsreichen Zone stammen, sind klein und glattrandig. Dies spricht für ein trocken-warmes Klima. Viele der Blätter ähneln in ihrer Form denen von Eucalyptus- oder Olivenbäumen. Nach Wolfe (1978)

ist das Verhältnis von glattrandigen zu gezähnten Blättern direkt abhängig von der mittleren Jahrestemperatur (Abbildung 5.2). Aufgrund der Dominanz glattrandiger Blätter in der fossilen Überlieferung der Versteinerungsreichen Zone im südlichen Rheingraben, wird angenommen, dass der Grossteil der Arten zu jener Zeit glattrandige Blätter besass. Übertragen auf das Wolfe-Diagramm würde dies einer Jahresdurchschnittstemperatur von über 20° C entsprechen. Allerdings muss hierbei betont werden, dass es sich bei den Pflanzenfossilien um eine allochtone Taphozönose handelt.

Fazit: Die Paläoflora deutet auf ein intermediäres, warm-gemässgtes, (vielleicht mediterranes) Klima hin, in dem sich sowohl Florenelemente eines subtropischen als auch eines gemässigten Klimas finden. Der hohe Anteil an Kiefern und Zypressengewächsen, sowie die Morphologie der Blätter weisen auf ein relativ trockenes (kontinentales) Klima, oder auf saisonale Trockenheit hin. Reste von Farnen, Taxodiaceen und ?Schilfgras lassen auf die Existenz sumpfiger Standorte in Ufernähe schliessen.

5.5 Terrestrische Fauna

Insekten: Häufigste Insektengattung sind die Zweiflügler (Diptera). Zu ihnen gehören die massenhaft auftretenden Stechmücken (Culicidae) und Zuckmücken (Chironomidae) welche allerdings merolimnisch leben (siehe Abschnitt 5.7.1), sowie weitere unbestimmte Mückenarten (Nematocera). Auch Vertreter der Fliegen (Brachycera) sind häufige Insektenfossilien in der Versteinerungsreichen Zone. Hautflügler (Hymenoptera) sind ebenfalls häufig fossil überliefert. Von den 19 sicher identifizierten Exemplaren zahlreich vertretenen Ameisen (Formicidae) fanden sich männliche Tiere (4+6?), Königinnen (1+3?) und Arbeiterinnen (1+2?). Einige der Ameisen (2+1?) konnten als Drüsenameisen (Dolichoderinae) bestimmt werden. Auch die Wespen (Vespidae) treten individuen- und formenreich auf; es fanden sich u. a. kleine Brackwespen (Braconidea) und Pflanzenwespen.

Die dritthäufigste Gruppe stellen die merolimnisch lebenden Köcherfliegen (Trichoptera) dar (siehe Abschnitt 5.7.2). Als weitere Insektenordnungen wurden Wanzen (Heteroptera) mit einigen kleinwüchsigen Exemplaren nachgewiesen. Käfer (Coleoptera), Schmetterlinge (Lepidoptera), Zikaden (Cymodus), und Libellen (Odonata) wurden hingegen nur durch Einzelfunde belegt. Alle Insektenfunde sind in Tabelle ?? mit Fundschicht im Anhang aufgelistet.

Allgemein fanden sich ausschliesslich kleine Taxa, die keine erkennbaren Unterschiede zu den rezenten mitteleuropäischen Insektenarten zeigen. Exotische, grosse oder besonders speziell gebaute Arten wurden nicht gefunden.

Vogelfedern: In Niveau *bi* wurden einige Reste von Vogelfedern gefunden. Es handelt sich dabei um kleine daunenartige Federn ohne einen wirklich ausgebildeten Schaft. Auch Gaudant & Burkhardt (1984) berichten von Vogelfedern aus

diesem Niveau.

5.6 Taphonomie der Insekten

Bevor ein Insekt am Grund eines Gewässers als Fossil eingebettet werden kann, muss es dorthin gelangen; ein weiter Weg mit vielen Hindernissen und selektiven Prozessen (taphonomischen Filtern), der einiges über den Ablagerungsraum verrät.

Zunächst stellt sich einmal die Frage wie die Insekten in den Ablagerungsraum gelangten; stürzten sie direkt in den See, oder wurden sie, beispielsweise während eines Hochwassers, eingeschwemmt ?

Der hohe Anteil an Fluginsekten unter den Funden lässt ersteres vermuten. Die relative Seltenheit von Ameisenarbeiterinnen, gegenüber den in einer Population viel selteneren Königinnen und männlichen Geschlechtstieren spricht entschieden gegen die Einschwemmungstheorie (siehe 5.5). Insbesondere wenn man bedenkt, dass Königinnen und Männchen während einer Fortpflanzungsperiode die vielleicht einmal im Jahr auftritt für nur wenige Stunden schwärmen.

Heutzutage meiden terrestrisch lebende Insekten offene Wasserflächen. Zum einen stören Reflektionen auf der Wasseroberfläche (polarisiertes Licht) den Orientierungssinn der Insekten, zum andern gibt es dort keine Möglichkeit sich vor Feinden (Vögel, Libellen) zu tarnen oder vor ihnen zu fliehen. Oft stürzen Insekten normalerweise in Ufernähe ins Wasser oder werden eingeschwemmt, und häufig von Fischen gefressen. Die Oberflächenspannung des Wassers fixiert oft treibende Insekten auf der Wasseroberfläche. Lediglich durch starken Regen oder Wellen kann diese Fixierung überwunden werden, so dass das Absinken von Insekten in der Regel mit starken Unwettern in Verbindung gebracht wird. Das Drift- und Absinkverhalten eines Insekts hängt auch stark von dessen Bauplan ab und ist entsprechend unterschiedlich. Käfer (Coleoptera) und Wanzen (Hemiptera) sinken aufgrund ihres geringen Verhältnisses von Oberfläche zu Volumen relativ schnell, Zweiflügler (Diptera) und Hautflügler (Hymenoptera) driften aufgrund ihrer grossen Flügel relativ lange auf der Wasseroberfläche. Libellen (Odonata), Schmetterlinge (Lepidoptera) und Köcherfliegen (Trichoptera) driften eine sehr lange Zeit ehe sie untergehen (Lutz, 1997).

Aus den prozentualen Anteilen einzelner Insektenordnungen an der Taphozönose können Rückschlüsse auf die taphonomisch wirksamen Prozesse und somit den Ablagerungsraum gezogen werden.

In kleinen drainierten Seen mit geringer Wellenentwicklung werden lang driftende Arten durch Wind, Wellen oder Strömung zum Ufer getrieben. Sie bleiben daher nur selten erhalten, während Individuen schnell sinkender Arten häufig im See untergehen und konserviert werden können. Beispiele hierfür sind die eozänen Seeablagerungen von Messel (siehe Abbildung 5.3) und Eckfeld, deren Durchmesser ca. 1-1,5 km betrug (siehe Lutz, 1997). In diesen Ablagerungen finden sich

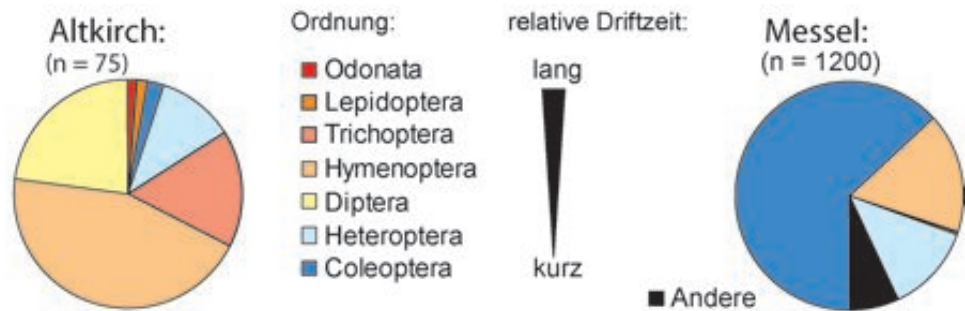


Abbildung 5.3: Statistische Zusammensetzung der Insekten der Fundstelle Altkirch mit Ausnahme der massenhaft auftretenden Stechmücken. Es finden sich vorwiegend langdriftende Insektenordnungen, was auf eine uferferne Bildung in einem grossen Gewässer hindeutet.

hauptsächlich Käfer (Coleoptera) (Rust, pers. Mitt.). Während in Messel noch keine Imagos von Trichoptera gefunden wurden, treten deren Larvenköcher dort in grosser Anzahl auf (Lutz, 1992).

In grossen Gewässern mit ausgedehnten pelagischen Bereichen und höherer Wellenenergie können im Wasser treibende Insekten durch ablandige Winde weit aufs Freiwasser hinaus verdriftet werden. Während der Drift werden die schnell sinkenden Arten kontinuierlich abgereichert, so dass am Ende die langdriftenden Arten überwiegen.

Abbildung 5.3 zeigt das Verhältnis von Insektenordnungen aus der Versteinerungsreichen Zone; als Datenquelle dienten 75 gefundenen Insekten (exklusive der merolimnischen Nematocera) die einer Ordnung zugeteilt werden konnten. Am häufigsten finden sich Hymenoptera und Diptera, hingegen wurde von Coleoptera lediglich ein vollständiges Individuum gefunden. Bemerkenswert ist die grosse Häufigkeit von Trichoptera (12%), eine solch grosse Anzahl von Trichopteren-Imagos wurde bis heute nur aus den Ablagerungen der „vollmarin“ abgelagerten Fur-Formation und Moler-Formation (DK) bekannt (Wappler, schrift. Mitt.).

Gegenüber dem massenhaften Auftreten von Stechmücken ist der Grund für die ausserordentliche Häufigkeit der langdriftenden Gruppen nicht mit einem überaus häufigen Auftreten dieser Gruppen zu erklären, sondern mit einer relativ uferfernen Bildung in einem grösseren Gewässer. Die Insektentaphonomie bestätigt somit die Ergebnisse der räumlichen Verbreitung von der Versteinerungsreichen Zone, wonach die Sedimente in einem grossen See, der höchstwahrscheinlich den gesamten südlichen Rheingraben bedeckte, abgelagert wurden (siehe 5.2).

Fazit: Die Insektentaphozönose ist offensichtlich eine uferferne Bildung. Die Insekten wurden, nachdem sie ins Wasser fielen, vom Wind weit auf den See hinaus verdriftet, wobei die schneller sinkenden Arten kontinuierlich abgereichert wurden. Wahrscheinlich durch Unwetter mit Regen und hohem Wellengang san-

ken die verbliebenen Insekten schliesslich zum Grund ab, wo sie schliesslich mit Sediment bedeckt wurden.

5.7 Merolimnische Insektenfauna

Merolimnische Insekten besitzen ein terrestrisches Adultstadium (Imago) und ein aquatisches Larvenstadium. Das zahlreiche Auftreten merolimnischer Insekten, in allen Entwicklungsstadien, in der Versteinerungsreichen Zone von Altkirch, stellt in der fossilen Überlieferung eine ausgesprochene Seltenheit dar. Es belegt den Bezug dieser Arten zum Wasserkörper und liefert wichtige palökologische Hinweise, die zur Rekonstruktion des Ablagerungsraumes beitragen. Hingegen ist fraglich, ob die merolimnisch lebenden Insekten, welche lediglich durch Einzelfunde belegt sind, einen Bezug zum Ablagerungsraum besaßen.

5.7.1 Stechmücken (Culicidae)

Stamm: Arthropoda, Klasse: Insecta,
Ordnung: Diptera, U-Ordn: Nematocera,
Familie: Culicidae, Gattung: ?Culex

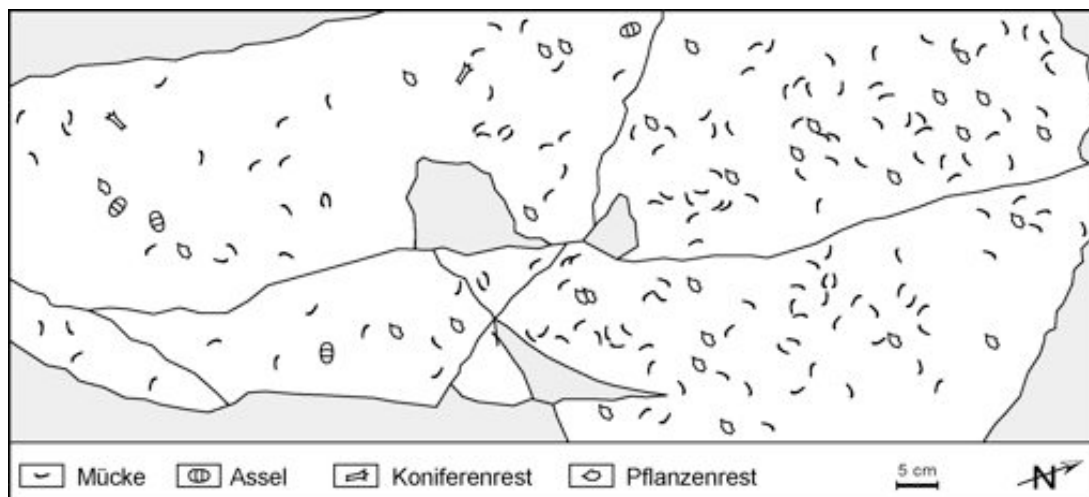


Abbildung 5.4: Grabungsfläche in Niveau *bt*. Der Horizont ist von Stechmücken übersät, daneben finden sich Schwimmasseln der Gattung *Eospheroma* sp. und Pflanzenreste.

Beschreibung: In der Versteinerungsreiche Zone von Altkirch treten in einigen Horizonten massenhaft Stechmücken auf, die höchstwahrscheinlich der Familie *Culex* sp. zugeordnet werden können. Deren kompletter Entwicklungszyklus

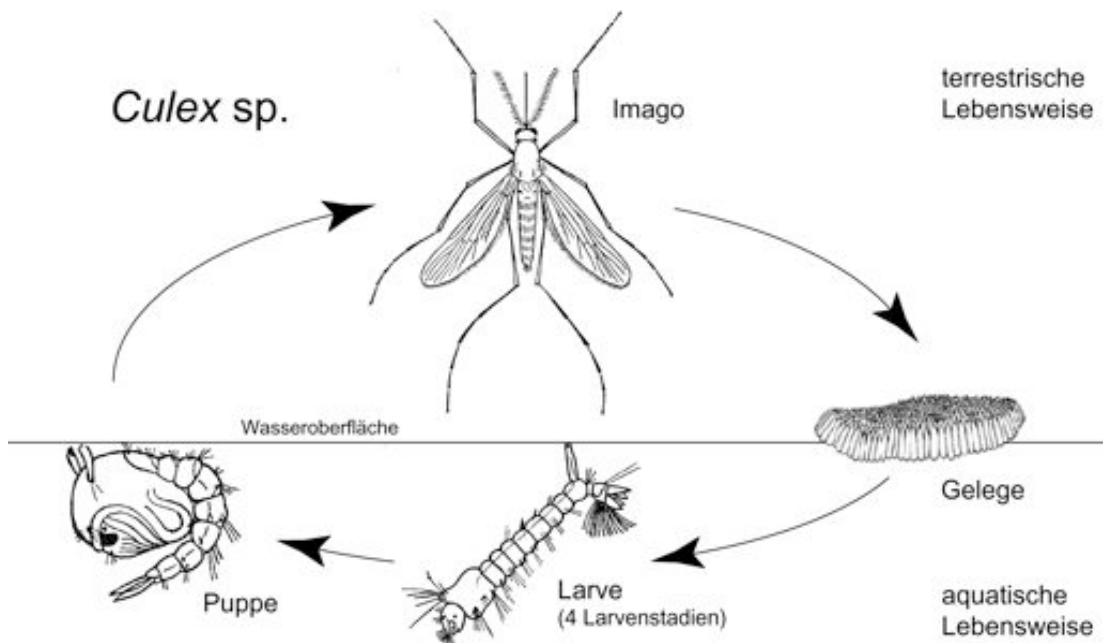


Abbildung 5.5: Lebenszyklus von Stechmücken der Gattung *Culex*.

konnte in der fossilen Überlieferung nachgewiesen werden; Imagos, Eigelege, Larvenreste und Puppen wurden gefunden.

Imagos: Auf einigen Schichtoberflächen liessen sich mit blossem Auge eine grosse Anzahl bräunlicher, kommaförmiger Punkte erkennen. Unter dem Binokular wurden diese als Stechmücken identifiziert. Die Imagos gleichen in verblüffender Weise rezenten Vertretern der Gattung *Culex sp.* und sind nur vom Fachmann näher bestimmbar. Die Imagos sind an Beinen, Thorax und Flügeln deutlich behaart, am Kopf tragen sie wimpernartige (postorbitale) Borsten. Unter dem Raster-Elektronenmikroskop wurden Flügelschuppen gefunden (Abbildung 5.29ol/or), das Chitin liegt also noch in ursprünglicher Form vor. Bemerkenswerterweise wurden bis auf wenige Ausnahmen weibliche Imagos gefunden (Wappler, schrift. Mitt.).

Eigelege: (Abbildung 5.20 ur) setzt sich aus pillenförmigen, längsseitig miteinander agglutinierten Ei-Hüllen zusammen. Das Gelege ist ringförmig aufgerollt. Die einzelnen Eihüllen sind nach innen geöffnet, was zeigt, dass die Larven bereits geschlüpft waren. Nach Graham (2003) sind agglutinierte Eier (Eischiffchen) ein Bestimmungsmerkmal für die Gattung *Culex sp.* Jedoch fanden sich auch einige isolierte pillenförmige Eier, wie sie für die Gattung *Aedes sp.* typisch sind.

Larvenreste: Einige Schichtflächen sind mit den Kopfkapseln der aquatisch lebenden Mückenlarven übersät (Abbildung 5.20ml/ul). Die ovalen Objekte erreichen eine Breite von 0,3-1 mm. Sie besitzen eine Symmetrie bezüglich der kurzen Ellipsenhalbachse und erinnern in ihrem Aussehen an einen Ameisenkopf. Bei ei-

nigen Exemplaren wurden zusätzlich Reste der dünnen Larvenhaut, der Borsten und des Strudelapparates gefunden. Durch einen Vergleich mit rezenten Larven von *Culex* sp. liessen sie sich eindeutig als Kopfkapseln von Stechmückenlarven identifizieren.

Puppen: (Abbildung 5.20 ml) sind keulenförmig, besitzen eine Art „Kopfkapsel“ (Abbildung 5.20 ol), in der sich schon Einzelheiten des Imagos erkennen lassen. Der Hinterleib besteht aus mehreren Segmenten, am Abdomen (oben) sind die zwei Atmungsrohren (Stigmen) vorhanden.

Fundort: In Altkirch treten die Stechmücken in Niveau *ba* (häufig), Niveau *bc* (häufig), Niveau *bi* (massenhaft), Niveau *br* (häufig), Niveau *bs* und in Niveau *bt* (massenhaft) auf. Nach Wappler (schrift Mitt.) finden sich fossile Stechmücken in den Ablagerungen der paleozänen Fur - und Moler-Formation (DK), der eozänen Green-River-Formation (USA), im Unteroligozän von Céreste (F), Sieblos/Rhön (D), im Oberoligozän von Rott (D), Aix-en-Provence (F), im ?miozänen Dominikanischen Bernstein (Dominikanische Republik) und im Pliozän von Willershauzen/Harz (D). Erstaunlicherweise fehlen Vertreter der Culicidae im baltischen Bernstein (Weitschat & Wichard, 1998) und auch aus dem Mesozoikum sind ² keine Funde von Stechmücken bekannt. Die Stechmücken-Funde von Altkirch zeigen eine grosse Anzahl von Übereinstimmungen mit den etwa gleichaltrigen Funden von Céreste (siehe Lutz, 1984) .

Ökologie: Stechmücken der Familie Culicidae leben terrestrisch und sind weltweit verbreitet. In einigen subpolaren und tropischen Gebieten treten sie massenhaft auf. Culiciden ernähren sich von Pflanzensäften. Lediglich die Weibchen saugen Blut von warmblütigen Tieren, welches sie zur Entwicklung der Eier benötigen. Culiziden legen ihre Eier am (*Aedes* sp.) oder auf dem Wasser (*Culex* sp.) ab. Der Entwicklungszyklus der Culicidae beträgt nur wenige Wochen. Die Larven stellen keinerlei Ansprüche an die Wasserqualität, sie können sich in kleinsten Tümpeln und Pfützen fortpflanzen (Lutz, 1984). Die Larven leben nektonisch und sind Suspensionsfresser (Algen). Da die Larven zur Atmung auf Luftsauerstoff angewiesen sind, hängen sie in der Regel bewegungslos an der Wasseroberfläche und atmen über die Stigmen Luftsauerstoff. Aufgrund ihrer an die freie Wasseroberfläche gebundene Lebensweise sind sie für Fische leichte und bevorzugte Beute, weshalb sie in dauerhaften, offenen Gewässern mit einem ausgeglichenem Ökosystem so gut wie gar nicht auftreten. Hingegen treten sie in Habitaten, in denen Fressfeinde fehlen (z.B. Regenwassertonnen) massenhaft auf. In der Natur sind dies in der Regel kurzfristig existierende Habitats, wie etwa Überflutungstümpel und -pfützen. Aus diesem Grunde kommt es zum Beispiel während Regenzeiten und nach Überschwemmungen häufig zu Stechmückenplagen. Nach (Ward, 1991) treten die Larven einiger Stechmückenarten auch im Brackwasser auf, das massenhafte autochthone Auftreten der Larven spricht jedoch für die Anwesenheit von Süsswasser (J. Rust pers. Mitt.).

²im Gegensatz zu der Darstellung von Spielberg (1993) in „Jurassic Parc“

Interpretation: Der kurze Reproduktionszyklus, die Möglichkeit massenhafter Fortpflanzung, sowie der fehlende Schutz und die Unterlegenheit gegenüber Räubern weisen Stechmücken als ausgesprochene Opportunisten aus. Das massenhafte Auftreten von Stechmücken mitsamt ihrer Larven in einigen Horizonten im Pofil Altkirch zeugt von einem grossen ökologischen Ungleichgewicht und deutet auf die Abwesenheit von Räubern (Fische) hin.

5.7.2 Köcherfliegen (Trichoptera)

Stamm: Insecta

Ordnung: Trichoptera

Während der Feldarbeit wurden in der Versteinerungsreichen Zone von Altkirch Fossilien von Köcherfliegen (Trichoptera) gefunden (Abbildung 5.21); darunter adulte Köcherfliegen (Imagines), Puppen, Larvenreste und in grosser Anzahl die Köcherbauten der Larven.

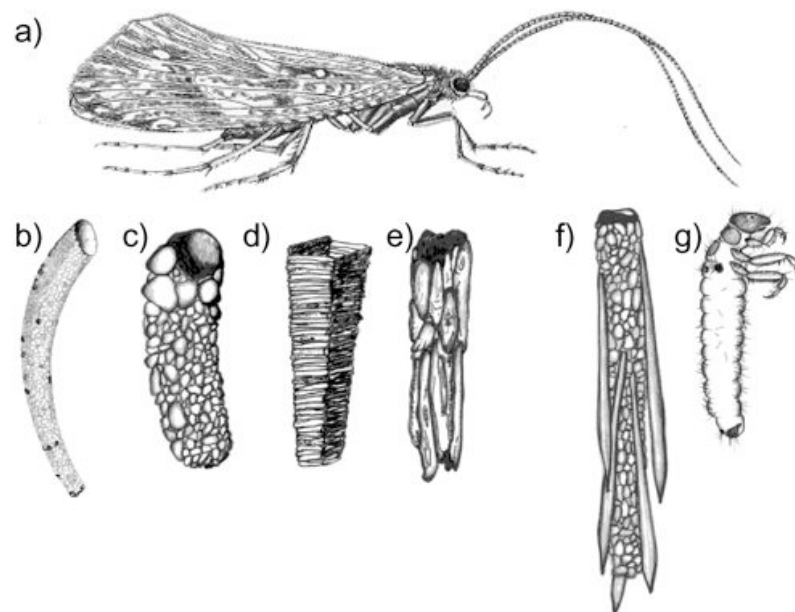


Abbildung 5.6: Trichoptera; a) Imago, b+c) aus Steinchen gefertigte Köcher, d+e) aus Pflanzenresten gefertigte Köcher, f) aus Steinchen und Pflanzenresten gefertigte Köcher, g) Larve

Imagos: Wenige Zentimeter grosse Insekten mit länglichen, bräunlichen Flügeln, welche etwa doppelt so lang sind wie Thorax und Abdomen zusammen (Abbildung 5.21 or). Bei Vergrösserung lässt sich auf den Flügeln eine Behaarung erkennen (Abbildung 5.21 ml), welche das Hauptmerkmal der Trichoptera (Haarflügler) darstellen. Das erste Fühlersegment ist stark ohrenförmig vergrössert. Die

Köcherfliegen sind in der Regel schlechter erhalten als andere Insekten, die Beine sind grösstenteils disartikuliert. Leider ist die Bestimmung fossiler Köcherfliegen problematisch, da die Bestimmungsmerkmale in der Regel unzureichend erhalten sind (Rust, pers. Mitt.).

Larven/Puppen: Trichopterenlarven und Puppen, beziehungsweise deren Reste, wurden in recht unterschiedlichen Entwicklungsstadien gefunden. Abbildung 5.21 mr/ul zeigt ein Exemplar, welches bereits Flügel besitzt, während Kopf (Abbildung 5.21 ul) und Körperbau noch einer Larve gleichen. Am Kopf ist die kräftige, sichelförmige linke Mandibel deutlich zu erkennen, am Thorax hängen seitlich fadenförmige Tracheenkiemen. Das Abdomen der Larven ist mit vogelfederförmigen, fadigen Tracheenkiemen dicht besetzt (Abbildung 5.21 mm). Abbildung 5.21 ur zeigt eine verpuppte Köcherfliege, die bereits einige Merkmale (Abdomen, Flügel, Beinschienen) des Imagos zeigt. Viele der Larven fanden sich nur wenige Zentimeter neben einem Köcher eingebettet erhalten.

Köcher: Längliche, trichterförmige 1,5-3 cm lange Wohnbauten der Larven, welche vorwiegend aus sehr kleinen Steinchen in Fein - Mittelsandfraktion und Pflanzenresten mosaikartig zusammengesetzt sind (Abbildung 5.21 om/oru). Auf einigen Schichtflächen treten die Köcher in grosser Anzahl auf. Zur Fixierung des Baumaterials verwenden Köcherfliegenlarven einen klebrigen Spinnfaden, dessen Reste sich bei einigen der Köcher noch erhalten findet (Abbildung 5.21 oro). Die Köcher bestehen aus vergleichsweise feinem Baumaterial; Abbildung 5.21 oru zeigt, dass das Baumaterial scheinbar säuberlich zurechtgeschnitten wurde, bevor es verbaut wurde. Viele Köcher zeigen einen ringartig segmentierten Aufbau, der durch das sukzessive Weiterbauen des Köchers mit zunehmenden Wachstum der Larve zustande kommt.

Fundort: In Altkirch sind die Funde von Trichoptera auf das Niveau *bi* beschränkt, mit Ausnahme eines Fundes, der wahrscheinlich aus Niveau *bt* stammt. Trichopterafossilien wurden aus der Salzfolge noch nicht beschrieben, sie stellen in der fossilen Überlieferung eine grosse Seltenheit dar. Funde von fossilen Köcherfliegen sind aus der paläozänen Fur- und Moler-Formation (DK) bekannt (Wappler, schrift. Mitt.). Aus den mitteleozänen Ölschiefern von Messel (D) sind bislang nur Trichopterenköcher bekannt, die häufig sind (Lutz, 1992). Im baltischen Bernstein kommen Trichopterenimagines in ca. 5-6% aller Inklusen vor (21 Familien), während sie im ebenso inklusenreichen, dominikanischem Bernstein in nur 0,1-0,01% aller Einschlüsse vertreten sind (Weitschat & Wichard, 1998).

Ökologie: Köcherfliegen treten weltweit mit fast 7000 Arten auf, von denen in Europa etwa 800 Arten verbreitet sind. Sie besitzen überwiegend eine merolimnische Lebensweise (Wichard, 1978). Die Larven merolimnischer Trichopteren besitzen eine benthisch vagile Lebensweise. Viele Arten bauen einen Köcher aus Pflanzenresten oder kleinen Steinchen, um ihren weichen Hinterleib zu schützen. Je nach Art besitzen die Larven recht unterschiedliche Ernährungsweisen, manche Arten leben herbivor von Algen, welche sie am Gewässergrund abweiden, andere Arten leben carnivor und bauen Trichternetze, in denen sich Kleintiere verfangen

(Reihholf-Riehm, 1984). Obwohl Trichoptera eine stenohaline Süßwassergattung darstellt, können einige Arten in Brackwasser mit einem Salzgehalt bis zu 10-15‰ vordringen (Ward, 1991). Nach Wichard (1978) besteht ein Zusammenhang zwischen dem O₂-Gehalt eines Biotops und der Anzahl Tracheenkiemen der Larven. An einen erniedrigten Sauerstoffgehalt angepasste Larven besitzen eine hohe Anzahl an Tracheenkiem am Körper.

Interpretation: Die Anwesenheit von Köcherfliegenlarven deutet auf das Vorhandensein von Süßwasser und einen limnischen Ablagerungsraum hin, wenngleich Salinitätsschwankungen nicht ausgeschlossen werden können. Nach Wappeler (schrift. Mitt.) wird von den Larven als Baumaterial für den Köcher alles verfügbare Material verbaut. Es ist jedoch anzunehmen, dass der Köcher neben einem mechanischen Schutz den Larven auch zur Tarnung dient. Somit scheint es denkbar, dass der Baustil des Köchers dem Untergrund, beziehungsweise der Umgebung angepasst wird. Die feine Bauweise der Larvenköcher deutet allerdings darauf hin, dass die Köcherfliegenlarven im Ablagerungsraum selber gelebt haben – ganz gleich, ob sie nach dem Zufallsprinzip herumliegendes Material verbauten, oder ob sie gezielt versuchten, ihren Köcher dem Untergrund anzugleichen. Für die bereits von Kritikern geäußerte Theorie, die Köcherfliegenköcher seien von außen her (durch Flüsse) in den Ablagerungsraum eingeschwemmt worden, finden sich hingegen keine Indizien. Die ungewöhnlich grosse Anzahl an Tracheenkiem der in Altkirch gefundenen Larven kann als eine Adaption an einen erniedrigten Sauerstoffgehalt des Habitats interpretiert werden. Die frühe Ausbildung der Flügel bereits im Larvenstadium kann dahin interpretiert werden, dass die Flügel zum Erzeugen einer Strömung im Larvenköcher und somit zur Unterstützung der Atmung dienten. Beide Anhaltspunkte würden wiederum die Vermutung stützen, dass die Köcherfliegen im Ablagerungsraum gelebt haben, der nicht allzu viel O₂ enthielt.

5.7.3 Libellen (Odonata)

Stamm: Arthropoda, Klasse: Insekta
Ordnung: Odonata, U-Ordnung: Lestidae

Der Einzelfund einer hervorragend erhaltenen Kleinlibelle (Lestidae) stammt aus Niveau *bk*. Allerdings scheinen Libellen in Altkirch nicht allzu selten zu sein, so beschreibt Gaudant & Burkhardt (1984) Odonata in Niveau *bi* und Storni (pers Mitt.) berichtet den Fund einer Libelle im Zusammenhang mit einer Exkursion der Uni Fribourg (CH). Bei einem Insektenfund aus Niveau *bt* handelt es sich möglicherweise um eine Libellenlarve. Solange dieser Fund nicht gesichert ist, oder weitere Funde von Libellenlarven vorliegen, ist eine direkte Verbindung zwischen Libellen und Ablagerungsraum fraglich.

5.7.4 Zuckmücken (Chironomidae)

Stamm: Arthropoda, Klasse: Insekta

Ordnung: Nematocera, U-Ordnung: Chironomidae

Unter den massenhaft auftretenden Nematocera fanden sich vereinzelt kleine, meist schlecht erhaltene Mücken, die grosse Komplexaugen und z.T. wirtelhaarige Antennen haben. Allerdings wurde nur eine fragliche Chironomiden-Larve gefunden, so dass der Bezug dieser Gruppe zum Ablagerungsraum nicht als gesichert gelten kann.

5.8 Aquatische Fauna

In der Versteinerungsreichen Zone von Altkirch findet sich eine autochtone artenarme Brackwasserfauna. Diese ist durch das auf bestimmte Niveaus begrenzte massenhafte Auftreten einzelner Arten charakterisiert.

5.8.1 *Hydrobia* sp. (Hartmann)

Stamm: Molluska, Klasse: Gastropoda,

Ordnung: Caenogastropoda, Superfamilie: Rissoacea,

Familie: Hydrobiidae

Beschreibung: Kleine bis max. 8 mm grosse spitzkegelig turmförmige Schnecke. Schale glattwandig, aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes leider nicht weiter bestimmbar.

Fundort: In Niveau *aa* finden sich einzelne Schichtflächen, welche mit kleinen, pyritisierten Hydrobien und Ostrakoden gepflastert sind. In Niveau *bi* finden sich vereinzelt auf bestimmten Schichtflächen hydrobienartige Kleingastropoden, welche über 5 mm Grösse erreichen. Sie sind dreidimensional, meist unverfüllt und in kreidiger Substanz erhalten. In Niveau *bp* sind grosswüchsige (bis 8 mm) Hydrobien sehr häufig, die durch Kompaktion teilweise zerdrückt worden sind (Abbildung 5.22).

Die Hydrobien in den Niveaus *ab* und *bp* weisen eine durch Strömung verursachte Vorzugsorientierung auf (siehe Abb.5.22 *mr/ur*). Auf Schichtflächen in Niveau *aa* und *bi* wurden Kriechspuren gefunden, die Hydrobien zugeordnet werden können (siehe 5.28 u).

Maikovsky (1941) gibt aus der Mittleren Salzfolge unter Berufung auf ältere Arbeiten vier verschiedene Hydrobienarten an (*H. sandbergeri*, *H. subulata*, *Nystia pupiniformis*, *N. polita*), die abgebildeten Exemplare sind jedoch von schlechter Erhaltung, sodass die Angaben bezweifelt werden müssen. Gaudant & Burkhardt (1984) hat die Kleingastropoden in Niveau *bo* als *Nystia* sp. bestimmt.

Aufgrund unzureichender Erhaltung ist nicht gesichert, ob alle gefundenen Kleingastropoden wirklich der Familie der Hydrobia angehören, es existieren weitere vergleichbare Familien (Rust mündl. Mitt.). Wegen der taxonomischen Unklarheiten werden diese hydrobiformen Kleingastropoden hier schlicht als *Hydrobia sp.* bezeichnet.

Hydrobien gehören zu den häufigsten und am meisten beschriebenen Fossilien der Versteinerungsreichen Zone; sie treten an vielen Fundstellen in grosser Anzahl auf. Namengebend sind sie für die untermiozänen Hydrobienschichten des Mainzer Beckens im nördlichen Rheingraben.

Ökologie/Aktualismus: Brookes Knight *et al.* (1960) geben für *Hydrobia sp.* folgende Verbreitung an: Kosmopolit, meistens in Süss- und Brackwasser.

Rezent ist *Hydrobia ulvata* weitverbreitet. In Nordeuropa kommt sie auf Weichböden in Ästuaren und in Salzmarschen bis zu einer Salinität von minimal 4 ‰ vor, wo sie eine Populationsdichte bis zu 300 000 Individuen pro Quadratmeter erreichen kann und sich hauptsächlich von Diatomeen ernährt. Mitunter tritt *Hydrobia ulvata* in Lagunen auf, meistens zusammen mit anderen Hydrobienarten, wo sie eine grössere Endgrösse erreicht. *Hydrobia ulvata* stellt die primäre Nahrungsquelle für eine grosse Anzahl Vertebraten und Invertebraten dar (zusammengefasst nach Barnes, 1994).

Fazit: Das Massenaufreten von Hydrobien ist ein klarer Hinweis für Brackwasser und für Weichböden.

5.8.2 Körbchenmuschel (*Corbiculacea*)

Stamm: Moluska, Klasse: Bivalvia,
Unterklasse: Heteroconchia, Superordnung: Heterodonta,
Ordnung: Veneroidea, Superfamilie: Corbiculidae

Beschreibung: Kleine, wenige Zentimeter grosse, kugelige Muschel. Gleichklappige, trigonal-gerundete Schalen, Wirbel prosogyr. Schalenoberfläche mit feinen, engständigen Furchen komarginal skulpturiert. Kräftiges, heterodontes Schloss mit drei Kardinalzähnen.

Fundort: In Altkirch Niveau *bk* und *bo*. Im oberen Teil von Niveau *bk* treten auf einzelnen Schichtflächen artikulierte Schalen von einer Corbiculacea-Art auf. Diese erreicht dort eine hohe Individuendichte, die Schalen sind häufig von gleicher Grösse, mitunter finden sich Exemplare in Lebendstellung erhalten.

Palökologie: Bei einer Probegrabung wurde im obersten Teil von Niveau *bk* wenige Zentimeter unterhalb der Oberkante eine Schichtfläche mit *Corbicula sp.* auf ca. 1m² freigegeben (Abbildung 5.7).

Auf der Schichtfläche wurden 47 Exemplare von *Corbicula sp.* mit geöffneten aber noch artikulierten Klappen gezählt. Daneben fanden sich einige Hydrobien und Pflanzenreste. Nahezu alle Exemplare lagen mit der Ventralseite oben orientiert (instabile Lage), was bedeutet, dass sie nicht transportiert wurden; lediglich

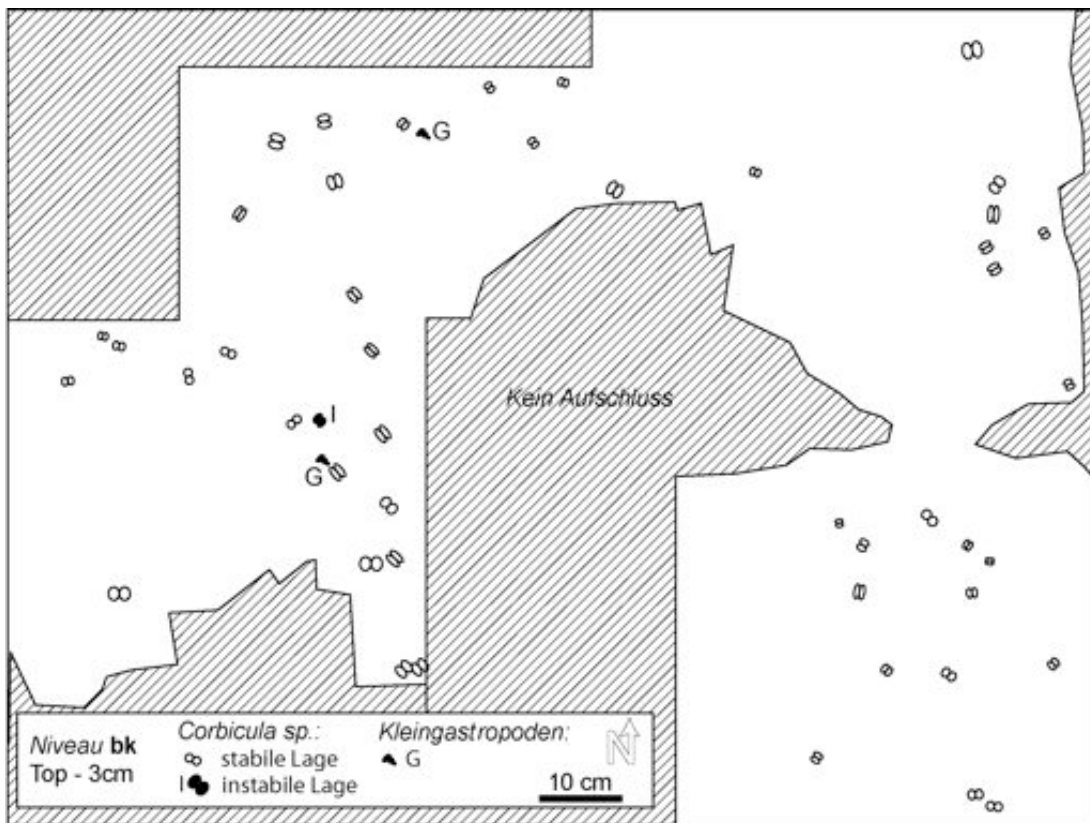


Abbildung 5.7: Skizze einer Grabungsfläche im Top von Niveau *bk*. Autochtone monospezifische Lage von Muschelschalen der Gattung *Corbicula* sp.. Alle Schalen sind artikuliert und liegen mit der Schaleninnenseite nach oben.

ein kleines Individuum lag mit der Dorsalseite nach oben orientiert (stabile Lage). (siehe Allen, 1990).

Niveau *bo* bietet ein anderes Bild: In dem massiven Mergel finden sich nebst Kleingastropoden und Fischknochen lediglich disartikulierte Klappen, die scheinbar keine Orientierung aufweisen.

Muscheln, welche höchstwahrscheinlich Corbiculacea zuzuordnen sind, finden sich in vielen Aufschlüssen der Mittleren Salzfolge oder sind von dort beschrieben. So aus dem obersten Teil des Steinbruchs von Tagolsheim (Stucky in Vorb.), vom Isteiner Klotz (Wittmann, 1952, *Polymesoda* sp.) oder aus Brunstatt (Förster, 1892, ?*Spharium* sp.). Gaudant & Burkhardt (1984) haben die Corbiculacea im Profil Altkirch als *Cyrena* sp. falsch bestimmt. In vielen alten Arbeiten wurde aus der Mittleren Salzfolge die Gattung *Cyrena semistrata* beschrieben (z.B. Förster, 1892; Kiefer, 1928; Maikovsky, 1941). In Wirklichkeit dürfte es sich hierbei in den meisten Fällen, wie auch in Altkirch, um eine Gattung der Corbiculacea, wahrscheinlich sogar *Corbicula* sp. handeln.

Eine Überarbeitung sämtlicher Molluskenfunde wäre somit erforderlich. Namensgebend sind Vertreter der Corbiculacea für die Untermiozänen *Corbicula-Schichten* des Mainzer Beckens. Nach Sonne (1974) sind sie als limnisch-brackisch zu bezeichnen, und es findet sich folgende Beschreibung: „Für sie ist *Hydrobia inflata* das „Leitfossil“ . Foraminiferen werden seltener, während Ostrakoden in ihrer Arten und auch Individuenzahl etwa gleich bleiben, jedoch gibt es nur noch brackische und limnische Formen, Mikro-Plankton kommt lagenweise vor“.

Ökologie: Nach Amler *et al.* (2000) kommen Vertreter der Corbiculacea flachmarin, brackisch bis limnisch-fluviatil vor. Sie leben flach endobenthonisch in Weichböden und sind Suspensionsfresser. Cox *et al.* (1969) gibt für die Verbreitung rezenter Arten Brack- und Süßwasser an, während Skelton (1985) zur Verbreitung „vorwiegend Süßwasser“ anmerkt.

Die Gattung *Corbicula* sp. hat zahlreiche rezente Verwandte im Süßwasser. Die ursprünglich aus Südost-Asien stammende *Corbicula fluminea* findet sich als Neozoe seit wenigen Jahren in Binnengewässern Amerikas und Europas, wohin ihre Larven durch Wassertanks von Hochseeschiffen eingeschleppt wurden. So auch im Rhein, wo sie 1986 zum erstenmal gesichtet wurde und mittlerweile massenhaft auftritt. Im Rhein existieren sogar verschiedene Ökotypen, die ihre Schalenmorphologie an unterschiedliche Habitate angepasst haben . *C. fluminea* besitzt die Möglichkeit sich sowohl mit dem Fuss (Detritusfresser), als auch mit dem Siphon (Suspensionsfresser) zu ernähren. *Corbicula* ist kleinwüchsig und besitzt einen äußerst kurzen Reproduktionszyklus von ca. drei Jahren, wohingegen Süßwassermuscheln der Familie *Unio* für einen Reproduktionszyklus mindestens 8 Jahre benötigen.

Interpretation: Die Tatsache, dass *C. fluminalis* weltweit innerhalb von wenigen Jahren einen Grossteil der Binnengewässer „eroberte“, sich dabei scheinbar sogar morphologisch adaptierte, sowie die kurzen Reproduktionsphasen, die Toleranz gegenüber schlechten Lebensbedingungen wie Verschmutzung, Eutro-

phierung und Salinitätsschwankungen, und die verschiedenen Ernährungsformen weisen *Corbicula fluminea* als einen ausserordentlichen r-Strategen aus.

5.8.3 Miesmuschel (*Mytilus sp.*)

Gaudant & Burkhardt (1984) beschreiben im Profil von Altkirch (Niveau *bo*) Funde von *Mytilus sp.* . Jedoch betont sie, dass diese Gattung dort nur selten vorkommt.

Leider konnten diese Funde, im Gegensatz zu den Beschreibungen vom Isteiner Klotz, (Kapitel 3) nicht bestätigt werden. Düringer (1988) war verwundert über das Nichtauftreten von *Mytilus sp.* im Profil Altkirch. Grund für das allenfalls sporadische Auftreten von *Mytilus sp.* in Altkirch mag damit zusammenhängen, dass diese Art einen Hartgrund als Habitat benötigt; in Altkirch finden sich jedoch nur Weichgründe, Hinweise auf die Existenz von Hartgründen in unmittelbarer Nähe fehlen.

5.8.4 *Electra cf. monostachys* (Busk)

Stamm: Bryozoa, Klasse:Gymnolaemata,
Ordnung: Cheilostomata, Fam: Electridae,
Gattung: *Electra* (Lamouroux 1816)

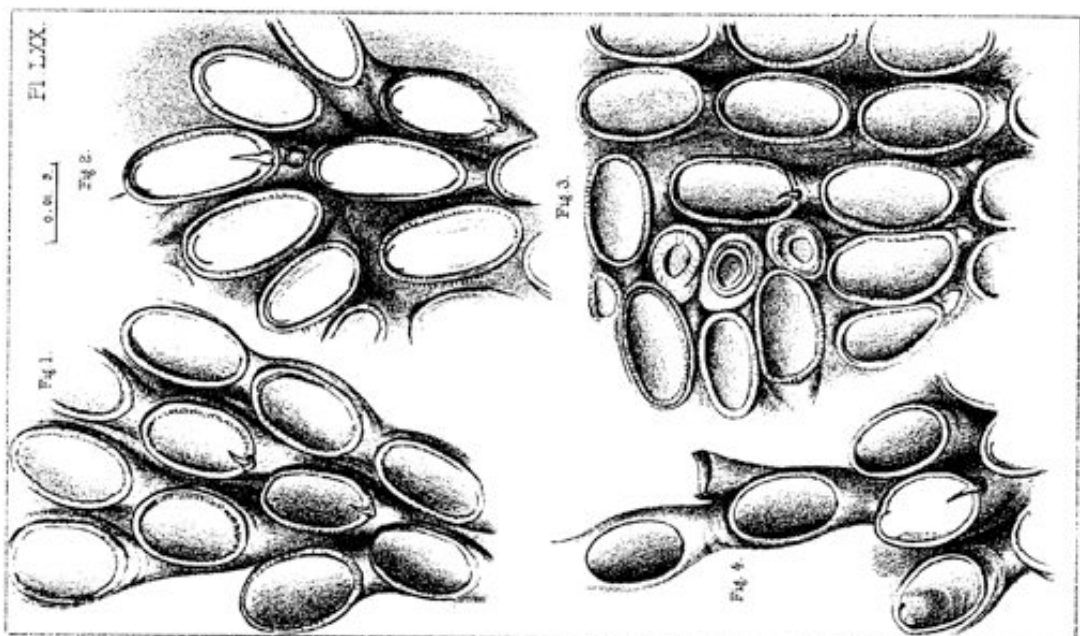


Abbildung 5.8: Zeichnung von *E. monostachys* (nach Busk 1854)

Beschreibung: Bryozoe mit bäumchenartigem Wachstumsmuster; bildet gerade gewachsene dünne, lange Ästchen von rundlichem bis elliptischem Querschnitt. Sackförmige, längsseitig verwachsene Zooide mit seitlicher, ovaler Öffnung.

Fundort: Im Gipschizont Niveau *ab* treten die Bryozoen in Form von Schilllagen monospezifisch auf. Die Bryozoen sind in Fragmente von wenigen Zentimetern Länge zerbrochen. Abgesehen von der Fragmentierung lassen sich allerdings keine Transportspuren erkennen.

Nach Vavra (schrift. Mitt.) ist die einzige mit dem fossilen Taxon vergleichbare Bryozoengattung *Electra monostachys*. Das Auftreten dieser Art stellt zweifelsfrei eine Rarität dar. Die Taxonomie dieses Formenkreises ist allerdings im Hinblick auf die existierende Literatur problembehaftet. Fossil ist dieser Formenkreis nur von David & al. (1972) beschrieben worden. Die französischen Autoren geben folgende Verbreitung an: Oligozän des Pariser Beckens (F), Miozän des Rhonebeckens (F), in pliozänen Ablagerungen in England und den USA und in pleistozänen Ablagerungen in den USA. Rezent werden als Verbreitungsraum Atlantik, Mittelmeer, Nordsee und Arktischer Ozean aber auch abgeschlossene Lagunen als Lebensraum angegeben.

Ökologie: Bryozoen sind Suspensionsfresser und besitzen eine sessile epibenthische Lebensweise. Nach Barnes (1994) ist *E. monostachys* eine im Bereich von Flussmündungen lebende Küstenspezies, Sie inkrustiert dort Steine und Muschelschalen. Die Verwandte Art, *E. pillosa*, toleriert Salinitäten bis zu 20 ‰, und *E. crustulenta* tritt in der Ostsee sogar bis zu einem Salzgehalt von nur 2 ‰ und anderswo bis zu 10 ‰ auf.

Interpretation: Das Auftreten der marinen Gattung *Electra* sp. in der Versteinerungsreichen Zone von Altkirch ist ein klarer Hinweis auf einen marinen Einfluss, wenngleich die Art und ihr monospezifisches Auftreten auf ein spezielles, wahrscheinlich brackisches Milieu hindeuten. Das Auftreten der scheinbar nur unweit transportierten Bryozoen in massivem Gips wirft Fragen bezüglich der Paläosalinität auf. Der Gips deutet auf ein hypersalinen Ablagerungsraum hin, während die Bryozoen einen Salzgehalt von Euhalin bis Mesohalin 35‰ bis 10‰ schliessen lassen. Grundsätzlich sind zwei Dinge vorstellbar:

- Es existiert ein Gradient oder ein Sprung in der Salinität, etwa ein geschichteter Wasserkörper mit hypersalinem Bodenwasser.
- Die Salinität ist nichtmarin (Anthalassosalinität) und unterscheidet sich bezüglich der Zusammensetzung von der des Meerwassers. Im Vergleich zur Chloridsalinität war die nicht-toxische Sulfathalinität stark erhöht, so dass es bereits bei brackischer Chloridsalinität zur Ausfällung von Gips kam.

5.8.5 Flohkrebse (*Gammaridae*)

Stamm: Crustacea, Klasse: Amphipoda,
Subordnung: Gammaridea

Beschreibung: Bis 2 cm grosse typische Gammariden, die in allen erkennbaren Details mit rezenten Vertretern der Gattung *Gammarus* sp. übereinstimmen. Eine genauere Bestimmung ist aufgrund der Erhaltung und der komplexen Taxonomie dieser Unterordnung leider äusserst schwierig.

Fundort: In Niveau *be* (massenhaft), im obersten Teil von Niveau *bt* (häufig), in Niveau *bk* (lagenweise häufig) und in Niveau *bj* (Einzelfunde). Während die Funde aus Niveau *be* und *bt* meist pyritisiert und dreidimensional erhalten sind und allen Wachstumsgrössen entsprechen, fanden sich in Niveau *bk* ausschliesslich flachgedrückte, grosswüchsige (adulte) Exemplare in chitinöser Erhaltung.

Beschreibungen fossiler Gammariden aus der Versteinerungsreichen Zone finden sich bei Förster (1892) und Maikovsky (1941). Maikovsky (1941) berichtet von zwei Gattungen *Gammerus retzi* und *Melita palmata*. Die Autoren geben folgende Fundorte an: Lümschweiler und Brunstatt, sowie die Bohrungen Schönensteinbach (D.P. II) bei 483m und 498m Teufe, und die Bohrung Homburg bei 525m Teufe.

Die fossile Überlieferung der Gammaridea ist äusserst spärlich. Älteste Zeugnisse bietet die Gattung *Palaeogammarus* sp., die aus dem Eozän des baltischen Bernsteins beschrieben wurde. Heer (1865) beschreibt aus dem Miozän von Öhningen (D) *Gammarus öhningensis*. Eine ganze Reihe von Gammariden ist aus dem Miozän der Schwarzmeer Region bekannt geworden (Hessler, 1969). Bei (Hessler, 1969) ist das zeitliche Auftreten der Gattung *Gammerus* sp. mit einem Fragezeichen versehen, es findet sich folgende Anmerkung: „Keine der verschiedenen von Straelen und Maikovsky zusammengestellten Berichte, welche das fossile Auftreten von *Gammerus* sp. beanspruchen ist vertrauenswürdig. Unzweifelhaft gehören die betreffenden Fossilien zur Gruppe der Gammaridea, müssen aber mit weit grösserem Detail studiert werden, bevor vertrauenswürdige Gattungsnamen gemacht werden können“. Eine weitere Untersuchung dieser Gammariden wäre somit auch unter evolutionsbiologischen Gesichtspunkten interessant.

Ökologie: Amphipoden leben vorwiegend marin und finden sich in allen Tiefen. Von den drei Hauptunterordnungen enthalten nur die Gammaridea Süsswasser- und sogar terrestrisch lebende Vertreter. Mehr als ein Drittel aller bekannten Gammariden-Arten (ca. 290) leben im Baikalsee. Einige Gammariden sind wirklich pelagisch, die meisten leben benthisch, besitzen aber die Möglichkeit zu schwimmen. Gammariden leben zumeist herbivor. Verglichen mit der grossen Anzahl an Arten und besetzten ökologischer Nischen, verfügt die Unterordnung der Gammaridea nur über geringfügige Unterscheidungsmöglichkeiten auf hoher taxonomischer Ebene. Dies sollte bei einem Vergleich einer fossilen Assoziation mit rezenten Vertretern berücksichtigt werden (zusammengefasst nach Hessler, 1969).

Nach Etter (1994) sind Amphipoden-Gemeinschaften typische Elemente von

Weichbodenfaunen in Ästuar- und Brackwassermilieus. Aber auch im Süßwasser erreicht die Gattung *Gammarus* hohe Populationsdichten.

Interpretation: Die in verschiedenen Individuengrößen vorliegenden pyritisier-ten Gammariden aus Niveau *be*, werden als Massentod Ereignis interpretiert, welches wahrscheinlich durch Sauerstoffmangel verursacht wurde. Die Individuen wurden dabei in frühdiagenetisch gebildetem Pyrit dreidimensional erhalten. Die lagenweise auftretenden, grosswüchsigen Gammariden in Niveau *bk* scheinen hingegen nicht einem Massentodereignis zum Opfer gefallen zu sein, da sich nur adulte Individuen finden. Das Auftreten von Gammariden in solch einer hoher Individuendichte, sowie das gleichzeitige Fehlen weiterer Crustaceengattungen wird als klarer Hinweis auf Brack- oder Süßwasser interpretiert. Das monospezifische Auftreten und die hohe Individuendichte wird mit einer opportunistischen Lebensweise in Verbindung gebracht.

5.8.6 *Eosphaeroma obstusum* (Meyer)

Stamm: Crustacea, Klasse: Isopoda

Familie: Sphäromides, Gattung: Eosphaeroma

Beschreibung: Die Gattung *Eosphaeroma* ist eine Wasserassel. Sie erreicht ca. 3 cm Grösse und hat eine ovale Körperform. Der Carapax ist deutlich segmentiert und zum Rand sägezahnartig gezackt. Charakteristisch sind die Abdominalsegmente; das Telson ist gross und löffelförmig, randlich davon liegen jeweils zwei kleine längliche Uropoden, die meist nur schwer zu erkennen sind. Die ursprünglich 4 beschriebenen Gattungen von *Eosphaeroma* wurden von Martini (1972) revidiert, und zu zwei Gattungen zusammengefasst. Dabei wurden auch Eosphaeromafunde von Altkirch berücksichtigt und als *E. obstusum* bestimmt.

Fundort: In der Versteinerungsreichen Zone von Altkirch wurden Exemplare von *Eosphaeroma* in den Niveaus *bc*, *bi*, *bk*, *bs* und *bt* gefunden. *E. obstusum* ist die am kontinuierlichsten innerhalb des Aufschlusses vorkommende Art. In Niveau *bs* und *bt* tritt *E. obstusum* besonders häufig auf, in Niveau *bs* wurden zusammengeschwemmte Reste von *Eosphaeroma* und Blättern gefunden. Abbildung 5.24 zeigt eine Grabungsfläche in Niveau *bt*, dort fanden sich 3 Individuen von *Eosphaeroma*.

Die Gattung *Eosphaeroma* wurde an weiteren Fundstellen der Versteinerungsreichen Zone gefunden bzw. von dort beschrieben. Im Steinbruch von Tagolsheim fanden sie sich an der Basis der Mittleren Salzfolge in gelblichen Laminiten (Stucky in Vorb.). Förster (1892) hat *E. obstusum* aus den „plattigen Steinmergeln“ von Bruntstatt und Kleinkembs beschrieben. Weitere Funde von *Eosphaeroma sp.* aus der Mittleren Salzfolge im südlichen Oberrheingraben sind aus Kalibohrungen (z.B. Ensisheim) bekannt geworden (Förster, 1913; Maikovsky, 1941).

Martini (1972) beschreibt *Eosphaeroma* von weiteren unteroligozänen Fundstellen in Mitteleuropa: Im Pechelbronner Becken im mittleren Rheingraben tritt

Eosphaeroma in den *Oberen* und *Unteren Pechelbronner* Schichten auf. Desweiteren wurden Funde aus Nordhessen, dem Pariser Becken und dem Hampshire Bassin beschrieben. In Nordhessen wurde die Gattung *Eosphaeroma* bei Sieblos an der Wasserkuppe (D) im Bereich des *Melanien-Tons* gefunden. Die Funde aus dem Pariser Becken stammen aus dem *Marnes bleus d' Argenteuil*. Die Funde aus dem Hampshire Becken stammen aus den *Bembridge Beds* des Gurnard Bays der Isle of Wight.

Ökologie: Vertreter der Superfamilie Späromides kommen nach Hessler (1969) marin bis fluviatil vor; es handelt sich also um eine euryhaline Gruppe. Die Gattung *Eosphaeroma* wurde lediglich fossil beschrieben, jedoch zeigt sie grosse Ähnlichkeit zu den rezenten, in Höhlengewässern (styglobitisch) lebenden Arten *Sphäromides raymondi* und *Sphäromides virei*. *Sphäromides virei* lebt in Höhlengewässern der Dinariden, z.B. *Osapska Jamma* (SLO), *Sphäromides raymondi* kommt in Höhlengewässern der Ardeche-Region (F) vor. Beide Arten leben nektonisch und ernähren sich von Aas. Aufgrund ihrer styglobiten Lebensform können sie als Extremisten mit wahrscheinlich opportunistischer Lebensweise bezeichnet werden. Ebenso weist das massenhafte fossile Auftreten von *Eosphaeroma* auf eine extreme Lebensform hin, die sich im Schema der r-Strategen einordnen lässt.

5.8.7 *Enoplophthalmus alsaticus* (Gaudant)

Stamm: Chordata, Klasse: Osteichthyes

Ordnung: Salmonidae, Unterordnung: Osmeridae (Stinte)

Gattung: Enoplophthalmus Sauvage

Beschreibung: Abbildung 5.26 zeigt ein nahezu perfekt erhaltenes Exemplar von *Enoplophthalmus alsaticus*, der Körperbau lässt sich nicht von dem rezenter Stinte (Osmeridae) unterscheiden (Vgl. mit Abbildung ??):

Kleiner sehr schlanker, bis ca. 15 cm langer Fisch. Schmale, längliche fahnenförmige Rückenflosse, etwa auf Mitte des Rückens und deutlich gekielte Schwanzflosse. Alle gefundenen Exemplare zeigen auf dem Schädel einen schwarzen Fleck. Bemerkenswerterweise wurden trotz der ausserordentlichen Erhaltung nie Schuppen oder Reste davon gefunden.

Fundort: Alle bekannten Exemplare von *Enoplophthalmus alsaticus*, die von Gaudant & Burkhardt (1984) beschriebenen Holotypen inbegriffen, stammen aus Niveau *bk*. *Enoplophthalmus schlumbergeri*, eine weitere Art, wurde aus dem Oligozän der Synklinale von Apt (F) und dem Oligozänvorkommen von Obersdorf (CH) beschrieben, wo sie zusammen mit Süßwasserfischen auftritt (Gaudant & Burkhardt, 1984).

Palökologie: Figur 5.9 zeigt die Grössenverteilungskurve von *E. alsaticus*. Dabei wurde die Länge der Wirbelsäule von 12 einfach messbaren Exemplaren gemessen. Die Anzahl der Exemplare in einem Längenintervall von einem Zentimeter wurde schliesslich graphisch dargestellt. Die Wirbelsäulenlängen der gemessenen Exemplare betragen 3,1-5,7 cm. Die Grössenverteilung der wenigen gemess-

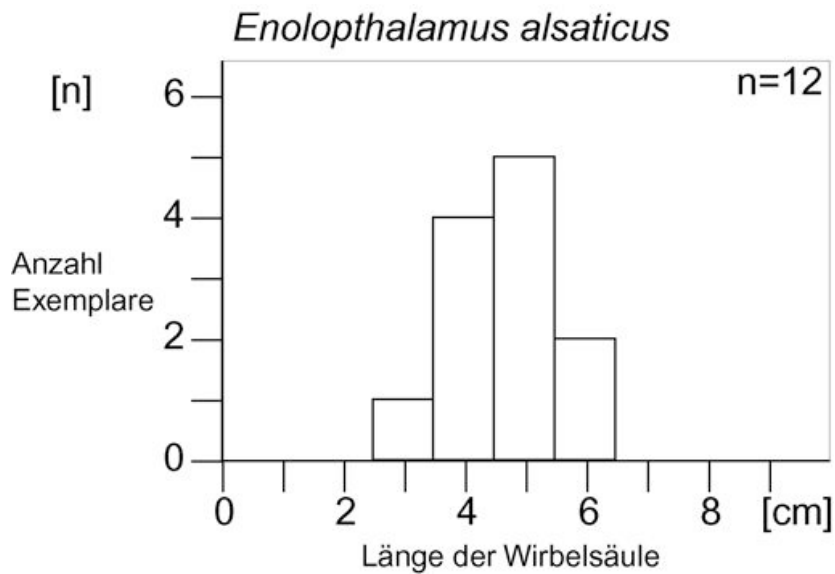


Abbildung 5.9: Länge der Wirbelsäule von 12 Individuen der Gattung *Enolopthalmus alsaticus*. Der Vergleich mit weiteren xx unvollständigen Exemplaren bekräftigt das Ergebnis

senen Exemplare gleicht einer Gausskurve. Es konnten zwar nur 12 Individuen gemessen werden, jedoch fallen auch die übrigen Exemplare, bei denen eine Messung nicht möglich war, in diesen Grössenbereich, was ein optischer Vergleich der Fundstücke erbrachte.

Taphonomie: Obwohl alle Funde von *E. alsaticus* demselben Horizont (Niveau *bk*) entstammen, zeigen sie recht unterschiedliche Erhaltung. Insgesamt konnten vier unterschiedliche Erhaltungstypen (Taphotypen) beobachtet werden (siehe Abbildung 5.26).

1. Taphotyp A; etwa die Hälfte der Exemplare findet sich in gestreckter Position und ist mit Hautschatten vollständig erhalten. Der Schädel dieser Exemplare ist meist seitlich flachgepresst.
2. Taphotyp B; bei ungefähr der Hälfte der gefundenen Exemplare, ist das Skelett in wenige disartikulierte Stücke zerbrochen, die einzelnen Wirbel und Gräten sind aber nicht disartikuliert, und es findet sich erstaunlicherweise oft Hautschattenerhaltung.
3. Taphotyp C; einige Exemplare besitzen eine äusserst merkwürdige Erhaltung, das Skelett ist mit Hautschatten erhalten, die Wirbelsäule ist eingeroht, der Kopf dieser Exemplare ist schräg oder von oben her flachgepresst.
4. Taphotyp D; bei wenigen geborgenen Exemplaren war ein Teil des Skelettes vollkommen disartikuliert, disartikulierte Skelette sind aber überaus selten.

Weder vereinzelte Fischschuppen noch Fischknochen wurden in Niveau *bk* gefunden.

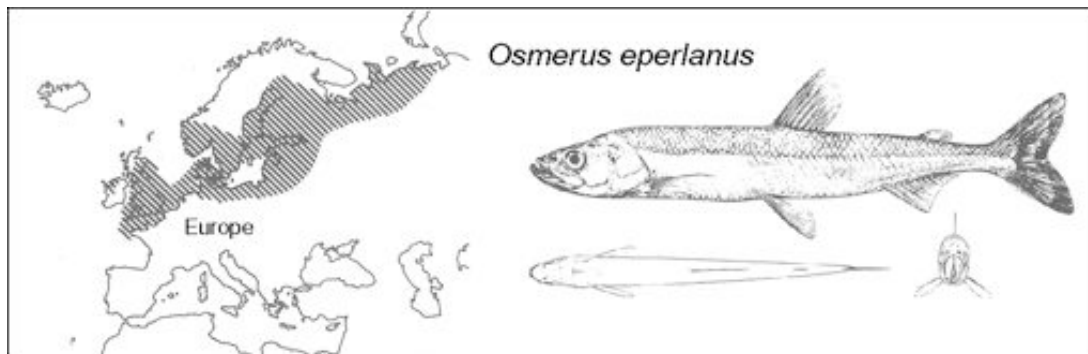


Abbildung 5.10: Der rezente Stint *Osmerus eperlanus* (rechts) und seine Verbreitung innerhalb Europas (links)

Ökologie/Aktualismus: Der Stint gehört, wie die Forelle (*Salmo trutta fario*) und der Lachs (*Salmo Salar*), zu den lachsartigen Fischen (Salmonidae). Salmoniden sind tolerant gegenüber Salinitätsschwankungen, da viele Vertreter eine anadrome Lebensweise besitzen. Jedoch stellen sie hohe Ansprüche an die Wasserqualität, insbesondere den Sauerstoffgehalt des Wassers. Aus diesem Grund sind sie als typische Kaltwasserarten zu charakterisieren. Abbildung ?? zeigt den Stint (*Osmerus eperlanus*) und seine Verbreitung in Europa. Neben anadrom lebenden Populationen (eher im Westen) in Nord- und Ostsee (*O. eperlanus schonfoldi*) gibt es auch limnisch lebende Populationen (*O. eperlanus eperlanus*) in Binnenseen des Ostseeraumes. In Nordamerika kommen xxx Stintarten vor. Diese leben von Alaska bis zum Mündungsgebiet des Sacramento. Stinte leben pelagisch, sie durchziehen in Schwärmen das Mittelwasser, wo sie aktiv nach kleinen Fischen und Krebstieren jagen. Zur Fortpflanzung wandern Stinte in Flussmündungen, wo sie ablaichen (McAllister, 1984). Stinte können ausgesprochen hohe Populationsdichten erreichen, beispielsweise wurden im Jahre 1937 allein im deutschen Teil des kurischen Haffs 20 000 Tonnen Stinte gefangen (Jüngst, 1937). Berichten Einheimischer zufolge kam es dort in den Sommermonaten hin und wieder zu Massensterben (Jüngst, 1937): Während des Sommers 1937 verendeten mehrere hunderttausend Stinte (*Osmerus eperlanus*) und Kaulbarsche (*Acerina cernua*), sowie in geringem Umfang weitere Fischarten. Diese Fischmassensterben sollen nach Angaben der Bevölkerung früher in vielen Jahren aufgetreten sein. Frodge & Li (1997) berichtet von einem Stintsterben (*Spirinchus thaleichthys*) in Lake Washington (USA), dass sich während der dritten und vierten Augustwoche 1997 ereignete und dem ungefähr 20 000 - 100 000 Stinte zum Opfer fielen.

Interpretation: Das Auftreten von fossilen Stinten deutet auf Küstennähe und ein offenes Gewässernetz, sowie auf sauerstoffreiches und kaltes Wasser hin. Das

monospezifische Auftreten impliziert, dass es sich um einen nicht-marinen Ablagerungsraum handelt, und kann mit dem beschriebenen Stintstreben in Verbindung gebracht werden.

5.8.8 *Notogoneus cf cuivieri* (Agassiz)

Stamm: Chordata, Klasse: Osteichthyes

Ordnung: Gonorhynchidae, Gattung: Notogoneus

Beschreibung: Ca. 20 cm langer, länglicher Fisch mit sehr kleinen rechteckigen Kammschuppen und kräftig gebauter Wirbelsäule. Alle Funde stammen aus der Schutthalde und stellen unvollständige Bruchstücke dar; ein Kopf wurde daher niemals gefunden. Bei einem Exemplar fanden sich drei kleine Kugelzähne (Abbildung 5.27). Die aus der Schutthalde stammenden Exemplare liessen sich zweifelsfrei in Niveau *bo* einordnen; Gaudant & Burkhardt (1984) beschrieben die Gattung ebenso aus diesem Horizont. Eine weitere Beschreibung von *Notogoneus* aus der Mittleren Salzfolge stammt aus der Bohrung Rustenhardt 1 (981m Tiefe) (Gaudant (1981)). Nach Gaudant & Burkhardt (1984) sind in Europa zwei vergleichbare Arten von *Notogoneus* bekannt geworden; *N. cuivieri* aus dem Obereozän von Montmartre (F) und *N. squam* aus dem Oberoligozän von Aix-en-Provence (F). Im Rheingraben sind Funde der Gattung *Notogoneus* auch aus den Hydrobienschichten des Mainzer Beckens (D) bekannt. Grossen Bekanntheitsgrad haben die Funde von *Notogoneus* aus den limnischen Ablagerungen der Green-River-Formation (USA) erreicht.

Ökologie / Interpretation: Die Gattung *Notogoneus* ist eine ausschliesslich fossile Gattung. Aufgrund der Bezahnung (Kugelzähne) kann davon ausgegangen, dass es sich um einen bodenlebenden, molluskenfressenden Fisch handelt. Das Auftreten der Exemplare in unmittelbarem Kontakt zu massiven, molluskenreichen Mergeln bestätigt dieses Bild. Nach Gaudant & Burkhardt (1984) ist *Notogoneus sp.* im europäischen Alttertiär als Brackwasserart einzustufen. Hingegen werden die Individuen von *Notogoneus* aus der Green-River-Formation (USA) dahingehend interpretiert, dass sie die meiste Zeit ihres Lebens in Flüssen verbrachten. Auch die obereozäne Fundstelle von Aix-en-Provence (F) wird von einigen Autoren (z.B. Lutz, 1997) als Ablagerung eines meromiktischen Süsswassersees interpretiert.

5.9 Mikroorganismen

Die Mikroflora und Mikrofauna der Versteinerungsreichen Zone in Altkirch ist in der parallel laufenden Diplomarbeit von A. Storni bearbeitet worden. Des Weiteren finden sich Angaben u. a. bei Förster (1892); Maikovsky (1941); Wittmann (1952); Schuler (1990). Folgende Organismengruppen sind von den Autoren aus

der Mittleren Salzfolge beschrieben worden.

5.9.1 Nannoplankton

Bei Arbeiten am REM wurde in einer Proben aus Niveau *ac* Coccolithen entdeckt, welche von M. Knappertsbuch als *Coccolithus pelagicus* bestimmt wurden (Abbildung 5.29ur). In Proben aus Niveau *bi* und *bk* fanden sich nur vereinzelt aufgearbeitete Coccolithen. (Storni, 2002) gibt in Niveau *aa*, *ab* und *bb* eine Assoziation an, die von *C. pelagicus* dominiert ist. In ?Niveau *bd* gibt er eine von *Dictyococcites hesslandi* dominierte Assoziation an. Weiter beschreibt (Storni, 2002) einen geringen Anteil an aufgearbeiteten kretatztischen Coccolithen.

Ökologie: Coccolithen sind eine marine Organismengruppe. Nach Roth (1994) ist *C. pelagicus* rezent eine Kaltwasserart, die hauptsächlich in nördlichen Breiten vorkommt und nährstoffreiche Habitate bevorzugt. Obwohl die Mehrheit der Autoren Coccolithen als ausschliesslich marine Gruppe bezeichnen, gibt es Gattungen im Brackwasser und ein paar wenige Gattungen im Süßwasser. Tappan (1980) berichtet das nichtmarine Auftreten von *Coccolithus pelagicus* im Toten Meer, bei einer Salinität von 250 ‰. Die Individuenhäufigkeit und der monospezifische Charakter der Nannoplanktonassoziationen in Altkirch zeigt, dass es sich um Reste von Planktonblüten, welche ein restriktetes Milieu anzeigen (Berger, Knappertsbusch, pers. Mitt.), handelt.

5.9.2 Dinoflagellaten

Während REM-Mikroskopie wurden Dinoflagellatencysten entdeckt (Abbildung 5.29ul). Beschreibungen von Dinoflagellatencysten finden sich bei Schuler (1990) und Storni (2002). Dinoflagellaten kommen marin, im Brackwasser und einige weitere Arten im Süßwasser vor. Storni (2002) gibt unter Berufung auf P. Houchli an, dass die Dinoflagellatencysten der Versteinerungsreichen Zone einen marinen Einfluss aufweisen.

5.9.3 Foraminiferen

Storni (2002) beschreibt aus mehreren (Niveaus *bb*, *bd*, *bh*, *bi*) der Versteinerungsreichen Zone Foraminiferen, die er unter Berufung auf eine vorläufige Bestimmung von K. Grimm (Mainz), den Gruppen der Polimorphinidae, Rotaliidae und Buliminidae zuordnet. Jedoch fügt er hinzu, dass die Funde von schlechter Erhaltung sind und schliesst die Möglichkeit einer Aufarbeitung nicht aus. Ferner beschreibt er das Auftreten von agglutinierten Foraminiferen, ohne jedoch eine nähere Beschreibung anzugeben. Auch andere Autoren beschreiben das Auftreten von Foraminiferen in der Versteinerungsreichen Zone (z.B. Förster, 1892; Wagner, 1938; Schuler, 1990). In der Literatur fehlen meist genaue Beschreibungen und Abbildungen dieser Foraminiferen und die betreffenden Literaturangaben dürfen

somit nicht als gesichert angenommen werden; häufig ist nicht einmal nachvollziehbar, ob es sich bei den Angaben um eigene Ergebnisse oder nur um zitiertes Wissen handelt.

Trotz intensiver Suche unter dem Binokular konnten in den Sedimenten der Versteinerungsreichen Zone keine Foraminiferen identifiziert werden. Lediglich in Niveau *bc* und in Niveau *bo* fanden sich sehr kleine Gebilde, bei denen es sich möglicherweise um Foraminiferen handelt. Auch bei Maikovsky (1941) finden sich keine Hinweise auf Foraminiferen in der Mittleren Salzfolge. Die einzige seriöse Angabe von Foraminiferen aus der Versteinerungsreichen Zone, die zur Verfügung stand, findet sich in (Förster, 1892) darin beschreibt er *Truncatulina minima* aus den „Plattigen Steinmergeln“ von Brunnstatt.

Ökologie: Foraminiferen sind eine marine Organismengruppe, treten aber auch im brackischen Milieu auf. Im brackischen Milieu finden sich jedoch nur kleinwüchsige benthische Formen. Obwohl Foraminiferen von vielen Autoren als ausschliesslich marine Organismen angesehen werden, gibt es auch Beschreibungen von Foraminiferen aus nicht-marinen Lebensräumen (z.B. Kaspisches Meer, Salton Sea, holozäne und rezente saline Seen in Australien; Cann & De Dekker, 1981).

Fazit: Viele der Beschreibungen von Foraminiferen aus der Versteinerungsreichen Zone sind fragwürdig. Es scheint lediglich einige kleinwüchsige, benthische Formen zu geben, die ein brackisches Mileu anzeigen. Das Auftreten von Foraminiferen muss nicht unbedingt eine Verbindung des Ablagerungsraumes mit dem Meer anzeigen.

5.9.4 Ostracoden

Ostracoden zählen zu den häufigsten Fossilien in den massiven Mergeln der Versteinerungsreichen Zone. Storni (2002) gibt, unter Berufung auf eine vorläufige Bestimmung durch L. Picot aus den massiven Mergeln in Niveau *ab*, *ac*, *bb* und *ca* die Gattung *Cytheridea* sp. an. Maikovsky (1941) beschreibt aus der Mittleren Salzfolge die Gattung *Cytheridea mülleri*.

Ökologie: Die Gattung *Cytheridea* kommt marin und brackisch vor. Das scheinbar monospezifische Auftreten dieser Gattung spricht allerdings für Brackwasser. Ostracoden besitzen eine benthisch vagile Lebensweise. Ihre Verbreitung ist in der Regel auf Flachwasserbereiche begrenzt.

5.9.5 Characeen

In Dünnschliffen aus Niveau *bi* wurden Reste von Armleuchteralgen (Characeen) entdeckt. Characeen sind typische Süßwasser-algen; einige Arten treten jedoch auch in brackischen Habitaten auf.

5.10 „Community“ Palökologie

Im einstigen Ökosystem standen die einzelnen Arten untereinander in Beziehung. Sei es als Symbionten, Konkurrenten, Fressfeinde, oder nur, dass sie das gleiche Habitat bevorzugten.

Im Sinne der „Community“ Palökologie soll die überlieferte Fauna als Ganzes, also die Zusammenhänge zwischen den einzelnen Arten näher beleuchtet werden.

Abbildung 5.11 zeigt die Verteilung und die Häufigkeit fossiler Arten in der Versteinerungsreichen Zone. Das Auftreten einzelner Arten (vertikaler Balken) im Profil ist gegen deren Individuenhäufigkeit (Balkenbreite) dargestellt. Bei den Häufigkeitsangaben handelt es sich um relative Schätzwerte. Die Massenauftritten der Gammaridae und Culizidae erreichen Werte von mehr als einem Exemplar pro Quadratzentimeter.

5.10.1 Biodiversität

Die aquatische Fauna ist durch eine äusserst geringe Biodiversität gekennzeichnet, wengleich die einzelnen Arten häufig bis massenhaft auftreten. Hingegen birgt die allochthone terrestrische Fauna und Flora eine grosse Diversität. Von vielen Arten und Gruppen wurden nur einzelne Exemplare gefunden, und es ist somit davon auszugehen dass bei weiterem Suchen noch eine Anzahl weiterer Arten gefunden wird.

Abbildung 5.12 zeigt die Biodiversität aquatischer Ökosysteme gegen die Salinität dargestellt. Marine, stenohaline Ökosysteme besitzen die grösste Diversität, Süsswasser und Brackwasser sind durch eine geringere Diversität gekennzeichnet. Die geringste Diversität tritt hingegen in leicht brackischen (oligo-mesohalinen) Ökosystemen auf. Im Widerspruch zur Darstellung Hudsons listet Barnes (1994) allein über 500 verschiedene Arten auf, die Brackwasserhabitate entlang der Küsten NE-Europas besiedeln. Aber auch in den miozänen Ablagerungen des *Lake Pannon* (Pannonisches Becken), dessen Salinität als brackisch angenommen wird, entwickelte sich eine äusserst diverse endemische Molluskenfauna.

Somit stellt sich die Frage, welche zusätzlichen Faktoren die Diversität so drastisch limitierten ?

Fazit: Die geringe Diversität der Versteinerungsreiche Zone lässt auf schwach-brackische Verhältnisse schliessen, jedoch scheinen der extremen Artenarmut weitere limitierende Faktoren zu Grunde zu liegen.

5.11 Populationsdynamik

Die aquatischen Arten treten in grosser Individuenzahl auf, häufig finden sich monospezifische Massenlagen mit bis zu 10 000 ind./qm . Es ist somit möglich Aussagen über deren Populationendynamik zu treffen.

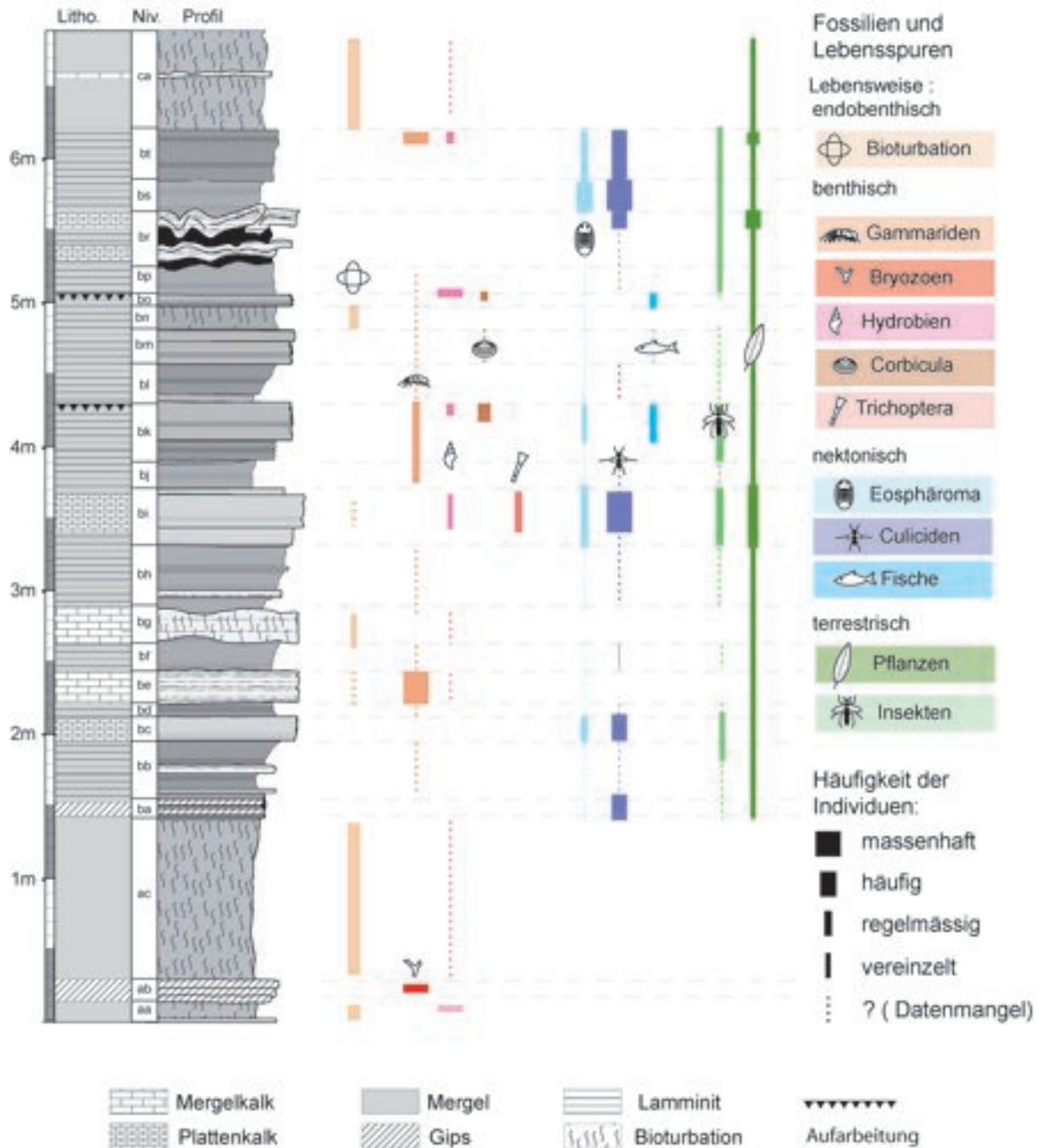


Abbildung 5.11: Verteilung und Häufigkeit von Fossilien in der Versteinerungsreichen Zone. Litho. Lithologie, Niv. Niveau, Profil Verwitterungsprofil.

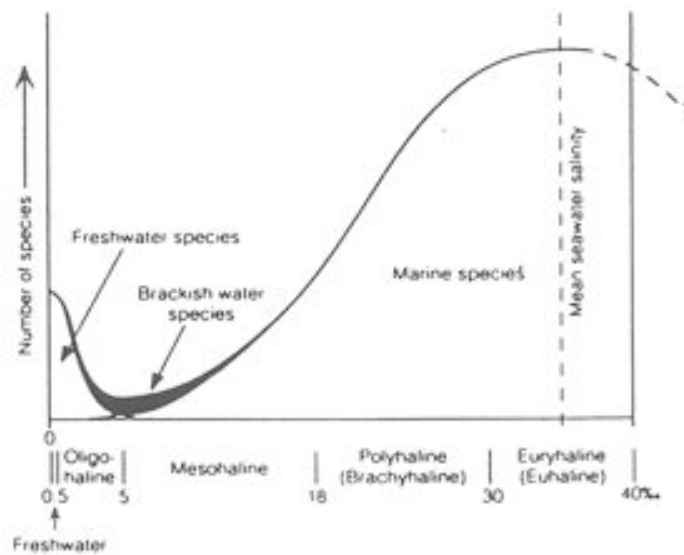


Abbildung 5.12: Diversität aquatischer Ökosysteme mit unterschiedlicher Salinität. Brack- und Süßwassersysteme besitzen eine geringe Diversität im Vergleich mit marinen Ökosystemen. Die höchste Diversität besitzen marine, stenohaline Ökosysteme (nach Brenchley & Harper, 1998) .

r-Strategie: Bereits der Vergleich mit verwandten rezenten Gattungen (taxonomische Aktualismus) hat gezeigt, dass nahezu alle aquatischen Arten typische Merkmale von r-Strategen aufweisen. Ebenso ist das massenhafte monospezifische Auftreten auf einzelnen Schichtflächen, wie es besonders bei den Mücken und Gammariden beobachtet wurde, als klarer Hinweis auf r-Strategie zu verstehen.

r-Strategen (opportunistische Arten): Als r-Strategen werden Arten bezeichnet, die sich auf möglichst schnelle Produktion von möglichst vielen Nachfahren spezialisiert haben. r-Strategen sind daher schon früh fortpflanzungsfähig, erreichen meist nur eine geringe Körpergröße, haben geringe Lebensdauer und produzieren sehr viele Nachkommen. Ihr ökologischer Vorteil gegenüber Gleichgewichtsarten (K-Strategen) liegt in ihrer Fähigkeit, freie Habitate nahezu explosionsartig zu besiedeln. r-Strategen treten vorwiegend in Habitaten auf, welche starken abiotischen Schwankungen unterworfen sind. Häufig wird dadurch ein grosser Teil ihrer Population eliminiert, was sie durch ihre Fähigkeit zur schnellen Vermehrung wieder ausgleichen. In stabilen Ökosystemen sind sie den Gleichgewichts-Arten (K-Strategen) unterlegen, da diese eine höhere Spezialisierung besitzen (zusammengefasst nach Etter, 1994).

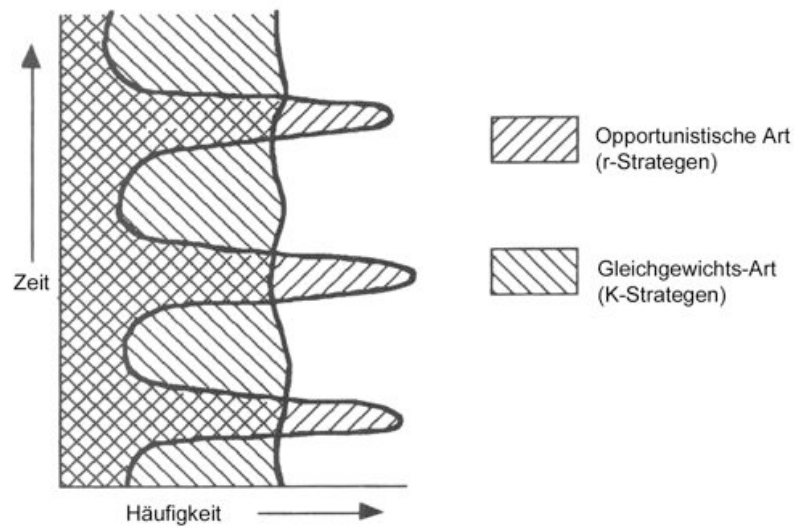


Abbildung 5.13: Typisches Auftreten von r-Strategen und k-Strategen in einem hypothetischen Grabungsprofil.

5.11.1 Nekton und Benthos

In den meisten Schichten treten nur nektonische Faunenelemente auf. In einigen Schichten wurde jedoch auch Benthos gefunden, zudem finden sich Niveaus mit Bioturbation. Während das Fehlen von Elementen einer benthischen Fauna auf anoxische Bodenwasserverhältnisse hinweist, lassen Bioturbation und Benthos auf zeitweilige Durchlüftung schließen. Allerdings ist die Bioturbation sehr oberflächennah und die Spuren sehr klein, was auf einen erniedrigten Sauerstoffgehalt hinweist. Die Artenarmut und der opportunistische Charakter der benthischen Fauna kann neben Salinitätsschwankungen auch mit Sauerstoffarmut erklärt werden. Das Auftreten opportunistischer Arten im sauerstoffarmen marinen Milieu ist in der Literatur bereits mehrfach beschrieben worden (z.B. Sageman *et al.*, 1991). Auch die Larven der Trichopteren zeigen Merkmale, die mit der Adaption an ein sauerstoffarmes Milieu erklärt werden kann.

Das Auftreten von Benthos zeigt eine Übereinstimmung mit dem TOC-Gehalt der Sedimente, es tritt nur in TOC-armen Sedimenten auf (siehe Kapitel 7).

5.11.2 Antagonisten und Symbionten

Betrachtet man die Abbildung 5.11, stellt man fest, dass die Mücken und Eosphaeroma häufig in den gleichen Niveaus vorkommen und dort das einzige Nekton darstellen. Hingegen fehlen Stechmücken und deren Larven in Schichten, in denen Fische auftreten, und Eosphaeroma tritt nur vereinzelt auf. Der extreme Antagonismus zwischen Fischen und Mücken deutet auf zwei Dinge hin:

Es besteht eine Räuber-Beute-Beziehung zwischen Fischen und Mückenlarven; Mückenlarven stellen die natürliche Beute von Fischen dar.

- Zur Zeit der Ablagerung der Mückenschichten scheint es keine Fische in dem See gegeben zu haben, was bei der Gewässergrösse sehr verwunderlich ist und auf ein grosses biologisches Ungleichgewicht hindeutet.
- Das Massenaufreten von *Eosphaeroma* könnte mit dem Fehlen von Fischen erklärt werden, welche von der Schwimmfähigkeit den Asseln sicher überlegen sind. In den Lagen mit Fischen tritt sie daher äusserst selten auf.

Zusammen mit den Fischen treten Muscheln und vermehrt Benthos auf, was einerseits als ein Anzeichen von flacherem Wasser, also Ufernähe, oder verbesserte Lebensbedingungen innerhalb des Gewässers interpretiert werden kann.

Nahrungsketten: Obwohl sich in den einzelnen Schichten nur eine äusserst geringe Anzahl an Arten findet, können für einige Niveaus, wenn auch nur ansatzweise, Nahrungsketten rekonstruiert werden. Die Primärproduzenten stellen in allen Fällen Algen (Phytoplankton) dar. Die meisten Arten aus der Versteinerungsreichen Zone sind Suspensionsfresser.

In Niveau *bi* treten massenhaft Mücken und deren Larven auf. Die aquatisch lebenden Larven sind Suspensionsfresser. Trotz umfangreicher Suche wurde nicht ein einziger Hinweis auf die Anwesenheit von Fischen gefunden. Allerdings finden sich häufig Reste von Vogelfedern. Aus dem Fehlen von Fischfossilien und der enormen Häufigkeit von Stechmücken wird geschlossen, dass es im Wasser keine Prädatoren (Fische) gab. Die grosse Menge an Mücken lockte jedoch Vögel (Prädatoren). Die Stechmücken wiederum benötigten deren Blut zur Fortpflanzung. Die in diesem Niveau vorkommenden Trichopterenlarven werden als herbivor betrachtet, obwohl es möglich erscheint, dass sie auch Mückenlarven erbeuteten. Die ebenfalls vorkommende *Eosphaeroma* wird als Aasfresser angesehen, welche von ins Wasser gefallenem Tieren lebte.

Es ergibt sich folgendes Bild: Algen bilden die Primärproduzenten und dienen Mückenlarven und Trichopteralarven als Nahrung. Der enorme Mückenreichtum wiederum zieht Vögel, welche die Mücken jagen, an. Die Vögel wiederum werden von den Mückenweibchen gestochen, damit diese sich vermehren können. *Eosphaeroma* wiederum ernährt sich von ins Wasser gefallenem org. Resten wie z.B. toten Insekten.

In Niveau *bo* fanden sich Fische der Gattung *Notogoneus*. In den darüber liegenden aufgearbeiteten Schichten fanden sich massenhaft Schalen von Schnecken Hydrobien und Muscheln der Gattung *Corbiculacea*, sowie einzelne Fischknochen, die *Notogoneus* zugeordnet werden können. *Notogoneus* wird aufgrund des Fundes von einzelnen Kugelzähnen als wahrscheinlich bodenlebender Molluskenfressender Fisch interpretiert. Während die *Corbiculacea* eine dicke Schale besitzen und es unwahrscheinlich erscheint, dass *Notogoneus* sie zu knacken im Stande

war, waren die dünnchaligen Hydrobien wahrscheinlich die ideale Beute von Notogoneus. Diese Annahme wird dadurch bestärkt, dass Notogoneus auch in den Mainzer Hydrobienschichten auftritt.

5.12 Vergleich mit anderen Fundstellen

Tabelle 5.2 zeigt einen Teil einer von Lutz (1997) konzipierten Übersichtstabelle mit paläogeographischen, sedimentologischen und paläobiologischen Daten tertiärer Insekten-Fossilagerstätten in stratifizierten Sedimenten. Es werden Daten von Insektenfundstellen wiedergegeben, die sich mit Altkirch bezüglich Alter oder Genese vergleichen lassen, zusätzlich wurden die für Altkirch eruierten Daten in diese Tabelle aufgenommen.

Fundstelle	Alter	Genese	Durchmesser bzw. Distanz zum Ufer, Fläche/ Tiefe	Gewässertyp, Hydrologie	fossilführende Fazies/-typen, authigene Minerale	aquatiscche Begleit-Fauna	aquatiscche Begleit-Flora	Klima
Bembridge Limestone , Gurnet Bay Isle of Wight, England	Ober-Eozän (MP 19)	floodplain lakes	?	marin und limnisch beeinflusste lagunenartige Seen	Kalke, Kalkmergel	<i>Potamides</i> Corbiculidae <i>Eosphaeroma</i> <i>Branchiopodites</i>	keine?	gemäßigt/warm-gemässigt
Sieblös Rhön , Deutschland	Unter-Oligozän	Subsions-Senke ?Graben ?Maar	? wenige 100 m/ ? wenige 10 m	abflussloser, meromiktischer Süßwassersee episodisch „marine“ Einflüsse; Evaporationsphasen	a)SiD: Dysodile Opal-CT, Kalzit, Dolomit b)SiK: „gebänderte Kalke“ Kalzit, Opal-CT	Ostracoda <i>Eosphaeroma</i> <i>Dapaloides</i> <i>Cyclurus</i> , <i>Umbra</i> b) Gastropoda, Odonata, Diptera, Heteroptera, Fischreste	a) Characeae , Diatomeen, Dinoflagellaten , Nannoplankton , Nymphaeaceae	? , trocken
Puy-de-Corent Auvergne Frankreich	Unter-? Oligozän	?	?	?	mergeliger Kalklaminit	Ostracoda Stratiomyiidae Cyprodontidae (? <i>Polebias</i>)	keine	?
Cereste Alpes de Hte. Provence, Frankreich	Unter-Oligozän (MP21)	küstennaher See floodplain lake, Becken von Apt- Manosque- Forcalquier	minimal mehrere 10er km^2 ? flach wenige 10er m	Süßwassersee mit Evaporationsphasen	bituminöser, toniger, mikritischer, Kalklaminit	„ <i>Hydrobia</i> “ Ostracoda Culicidae Stratiomyidae <i>Prolebias</i> Dapalis	keine	saisonal trocken?
Dauphin Alpes de Hte. Provence, Frankreich	Unter-Oligozän	küstennaher See, Becken von Apt- Manosque- Forcalquier	minimal mehrere 10er km^2 ? flach wenige 10er m	Süßwassersee mit Evaporationsphasen	bituminöser, toniger, mikritischer, Kalklaminit	<i>Lymnaea</i> Planorbis Odonata <i>Prolebias</i>	<i>Salvinia</i> , Nymphaeaceae,	saisonal trocken?
Les Camoins Bouches du Rhone, Frankreich	Unter-Oligozän	küstennaher See, Lagune, Becken von Marseille	minimal mehrere 10er km^2 Distanz Fundstelle-Ufer < 500 m? flach wenige 10er m	Süßwassersee mit stark schwankender Salinität (marine Einflüsse)	mikritischer, Kalklaminit	marine Gastropoda „Quallen“, (=Sedimentstrukturen)	?	saisonal trocken?

Tabelle 5.1: Übersichtstabelle paläogener *Insektenfundstellen* in Europa (verändert und ergänzt nach LUTZ 1997). FORTSETZUNG: SEITE 129.

Fundstelle	Alter	Genese	Durchmesser bzw. Distanz zum Ufer, Fläche/ Tiefe	Gewässertyp, Hydrologie	fossilführende Fazies/-typen, authigene Minerale	aquatische Begleit-Fauna	aquatische Begleit-Flora	Klima
Aix-en-Provence , Frankreich	Ober-Oligozän	küstennaher See, Lagune, Becken von Aix-en-Provence	minimal mehrere 10er km^2 /? flach wenige 10er m	Süßwassersee mit schwankender Salinität	bituminöser, toniger, mikritischer, Kalklaminit	<i>Potamides</i> <i>Prolebias</i> <i>Dapalis</i> <i>Gobius</i> ?	<i>Ruppia</i>	saisonal trocken?
Mainzer Hydrobien-Schichten , Mainzer Becken	Unter-Miozän	küstennaher See, Lagune,	minimal mehrere km^2 /? sehr flach zeitweise trockenfallend	marin und fluviatil beeinflusste Lagune mit stark schwankender Salinität	gebankter, mikritischer, Kalk	? (Schichtunterseite mit <i>Hydrobia</i> , <i>Mytilus</i> , <i>Hastigerina demens</i> ?)	keine	warmgemäßigt, Cfa-Klima mit Jahresmittel 13-16C 500-1000 mm/a Niederschlag
Potasse d'Alsace Frankreich	Unter-Oligozän	Grabenbruch Oberrhein-Graben	mehrere 100 km^2 Entfernung zum Ufer ca. 7 km /? flach-wenige 10er m	(hyper-), salinärer See (-350) mit episodischen Aussüßungsphasen	mergeliger Kalklaminit Steinsalz (= Postsedimentär eingelagert)	<i>Melania</i> (allochton?) sehr selten Insekten-Larven , keine Krebse, u. Fische	keine	humid sicher falsch arid!!!
Kleinems Baden Deutschland Brunstatt Elsass Frankreich	Unter-Oligozän	Grabenbruch Oberrhein-Graben	mehrere 100 km^2 Ufernahe Bildungen /? flach-wenige 10er m	salinärer See mit episodischen Aussüßungsphasen	mergeliger Kalklaminit „Plattiger Steinmergel“	Eosphaeroma unbest. Insekten-Larven, <i>Pomatostichus</i> , <i>Prolebias</i>	keine?	Cfa-Klima Jahresdurchschnitt 18°C niederschlagsreich, (???) eher trocken)
Altkirch Elsass Frankreich	? Ober-Eozän/ Unter-Oligozän maximal (MP21)	Grabenbruch Oberrhein-Graben	mehrere 100 km^2 Ufernahe und Ferne Bildungen Entfernung wenige km. Unterschiedliche Tiefe wenige 10er m bis 100 m?	salinärer See mit episodischen Aussüßungsphasen mariner Einfluss wahrscheinlich	„Plattiger Steinmergel“, a) (mergeliger) Kalklaminit; Pyrit, z.T. Gips b) TOC-reiche tonig-mergellige Laminite c) massive Mergel; Pyrit, d) Gips	a) <i>Eosphaeroma</i> Culicidae Trichoptera Odonata? Chironomidae? b) Corbiculidae <i>Enolophthalmus Notogoneus</i> Nystia? c) Ostracoda d) Bryozoa a)+b) <i>Gammarus</i> a)+b)+c), „ <i>Hydrobia</i> “	a) Characeae, c) Dinoflagellaten, c)+d) Nannoplankton	saisonal ? trocken

Tabelle 5.2: Übersichtstabelle paläogener *Insektenfundstellen* in Europa (verändert und ergänzt nach Lutz (1997)), die sich mit der *Insektenfundstelle* Altkirch vergleichen lassen, oder gleiches Alter besitzen. Übereinstimmungen in Fauna und Flora sind fettgedruckt.

5.12.1 Entstehung der Insekten-Fossilagerstätten

Abbildung 5.14 zeigt die Verteilung tertiärer Insektenfundstätten in Zentraleuropa, auf einer tektonischen Übersichtskarte (nach Ziegler *et al.*, 2004 in press). Die Fundstätten (nach Lutz, 1997; Théobald, 1937) wurden aufgrund der Beckengenese mit einem Symbol versehen und dem Alter nach farblich kodiert. Die Fundstellen besitzen häufig ein unteroligozänes Alter (Lutz, 1997). Die meisten Fundstellen liegen bemerkenswerterweise im Bereich des zentraleuropäischen Riftsystems. Der Grossteil dieser Fundstellen kann genetisch mit Synriftsedimentation in den verhältnismässig kleinen Becken der Gräben in Zusammenhang gebracht werden.

Weitere Insektenfundstellen konnten bereits sicher als Ablagerungen vulkanischer Maarseen identifiziert werden (Randeck, Eckfeld), während bei anderen Fundstellen diese Art der Genese umstritten ist (Messel, Enspel, Sieblos).

Die restlichen Fundstellen, die sich weder als vulkanisch noch als rifttektonisch entstandene Becken interpretieren lassen, liegen weit ausserhalb des zentraleuropäischen Riftsystems. Sie zeigen jedoch eine überraschende Nähe zu grossen tertiären Blattverschiebungssystemen. Es sind dies die Fundstelle auf der Isle of Wright und die miozänen Fundstellen am Westrand des Pannonischen Beckens.

Die auffällige, an tektonische Strukturen oder an Vulkanismus geknüpfte Verbreitung der Fossilfundstätten und das Fehlen solcher Fundstätten in den grossen tertiären Becken, wie dem Pariser-Becken, dem Aquitan-Becken und den Molasse-Becken wirft Fragen auf und bedarf einer Klärung.

Maare: sind wahrscheinlich die bedeutendsten Fossilagerstätten für terrestrische Organismen. Ihre Entstehung verdanken sie kurzfristigen phreatomagmatischen Eruptionen, deren Krater tiefe Senken im Erdboden hinterliessen, welche sich nach dem Ausbruch mit Wasser füllen. Aufgrund der grossen Tiefe (meist > 100 m) im Vergleich zum geringen Durchmesser (ca. 1 km) sind Maarseen prädestiniert für die Ausbildung eines stagnierenden Bodenwasserkörpers, was durch das Aufsteigen vulkanischer Gase häufig noch verstärkt wird. Ein Grossteil der Organismen, die im See untergehen, gelangen bis zum Seeboden und werden dort schliesslich konserviert. Die Isoliertheit von einem offenen Gewässersystemen und die mitunter toxische Gewässerchemie limitieren Lebensgemeinschaften in Maarseen und erhöhen somit das Fossilisationspotential zusätzlich.

Weitere, ebenfalls im Zusammenhang mit Vulkanismus entstandene Insekten-Fossilagerstätten stellen die Seeablagerungen der Green-River-Formation (USA) dar. Sie entstanden, als Lavaströme Flüsse in intramontanen Becken aufstauten.

Rift-Becken: Rift-Becken können, ähnlich wie Maare, eine im Vergleich zur Fläche tiefe Beckengeometrie entwickeln. So sind die tiefsten Seen der Erde Riftseen (Baikal, 1634 m; Taganjika, 1470 m). Insbesondere bei asymmetrischem Rifting können sich auf diese Weise lokale Becken mit vergleichsweise grosser Tiefe formen. Dies wiederum ist eine wichtige Voraussetzung für die Entwicklung eines geschichteten Wasserkörpers. In solchen lokalen Becken kann es durch Auslaugung

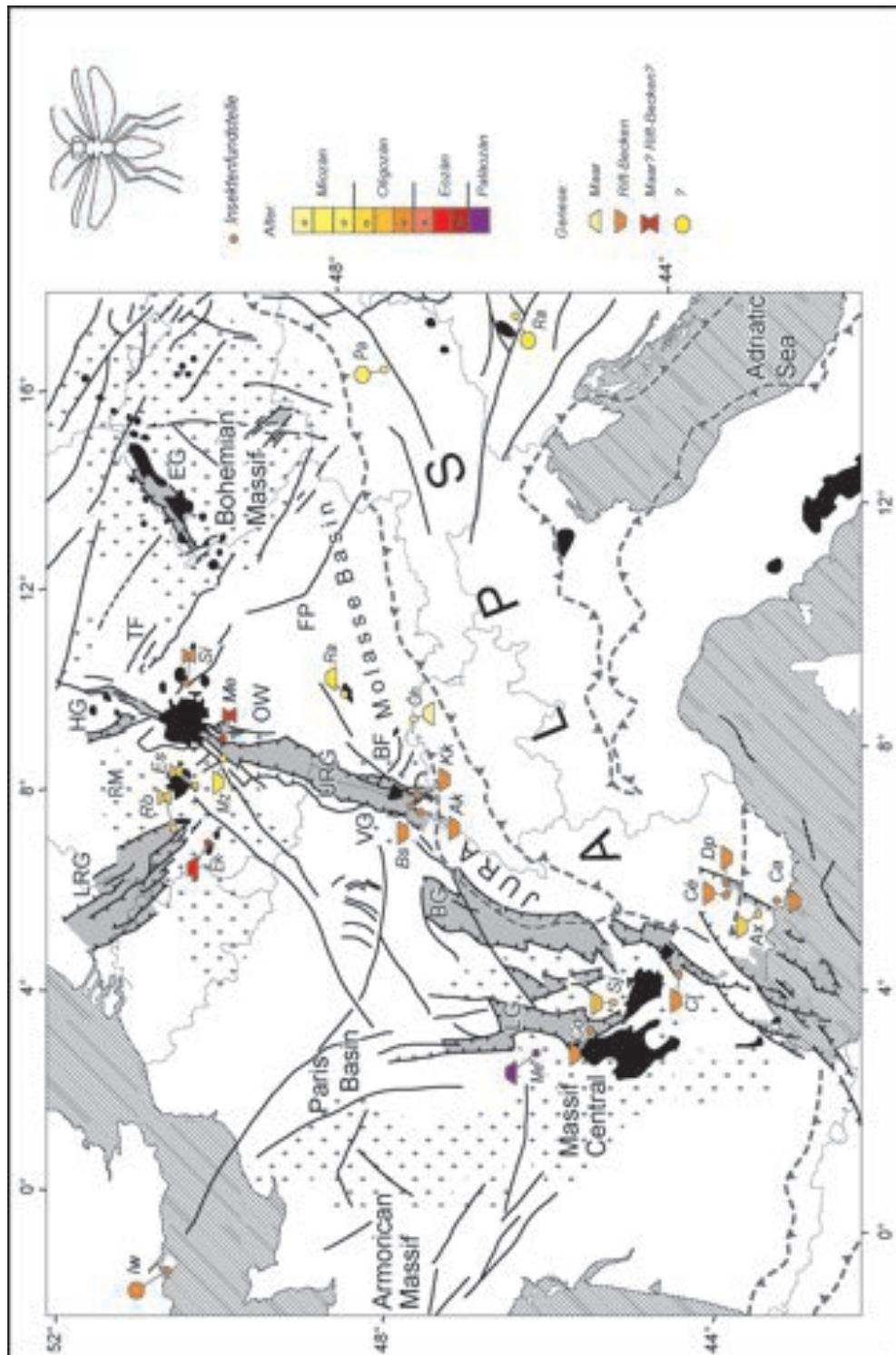


Abbildung 5.14: Fundorte tertiärer Insekten in feingeschichteten Sedimenten in Zentraleuropa. Der Grossteil der Fundstellen liegt im Bereich des zentraleuropäischen Riftsystems und besitzt oligozänes Alter. Neben Synriftsedimenten treten Insektenfundstellen in Maarseeablagerungen auf. Weitere Fundstellen ungeklärter Genese liegen im Bereich grosser Blattverschiebungssysteme.

oder hydrothermale Aktivität zu Salinitätserhöhung kommen, insbesondere, wenn diese abflusslos sind. Die Anreicherung tieferer Wasserschichten mit Salzen, aber auch die Ausbildung von vor Wind schützenden topographischen Grabenrändern begünstigen die Bildung merolimnischer Seen.

Blattverschiebungssysteme: Entlang von Blattverschiebungssystemen können sich kleine „pull-apart“ Becken öffnen. Diese Becken sind in der Regel durch eine sehr schnelle Subsidenz und eine geringe Grösse gekennzeichnet. Beide begünstigen die Bildung meromiktischer Seen.

Diskussion: Betrachtet man die Fundstellenkarte, so fällt auf, dass viele der Insektenfundstellen an den Grabenenden liegen. Grundsätzlich sind zwei Erklärungen plausibel

Auffällig viele der Fundstätten enthalten eine äusserst niedrigdiversen euryhalinen Fauna, was dazu geführt hat, dass viele dieser Ablagerungen als Lagunen interpretiert werden. Jedoch ist bei allen Fundstellen der paläogeographische Bezug zum Meer zweifelhaft: Es wurden keine marinen Makrofossilien gefunden und auch viele typische Brackwasserarten fehlen. Die Verteilung der Aufschlüsse ist problematisch, Lagunen wären vor allem nahe der grossen Tertiärbecken zu erwarten.

Fazit: Für die Entstehung von Insekten-Fossilagerstätten scheint in erster Linie die Beckengeometrie verantwortlich zu sein. Weiter scheint eine erhöhte Salinität oder eine spezielle Gewässerchemie förderlich für deren Bildung. Kleine, verhältnismässig tiefe Becken, die in geschützten Senken liegen, bieten ideale Voraussetzungen für die Entwicklung eines geschichteten Wasserkörpers und somit für die Entstehung einer Konservatlagerstätte. Diese kleinen Becken sind entweder vulkanischen oder tektonischen Ursprungs. Der lokale Charakter dieser Becken und die scheinbar schnelle Subsidenz, die zur Bildung von verhältnismässig tiefen Seen führte, deutet auf asymmetrisches Rifting hin.

5.13 Interpretation

5.13.1 Salinität

Die Salinität im Ablagerungsraum wurde mithilfe der Faunenvergesellschaftung abzuschätzen versucht. Abbildung 5.12 zeigt die Salinitätstoleranz der in der Versteinerungsreichen Zone von Altkirch auftretenden Organismengruppen. Die rezenten Vertreter dieser Organismengruppen kommen über ein weites Salinitätsfeld vor: Es handelt sich also um euryhaline Gruppen, viele von ihnen sind typische Brackwasserarten. Arten, die im unteren Teil der Versteinerungsreichen Zone gefunden wurden, fehlen im Süsswasser, und ihre rezenten Vertreter kommen fast ausschliesslich in marinen Ökosystemen vor – sprechen aber dennoch für ein abgeschiedenes Milieu. Hingegen besitzen die im oberen Teil der Versteinerungsreichen Zone vorkommenden Arten alle Vertreter im Süsswasser, und es

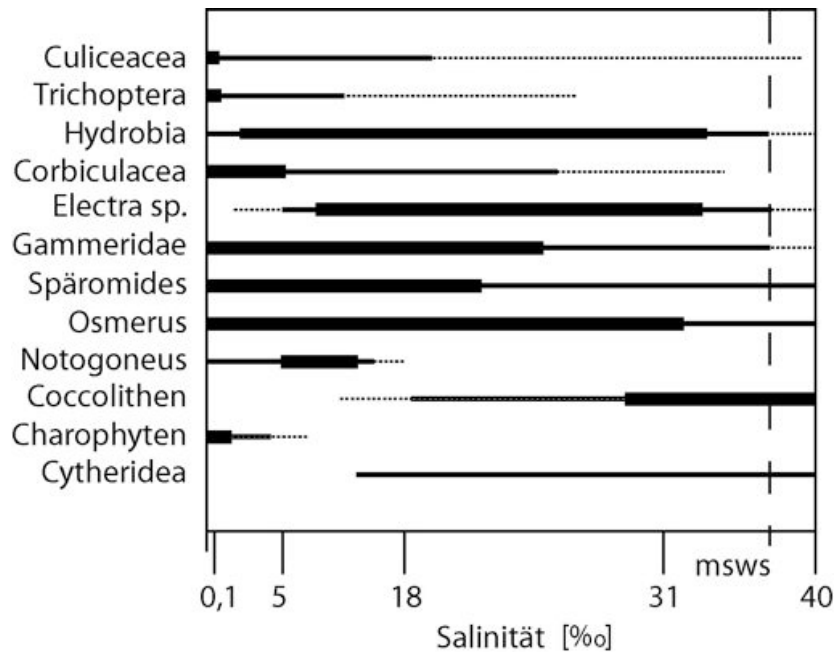


Abbildung 5.15: Salinitätstoleranz der in der Versteinerungsreichen Zone von Altkirch gefundenen Organismengruppen. Alle Gruppen zeigen eine deutliche Toleranz gegenüber Salinitätsschwankungen. Die in den tieferen Schichten auftretenden Formen treten meist in marinen Ökosystemen auf.

finden sich einige typische Süßwasserarten (Trichoptera, Characea).

Ein weiterer Hinweis auf die Paläosalinität lässt sich aus dem Fehlen bestimmter Organismengruppen ableiten. Die Abwesenheit mariner stenohaliner Organismen spricht dafür, dass es nie zu vollmarinen Verhältnissen kam. Im Widerspruch dazu kann die Abwesenheit auch damit begründet werden, dass diese Formen das vorliegende Habitat nicht besiedelten. So fehlen in diesem Habitat typische Elemente einer Süßwasserfauna wie Characeen und damit auch grosswüchsige Süßwasserschnecken. Für viele Elemente einer Salzwasserfauna wie etwa benthisch Foraminiferen gilt dasselbe.

Zusätzliche Informationen über die Salinität bietet die Diversität (Abbildung 5.12, Abschnitt 5.10.1). Jedoch gilt hierbei zu beachten, dass Artenarmut nicht unbedingt ein Merkmal brackischer Ökosysteme sein muss. So findet sich zum Beispiel in den miozänen Ablagerungen des Lake Pannon, welcher als brackisch interpretiert wird, eine äusserst diverse Molluskenfauna (Magyar, 2002). Im Vergleich dazu gibt es nur wenige Mollusken-Arten in der Versteinerungsreichen Zone. Ein zusätzlicher Grund hierfür mag ökologischer Stress infolge häufiger Schwankungen des Salzgehalts gewesen sein.

Schliesslich zeigt ein Grossteil der Arten in der Versteinerungsreichen Zone eine opportunistische Lebensweise 5.11, was mit einem physikalisch kontrollierten Ablagerungsraum (Salinitätsschwankungen, Sauerstoffmangel) interpretiert wird.

Fazit Der untere Teil der Versteinerungsreichen Zone wird als polyhalin bis mesohalin angenommen, Hypersalinität ist aber nicht auszuschliessen (Gips). Der obere Teil der Versteinerungsreichen Zone wird als meso- und oligohalin interpretiert, das zwischenzeitliche Auftreten von Süsswasser ist jedoch wahrscheinlich. Die grosse Salinitätstoleranz der einzelnen Arten, die ausgesprochene Artenarmut, sowie der opportunistische Charakter der überlieferten Fauna lassen zusätzlich auf starke, kurzfristige Salinitätsschwankungen schliessen.

5.13.2 Ablagerungsraum

Abschliessend sollen vier paläogeographische Modelle für den Ablagerungsraum der Mittleren Salzfolge diskutiert werden:

Modell 1 Im Unteroligozän bestand eine Meeresstrasse zwischen dem südlichen Oberrheingraben und dem offenen Meer. Die Ablagerungen der Versteinerungsreichen Zone stellen in diesem Sinne eine marine Bildung dar. In der damaligen Meeresbucht des südlichen Rheingrabens kam es, verursacht durch Klimaschwankungen, zu starken Salinitätsschwankungen. Während humider Phasen führte der Süsswasserzufluss durch Flüsse zu einer Aussüssung; im Becken bildete sich eine Brackwasserfazies aus. Während trockener Klimaperioden versiegten die Flüsse. Das Wasser in der Bucht wurde durch Eindampfung hypersalin und es kam zur Evaporitbildung.

Problem:

Da sich sowohl hypersaline als auch Brackwasserablagerungen finden, müsste es eigentlich kurze Phasen gegeben haben, in denen eine normale Salinität im Becken herrschte. Auch kurzfristige Meeresspiegelschwankungen sollten zu kurzen Perioden mit marin stenohalinen Verhältnissen in der Bucht geführt haben. Dies hätte folglich zum Einwandern mariner Organismen führen müssen. Jedoch liegen bis zum heutigen Tag keine vertrauenswürdigen Berichte über nur im offenen Meer lebende Makrofossilien aus der Versteinerungsreichen Zone vor. Aber auch eine ganze Reihe typisch mariner Organismen, die an das Leben im Brackwasser angepasst sind, fehlen. Von Austernbänken Seepocken, Garnelen, Strandkrabben, Heringe etc., die hier ein Habitat vorgefunden hätten, fehlt jede Spur. Stattdessen findet sich nur eine extrem artenarme Fauna. Das Modell liesse sich für den unteren Teil von Niveau *ab* anwenden; jedoch deutet der Fossilinhalt der Gipse, sowie die Isotopensignaturen auf Anthalassosalinität hin (Fontes *et al.* , 1991).

Modell 2 Die Sedimente der Versteinerungsreichen Zone stellen Lagunenablagerungen dar (z.B. Fischer, 1969; Wittmann, 1949; Bitterli-Brunner, 1988; Storni, 2002). Von Süden oder von Norden drang das Meer in den Rheingraben vor. Im südlichen Rheingraben bildeten sich Lagunen, deren Salinität je nach Klima, Abgeschlossenheit vom Meer und Zufluss von Süsswasser zwischen brackisch und

hypersalin schwankte.

Problem: In der Region finden sich keine vollmarinen Ablagerungen aus dieser Zeit. Nach Süden war der Rheingraben vom Molassemeer getrennt (Düringer, 1988; Picot, 2002). Die Ablagerungen der Mittleren Salzfolge und die Versteinerungsreiche Zone mit Ihrem charakteristischen Fossilinhalt treten beckenweit auf und lassen sich aufgrund von Ausdehnung, Faziesgrenzen und Mächtigkeitsveränderungen eindeutig als Synriftsedimente des Kalibeckens ausweisen. Ihre Genese verdanken sie der Beckensubsidenz, die durch Graben-Tektonik verursacht wurde. Im Gegensatz dazu verdanken Lagunen ihre Entstehung geomorphologischen oder sedimentologischen Prozessen entlang einer Küstenlinie. In lagunären Ablagerungen (z.B. Solnhofen) treten ausserdem in der Regel zahlreiche Reste mariner Organismen auf.

Fazit:

Selbst im Falle, dass im Unteroligozän eine Verbindung zwischen dem südlichen Rheingraben und dem offenen Meer bestand (Modell 1/2/3), wäre die Bezeichnung Lagune aus genetischer, paläogeographischer und geologischer Sicht unangebracht, beziehungsweise irreführend.

Modell 3 Marin beeinflusster See: Im Unteroligozän bildete sich ein grosser Rift-See im südlichen Oberrheingraben. Dieser See war jedoch nicht weit von der Küste entfernt. Kurzfristige marine Inkursionen führten zum Einwandern marinem Planktons. Klima und marine Vorstösse verursachten Salinitätsschwankungen. Für dieses Modell stellt sich, wie für Modell 2, das Problem der Anthalassosalinität, sowie einer fehlenden artenreicheren Fauna, zu der die marinen Inkursionen führen müssten. Ansonsten handelt es sich allerdings um ein realistisches Modell.

Modell 4 Die Sedimente der Versteinerungsreichen Zone sind kontinentale Ablagerungen eines salinen Sees (Braun, 1914; Gale, 1920; Düringer, 1988; Fontes *et al.*, 1991). Trocken Klima und das (zeitweise) Fehlen eines Abflusses führten zu erhöhter Salinität im Becken. Zusätzlich wurde die Evaporitbildung durch die Auslaugung triassischer Evaporite auf den Grabenschultern begünstigt. Klimaveränderungen führten neben Salinitätsschwankungen und damit verbundener zeitweiliger Evaporitbildung zu kurzfristigen Seepegelschwankungen.

Das Meer war allerdings nicht allzu weit entfernt. Der Salzgehalt des Wassers hat, verglichen mit dem Meer, einen höheren Sulfatgehalt, so dass es schon bei relativ niedriger Chloritsalinität zur Ausfällung von Gips kommt. Wasservögel, die vom nahegelegenen Meer an den See kamen, brachten in Ihrem Gefieder Mikroorganismen, die aufgrund des hohen Salzgehaltes ein passendes Habitat fanden, und sich aufgrund der fehlenden Konkurrenz rasch massenhaft ausbreiten konnten. Die Paläogeographische Problem einer Meeresanbindung, Isotopenanomalien der Gipse, das Auftreten von Bryozoen in Gips, aber auch starke Pegelschwankungen (Düringer, 1988) und das Fehlen von marinen Macrofossilien liesse sich

erklären.

Interpretation Aufgrund des Fehlens mariner Transgressionshorizonte und der paläogeographischen Lage sind die Modell 1 und Modell 2 äusserst unwahrscheinlich.

Die Modelle 3 und 4 scheinen von der paläogeographischen Interpretation her wahrscheinlich. Insbesondere wenn das Meer über vorgeschaltete Brackwasserbecken eindrang, ist die Faunenassoziation gut erklärbar. Die Frage, ob das Meer Zutritt hatte, oder ob es sich um Salzseeablagerungen handelt, definitiv zu beantworten, ist jedoch nach dem jetzigen Kenntnisstand unmöglich. Paläogeographisch konnte eine Verbindung bis zum heutigen Tage genauso wenig bestätigt wie ausgeschlossen werden. Gerade das Beispiel der erodierten Melanienkalke zeigt, dass es im Becken neben der Ablagerung von Sedimenten, auch wiederholt zu Hebung und Erosion zuvor abgelagerter Sedimente kam. Somit ist es möglich, dass die sedimentären Überbleibsel einer kurzfristigen Meeresanbindung schon kurze Zeit später wieder erodiert wurden. Vielleicht werden umfangreiche faunistische Studien oder weitere geochemische Analysen eines Tages Klarheit verschaffen.

Bildtafeln

Abbildung 5.16: Tafel Pflanzen

- ol:** Triebsegmente einer Cupressacea (?Calocedrus); Masstab 1 mm
- or:** unbestimmtes Blatt; Masstab 1 mm
- ml:** Zapfen einer Konifere; Durchmesser ca. 2,5 cm
- mr:** unbest. Flug-Samen mit Haarschweif ; Masstab 1 mm
- ul:** Rest einer einkeimblättrigen Pflanze mit faseriger Internstruktur;
Schilfgras oder Palme?; Masstab 1 mm
- ur:** Blütenrest mit noch anhaftenden Staubbeuteln; Masstab; 1 mm

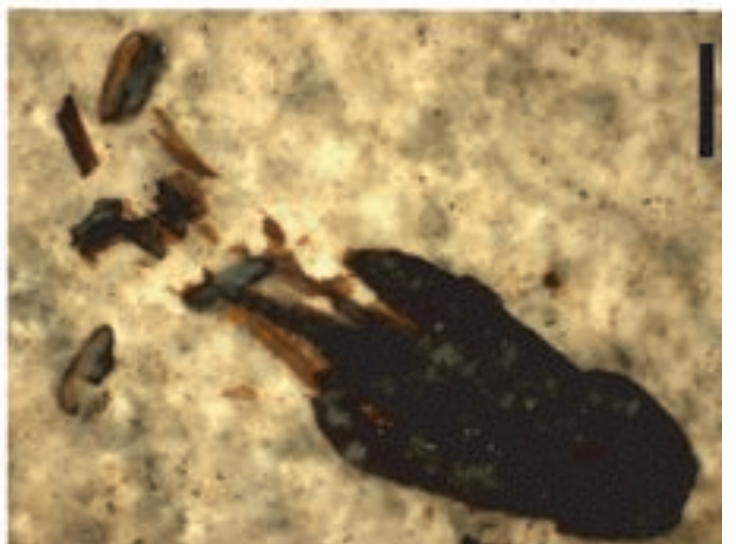
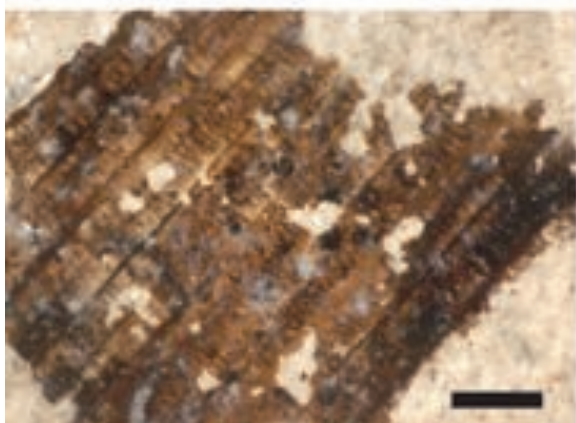
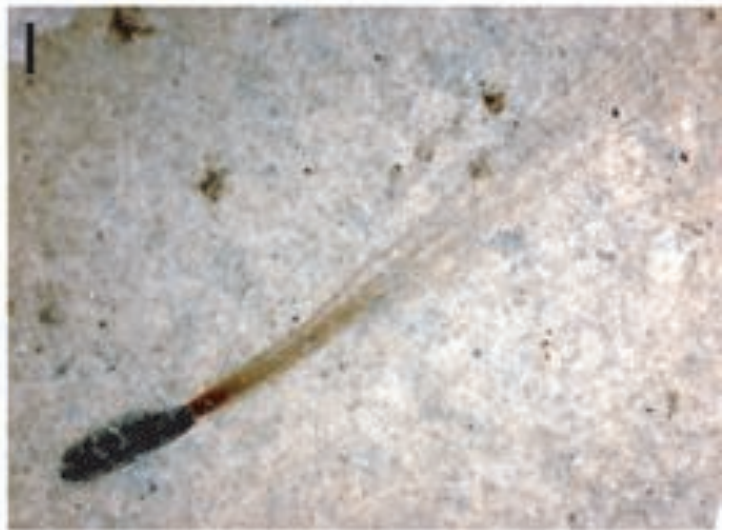
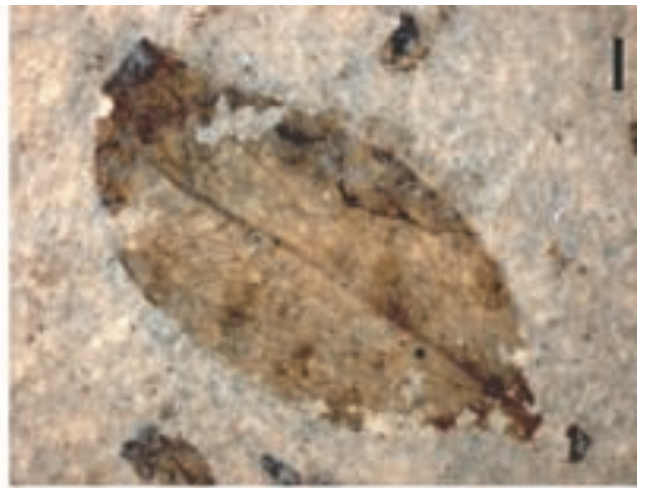


Abbildung 5.16: Tafel Pflanzen

Abbildung 5.17: Tafel Allg. Insekten

- ol:** Kleinlibelle (Lestidae); Länge ca. 6,5 cm
- or:** unbest. Käfer (Coleoptera); Massstab ca. 1 mm
- ml:** unbest. Mücke (Nematocera); Bildbreite ca. 1,5 cm
- ur:** unbest. Falter (Lepidoptera); Massstab 1 mm
- ul:** Vogelfeder; Länge ca. 1cm

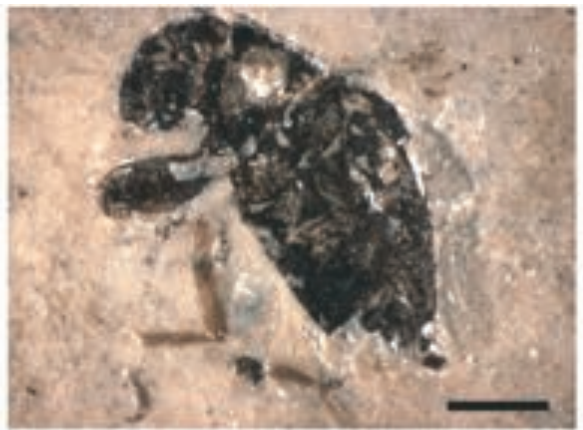


Abbildung 5.17: Tafel Insekten

Abbildung 5.18: Tafel Diptera

- ol:** unbest. Diptere (?Brachyocera); Massstab 1 mm
- or:** unbest. Diptere (?Brachyocera); Massstab 1 mm
- mr:** unbest. Diptere (?Bibionidea); Bildbreite ca. 2cm
- ul:** unbest. Schnake (Tipulidae); Massstab 1 mm
- ur:** Hautlappen am Beinende einer Fliege; 1 mm
Massstab: 1 mm

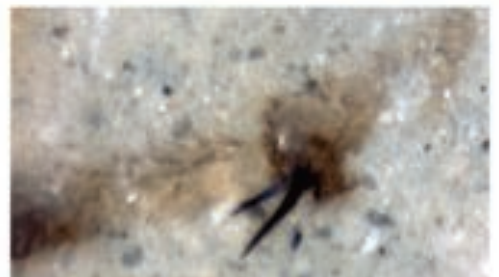
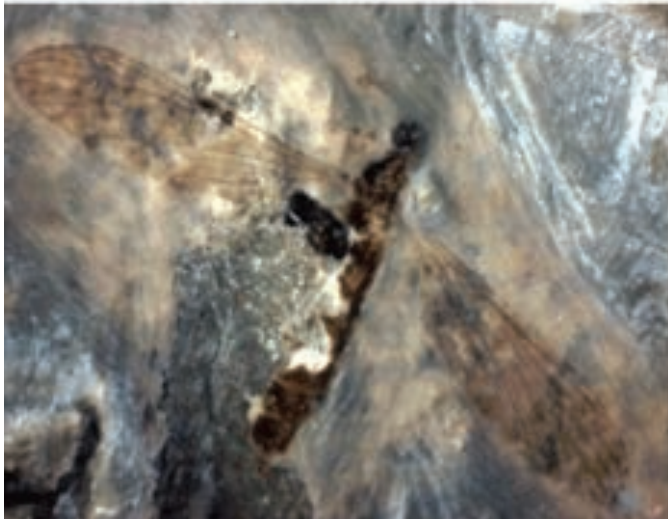
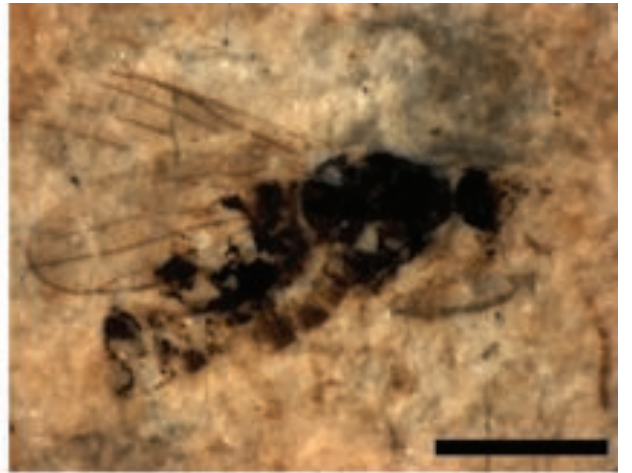


Abbildung 5.18: Tafel Diptera

Abbildung 5.19: Tafel Hymenoptera

- ol:** Pflanzenwespe; Masstab 1 mm
- or:** Behaarte Flügeloberfläche; Bildbreite ca. 1 mm
- ml:** Kopfdetail einer Ameise mit Kieferzangen; Masstab 0,25 mm
- mr:** Ameise Formicidae; Masstab 1 mm
- ul:** Ameise Formicidae; Masstab 1 mm
- ur:** Brackwespe Braconidae Masstab; 1 mm
Masstab: 1 mm

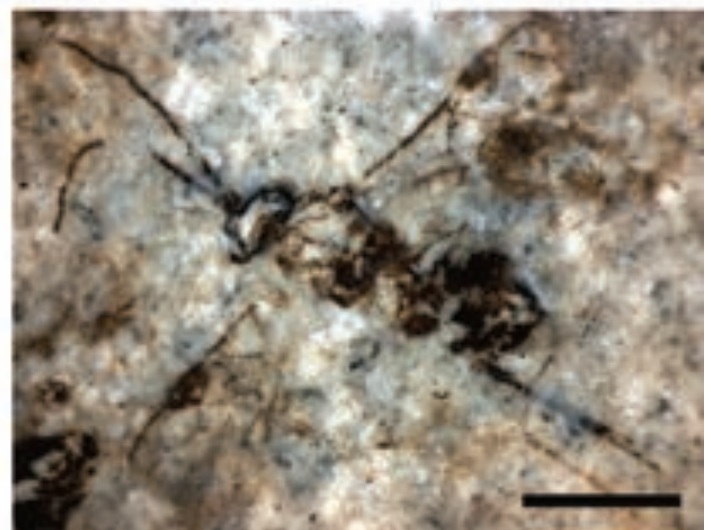
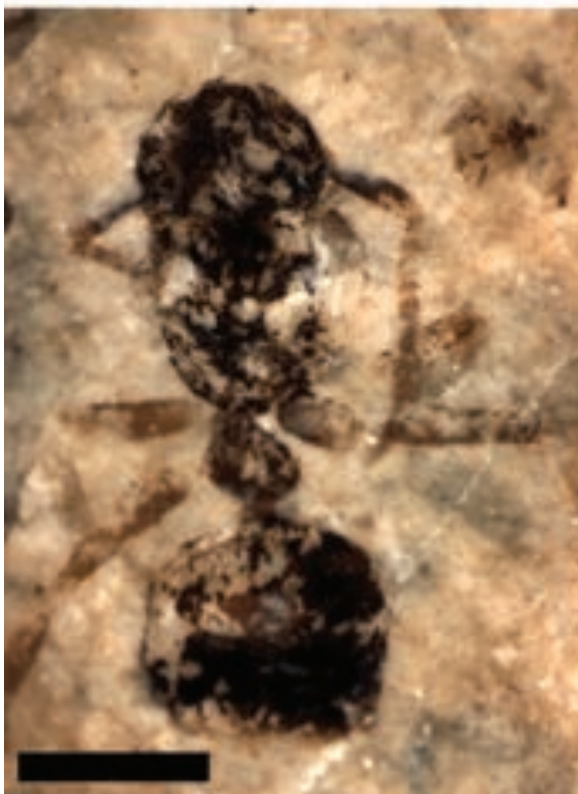
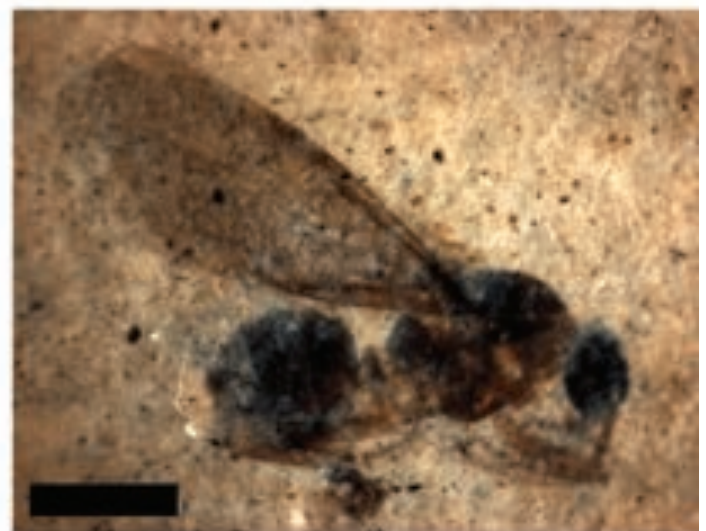
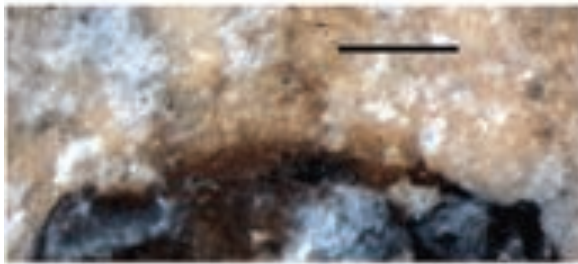
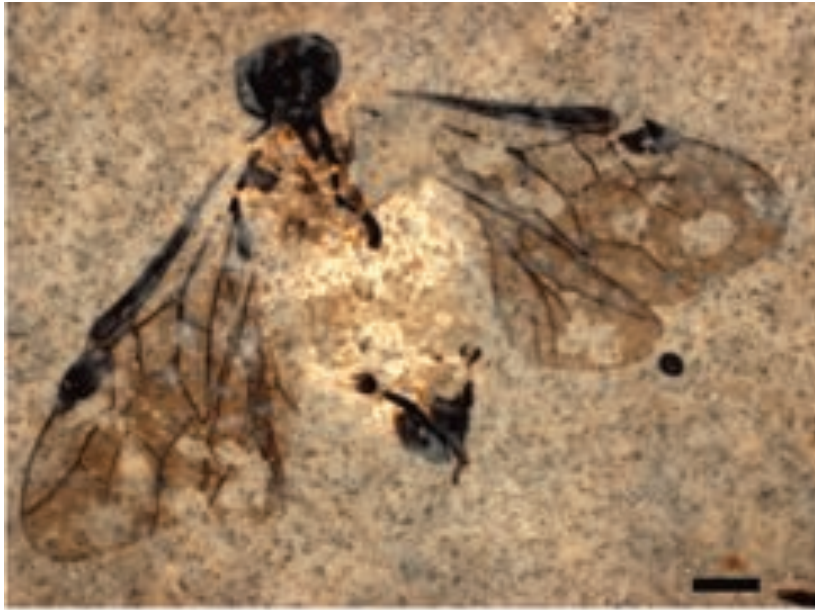


Abbildung 5.19: Tafel Hymenoptera

Abbildung 5.20: Tafel Stechmücken

- ol:** Kopfkapsel einer Stechmückenpuppe; Masstab 0.25 mm
- or:** Imago einer Stechmücke; Masstab ca. 1 mm
- ml:** Puppe einer Culicidae mit zwei abdominalen Atemröhren;
in der oberen Bildmitte ist die Kopfkapsel einer juvenilen
Larve sichtbar
- ul:** Kopfkapsel einer Mückenlarve; Bildbreite ca. 1 mm
- ur:** Eischiffchen; bestehend aus Pillenförmigen agglutinierten
Eiern;
Masstab: 1 mm

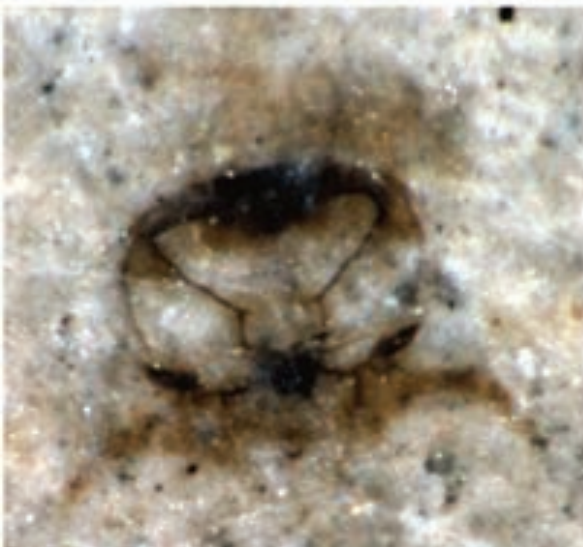
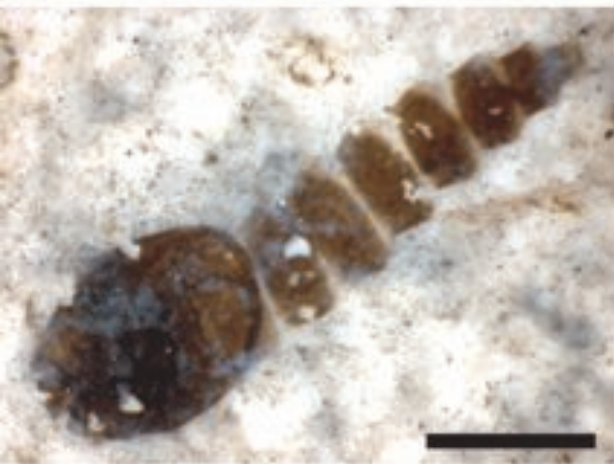
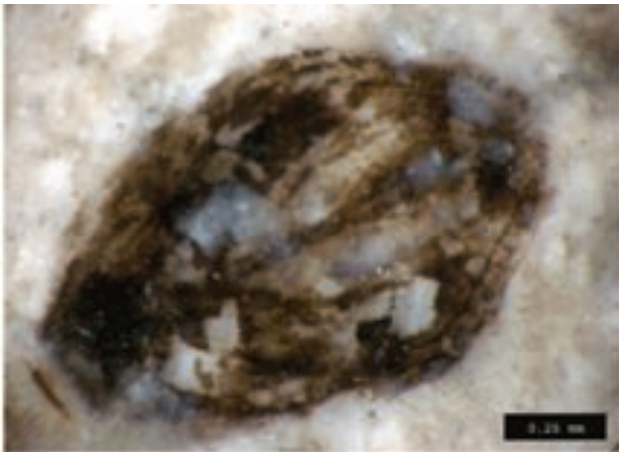


Abbildung 5.20: Tafel Culicidea

Abbildung 5.21: Tafel Köcherfliegen:

- ol:** Imago einer Köcherfliege; Masstab 1 mm.
- om:** Köcher von Trichoptera; zusammengesetzt aus kleinen Steinchen; Masstab 1 mm.
- oro:** Reste von Spinnfäden mit denen die Larven Ihre Köcher agglutinieren; Bildbreite ca. 1mm.
- oru:** Detailansicht eines Köchers; die Bauteile sind scheinbar sauber zurechtgeschnitten worden; Bildbreite ca. 0.5 mm.
- ml:** Detailansicht eines Flügels von Trichoptera (gr.= Haarflügler).
- mm:** Tracheenkiemen einer Köcherfliegenlarve; Bildbreite ca. 2 mm.
- mr:** Larve im beginnenden Puppenstadium; Masstab 1 mm.
- ul:** Kopf der Larve xxx; Bildbreite ca. 1 mm.
- ur:** Verpuppte Larve; die Beinschienen und Thorax lassen sich bereits erkennen; Masstab: 1 mm.

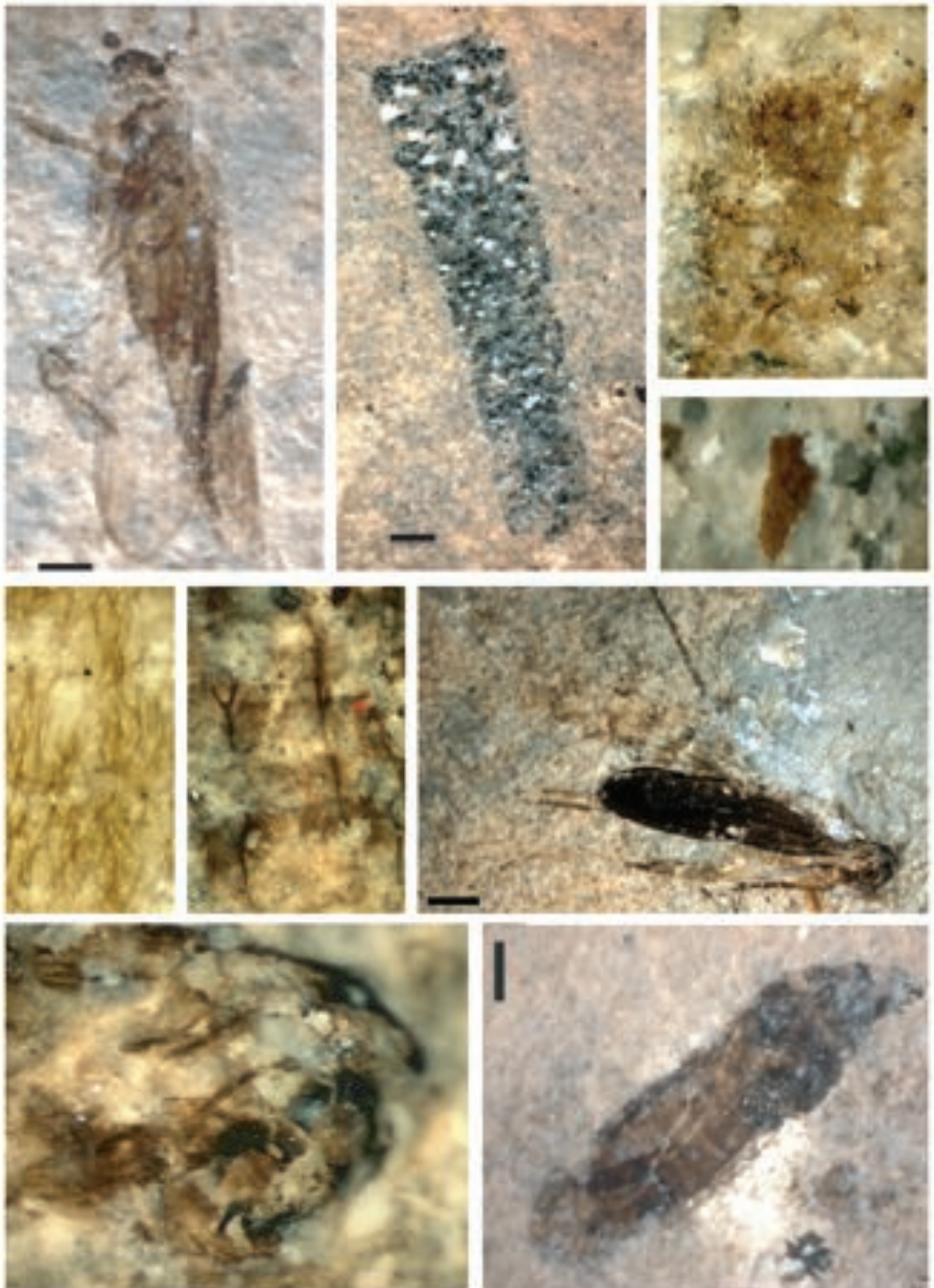


Abbildung 5.21Tafel Köcherfliegen

Abbildung 5.22: Tafel Molluska

- ol:** Corbiculacea, Dorsalansicht; Massstab 0,5cm
- or:** Corbiculacea, Ventralansicht mit Schloss ; Massstab 2 mm
- ml:** *Corbicula fluminea*, Ventralansicht, rezent, Rhein bei Basel, vgl. Schloss mit Abb. **or** ; Massstab 2 mm
- mr:** Kleingastropoden Hydrobia in Pyriterhaltung, die drei sind parallel orientiert; Massstab 1 cm
- ul:** Hydrobien, Niveau *bk*, beachte die Vorzugseinregelung der Schalen; Massstab 1 cm
- ur:** Hydrobien, Niveau *bk*; Massstab 0,5 cm

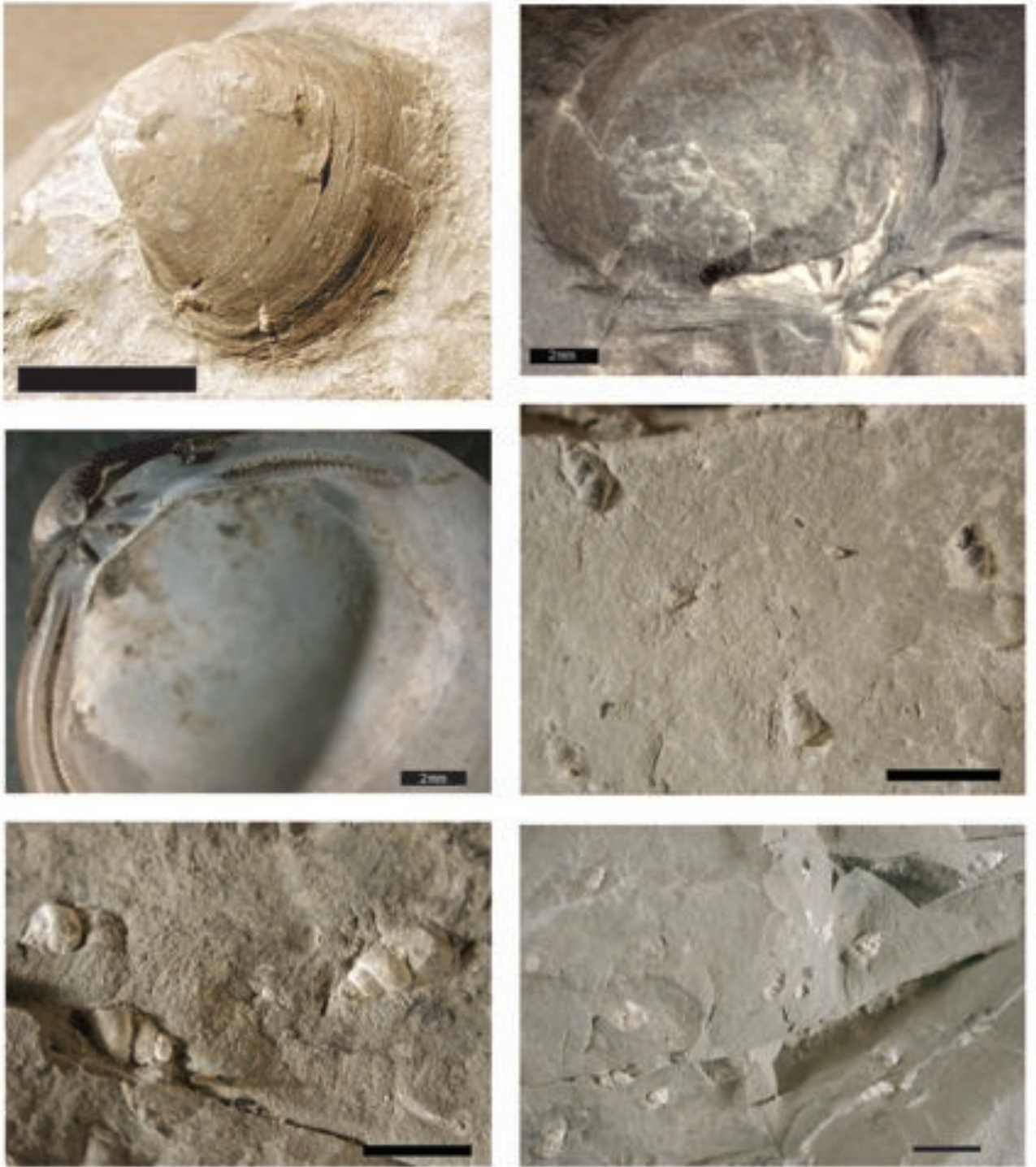


Abbildung 5.22: Tafel Molusken

Abbildung 5.23: Tafel Bryozoen

- o: Bryozoenlage der Gattung *Electra* cf. *monostchys*(Busk), aus der Gipsschicht (Niveau *ab*), Fragmente der bäumchenartig gewachsenen Bryozoen bedecken monospezifisch die Gipsschicht.
- u: Deteilansicht von *Electra* cf. *monostchysaus*(Busk) die ovalen Apperturen der Zooide, (vgl. Abb.5.8).



Abbildung 5.23: Tafel Bryozoen

Abbildung 5.24: Tafel Eosphaeroma

Eosphaeroma obstusum (Meyer) Ventralsicht; Kopf ,Cephalothorax, oben mit 'bohnenförmigen' Augen (Au), Mandibeln (Md) und Antennen (An). Der Rumpf, Peraeon, setzt sich aus sieben (1-7) Segmenten zusammen, Die Beine, Peraeopoden,(Pp) sind teilweise erhalten. Das löffelförmige zum Ruder umfunktionierte Abdominalsegment, Pleotelson, (Te) ist gut erkennbar. Seitlich befinden sich jeweils zwei kleine Uropoden (Ur), die jedoch schlecht erhalten sind. Masstab 1 mm.

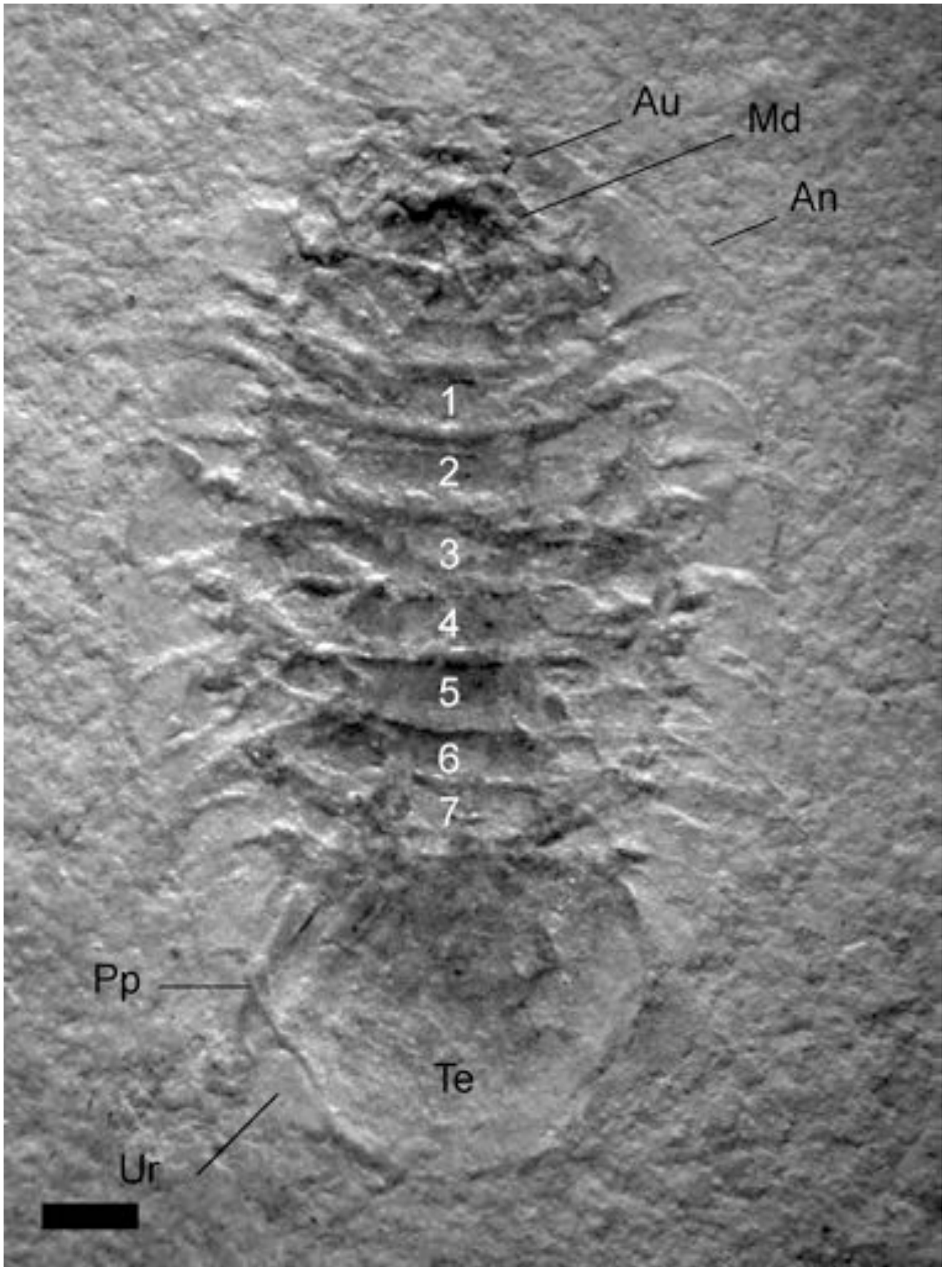


Abbildung 5.24: Eosphaeroma

Abbildung 5.25: Tafel Gammaridea

- ol:** Grosswüchsiges Exemplar in Chitin- und Pyriterhaltung, mit gut erhaltenem Kopf und Thorax; Masstab 1 mm
- or:** Exemplar in Pyriterhaltung mit gut erhaltenen Beinen, Niveau be.
Beachte das am Körper angewinkelt liegende lange Schwimmbein; Masstab: 1 mm
- m:** Grosswüchsiges Exemplar in Chitinerhaltung, Niveau bk; Masstab: 1 mm
- ul:** Exemplar in Pyriterhaltung, Niveau be; Masstab: 1 mm
- ur:** Exemplar mit gut erhaltenem Thorax und Antennen, Niveau be; Masstab 1 mm

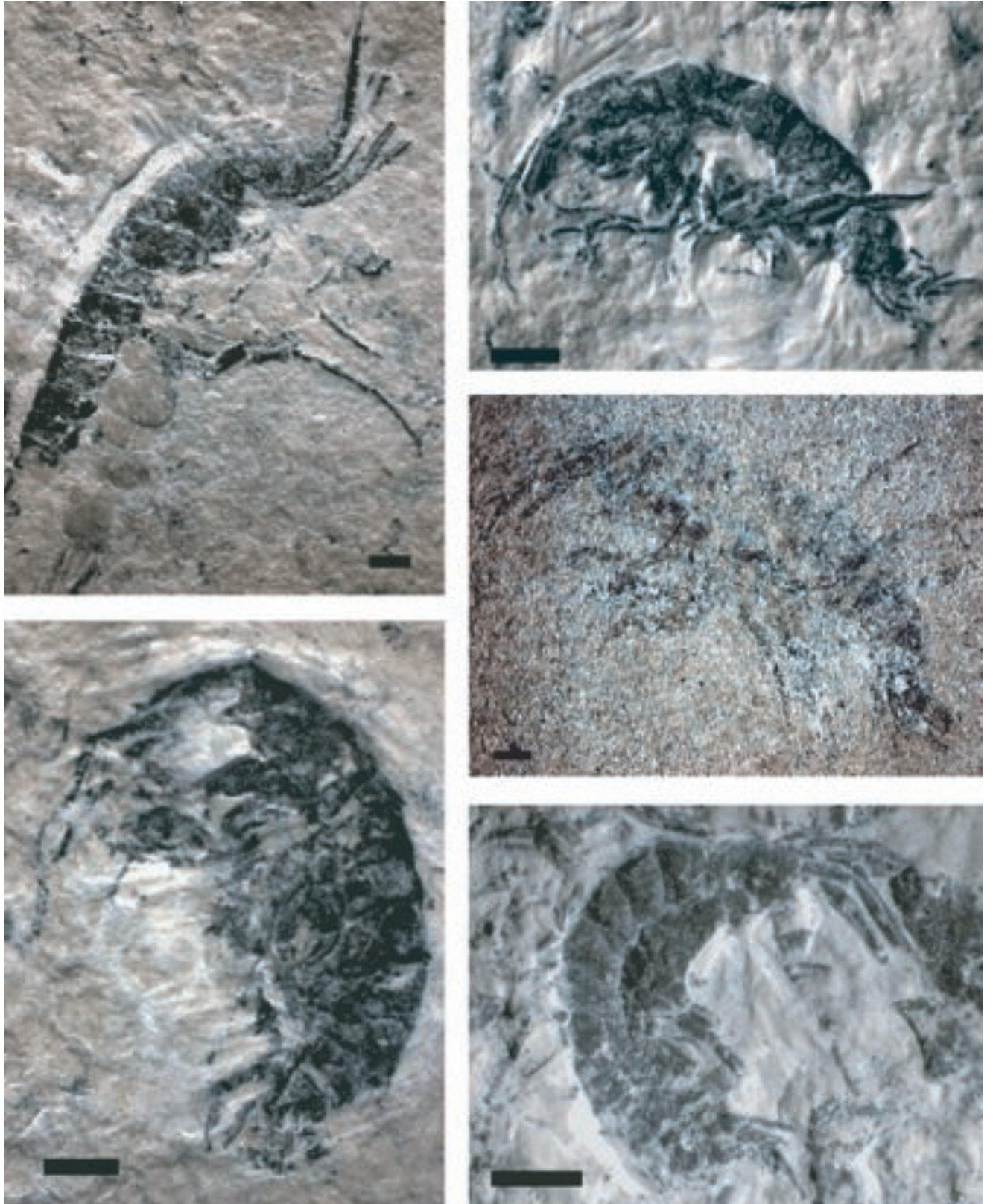


Abbildung 5.25: Tafel Gammaridea

Abbildung 5.26: Tafel *Enolophtalamus*

- o:** *Enolophtalamus alsaticus* (Gaudant), vorzüglich erhaltenes Exemplar mit Hautschattenerhaltung (Taphotyp A), ansatzweise lässt sich noch der Umriss der Fettflosse erkennen. Vergleiche mit Abbildung 5.10. Länge des Wirbelsäule: 4,4 cm
- ml:** Eingerolltes Exemplar von *E. alsaticus* (Taphotyp C), Bildbreite ca. 2,5 cm.
- mr:** Detailansicht der Kaudalflosse des Exemplares in Abb. o)
- ul:** In drei Fragmente disartikulierte Exemplar (Taphotyp B), mit Hautschattenerhaltung; Massstab 1 cm
- ur:** Disartikulierte Exemplar (Taphotyp D); Massstab 1 cm

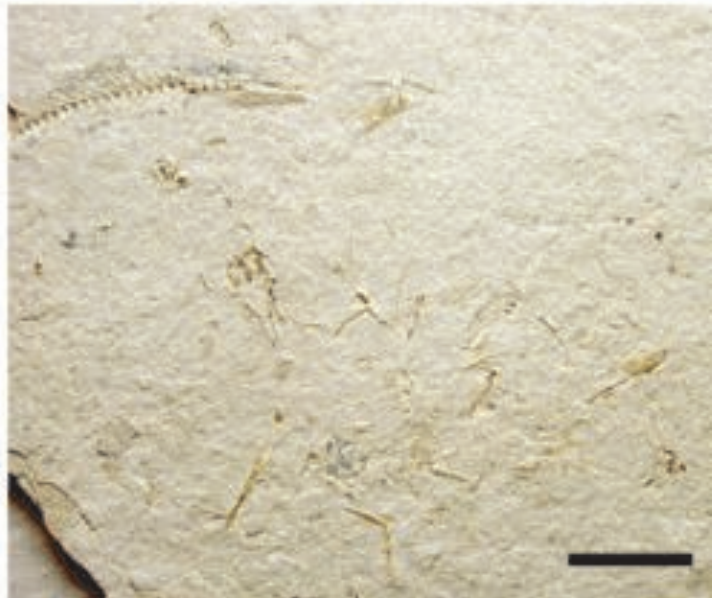
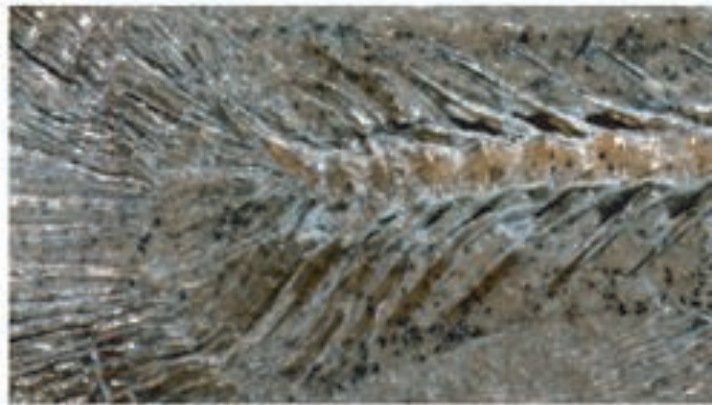


Abbildung 5.26: Tafel Enolophtalamus

Abbildung 5.27: Tafel Notogoneus

- ol:** Kammschuppen von *Notogoneus cf. cuvieri* (Aggasiz);
Massstab 1 mm.
- or:** Detailansicht der Schuppen; Massstab 0.5 mm
- m:** *Notogoneus cf. cuvieri*(Aggasiz), unvollständiges Exemplar; Massstab 3 cm.
- ul:** Kleine runde Kugelzähne von *Notogoneus cf. cuvieri* (Aggasiz); Massstab 0.5 mm.
- ur:** Detailansicht der Kaudalflosse; Massstab 2 mm.

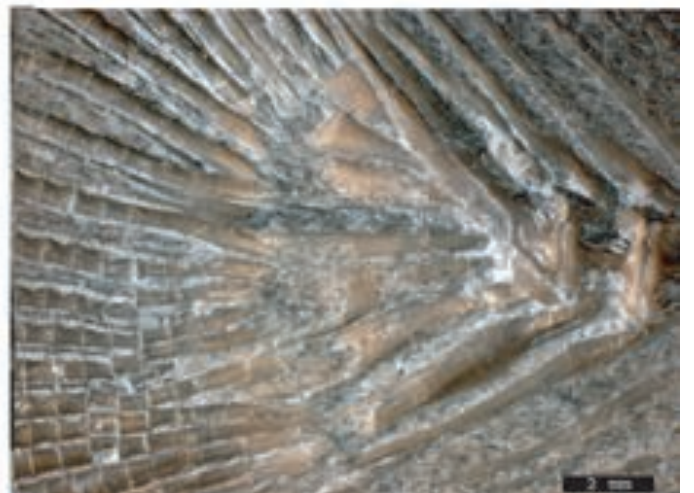
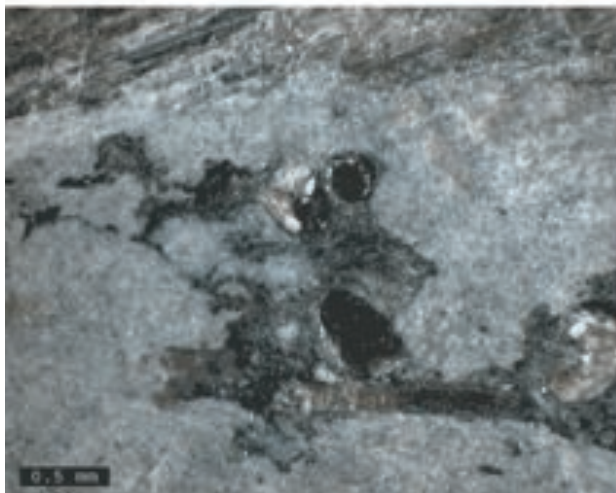
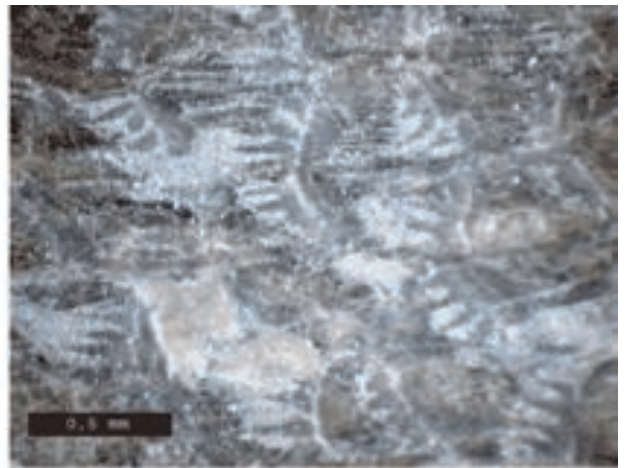
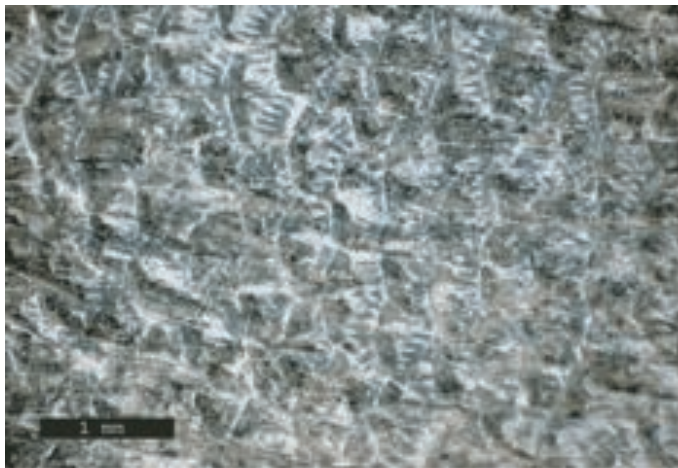


Abbildung 5.27: Tafel Notogoneus

Abbildung 5.28: Tafel Paläobiologie

- o:** Gammaridenmassenlage, Die Schichtfläche ist bedeckt von pyritisierten Gammariden; Bildbreite ca. 10 cm.
- u:** Kriechspuren (?Hydrobia) auf einer Biomatte, Niveau **bi**; Masstab 1 cm.

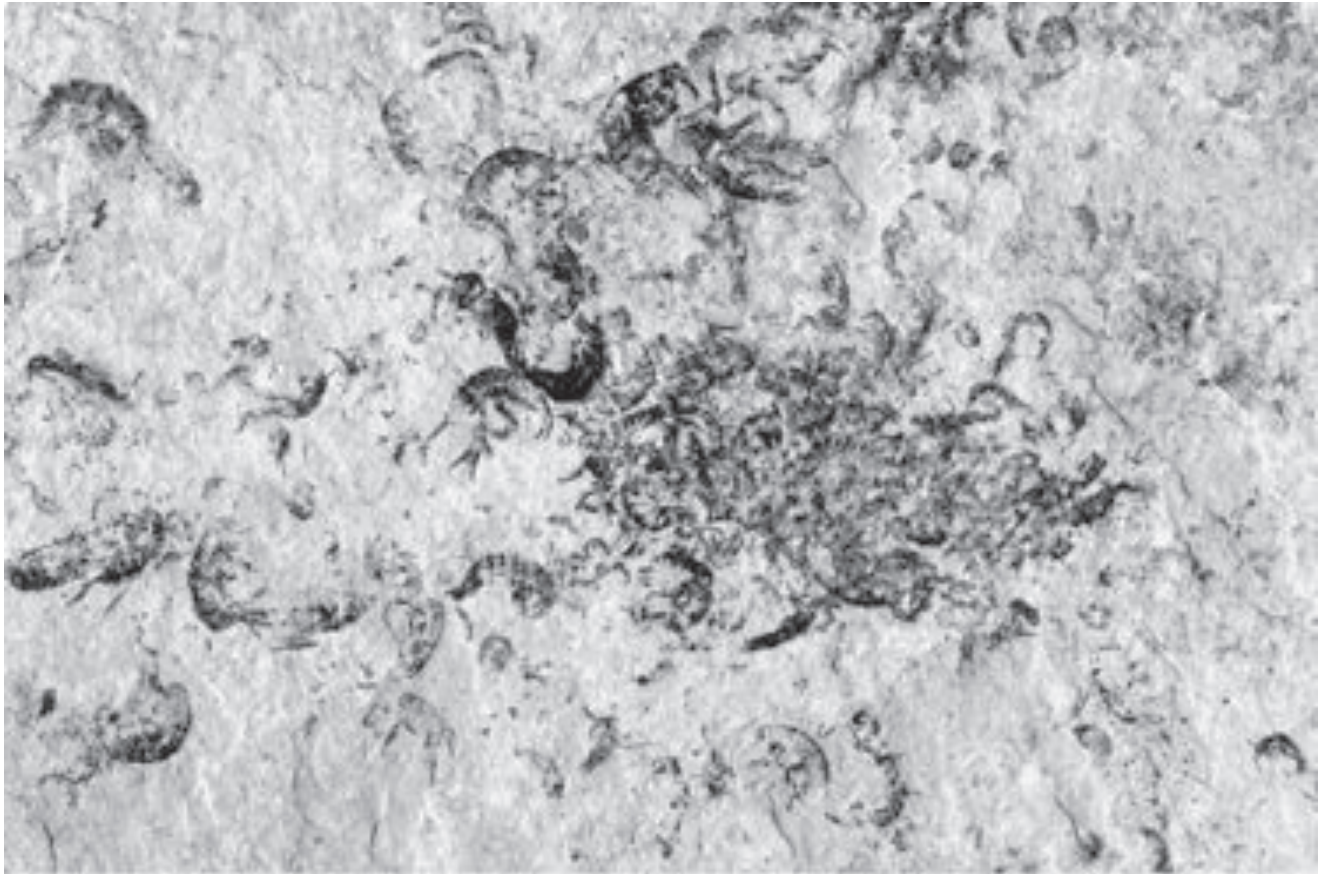


Abbildung 5.28: Tafel Paläobiologie 1

Abbildung 5.29: Raster-Elektronen-Mikroskopie

- ol:** Körperschuppe einer Stechmücke (Culizidae), Niveau *bi*; das Insektenchitin ist offensichtlich in unveränderter Form erhalten und mit einigen framboidalen Pyritkörnern (rechts unten) belegt.
- or:** Körperschuppe einer Culizidae, Detailansicht
- ml:** Framboidaler Pyrit, mit autolithifizierten, stäbchenförmigen Bakterienresten, Niveau *ab*.
- mr:** unbestimmtes Pollenkorn, Niveau *bi*.
- ul:** Kalkschalige Dinoflagellatenzyste, Niveau *ab*.
- ur:** *Coccolithus pelagicus*, Coccosphäre? Niveau *ab*.

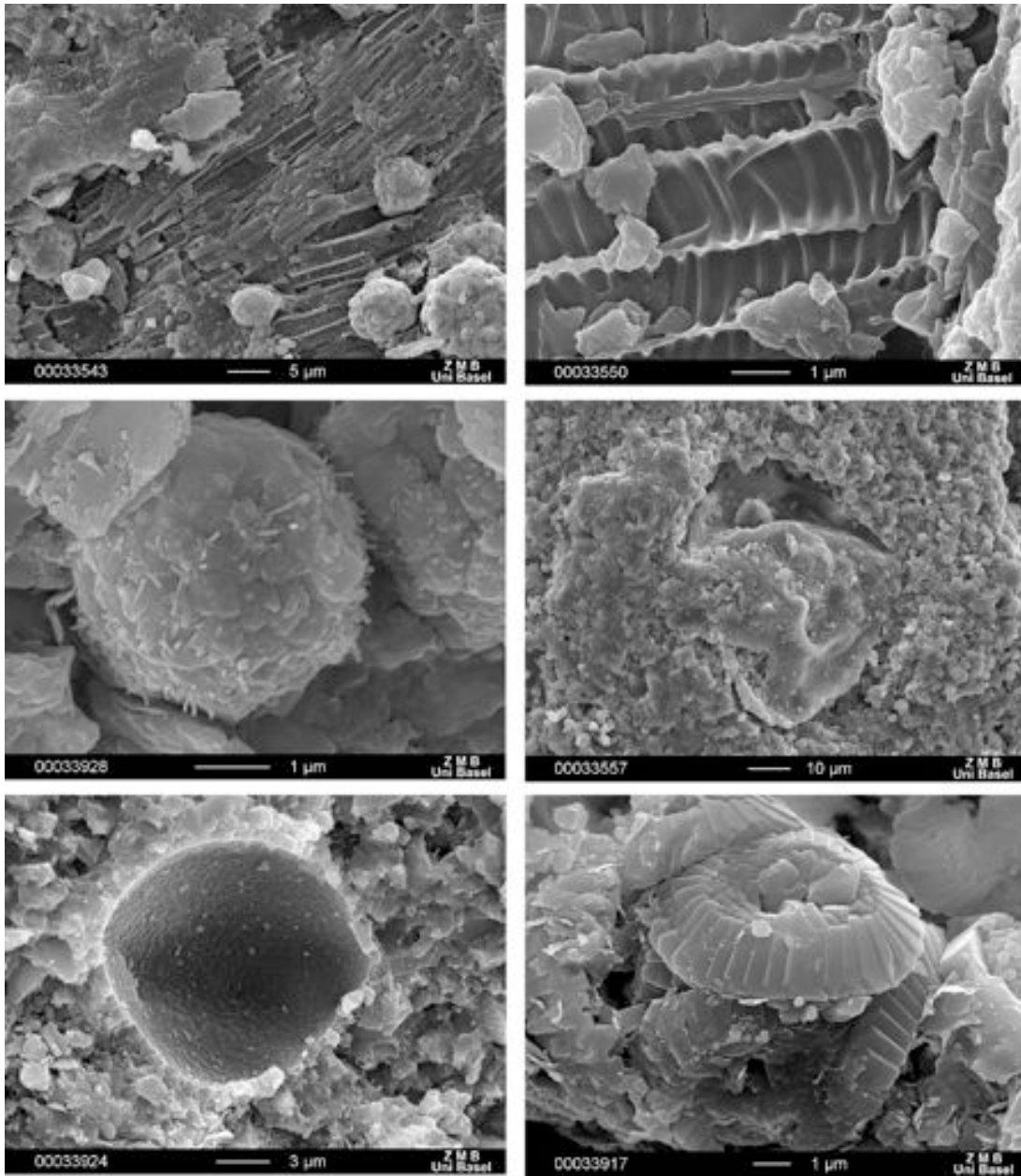


Abbildung 5.29: Tafel REM

Kapitel 6

Tonmineralanalyse

An 20 Mergelproben aus der Mittleren- und Oberen Salzfolge, die dem Steinbruch am Rebburg bei Altkirch entstammen, wurden Tonminerale analysiert. Ziel der Tonmineralanalyse war es Aussagen über Herkunft des Terrigenanteils und das Paläoklima zu treffen. Sedimentationspräparate der aufbereiteten $< 2\mu\text{m}$ -Fraktion wurden mit dem Röntgendiffraktometer (XRD) kristallographisch und mittels energiedispersiver Röntgenfluoreszenz (ED-XRF) chemisch analysiert. Durchführung und Auswertung der Analysen erfolgten computergestützt. Als Tonminerale fanden sich Kaolinit, Illit und Smektit. Zusätzlich fanden sich Illit-Smektit Mixed-Layers. Die XRD-Analysen konnten mit den ED-XRF-Analysen untermauert werden.

Die Tonmineralzusammensetzung der analysierten Proben aus der Salzfolge unterscheidet sich von jener mesozoischer Pelite, welche als Hauptquelle der Tonminerale angenommen werden, durch die Abwesenheit von Chlorit. Die Tonminerale werden deshalb als vorwiegend authigene Bildungen betrachtet; Chlorit wurde zu Smektit abgebaut. Die Tonmineralzusammensetzung wird von Vertretern der Smektitgruppe dominiert, was auf ein warmes, aber relativ trockenes, monsunales geprägtes Paläoklima hinweist. Einige kaolinitreiche Niveaus werden als Resultat einer etwas humideren Klimaphase gedeutet, was durch die Resultate der Sedimentologie gestützt wird. In den obersten Metern des Profils erfolgt ein deutlicher Trend hin zu smektitreicheren Zusammensetzungen. Dieser Trend wird als Folge einer neogenen Verkarstung im oberen Bereich des Steinbruchs interpretiert.

6.1 Systematik der Tonminerale

Gemeinsam mit den Glimmern gehören Tonminerale zu den Schichtsilikaten (Phyllosilikate). Im Gegensatz zu den phanokristallinen Glimmern sind die Grössen der Einzelkristalle meist $< 2\mu\text{m}$; mit bloßem Auge oder unter dem Lichtmikroskop nicht mehr erkennbar (Abschnitt zusammengefasst nach Velde, 1995; Brindley & Brown, 1980).

6.1.1 Tetraeder- und Oktaederlagen

Das Grundgerüst aller Schichtsilikate bilden Tetraederlagen (T-Lagen) und Oktaederlagen (O-Lagen). Diese Lagen sind parallel zur kristallographischen a - und b -Achse orientiert.

Tetraederlage Das Silikat-Tetraeder ($[\text{SiO}_4]^{4-}$) ist der Grundbaustein aller Silikate. Es besteht aus einem zentralen Si^{4+} -Ion, um das vier O^{2-} -Ionen tetraedrisch koordiniert sind. Bei Schichtsilikaten sind die Silikat-Tetraeder zweidimensional, an jeweils drei Ecken, miteinander verbunden und bilden eine T-Lage mit hexagonaler Symmetrie, bei der alle freien Sauerstoffe in die selbe Richtung zeigen. Das Si:O-Verhältnis dieser Lage beträgt 2 : 5, die Ladung pro verknüpftem Tetraeder -1. Chemisch kann die Formel der anionischen T-lage als $[\text{Si}_2\text{O}_5]_{\infty}^{2-}$ beschrieben werden. Bei vielen Schichtsilikaten ist allerdings ein Teil der Si^{4+} -Ionen gegen Al^{3+} -Ionen ausgetauscht, was die negative Ladung dieser Lage zusätzlich erhöht.

Oktaederlage In Wechselschichtung und verbunden mit der T-Lage tritt bei den Schichtsilikaten die O-Lage auf. Um ein metallisches Zentralkation, meist Aluminium, Magnesium oder Eisen sind 6 Anionen; O^{2-} -Ionen und OH^- -Ionen, oktaedrisch koordiniert. Die „freien Sauerstoffe“ der T-Lage sind in der Oktaederlage koordiniert.

dioktaedrische Schichtsilikate Bei dioktaedrischen (diokt) Schichtsilikaten sind zwei von drei möglichen Oktaederplätzen von einem dreiwertigen metallischen Kation Me^{3+} ; meist Al^{3+} besetzt. Das Verhältnis von Tetraedern (T-Lage) und besetzten Oktaedern (O-Lage) ist 1 : 1.

trioktaedrische Schichtsilikate Bei trioktaedrischen (triokt) Schichtsilikaten sind alle (drei) Oktaederplätze von einem zweiwertigen metallischen Kation Me^{2+} ; meist Fe^{2+} oder Mg^{2+} besetzt. Das Verhältnis von Tetraedern zu besetzten Oktaedern ist 2 : 3.

Die Stapelung der T- und O-Lagen zu Schichten, die Konfiguration der Oktaederplätze (diokt oder triokt) und weitere Zwischenlagen bestimmen die nähere systematische Einteilung der Schichtsilikate (Tabelle 6.1).

Schicht	$d(001)$	Gruppe	-okt.	Mineralvertreter
1:1	7 Å	Kaolinitgruppe	di- tri-	Kaolinit, Halloysit Serpentin
2:1	10 Å	nichtquellend Glimmer & Illit guellend Smektite	di- tri- di- tri-	Muskovit, Illit, Pyrophyllit Biotit, Talk Smektit, Montmorillonit, Vermiculit Hectorit, Saponit
2:1:1	14 Å	Chloritgruppe	di- di-	di- Chlorit tri- Chlorit
mixed-l.	>14 Å	geordnet ungeordnet		Corrensit Illit-Smektit

Tabelle 6.1: Systematische Einteilung der Schichtsilikate nach ihren mineralogischen Eigenschaften.

6.1.2 Zweilagige Schichtsilikate (1 : 1)

Bei zweilagigen Schichtsilikaten wechseln T- und O-Lagen im Verhältnis 1 : 1 entlang der kristallographischen c -Achse im Sinne TOTO₍₀₀₁₎... . Die oktaedrisch koordinierten Kationen gleichen die negative Ladung der T-Lage aus; die Vertreter dieser Gruppe sind somit elektrostatisch neutral. Zwei der Koordinierten O der O-Lage werden mit der T-Lage geteilt. Die Dicke der TO-Schicht (parallel zur c -Achse; $d(001)$) beträgt ~ 7 Å; wichtigste Vertreter der Gruppe sind der dioktaedrische Kaolinit $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_2$ und der trioktaedrische Serpentin.

6.1.3 Dreilagige Schichtsilikate (2 : 1)

Bei dreilagigen Schichtsilikaten wechseln T- und O-Lagen im Verhältnis 2 : 1 entlang der c -Achse im Sinne TOTTOTTOT₍₀₀₁₎... . Die Dicke der TOT-Schicht beträgt ~ 10 Å.

neutrale TOT-Schicht Bei einer Besetzung aller Tetraeder mit Si^{4+} und aller Oktaeder mit Me_{diokt}^{3+} , beziehungsweise mit Me_{triokt}^{2+} wird die negative Ladung der T-Lage ausgeglichen. Es resultiert ein Mineral mit elektrostatisch neutraler TOT-Schicht. Vertreter dieser Gruppe sind der dioktaedrische Pyrophyllit $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ und der trioktaedrische Talk $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$.

stark anionische TOT-Schicht Bei den glimmerartigen dreilagigen Schichtsilikaten sind einige der Si^{4+} -Ionen der T-Lage durch Al^{3+} substituiert. Das Si : Al-Verhältnis ist meist $< 7 : 1$. Zusätzlich kann in geringem Umfang dioktaedrisch konfiguriertes Al^{3+} gegen Fe^{3+} aber auch gegen Fe^{2+} oder Mg^{2+} ausgetauscht werden. Der Austausch $\text{Si}_{tet}^{4+} \rightarrow \text{Al}_{tet}^{3+}$ und der Austausch $\text{Al}_{diokt}^{3+} \rightarrow \text{Me}_{diokt}^{2+}$ führen zu einer anionischen Ladung der TOT-Schicht.

Kationenlage Die stark anionische TOT-Schicht von glimmerartigen Schichtsilikaten wird mit der Einlagerung grosser Kationen Me^+ der ersten Hauptgruppe, meist K^+ (alternativ Na^+ , Li^+), zwischen den TOT-Schichten kompensiert. Bei Illit beträgt das Verhältnis von K^+ zu Tetraedern in der angrenzenden T-Lage 0.4-0.45. Typischer Vertreter dieser Gruppe ist der Illit $K_{0.8-0.9}(Al,Fe,Mg)_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$.

gering anionische TOT-Schicht Tonminerale der Smektitgruppe haben verglichen mit den glimmerartigen stark anionischen Tonmineralien ein nur geringes Ladungsdefizit in der TOT-Schicht. Aufgrund des niedrigeren Ladungsdefizits ist der Zusammenhalt der TOT-Schichten stark herabgesetzt. Wasser, hydratisierte Kationen, aber auch polare Moleküle (z.B. Ethylenglykol) können in der Kationenlage aufgenommen werden und ebenso wieder an die Umgebung abgegeben werden. Die Aufnahme von Wasser oder Ethylenglykol in die Kationenlage führt zum Aufquellen des Minerals; der Abstand zwischen den beiden TOT-Schichten nimmt zu. Die Aufquellung mit Ethylenglykol führt zur Vergrösserung der TOT-Schichtdicke $d(001)$ auf $\cong 17 \text{ \AA}$.

6.1.4 Vierlagige Schichtsilikate (2:1+1)

Vierlagige Schichtsilikate bilden die Chloritgruppe. Sie haben eine \approx elektrostatisch neutrale TOT-Schicht, vergleichbar mit der von Talk. zwischen den TOT-Paketen findet sich eine Hydroxylkomplex-Zwischenlage.

Hydroxylkomplexlage Die Hydroxylkomplex-Zwischenlage der Chlorite ist eine Oktaederschicht von meist brucitischer ($Mg(OH)_2$) oder selten gibbsitischer ($Al(OH)_3$) Zusammensetzung . Eine geringes Ladungsdefizit in der TOT-Schicht wird mit einem geringen Ladungsüberschuss in der Hydroxylkomplexschicht kompensiert und umgekehrt.

6.1.5 Übergeordnete Strukturen: *'mixed-layers'*

Unter *'mixed-layers'* versteht man Stapelfolge von Schichten unterschiedlicher Tonminerale, die dadurch eine neue Mineralspezies generieren. Durch regelmässige Stapelung entstehen Überstrukturen mit Identitätsabständen $d(001)$ von $>14 \text{ \AA}$. Die Stapelung kann entweder regelmässig oder unregelmässig sein.

geordnete *'mixed-layers'* Bei geordneten *'mixed-layers'* kommt es zur geordneten Stapelung unterschiedlicher Tonmineralschichten, im Sinne ABABAB₍₀₀₁₎... oder ABBABB₍₀₀₁₎... oder ABCABC₍₀₀₁₎... . Das Mineral Corrensit beispielsweise ist eine geordnete 1:1-Wechselschichtung von Smektit und Chlorit. Im Grunde genommen kann auch der Chlorit als ein geordneter *'mixed-layer'* zwischen Talk

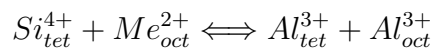
und Brucit angesehen werden. Geordnete *'mixed-layers'* entstehen vor allem während der Diagenese und bei beginnender Metamorphose.

ungeordnete *'mixed-layers'* Ungeordnete *'mixed-layers'* haben eine unregelmässige Stapelfolge: etwa ABACBBA₍₀₀₁₎... . Illit-Smektit ist beispielsweise ein typischer ungeordneter *'mixed-layer'*. Insbesondere ungeordnete *'mixed-layers'* werden als instabile, in Phasenumwandlung begriffene Tonminerale angesehen. Sie entstehen vor allem durch Verwitterung der primären Tonminerale.

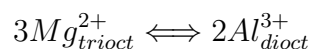
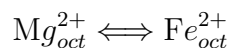
6.1.6 Mischkristallreihen

Wie in den meisten Silikatgruppen finden sich auch bei Tonmineralien Mischkristallreihen. Einige dieser mit einer Ladungsänderung verbundenen Substitutionsreaktionen sind im Text bereits beschrieben worden. Nun sollen noch einige ladungsneutral verlaufende Substitutionsreaktionen beschrieben werden:

Substitutionsreaktionen In der Tetraederlage kann Si gegen Al ausgetauscht werden (Tschermakaaustausch), wobei ein zweiwertiges Ion in der Oktaederlage ebenfalls gegen ein Al ausgetauscht wird:



In der Oktaederlage können Kationen stöchiometrich oder nicht stöchiometrich (Tschermakaaustausch), was zu einer Konfigurationsänderung von triokt zu diokt führt, ausgetauscht werden:



In der Kationenlage von stark anionischen dreilagigen Schichtsilikaten, können die grossen Kationen der ersten Hauptgruppe Me_1^+ untereinander ausgetauscht werden:



Bei quellfähigen Smektiten ist der Austausch hydratisierter Kationen auf der Zwischenschicht sehr leicht möglich.

Die Mischkristallreihen und die enge chemische Verwandtschaft der Schichtsilikate machen eine chemische Bestimmung besonders bei Tonmineralgemischen praktisch unmöglich.

6.1.7 Kristallinität

Die Kristallinität stellt ein Mass für den Ordnungsgrad in einem Kristallgitter dar. Tonminerale haben eine geringe Kristallinität, es finden sich viele Fehstellen im Gitter und es existieren zahlreiche strukturelle Abweichungen. Auch bei den Tonmineralen finden sich je nach Mineralspezies Unterschiede in der Beugungsintensität.

6.2 Theorie Röntgendiffraktion (XRD)

Kristalline Substanzen stellen auf atomarer Ebene ein mit Atomen, Ionen oder Molekülen besetztes, regelmässiges, dreidimensionales, diskontinuierliches Raumgitter dar. Die Gitterabstände entlang der kristallographischen Achsen werden als Gitterkonstanten $[h,k,l]$ bezeichnet und sind charakteristisch für eine bestimmte kristalline Substanz. Mit Hilfe der Röntgendiffraktion können die charakteristischen Gitterkonstanten kristalliner Substanzen gemessen und somit die Substanzen identifiziert werden.

Beugung am Gitter Die Röntgendiffraktion basiert auf dem physikalischen Phänomen der Beugung am Gitter.

Trifft eine Welle auf ein Gitter (z.B. Kristallgitter), welches nicht viel grösser ist als die Wellenlänge (z.B. Röntgenstrahlung), so kommt es nach dem *Prinzip von Huygens* zur Bildung einer neuen sekundären kugelförmigen Welle. Die so entstandenen, neuen Wellen überlagern sich und bilden abhängig von der Wellenlänge und vom Winkel zum Gitter (z.B. Netzebene) konstruktive und destruktive Interferenzen.

Bei der Röntgendiffraktometrie werden die konstruktiven Interferenzen gemessen, welche durch Beugung einer zuvor induzierten Röntgenstrahlung am Kristallgitter entstehen. Sie werden als Röntgenreflexe oder im Diffraktogramm als „Peaks“ bezeichnet.

Braggsche Gleichung Aus den Röntgenreflexen lassen sich mit Hilfe der Braggschen Gleichung die Gitterkonstanten der gemessenen kristallinen Substanz berechnen.

$$n \lambda = 2d \sin \Theta$$

$$d = \frac{n \lambda}{2 \sin \Theta}$$

λ = Wellenlänge der Strahlung (konstant), hier 1,5405 Å.
 d = Gitterkonstante(n) der gemessenen Substanz.
 Θ = Messwinkel (bzw. Glanzwinkel, Winkel zur Netzebene), hier 2-35°.

Diffraktometrie Ein Diffraktometer misst mit Röntgenstrahlung von konstanter Wellenlänge λ ; während der Messung wird der Winkel 2Θ variiert. Als Resultat der Messung erhält man ein Diffraktogramm (Abb.6.1). Die Messkurve stellt die Anzahl der pro Zeiteinheit gemessenen Röntgenpulse in [cps] (= counts per second) gegen den Messwinkel (2Θ) dar. Die glockenförmigen Röntgenreflexe werden als „Peaks“ bezeichnet. Alternativ kann eine Darstellung Anzahl Röntgenpulse gegen die Gitterweite in Angström¹; [cps] gegen [Å] gewählt werden.

Peakform Die Form der „Peaks“ ist abhängig von der Kristallinität (Abschnitt 6.1.7) und der Korngrösse:

- Substanzen mit hoher Kristallinität und/oder grosser Korngrösse (Makrokristalle) zeigen schmale und hohe „Peaks“.
- Substanzen mit niedriger Kristallinität und kleiner Korngrösse (z.B. Tonminerale) zeigen breite und niedrige „Peaks“. Peakverbreiterung tritt allerdings erst bei Korngrössen $\ll 1\mu\text{m}$ auf.

Peakfläche Die Fläche eines gemessenen Peak $A[h, k, l]$ entspricht der Anzahl für diesen Peak registrierten Röntgenpulse.

$$A[h, k, l] = \int_{t_1}^{t_2} cps dt$$

wobei $(t_2 - t_1)$ die Zeitspanne der Reflexaufzeichnung ist. Sie errechnet sich aus der Anzahl Winkelinkremente mal Zeitdauer der Winkelinkremente und ist somit abhängig vom gewählten Messprogramm (Abschnitt 6.3.3). Bei Pulverdiffraktometrie ist die Peakfläche $A[h, k, l]$ ungefähr proportional zum Mengenanteil der verursachenden Substanz, sofern die Massenschwächungskoeffizienten der Substanzen in der gleichen Grössenordnung liegen, und die zu messenden Partikel keine präferenzielle Orientierung aufweisen (Abschnitt 6.3.5).

Superposition Die einzelnen „Peaks“ in einem Diffraktogramm können sich überlagern, was bei Stoffgemischen häufig auftritt und zu Problemen bei der Interpretation und Auswertung von Diffraktogrammen führen kann (Abschnitt 6.3.4).

Mit Hilfe der Glykolierung können quellbare Tonmineralanteile erkannt werden und sich überlagernde „Peaks“ möglicherweise getrennt werden.

¹1Å=10⁻¹⁰m

6.3 Methodik

Bei der Tonmineralanalyse ging es um die Frage, welche Tonmineralgruppen vorhanden sind, in welchem Verhältnis sie untereinander vorliegen, und ob es innerhalb des beprobten Profils zu Veränderungen der Tonmineralzusammensetzung kommt. In Anbetracht der Fragestellung wurde ausschliesslich die $< 2 \mu\text{m}$ -Fraktion des zuvor aufbereiteten Probenmaterials analysiert. Bei der quantitativen Auswertung der Röntgendiffraktion wurden nur die Basisreflexe (001) der Tonmineralien und höhere Symmetrien (*'mixed-layers'*) berücksichtigt. Eine Messung der Basisreflexflächen A(001) diente dem Zweck einer Quantifizierung. Eine zusätzliche Referenzmessung von „reinen“ Tonmineralstandarts bekannter Zusammensetzung diente dem Vergleichszweck sowie der Ergebniskontrolle.

Mit Hilfe einer zusätzliche Messung der chemischen Zusammensetzung, mittels energiedispersiver Röntgenfluoreszenz (ED-XRF), wurde schliesslich versucht zu klären, ob Variationen in der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung innerhalb des Profils korrelieren.

6.3.1 Probenmaterial

Im Steinbruch am Rebberg bei Altkirch wurden über das Profil verteilt 20 Mergelfugen beprobt (siehe Abbildung 6.5), dabei wurde jeweils ca. 1kg frisches, unverwittertes Material entnommen. Die Proben TM-01 - TM-06 stammen aus der Mittleren Salzfolge (u. a. Versteinerungsreiche Zone), die Proben TM-06 - TM-17 und TM-19, TM-20 stammen aus der Oberen Salzfolge (Haustein). Die Tonmineralprobe TM-18 wurde einer bohnerzföhrnden Karsttasche entnommen, welche wahrscheinlich neogenen Alters ist (Kapitel 4). Tabelle 6.2 enthält nähere Angaben zur Herkunft, Farbe, Lithologie und Fazies der beprobten Mergelhorizonte. Bei den zum Vergleich herangezogenen Tonmineralien handelt es sich um die folgenden handelsüblichen Produkte:

- SHI-III: Illit; FKI, - I /a-N (Ungarn)
- SHI-Kao: Kaolinit; Dta, Kaolin
- SHI-Mont: Montmorillonit; Fluka, K - 10

Die zum Vergleich (Referenzmessung) herangezogenen Tonmineralien wurden nach gleichem Verfahren wie die Sedimentproben Aufbereitet, gemessen und Ausgewertet; allerdings wurde bei der Aufbereitung (Abschnitt 6.3.2) auf die Punkte 1 - 3 verzichtet.

6.3.2 Probenaufbereitung

Tonminerale haben aufgrund ihrer geringen Korngrösse und der niedrigen Kristallinität äusserst schwache Röntgenreflexe gegenüber anderen Mineralien. Damit

Probe:	Höhe [m]	Niveau	Formation	Farbe	Litho.-Fazies
TM-20	54.7	m	OSF	grn-brn	Merg. pal.
TM-19	52.9	m	OSF	grn-brn	Merg. pel.
TM-18	53.1	m	?	r-brn	Karst m. Bohnerz
TM-17	50.8	l	OSF	h.grn	Merg. pal.-ter.
TM-16	44.6	k	OSF	bl-grn	Merg. pal.
TM-15	44.1	k	OSF	r-brn	Merg. pal.-ter.
TM-14	38.2	i-j	OSF	dk.brn	Merg. pal.
TM-13	37.7	i	OSF	brn	Merg. pal.
TM-12	34.3	i	OSF	gb-brn	Merg. pal.
TM-11	30.7	g	OSF	brn	Kalk-Merg. pal.-ter.
TM-10	27.0	g	OSF	brn	lam. Merg. pel.
TM-09	25.3	f	OSF	dk-brn	Merg. pal.-ter.
TM-08	23.3	f	OSF	h.gb	Merg. pal.-ter.
TM-07	22.2	f	OSF	gb	Sand-Merg. fluv.-lit.
TM-06	6.5	ca	MSF	gr	Merg. pel.
TM-05	4.2	bk	MSF	gr-brn	lam. Merg. pel.
TM-04	1.8	ba	MSF	gr	lam. Gips-Merg. pel.
TM-03	1.7	ba	MSF	gr-h.brn	lam. Merg. pel.
TM-02	1.2	ac	MSF	gr	Merg. pel.
TM-01	0.0	aa	MSF	gr-grn	Kalk-Merg. pel.

Tabelle 6.2: Herkunft und kurze Beschreibung der Tonmineralproben: Formation; MSF Mittlere Salzfolge, OSF Obere Salzfolge. Farbe; h. hell-, dk. dunkel-, bl blau, brn braun, gb ockergelb, gr grau, grn grün. Litho Lithologie; lam laminiert, Merg Mergel. Fazies; fluv. fluviatil, pal. palustrisch, pel. pelagisch, ter. terrestrisch.

sie überhaupt röntgendiffraktometrisch messbar sind, müssen sie angereichert werden, indem störende Mineralphasen (z.B. Kalzit, Quarz) chemisch und mechanisch abgetrennt werden. Die Probenaufbereitung wurde nach der in Potel & Frey (1999) beschriebenen Methodik ausgeführt. Nachfolgend ist eine kurze, stichwortartige Auflistung der einzelnen Arbeitsschritte dargestellt:

1. Trocknung der Proben
2. Zermahlen des Probenmaterials (je ca. 20 gr.) in einer Wolframcarbid-Scheibenschwingmühle (max. 30Sek.)
3. Entkarbonatisierung des Probenmaterials in Essigsäure (6 %), anschliessend Neutralisation mit entmineralisiertem Wasser.
4. Sedimentation im Atterbergzylinder (16 h bei 22- 25°C) zur Abtrennung der Sand- und Siltfraktion, anschliessend Abscheidung und Filtration (Entwässerung) der Ton-Wasser-Suspension.
5. Trocknung und anschliessend Pulverisierung der Tonfraktion (Mörser)
6. Herstellung eines Sedimentationspräparates mit einer Tonmineralbedeckung von 5 mg/cm²;
 - (a) Abwiegen der pulverisierten Tonfraktion (je 35 mg)
 - (b) Zugabe von entmineralisiertem Wasser (je 1 ml)
 - (c) Homogenisierung im Ultraschallbad
 - (d) Aufbringen der Suspension auf einen präparierten Objektträger
 - (e) Lufttrocknung

6.3.3 Messung der Präparate

Die Messung und Auswertung erfolgte mit einem Röntgendiffraktometer *D-5000* in Kombination mit dem *DiffraC plus* Softwarepaket der Firma *Siemens Bruker AXS*. Als Strahlungsquelle diente eine Kupferkathode mit 40 kV und 30 mA. Alle Präparate wurden je zweimal gemessen; einmal luftgetrocknet und einmal in glykolyierter Form.

Unbehandelte XRD-Messreihe Bei der ersten Messung wurde das luftgetrocknete Präparat („airdried“) mit dem Messprogramm *Epiclay* gemessen: *Epiclay* misst in drei verschiedenen Messmoden; im Winkelbereich von 2°-20,99° 2 Θ beträgt die Schrittweite 0,03° in einem Zeitintervall von 20 Sekunden. Im Winkelbereich von 21°-42° 2 Θ beträgt die Schrittweite 0,03° in einer Sekunde und im Winkelbereich 42°-48° 2 Θ , 0,02° in 5 Sekunden.

Glykolierung Vor der zweiten Messung wurden die Präparate mit Ethylenglykol glykoliert. Dabei wurden die Tonmineralpräparate im Wärmeschrank für mindestens 12 Stunden bei 70°C in einem verschlossenen Gefäß aufbewahrt, dessen Boden mit Ethylenglykol befüllt war. Die Glycolmoleküle diffundieren dabei in die Kationenlage quellbarer Tonminerale der Smektitgruppe und weiten sie auf (Abschnitt 6.1.3).

Glykolierte XRD-Messreihe Die glykolierten Proben wurden mit dem Messprogramm *Glycol 99* gemessen. *Glycol 99* misst die Basisreflexe über einen Winkelbereich von 2°-21° 2 θ mit einer Schrittweite von 0,03° im Zeitintervall von 5 Sekunden. Bei der Messung glykolierter Proben ist zu beachten, dass sie innerhalb einer Stunde gemessen werden müssen, da die Aufquellung der Zwischenschichten grösstenteils reversibel ist und mit dem Verdunsten des Glykols wieder verschwindet.

ED-XRF Messung In einem zweiten Arbeitsgang wurden die chemischen Zusammensetzungen der Tonmineralpräparate mit Hilfe der energiedispersiven Röntgenfluoreszenz (ED-XRF) gemessen, um Vergleiche zwischen der chemischen Zusammensetzung und den im XRD gemessenen mineralogischen Parametern vornehmen zu können. Die Ergebnisse der ED-XRF Messungen sind in (Tabelle 6.3) aufgeführt.

Alle Messungen wurden im Geochemischen-Labor des Mineralogischen-Instituts der Uni Basel nach Methoden des Labors durchgeführt. Die Nesswerte und Abbildungen aller Diffraktogramme befinden sich im Anhang 8.10,8.2,8.3 und 8.4 auf Seite 219,220,221 und 222.

6.3.4 Auswertung der Messresultate

Die Auswertung der XRD-Messungen erfolgte computerunterstützt in mehreren Teilschritten. Zunächst wurden die Diffraktogramme interpretiert. Danach wurden die Peaks mit *Topas* vermessen. Schliesslich wurden die Tonminerale anhand ihrer Basisreflexflächen relativ quantifiziert und mit den Resultaten ED-XRF Analyse verglichen.

Interpretation der Diffraktogramme Die XRD-Messungen wurden am Computer mit Hilfe des Vergleichsarchivs vom *International Center for Diffraction Data* (ICDD) unter Verwendung des Evaluationsprogrammes *EVA* (V.7,0D) interpretiert. Vor der Interpretation wurden Messfehler ausgeglichen, die durch eine ungenaue Anliege des Präparates am Fokussierungskreis des Diffraktometers verursacht worden waren; selbst geringste Abweichungen in der Probenhöhe führen zu einem „Peakshift“. Dabei wurden alle Messkurven mit einem „X-offset“

Mineral: Probe:	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	Σ %
SHI-TM-01	53.43	25.48	7.47	4.07	0.90	0.34	3.00	0.30	95
SHI-TM-02	53.18	28.07	5.16	3.98	0.70	0.60	2.97	0.35	95
SHI-TM-03	53.36	28.36	4.71	4.01	0.77	0.57	2.87	0.34	95
SHI-TM-04	53.88	27.69	5.60	3.54	0.45	0.63	2.84	0.38	95
SHI-TM-05	53.21	28.95	4.74	3.90	0.76	0.38	2.72	0.33	95
SHI-TM-06	53.93	28.24	4.74	3.59	0.63	0.60	2.86	0.41	95
SHI-TM-07	48.98	26.41	10.84	3.73	0.76	0.98	2.89	0.41	95
SHI-TM-08	48.96	27.49	10.48	3.27	0.81	1.17	2.46	0.36	95
SHI-TM-09	50.13	28.41	8.56	3.44	0.87	0.58	2.64	0.36	95
SHI-TM-10	52.40	29.07	5.83	3.36	0.73	0.46	2.71	0.43	95
SHI-TM-11	52.10	25.78	9.68	3.22	0.80	0.71	2.26	0.43	95
SHI-TM-12	51.15	25.67	9.43	3.68	0.99	1.51	2.25	0.32	95
SHI-TM-13	48.23	29.53	10.66	2.88	0.83	0.76	1.70	0.42	95
SHI-TM-14	52.34	29.14	5.89	3.51	0.99	0.70	2.07	0.36	95
SHI-TM-15	47.02	30.32	11.52	2.46	0.81	0.55	1.93	0.39	95
SHI-TM-16	50.50	33.05	5.03	2.66	0.73	0.65	1.97	0.40	95
SHI-TM-17	53.38	27.74	5.86	3.58	0.95	0.49	2.69	0.32	95
SHI-TM-18	48.16	26.06	13.61	3.35	1.02	0.53	1.96	0.32	95
SHI-TM-19	51.73	25.07	9.31	4.01	0.94	0.62	3.03	0.29	95
SHI-TM-20	51.30	23.59	10.78	4.30	0.87	1.05	2.72	0.38	95
SHI-TM-III	53.06	30.74	0.72	3.45	0.79	0.55	5.64	0.05	95
SHI-TM-Kaol	51.65	39.59	0.37	1.17	0.59	0.86	0.74	0.08	95
SHI-TM-Mont	74.74	12.71	1.63	2.99	1.75	0.33	0.64	0.03	95
SHI-TM-MIK	55.44	30.87	0.82	3.08	1.04	0.87	2.79	0.20	95

Tabelle 6.3: Haupt- und Nebenelementanteile der Tonmineralpräparate (<2µm Fraktion); Ergebnisse einer quantitativen chemischen Analyse (XD-RF). Die Elemente sind in Oxidform angegeben; die Einheit der Mengenangaben ist Gewichtsprozent [Gew. %].

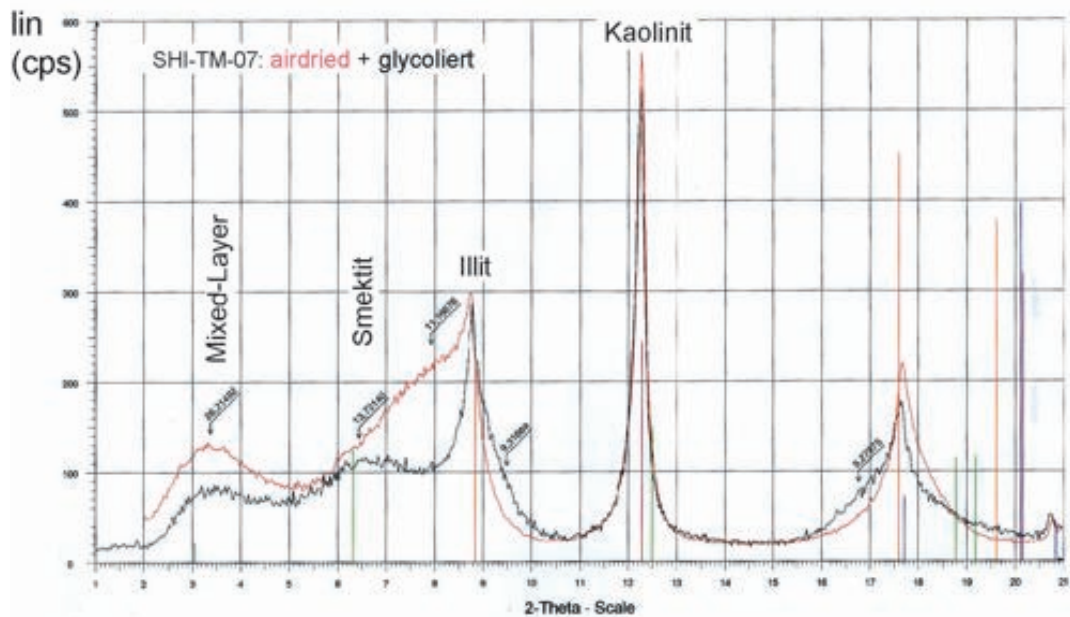


Abbildung 6.1: Diffraktogramm einer Tonmineralprobe (TM-07) zeigt die Basisreflexe von Kaolinit, Illit, Smektit und eines Mixed-Layers, nämlich 1:1 Illit-Smektit. Die rote Kurve stellt die normale Messung dar. Die schwarze Kurve stellt die glykolierte Messung dar; die quellbaren Anteile erzeugen eine Linksverschiebung. Das Diffraktogramm wurde mit Hilfe des ICDD-Vergleichsarchives interpretiert.

so verschoben, dass der (reliktisch vorhandene) Quarzpeak bei $20,90^\circ$ 2Θ positioniert wurde.

Die Interpretation der „Peaks“ mit Hilfe des Programms *EVA* und der Verwendung eines Vergleichsarchivs lässt zwei unterschiedliche Vorgehensweisen zu:

eingegrenzte Suche Nach dem Prinzip des Ausschlussverfahrens werden nicht zutreffende Parameter (chemische Elemente und Stoffgruppen) a priori von der Suche ausgeklammert. Aus den verbleibenden Möglichkeiten schlägt der Computer dann Substanzen vor, deren „Peaks“ mit denen der Messung Übereinstimmungen zeigen. Schliesslich muss man entscheiden, welche der vorgeschlagenen Substanzen aufgrund der vorhandenen Hintergrundinformationen am ehesten in Frage kommt.

gezielte Suche In einem Textfeld wird der Name der Substanz eingegeben von der man annimmt, dass sie dem „Peak“ zugrunde liegt. Der Computer zeigt daraufhin die Lage der „Peaks“ dieser Substanz im Diffraktogramm an.

Die Auswertung von Diffraktogrammen mit Hilfe von Vergleichskurven ist streng genommen keine exakte analytische Methode. Einerseits ist es möglich, dass zwei vollkommen unterschiedliche kristalline Substanzen einen gleichen Peak (gleicher Netzebenenabstand) besitzen, andererseits können dem Namen nach gleiche Minerale Unterschiede in der Position, Form und Grösse der einzelnen „Peaks“ haben. Die Gründe hierfür können Polytypie, Mischkristallreihen, sowie andere strukturelle Abweichungen sein. Auch Unterschiede in der Methodik können zu unterschiedlichen Messresultaten führen (siehe Abschnitt ??). Bei der Interpretation eines Diffraktogrammes spielt somit Erfahrung und die Einschränkung der Möglichkeiten mit Hilfe von vorher bekannten Kriterien eine entscheidende Rolle.

Im Vorfeld der Messung müssen möglichst viele Informationen über die Probe und deren Herkunft bekannt sein. Bei der Tonmineralanalyse ist dies der Fall; man weiss, dass es sich nebst Akzessorien um Tonmineralen handelt.

In der Regel genügen die vorher bekannten Kriterien, um eine Substanz mit XRD sicher zu identifizieren; im Zweifelsfall müssen aber zusätzliche Untersuchungen (z.B. chemische Analysen) durchgeführt werden.

Entflechtung und Vermessung der Peaks Häufig überlagern sich in Diffraktogrammen zwei „Peaks“, was nach dem Prinzip der Wellenüberlagerung (Superposition) zu einer Summenkurve führt. Solche Diffraktogramme lassen sich jedoch noch interpretieren und quantifizieren, sofern sich nicht zu viele „Peaks“ überlagern, die Maxima „Peaks“ nicht am gleichen Ort liegen, oder getrennt werden können (Glykolierung). Mit dem Entflechtungsprogramm *Topas* (V. 1.0) wurden die „Peaks“ der glykolierten Messreihe, welche sich zum Teil überlagern, entflochten und vermessen.

Abbildung 6.2 zeigt ein mit *Topas* entflochtenes und vermessenes Diffraktogramm. Das Entflechtungsprogramm modelliert an vorher markierten Stellen im Diffraktogramm Kurven, welche sich in ihrer Summe an die Messkurve (Summenkurve) approximieren; das Ergebnis ist optisch überprüfbar. Zur Approximation kann wahlweise eine Gaussfunktion (symmetrisch) oder eine Split-Pearsonfunktion (asymmetrisch) verwendet werden, in diesem Fall wurde mit einer Split-Pearsonfunktion gearbeitet. In Tabelle 6.4 wurden sämtliche Ergebnisse der mit *Topas* vorgenommenen Peakvermessungen eingetragen.

6.3.5 Relative Quantifizierung

Neben der Identifizierung von Mineralphasen kann die XRD-Analytik auch zur Quantifizierung herangezogen werden; die Quantifizierung von Tonmineralgemischen mittels XRD ist allerdings problematisch.

Theoretisch kann der prozentuale Anteil einer Mineralphase in einem Gemisch anhand der Fläche eines ihrer „Peaks“ $n [h,k,l]$ errechnet werden. Die Peakfläche

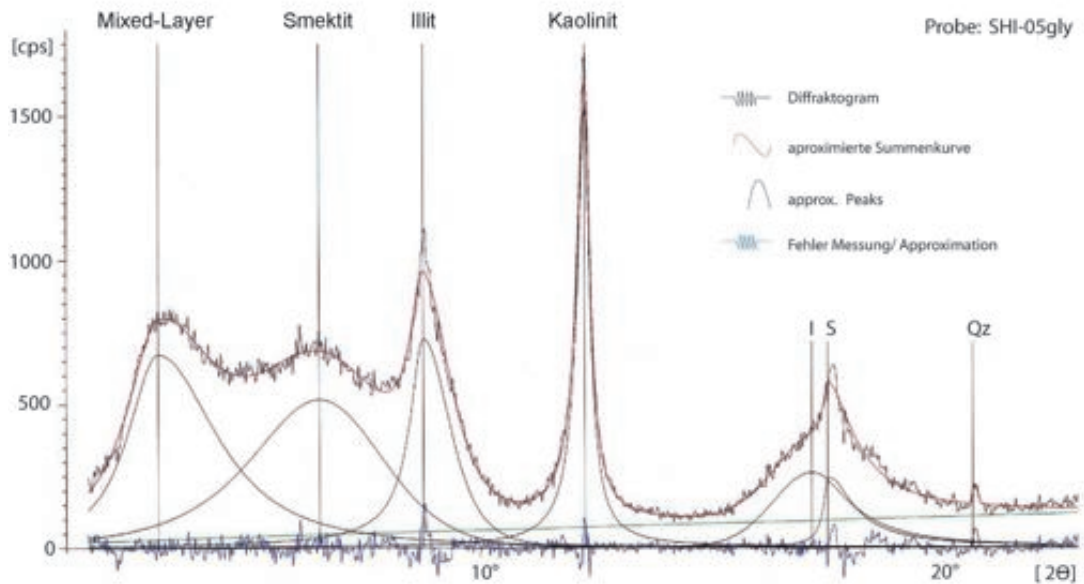


Abbildung 6.2: Mit Topas entflochtenes und vermessenes Diffraktogramm (Probe SHI-05gly; die Flächen der zuvor markierten „Peaks“ wurden mit einer Split-Pearson-Funktion approximiert. Die Flächenmasse der Basisreflexe [A 001] wurden zur weiteren Auswertung der Diffraktogramme verwendet.

ist äquivalent zur Anzahl der pro Peak gemessenen Röntgenpulse (Abschnitt 6.2) und verhält sich im Idealfall proportional zum prozentualen Anteil der betreffenden Mineralphase im Gemisch.

Bei solch einer „idealen Probe“ ist die Wahrscheinlichkeit, dass eine beliebige kristallographische Achse einer Komponente so zum Strahlengang orientiert ist, dass sie einen Röntgenreflex erzeugt, statistisch gleich häufig und somit nur abhängig vom Mengenanteil der Stoffkomponente im Gemisch. Eine solche „ideale Probe“ muss allerdings folgende Kriterien erfüllen:

- Es müssen möglichst kugelige Mineralkörner von möglichst gleicher Korngröße vorliegen.
- Es muss ein homogenes Gemisch vorliegen.
- Es darf keine Vorzugseinregelung der Mineralkörner (präferenzielle Orientierung) entlang einer kristallographischen Achse vorliegen.
- Die Massenschwächungskoeffizienten (Mass für Absorption der Röntgenstrahlung) der Mineralphase müssen ungefähr gleich gross sein.

Mit Hilfe einer Referenzmessung der reinen Mineralphase (MP_i 100%) kann somit der prozentuale Anteil der Mineralphase (MP_i %) im Gemisch einfach errechnet

werden.

$$\text{MP}_i \% = \frac{A_i[h, k, l]_{\text{gemessen}}}{A_i[h, k, l]_{100\%}}$$

In der Realität zeigen unterschiedliche Mineralphasen sehr unterschiedlich starke Röntgenreflexe (Fläche und Form). In der Praxis ist das Messen einer Eichkurve bei der Quantifizierung von Mineralgemischen meist unverzichtbar. Bei Schichtsilikaten ist eine präferentielle Orientierung fast unvermeidlich. Insbesondere beim vorliegenden Sedimentationspräparat sind die für eine Quantifizierung erforderlichen Kriterien nicht erfüllt:

1. Tonminerale sind Schichtsilikate, welche in der Regel einen blättrigen Habitus aufweisen, somit ist eine präferentielle Orientierung fast unvermeidlich
2. Die enormen Unterschiede in der Halbwertsbreite deuten nicht nur auf unterschiedliche Kristallinität, sondern auch auf sehr unterschiedliche „Korngrößen“ der einzelnen Tonminerale hin. Dies mindert die Wahrscheinlichkeit einer gleichmässigen Messung und verstärkt die Wahrscheinlichkeit der Überdeckung kleiner Partikel durch grosse Partikel im Sinne einer nicht-idealen Mischung.
3. Die Methodik (Sedimentationspräparat) erhöht die Wahrscheinlichkeit einer präferentiellen Orientierung zusätzlich – während der Trocknung der Ton-Wassersuspension auf dem Objektträger kommt es mit Sicherheit zu Einregelungserscheinungen. Möglicherweise erfahren dabei die Mineralien mit dem grössten Verhältnis von Oberfläche: Volumen die stärkste Einregelung (senkrecht zur C-Achse), was zur Folge hätte, dass ihr Basisreflex unverhältnismässig zu häufig gemessen würde.

Die Tonmineralgehalte der einzelnen Präparate können also nicht direkt aus den „Peak“-Flächen bestimmt werden, allerdings können relative Änderungen des Tonmineralanteils der verschiedenen Tonmineralpräparate bestimmt werden. In den Basisreflexflächen (A [001]) findet sich nur ein stark verzerrtes Bild der wirklichen Tonmineralzusammensetzung. Aufgrund der einheitlichen Probenaufbereitung ist davon auszugehen, dass diese Verzerrung bei den einzelnen Präparatmessungen relativ konstant ist.

Daher ist es also möglich, Tonmineralzusammensetzungen relativ zu quantifizieren. Die mit Topas vermessenen Basisreflexpeaks wurden aufsummiert und schliesslich für jeden Basisreflex der prozentuale Anteil an der Flächensumme errechnet. Tabelle 6.4 stellt die so errechneten Flächenanteile dar.

Vergleich der XRD und XRF Messungen Um die Ergebnisse XRD- und der ED-XRF-Analyse miteinander zu vergleichen wurden sämtliche Messresultate als Kurven; x = Gesamt mengenanteil in [%], y = Präparat Nr. *ij* dargestellt (Abbildung 6.3). für die y-Achse wurde der gleiche Massstab gewählt, der der x-Achse

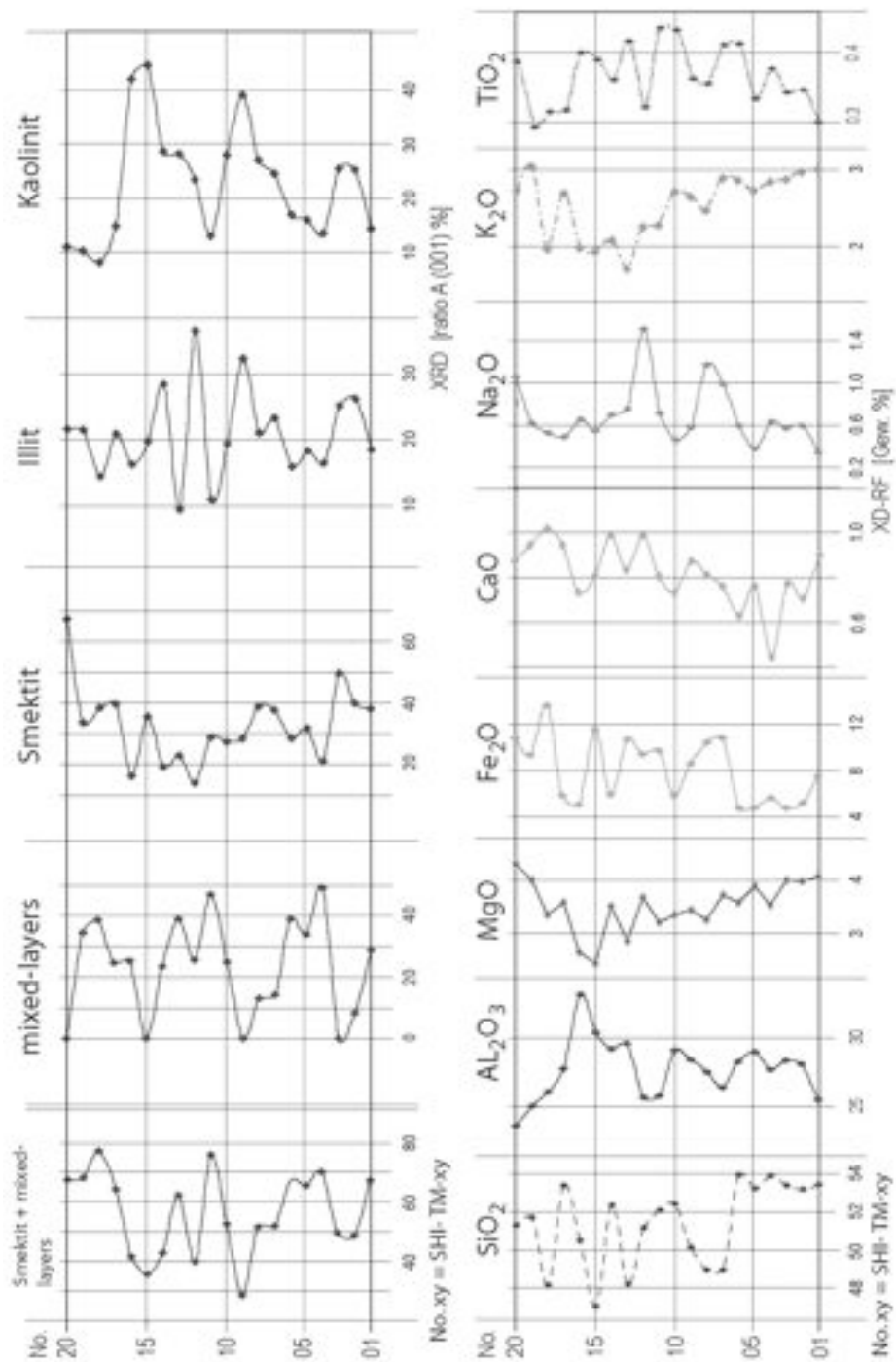


Abbildung 6.3: Quantitative Ergebnisse der XRD und ED-XRF Untersuchungen. Bei der Röntgendiffraktion (XRD) sind die Flächenverhältnisse des Basisreflexes (001), der vier identifizierten Tonmineralphasen (mixed-l., Smektit, Illit, Kaolinit) zueinander dargestellt (Tabelle 6.3). Bei der Röntgenfluoreszenz sind die Gewichtsprozent der Oxide dargestellt (Tabelle 6.3). Die Ergebnisse beider Methoden lassen sich korrelieren, belegen aber die chemische Variabilität der einzelnen Phasen.

wurde so skaliert, dass alle Kurven ungefähr den gleichen Ausschlag aufweisen. Die XRD-Resultate wurden auf Papier ausgedruckt, die ED-XRF-Messungen auf Overheadprojektor-Folie (Beilage; ED-XRF). Durch Übereinanderlegen der ED-XRF-Kurven auf die XRD-Kurven konnte so die relative Zu- oder Abnahme einzelner Tonmineralphasen, mit der Zu- oder Abnahme der Haupt- und Nebenelemente verglichen werden. Allerdings erwies es sich als schwierig mit einem einzelnen Element die Zu- oder Abnahme einer bestimmten Tonmineralphase nachzuverfolgen:

- Es handelt sich um ein Gemisch aus drei Tonmineralkomponenten und vier Phasen.
- Die chemische Zusammensetzung der Tonminerale ist recht ähnlich und alle Phasen, insbesondere Illit und Smektit besitzen eine grosse chemische Variabilität
- Viele der charakteristischen Elemente sind in mindestens zwei Phasen enthalten.

Als Lösungsansatz wurden für die drei Tonmineralphasen eine einfache Funktionen erstellt, im Sinne:

$$\frac{\sum(\text{häufige Elemente})}{\sum(\text{seltene Elemente})}$$

Charakteristische Elemente wurden addiert und die Summe durch die Summe der seltenen oder fehlenden Elemente geteilt.

6.4 Ergebnisse der Referenzmessung

Abbildung 6.4 zeigt die Ergebnisse der Referenzmessungen; die relative Grösse der Basisreflexflächen der Reinpräparate und des Gemischpräparates wurden gegen den Gehalt der Phase dargestellt. Die Intensität des Basisreflex von Illit und Kaolinit ist viel stärker als die von Montmorillonit. Kaolinit und Montmorillonit verhalten sich in ihrer Intensität gegenüber dem Gemischstandard ungefähr linear, Illit hingegen nicht.

Der Grund für die enormen Unterschiede in der Stärke der Basisreflexe ist in der Kristallinität der einzelnen Tonminerale und in der Methodik zu suchen. Verglichen mit Illit und Kaolinit besitzt Montmorillonit eine sehr geringe Kristallinität. möglicherweise ist seine Korngrösse um einiges kleiner als die von Illit oder Kaolinit (siehe Abschnitt 6.2).

Bedingt durch die Methodik kommt es möglicherweise während der Trocknung der Schmierpräparate zur Einregelung der grossen, lepidoblastischen Illit- und Kaolinitkristalle gegenüber dem Montmorillonit, so dass deren Basisreflexe vergleichsweise zu häufig gemessen wurden.

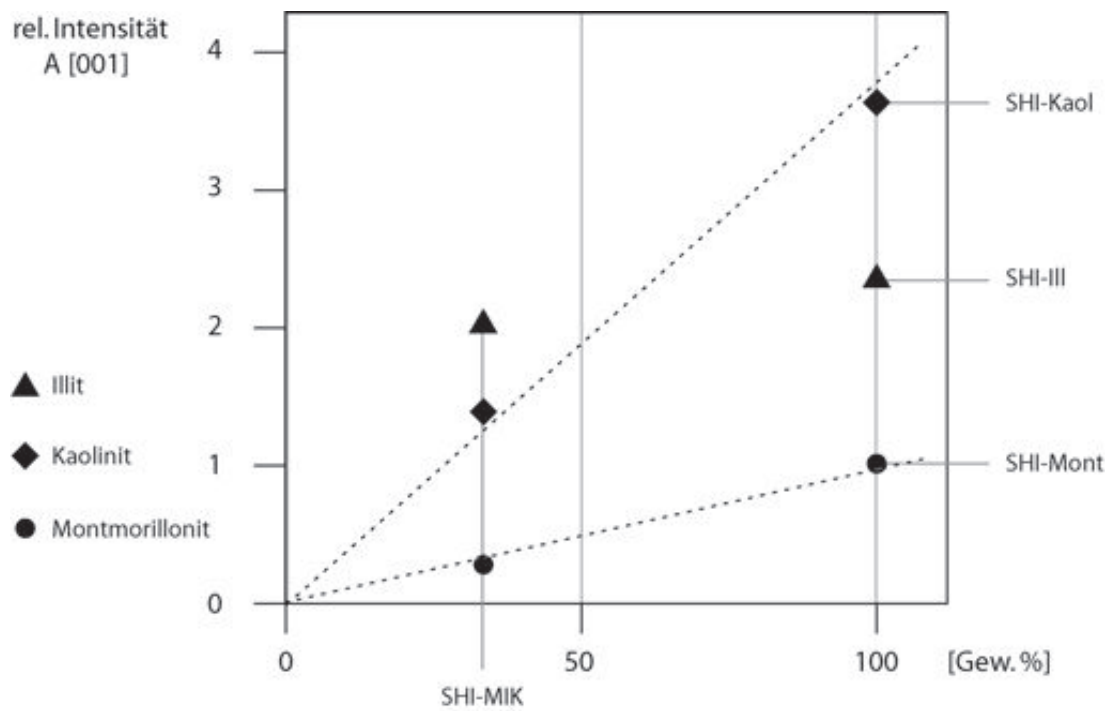


Abbildung 6.4: Ergebnis einer Vergleichsmessung der drei Reinstandards (100%) und des Gemischstandards (33,3%). Das relative Flächenverhältnis der Basisreflexes (Montmorillonit; $A(001) = 1$) ist gegen den Mengenanteil (Gewichtszent) dargestellt. Montmorillonit und Kaolinit verhalten sich scheinbar linear; Illit nicht. Der Basisreflexes $A(001)$ von Montmorillonit besitzt eine vergleichsweise geringe Intensität.

Tonmin: Probe	'mixed-layers' A (001)	Smektit A (001)	Illit A (001)	Kaolinit A (001)
TM-20gly	0%	68%	22%	11%
TM-19gly	35%	34%	21%	10%
TM-18gly	39%	39%	15%	8%
TM-17gly	25%	39%	21%	15%
TM-16gly	25%	16%	16%	42%
TM-15gly	0%	36%	20%	45%
TM-14gly	24%	19%	29%	29%
TM-13gly	39%	23%	9%	28%
TM-12gly	26%	14%	37%	23%
TM-11gly	47%	29%	11%	13%
TM-10gly	25%	27%	19%	28%
TM-09gly	0%	28%	32%	39%
TM-08gly	13%	39%	21%	27%
TM-07gly	14%	38%	23%	25%
TM-06gly	39%	28%	16%	17%
TM-05gly	34%	32%	18%	16%
TM-04gly	49%	21%	16%	13%
TM-03gly	0%	49%	25%	25%
TM-01gly	29%	38%	19%	14%

Tabelle 6.4: Ergebnisse der mit Topas quantifizierten Diffraktogramme: (Σ %)prozentualen Anteile der Summe der Basisreflexflächen = A[001].

6.5 Ergebnisse der Sedimentmessungen

Insgesamt konnten bei den Proben aus dem Rebbensteinbruch bei Altkirch drei verschiedene Tonmineral-Phasen identifiziert werden, nämlich Kaolinit, Illit und Smektit. Zusätzlich treten zwei verschiedene Arten von Mixed-Layers auf. Das Tonmineral Chlorit konnte hingegen nicht nachgewiesen werden. Zwar zeigen einige Diffraktogramme der luftgetrockneten Messreihe einen leichten Knick bei $\approx 14 \text{ \AA}$, wobei es sich möglicherweise um reliktsch vorhandenen, oder in Mixed-Layers involvierten, Chlorit handelt; für einen sicheren Nachweis dieser Phase ist dies allerdings zu wenig. Tabelle 6.4 stellt die mit Topas erhobenen Messwerte der glykolierten Tonmineralpräparate dar. Abbildung 6.5 zeigt die Ergebnisse der Tonmineralogie gegen das Profil Altkirch dargestellt. Die Basisreflexflächen von Smektite und Mixed-Layers wurden summiert in die Kurve eingetragen.

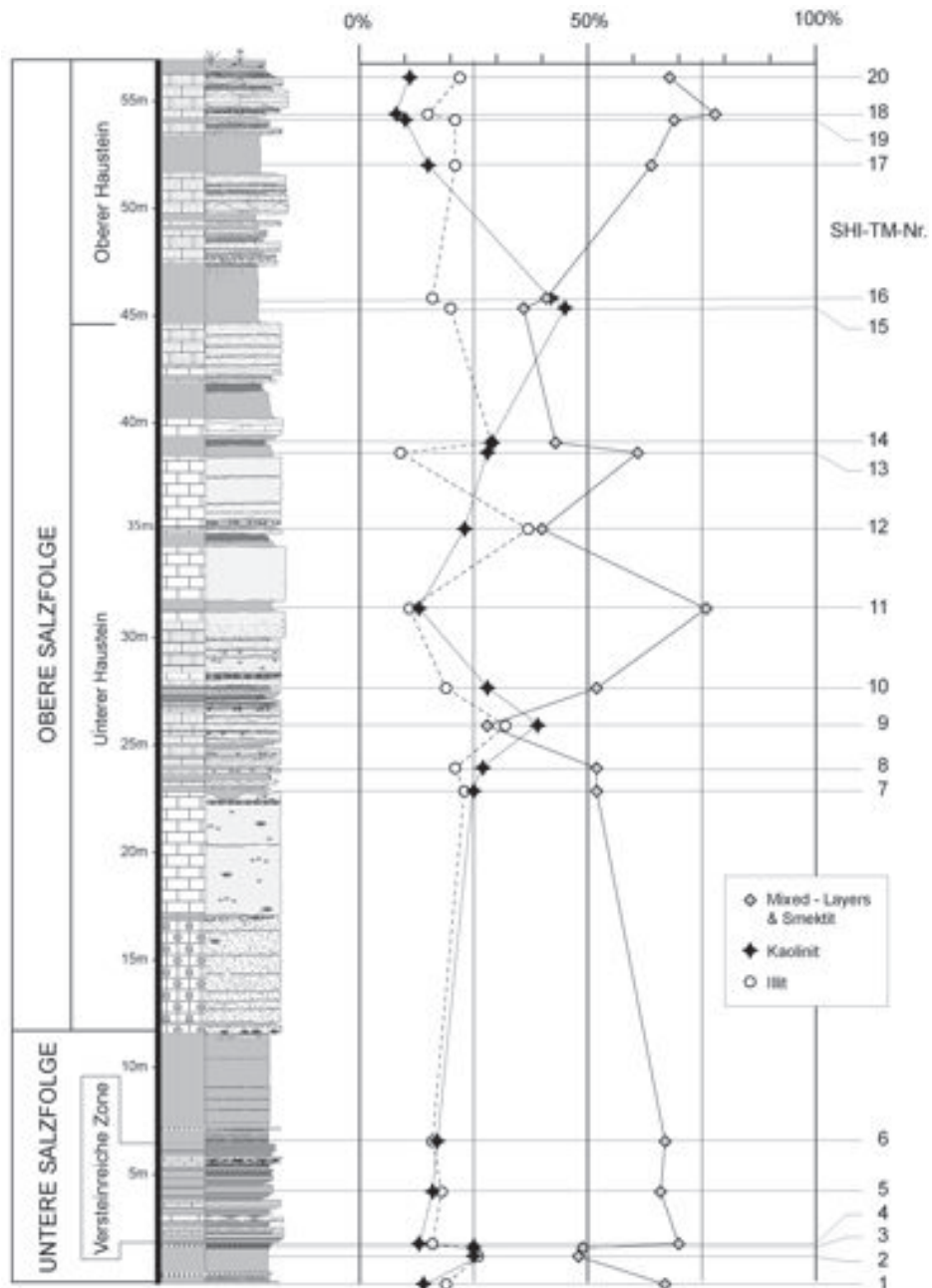


Abbildung 6.5: Ergebnisse der Tonmineralanalyse im Profil Altkirch; die Mengenangaben entsprechen den prozentualen Anteilen der Basisreflexflächen. Smektit und Montmorillonit wurden summiert.

6.5.1 Kaolinit

Alle Diffraktogramme weisen bei $\cong 12,4^\circ [2\Theta] = 7,18 \text{ \AA}$ einen schmalen hohen Peak auf; offensichtlich handelt es sich um das zweilagige Tonmineral Kaolinit. Die Peakform zeugt von einer homogenen, gut kristallisierten Phase. Die Messungen zeigen deutliche Schwankungen des errechneten Kaolinitgehaltes (A[001]), $\approx 10\%$ - 45% , innerhalb des beprobten Profils. die höchsten Werte treten in den „bunten“ Mergeln in Niveau *kd/ ke* und im lignitführenden Niveau *fb* auf. Die niedrigsten Werte wurden in der ?neogenen Karsttasche Niveau *mb*, in den mikritischen Kalken in Niveau *gb*, und im Bereich der gipsführenden Niveaus *aa/ ba* innerhalb der Mittleren Salzfolge, gemessen.

Kaolinit $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_2$ hat von allen Vier identifizierten Phasen den höchsten Aluminium-Gehalt; das Si:Al-Verhältnis beträgt 1:1. Die Aluminiumkurve lässt sich gut mit der Kaolinitkurve korrelieren (Abbildung 6.3). Erstaunlich gut ist die Übereinstimmung der Kaolinitkurve mit der Si:Al-Kurve (Abbildung 6.6).

6.5.2 Illit

Alle Diffraktogramme weisen bei $\cong 8,9^\circ [2\Theta] = 9,96 \text{ \AA}$ einen Peak auf; bei den luftgetrockneten Präparaten wird dieser Peak, zu kleineren 2Θ -Werten hin, vom Smektitpeak überlagert, so dass er erst nach der Glycolierung ganz zum Vorschein kommt. Es handelt sich um Illit. Verglichen mit Smektit und den Mixed-Layers hat der Illit einen ausgeprägten hohen Peak. Der über die Basisreflexflächen (A[001]) berechnete Illit-Gehalt schwankt zwischen $<10\%$ und $>35\%$. Die höchsten Illit-Werte treten an der Basis von Niveau *ia* und in den lignitführenden Mergeln von Niveau *fb* auf. Der niedrigste Illit-Gehalt tritt in in den mikritischen Kalken in Niveau *gb* und an der Basis der palustrinen Mergel in Niveau *ib* auf.

Illit, $\text{K}_{0,8-0,9}(\text{Al,Fe,Mg})_2(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, zeichnet sich durch einen hohen Kaliumgehalt aus. Allerdings besitzt er eine recht grosse chemische Variabilität; Austauschreaktionen sind in gewissem Umfang möglich (Abschnitt 6.1.6). Die Illitkurve zeigt in ihrem Verlauf eine relativ gute Übereinstimmung mit der Kaliumkurve. Allerdings zeigt die Probe (SHI-TM-12) mit dem höchsten Illitgehalt nur eine geringfügige Zunahme im Kaliumgehalt, dafür findet sich in dieser Probe der höchste Na-Gehalt; offensichtlich handelt es sich hierbei um einen Illit mit paragonitischer Zusammensetzung. Einige starke Abweichungen der Illit-, und K-Gehalte zeigen entweder das Fehlen oder einen hohen Gehalt an „Mixed-Layers“; ein Hinweis, dass Illit-Schichten an den Mixed-Layers beteiligt sind. Weiterhin zeigt die Mg-Kurve in ihrem Verlauf eine gute Übereinstimmung mit der Illit-Kurve. Der relative Illit-Gehalt wurde mit folgender Funktion approximiert (Ab-

bildung 6.6):

$$\frac{10(Na + K)}{\sqrt{Si * Al}}$$

Die approximierte Kurve zeigt eine recht gute Übereinstimmung mit der XRD-Kurve. Einige Abweichungen können mit extrem hohen oder niedrigen Werten von Illit-Smektit Mixed-Layern erklärt werden.

6.5.3 Smektit

Die Diffraktogramme der glykolierten Messreihe weisen bei $\approx 6,3^\circ [2\Theta] = 14,04 \text{ \AA}$ einen breiten schlecht ausgebildeten Peak auf. Zweifelsfrei handelt es sich hierbei um Minerale der Smektitgruppe (glykoliert; $d(001) = 17 \text{ \AA}$). Auf den Diffraktogrammen der unbehandelten Messreihe hingegen findet sich vom Illitpeak hin zu kleineren 2Θ -Werten abfallendes „Plateau“. Es handelt sich um unterschiedliche ausgeprägte Hydrierung der Kationenlage der Smektite durch Luftfeuchtigkeit. Der über die Basisreflexflächen ($A[001]$) berechnete Smektit-Gehalt variiert zwischen 14% in Niveau *ia* und 68% in Niveau *mb* im Schnitt finden sich 30-40%. Aufgrund der geringen Stärke des Montmorillonitpeaks bei der Referenzmessung (Abschnitt 6.4) muss davon ausgegangen werden, dass Smektit die dominante Tonmineralphase in den gemessenen Sedimenten ist.

Smektite sind die chemisch variabelste Gruppe; sie besitzen nahezu eine vollständige Austauschbarkeit von Al und Fe in der Oktaederlage. Mg kann etwa bis zu 25% betragen. Im Vergleich zu Kaolinit und Illit können sie einen relativ hohen Gehalt an Basischen Kationen (Mg, Ca) und Eisen aufweisen.

Die Eisenkurve zeigt eine gute Übereinstimmung mit der Smektitkurve bei den innerhalb der Oberen Salzfolge gemessenen Proben; es handelt sich vermutlich um eisenreiche Smektite. In weiten Teilen, besonders aber im Bereich der Mittleren Salzfolge ergaben sich gute Übereinstimmungen zwischen der Ca-Kurve und der Smektitkurve. Die Mg-Kurve zeigt zwar nur wenig Übereinstimmung bei den Einzelmessungen, schmiegt sich in ihrem Gesamtverlauf aber relativ gut an die Smektitkurve an. Die Smektite scheinen einen recht variablen Chemismus zu besitzen. Der relative Smektitgehalt wurde mit folgender Funktion approximiert:

$$\frac{Ca + Fe + Mg}{Na + K + 4Al/Si}$$

Die approximierte Kurve zeigt eine recht gute Übereinstimmung mit der XRD-Kurve. Einige Abweichungen können mit extrem hohen oder niedrigen Werten von Illit-Smektit erklärt werden.

6.5.4 Mixed-Layers

Ein Grossteil der glykolierten Proben zeigen zwischen $\approx 3,0^\circ - 3,6^\circ [2\Theta] = 29,4 - 24,5 \text{ \AA}$ einen relativ breiten, unregelmässigen Peak; einige zeigen noch höhere

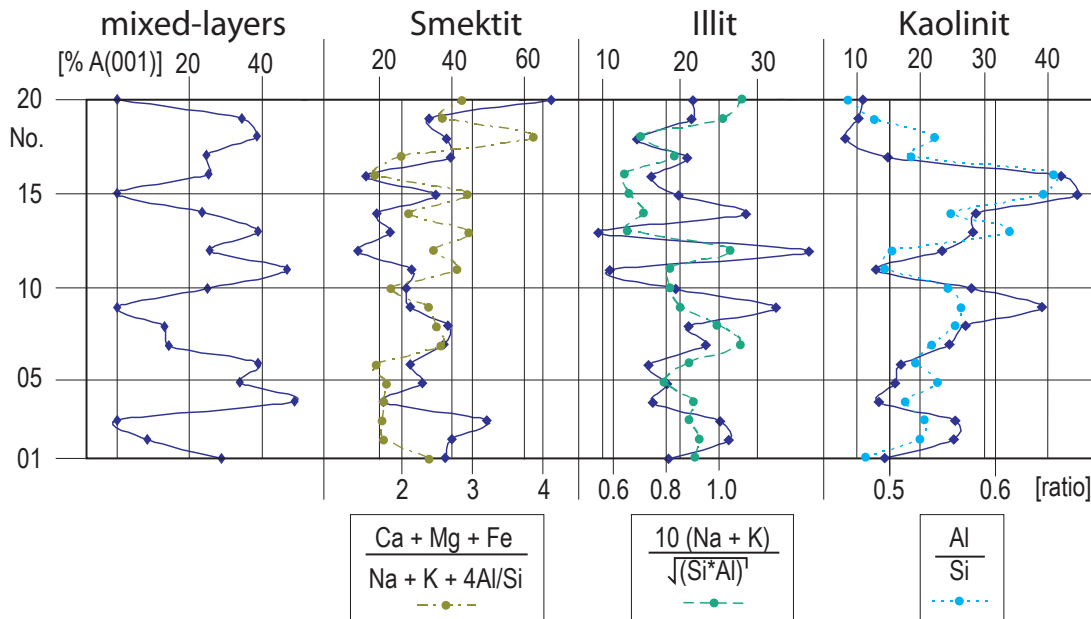


Abbildung 6.6: Korrelation der XRD-Resultate mit den Resultaten der ED-XRF Analyse. Aufgrund der chemischen Variabilität wurde für jedes Tonmineral eine Funktion im Sinne viel/ wenig errechnet. Die Ergebnisse sind korrelierbar, einige Abweichungen in der Smektitkurve und Illitkurve können mit der Abwesenheit, oder einem hohen Gehalt der 'mixed-layers' (Illit-Smektit) erklärt werden.

Interferenzen. Bei diesen Peaks muss es sich um 'mixed-layers' handeln. Es können zwei Gruppen von einander unterscheiden werden.

Die eine Gruppe (z.B. SHI-O5-gly) zeigt nur einen mixed-layer Peak etwa zwischen $\approx 3,5^\circ - 3,6^\circ [2\Theta] = 25,2 - 24,5 \text{ \AA}$. Offensichtlich handelt es sich hierbei um eine 1:1 Stapelung von Illit (10 \AA) und Smektit (14 \AA).

Die Zweite Gruppe z.b. zeigt einen mixed-layer Peak bei ungefähr $3,0^\circ 2\Theta = 29,4 \text{ \AA}$. Dieser Peak stellt vermutlich eine Wechsellagerung zwischen zwei Smektiten dar. Schliesslich findet sich ein zweiter mixed-layer Peak bei $\cong 1,35^\circ 2\Theta = 65,4 \text{ \AA}$. Dieser Wert kann am ehesten mit einer 2:1 Stapellung von 4 Smektit (S) mit 1 Illit (I) im Sinne SSISS... erklärt werden ($4 \cdot 14 + 10 = 66$).

Ein Vergleich der ED-XRF-Messungen mit den XRD-Messungen brachte nur wenig Übereinstimmung; ausser Si zeigen fast alle Elemente insbesondere Al einen mehr oder weniger grossen Antagonismus zu den Mixed-Layers. Dies liesse sich am ehesten mit einer Illit : Montmorillonit Wechselstapelung erklären.

6.6 Exogene Dynamik der Tonmineralien

6.6.1 Liefergebiete

Die Herkunft der Tonminerale ist neben dem (Paläo-) Klima wichtigster Faktor für die Tonmineralzusammensetzung von Sedimenten. Aufgrund sedimentologischer Beobachtungen (siehe Kapitel 4) kommen als Quelle für die Pelite der Mittleren- und Oberen Salzfolge in erster Linie mesozoische Pelite in Frage. Diese wiederum entstammen der im Unteroligozän noch vorhandenen mesozoischen Bedeckung von Schwarzwald, Vogesen und dem Gebiet des heutigen Jura. Eine weitere, aber untergeordnete Quelle, stellen mit Sicherheit die Bolustone der Bohnerzformation dar. Die Tonmineralzusammensetzung der gemessenen Proben aus der Salzfolge zeigt jedoch grundsätzliche Unterschiede zur Tonmineralzusammensetzung regional vorkommender mesozoischer Pelite. Nach einer Durchsicht der Ergebnisse von Peters (1964), Vögelin (in Vorb.), Wiss (in Vorb.), sowie nach einer mündlichen Mitteilung von Prof. W. B. Stern enthalten die meisten mesozoischen Pelite das Tonmineral Chlorit, welches in den Proben von Altkirch nicht gefunden wurde. Des Weiteren sind die mesozoischen Pelite in der Regel von Illit dominiert, und Tonminerale der Smektitgruppe finden sich nur selten oder in geringen Konzentrationen. Die Tonmineralzusammensetzung von Sedimenten der Bohnerzformation besteht nach Becker (2003) überwiegend aus Kaolinit.

Obwohl das Herkunftsgebiet der Tonminerale als bekannt angenommen werden kann, zeigen sich deutliche Unterschiede in der Tonmineralogie im Vergleich zu mesozoischen Herkunftssedimenten und eozänen Ablagerungen. Es wird somit angenommen, dass die Tonminerale grösstenteils pedogener Natur sind und während des Paläogens in Böden durch Verwitterung mesozoischer Pelite alterierten, wobei es zu Neubildungen von Smektit und Montmorillonit kam.

6.6.2 Paläoklima

Aufgrund pedogen gebildeter Tonminerale lassen sich Rückschlüsse auf das Paläoklima ziehen. Während der Verwitterung von Silikaten werden durch Hydrolyse Tonminerale gebildet und abgebaut.



Abbildung 6.7: Rheinforme der durch Hydrolyse neugebildeten Tonminerale mit Angabe des für die Reaktion erforderlichen (Paläo-) Klimas.

Hydrolyse ist ein an der Erdoberfläche irreversibler Prozess. Durch schrittweise Entfernung von Kieselsäure-Ionen (H_4SiO_4) in Folge chemischer Verwitterung, kommt es zu einer Reihenfolge von Mineralneubildungen, wobei als letztes Glied nach vollkommener Entfernung aller Siliziumionen Bauxit, bestehend aus Aluminiumhydroxiden (z.B. Gibbsit) und Eisenhydroxiden, steht. Abbildung 6.7 stellt die Reihenfolge der durch Hydrolyse neugebildeten Tonminerale mit Angabe des für die Reaktion erforderlichen (Paläo-) Klimas dar.

Wie weit die Hydrolyse abläuft, hängt vor allem vom Klima ab, insbesondere von den Faktoren Temperatur und Humidität (zusammengefasst nach Chamley, 1989):

- In kühlen und ariden Gebieten ist die Hydrolyse nur schwach ausgeprägt und es bilden sich vorwiegend Illit oder von detritischen Tonmineralien dominierte Böden.
- In Gebieten mit trockenem und warmem Klima bilden sich smektitdominierte Böden.
- In heissen und humiden subtropischen bis tropischen Klimazonen bilden sich kaolinitreiche Böden. Bei langer Verweildauer wird das Endstadium eines bauxitischen Lateritbodens erreicht.

Die Verweildauer der Sedimente an der Oberfläche ist ein weiterer wichtiger Faktor. In einem humiden tropischen Gebiet mit ausgeprägtem Relief und hohen Erosionsraten, kann unter Umständen ein illitdominierter Boden entstehen.

Aufgrund der Stärke der Hydrolyse lassen sich Aussagen über das Paläoklima in der Form kalt bzw. trocken gegen heiss bzw. humid zu. Mit Hilfe weiterer paläoklimatischer Befunde, z.B. paläontologischer Natur, lassen sich schliesslich konkrete Aussagen über das Paläoklima machen.

Smektitdominierte Böden sogenannte Vertisols bilden sich in trockenen Gebieten der Tropen und Subtropen (siehe Abbildung 6.8). Eine ausgesprochen gute Darstellung über die Tonmineralogie von Smektitreichen Vertisols findet sich bei Rhighi & Meunier (gekürzt 1995):

Sogenannte Vertisole entstehen in tropischen Gebieten mit tropischem wechselfeuchtem Klima (Klimate mit einer deutlichen Trockenperiode von 4-8 Monaten). In diesem Klima sinkt die Drainage und somit die Lösung von basischen Ionen (Ca, Mg) auf ein Minimum, so dass diese in Böden akkumulieren und gute Voraussetzungen für die Bildung von Smektiten schaffen. Das Ausgangsmaterial, aus dem sich der Boden formt, muss genügende Mengen basischer Kationen enthalten. Aus diesem Grund ist die Entwicklung von Vertisols auf Basalt, Tonstein, Kalkstein, und Vulkanasche als Ausgangsgestein beschränkt. Die grössten mit Vertisol bedeckten Gebiete treten in Indien, Australien und dem Sudan auf. Vertisol-Smektite werden direkt oder indirekt aus Ausgangsstoffen, welche Eisen-Magnesium-Mineralie enthalten, abgeleitet. Wenn Chlorit im Ausgangsmaterial vorhanden ist, kann es eine mögliche Quelle für Smektit sein. Smektit in



Abbildung 6.8: Weltweite Verteilung Smektitdominierter Böden (nach FitzPatrick 1980).

Vertisole sind wenig geordnete Strukturen. Es sind selten reine Smekтите. XRD-Diagramme zeigen meistens Merkmale, die typisch für Wechsellagerungen und Zwischenschichten sind. Die meisten der veröffentlichten XRD-Diagramme zeigen deutliche Merkmale von ungeordneten Illit-Smektit-Mixed-Layers.

6.7 Interpretation der Ergebnisse

Im Dreiecksdiagramm (Abbildung 6.9) sind die Basisreflexflächenverhältnisse der einzelnen Tonmineralmessungen dargestellt. Die Basisreflexflächenverhältnisse von Smektit und der Illit-Smektit Mixed-Layers wurden als Summe dargestellt; die Mixed-layers werden als „unreife“ in Genese begriffene Smekтите aufgefasst. Der Smektitreichtum in den Sedimenten wird als authigene Bildung von Vertisolen angesehen; die Smekтите innerhalb der Mittleren Salzfolge entstammen ebenfalls Böden und wurden eingeschwemmt. In einigen Mergelhorizonten konnten auch für Schwellung und Schrumpfung von Vertisolen typische Pedogenesestrukturen gefunden werden (siehe Kapitel 4). Als Ausgangsmaterial für die Tonminerale werden Tonsteine und Mergel des Mesozoikums angenommen. Im Zuge der Verwitterung wurden Chlorite und ein Teil der Illite in Smekтите umgewandelt. Die allgemein smektitreiche Zusammensetzung der Mergelproben deutet somit auf ein warmes, vielleicht sogar monsunales geprägtes, subtropisches Klima mit langanhaltenden Trockenperioden hin. Paläontologische und Sedimentologische Befunde bestätigen dieses Bild (Kapitel 4,5). Rezent reagieren diese Klimazonen sehr sensitiv auf globale Klimaschwankungen, was sich z.B. an den immer wieder auftretenden Dürreperioden äußert. In diesem Sinne lassen sich auch die von Düringer (1988)

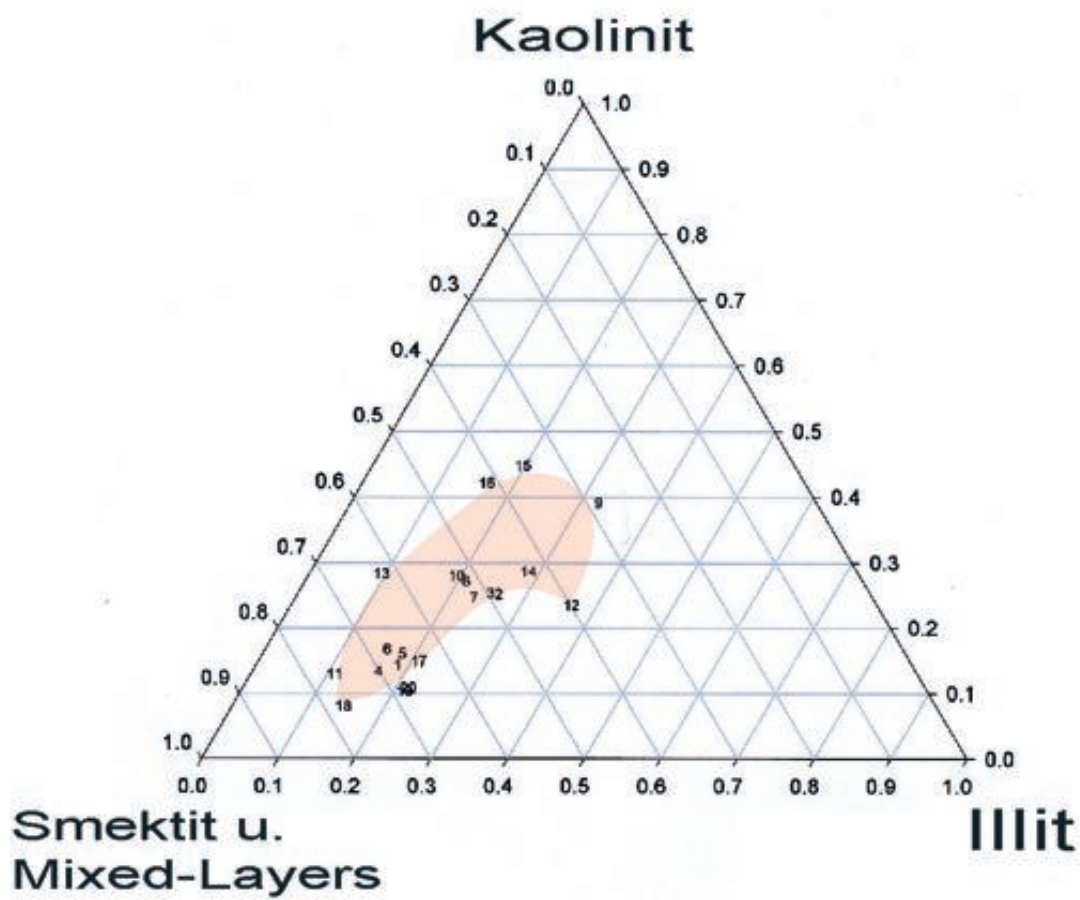


Abbildung 6.9: Basisreflexflächenverhältnisse als relative Tonmineralquantifizierung. Es überwiegen Mineralien der Smektitgruppe

postulierten Klimaschwankungen von ariden und humiden Klimaphasen mit solch einem Klima in Verbindung bringen.

Der hohe Kaolinit-Gehalt innerhalb der lignitführenden Mergel (Niv. *f*) und innerhalb der „bunten“ Mergel (Niv. *k*) lassen sich in Einklang mit den Ergebnissen der Sedimentologie und im Sinne von (Platt & Wright, 1992) mit einer etwas humideren Klimaphase in Verbindung bringen.

Die Ergebnisse der Tonmineralogie ergeben allerdings keinerlei Evidenz für einen Klimawandel zwischen Mittlerer- und Oberer Salzfolge. Somit muss die Interpretation von Düringer (1988), es handle sich hierbei um eine klimatisch induzierte Sequenzgrenze in Frage gestellt werden.

In den obersten Metern des Profils, welche Spuren einer neogenen Verkarstung aufweisen (Kapitel 4), ist eine Tendenz hin zu smektitreicheren Zusammensetzungen zu beobachten. Der Trend wird mit einer sekundären Erosion und Verkarstung der Sedimente während des Neogen interpretiert, was insbesondere die Messung des Tonmineralanteils in der Karsttasche (SHI-TM-18) verdeutlicht.

Inwieweit alle Schwankungen in der mineralogischen Zusammensetzung der Tone Klimaschwankungen darstellen, ist allerdings aufgrund der geringen Datenmenge und mangelnder Vergleichsdaten ungewiss.

Kapitel 7

TOC Messung und Charakterisierung der organischen Substanz

Zusammenfassung Innerhalb der Versteinerungsreichen Zone, einem Schichtglied der Mittleren Salzfolge, wurde im Steinbruch am Rebberg bei Altkirch der Gehalt an organischem Kohlenstoff (TOC: Total Organic Carbon bzw. C_{org}) bestimmt. Ferner wurden vier Proben in einer extern ausgeführten, erfolgreichen Voruntersuchung auf Biomarker hin analysiert. Die Sedimente der Versteinerungsreichen Zone weisen TOC-Gehalte zwischen 0,25- 1,14 % auf und enthalten eine Vielzahl organischer Biomoleküle. Es konnte eine antagonistische Beziehung zwischen TOC-Gehalt und Karbonatgehalt festgestellt werden, die als Effekt von unterschiedlicher Wassertiefe (Sauerstoffgehalt), also Pegelschwankungen, interpretiert wird und mit sedimentologischen und palökologischen Beobachtungen konform ist. Die Messungen der vier Biomarkerproben ergaben Schwankungen in Zusammensetzung und Gehalt der Biomarker, was ebenfalls auf variable Ablagerungsbedingungen und Änderungen in der Gewässerchemie hindeutet. Als TOC-Quellen kommen in erster Linie Cyanobakterien, Algen und Landpflanzen in Betracht.

7.1 Verbrennungsanalyse

Theorie Bei einer Verbrennungsanalyse wird die Probe unter einer O_2 - oder N_2 -Atmosphäre kontinuierlich aufgeheizt. Entweichende Gase (CO_2 , H_2O) werden dabei mit Hilfe der IR-Absorptionsspektroskopie kontinuierlich analysiert und es wird das relative Messsignal von H_2O und CO_2 gegen die Temperatur dargestellt (Abbildung 7.1). Aufgrund der spezifischen Temperaturen der Entgasungsreaktionen lassen sich die Reaktanden oft identifizieren. Durch Wiegen der Probenmenge vor und nach der Analyse kann schliesslich aus der relativen Messkurve

der Gewichtsanteil von H₂O und CO₂ für einzelne Temperaturintervalle berechnet werden. Während unterhalb von 600°C organisch gebundener Kohlenstoff (TOC) verbrannt wird, verbrennt oberhalb von 600°C anorganisch gebundener Kohlenstoff (AC). Auf diese Weise kann der TOC-Gehalt und der AC-Gehalt einer Probe im Rahmen eines Messvorgangs bestimmt werden.

Methodik Eine kleine Menge des zuvor gemahlene und abgewogene Probenmaterials (ca.50 mg) wurde unter einer Sauerstoffatmosphäre sukzessiv mit 70°C/min (ramping) aufgeheizt.

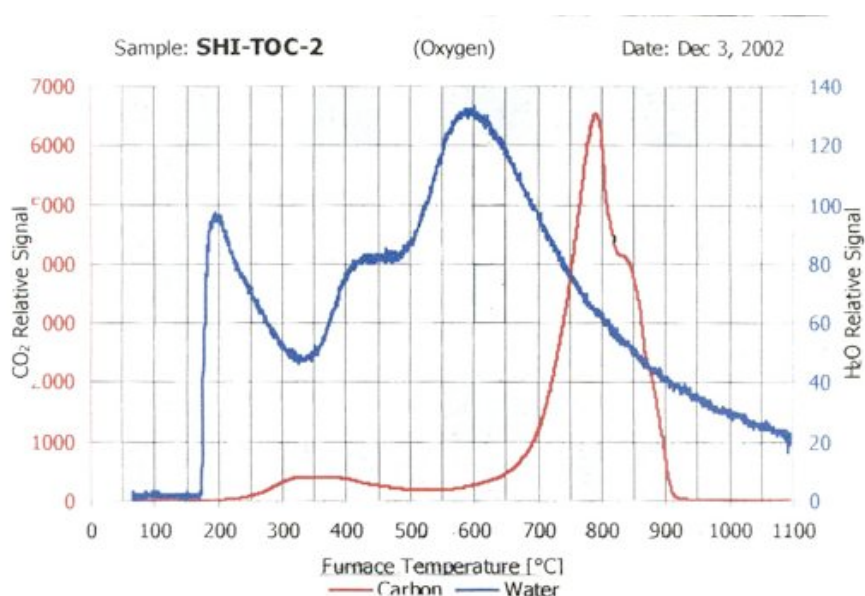


Abbildung 7.1: Diagramm einer Verbrennungsanalyse (Probe TOC-02). Dargestellt ist das relative CO₂-Signal (rot) und das relative H₂O-Signal (blau) gegen die Aufheiztemperatur.

Abbildung 7.1 zeigt die Messkurven einer Verbrennungsanalyse.. Der 'Peak' der H₂O-Kurve bei ca. 175°C kann der Reaktion von Gips nach Anhydrit zugeordnet werden.

Der „Peak“ der CO₂-Kurve bei ca. 780°C entspricht der Reaktion von Kalzit (CaCO₃) nach Kalziumoxid (CaO) unter dem Entweichen von Kohlendioxid (CO₂). Als Analysegerät diente das *RC-412* der Firma *Lemcco*. Der Messfehler wird vom Hersteller mit ±3% angegeben, die Nachweisgrenze liegt bei 0,01 %.

Auswertung: Aus der Massenbilanz wurde der Anteil CO₂ und H₂O unterhalb und oberhalb von 600°C berechnet. Daraus lässt sich der TOC-Gehalt (< 600°C) und der CaCO₃-Gehalt (>600°C) berechnen.

Nr.	Probe	Niveau	Lithologie	% AC	% $CaCO_3$	% TOC
18	TOC-19	ca	graue massige Mergel	8.02	67.3	0.25
17	TOC-18	bt	platt. Mergel	7.22	60.6	0.30
16	TOC-17	bp	Mergel, bankig	6.80	57.1	0.47
15	TOC-15	br	Abscherhoriz. Mergel	7.14	59.9	0.70
14	TOC-14	bo	„Fischplatten“	8.70	73.0	1.14
13	TOC-13	bn	platt. Mergel bioturb.	7.29	61.2	0.40
12	TOC-11	bm	Plattenmergel	9.31	78.0	0.39
11	TOC-10	bl	platt. Mergel	6.60	55.4	0.53
10	TOC-09	bk	„Fischplatten“	8.58	72.0	1.11
9	TOC-08	bj	platt. Mergel	7.05	59.1	0.65
8	TOC-07	bi	„Müickenkalk“	9.99	83.8	0.38
7	TOC-06	bf	platt. Mergel	5.98	50.2	0.50
6	TOC-05	be	Plattenkalk, merglig	9.87	82.8	0.37
5	TOC-04	bd	platt. Mergel	6.85	57.5	0.58
4	TOC-03	bc	Plattenkalk, merglig	8.68	72.8	0.30
3	TOC-02	bb	platt. Mergel	6.25	52.4	0.72
2	TOC-01	ba	platt. Mergel mit Gips	6.01	50.4	0.68
1	TOC-00	ac	massige graue Mergel	8.56	71.8	0.42

Tabelle 7.1: Aus den Messungen der Verbrennungsanalyse berechneter TOC- und AC-Gehalt und Kalzitgehalt ($CaCO_3$) der Proben aus der Versteinerungsreichen Zone von Altkirch (% = Gew.%).

7.2 TOC-Gehalt der Versteinerungsreichen Zone

Der TOC-Gehalt der gemessenen Proben schwankt zwischen 0.25 und 1.14 %. Aus dem gemessenen CO_2 -Kurven berechnet sich ein AC-Gehalt von 6.01 %- 9.99 %, respektive ein Kalzitgehalt von 50.4 %- 83.8 %. In Tabelle 7.1 sind sämtliche bestimmten TOC-, AC- und Kalzitgehalte dargestellt. Abbildung 7.2 zeigt die Ergebnisse im Profil dargestellt. Es fällt auf, dass scheinbar eine antagonistische Beziehung zwischen $CaCO_3$ -Gehalt und TOC-Gehalt besteht. Eine Zunahme des $CaCO_3$ -Gehaltes ist in der Regel mit einer Abnahme des TOC-Gehaltes bzw. umgekehrt verbunden, mit Ausnahme der Niveaus *bk* und *bo*.

Während die Plattenkalke und bioturbaten, kalkigen Mergel TOC-Gehalte zwischen 0.25%- 0.47% besitzen, weisen die laminierten Mergel TOC-Gehalte zwischen 0.30% und 1.14% auf. Zur genaueren Beurteilung der Beziehung zwischen *AC* und *TOC* wurden diese gegeneinander in einem Diagramm dargestellt (Abbildung 7.3). Der Trend zwischen TOC-reichen und AC-armen sowie AC-reichen und TOC-armen Proben ist gut erkennbar. Allerdings scheint es keinen unmittelbaren linearen Zusammenhang zu geben. Es handelt sich also eher um einen

Trend. Einzige Ausnahme bilden die beiden Fischfossil-führenden Plattenmergel; (Niveau *bk,bo*), die sowohl einen hohen CaCO₃-Gehalt, als auch einen hohen TOC-Gehalt aufweisen.

7.3 Biomarker

Theorie: Biomarker sind organische Substanzen und stellen Derivate biologisch synthetisierter Moleküle dar. Meist handelt es sich um Kohlenwasserstoffskelette von Lipiden. In TOC-reichen Sedimenten können Biomarker Jahrmillionen überdauern. Sie enthalten Informationen über einstige Lebensbedingungen, Sedimentations- und Diageneseprozesse, sowie die Temperaturgeschichte von Sedimentgesteinen. Den meisten Biomarkern können Ausgangsstoffe zugeordnet werden, die wiederum charakteristisch für bestimmte Organismen-Gruppen sind. Somit lassen sich die Quellen der Biomarker identifizieren, und Aussagen über die einstige Diversität treffen.

Analyse Vier Proben aus dem Profil Altkirch wurden auf Biomarker untersucht; drei aus der Versteinerungsreichen Zone (Niveau *ab, bi, bk*) und ein Onkoid aus der Oberen Salzfolge (Niveau *f*). Die Proben wurden aus frisch anstehendem Material entnommen, anschliessend wurden aus den Handstücken ca. 100 cm³ messende Klötzchen gesägt, wobei deren Rand entfernt wurde (Dekontamination). Danach wurden die Proben in zuvor erhitzter Alufolie (12 h/ 400°C, Dekontamination) verpackt und zur Analytik und Auswertung an *J. Brocks* versandt. Die Probenmessung wurde mit Hilfe der **GC-MS**-Methode durchgeführt; einer Kombination von Gaschromatographie und Massenspektrometrie.

Ergebnisse Während die drei Proben aus der Versteinerungsreichen Zone Biomarker enthielten, enthielt das Onkoid aus Niveau *f* kein *TOC*. Die drei Proben aus der Versteinerungsreichen Zone zeigen starke Schwankungen in ihrer Biomarkerzusammensetzung. Die Analyse der Probe aus Niveau *bi* weist vor allem auf Landpflanzen als *TOC*-Quelle hin. Weiterhin kommen Cyanobakterien in Betracht. Es finden sich Hinweise die für einen lakustrisch-salinaren Ablagerungsraum sprechen. Zudem belegt die Biomarkerzusammensetzung, dass es nicht zu einer thermischen Aufheizung kam, was eine tiefe Versenkung der Sedimente nach der Ablagerung ausschliesst. Die Messergebnisse der Proben aus Niveau *ab* und Niveau *bk* zeigen eine grosse Ähnlichkeit und erbrachten kaum Hinweise auf die Anwesenheit von Landpflanzen, beziehungsweise anderer terrestrischer Einflüsse. Ebenso fanden sich nur wenige Hinweise auf die einstige Anwesenheit von Bakterien.

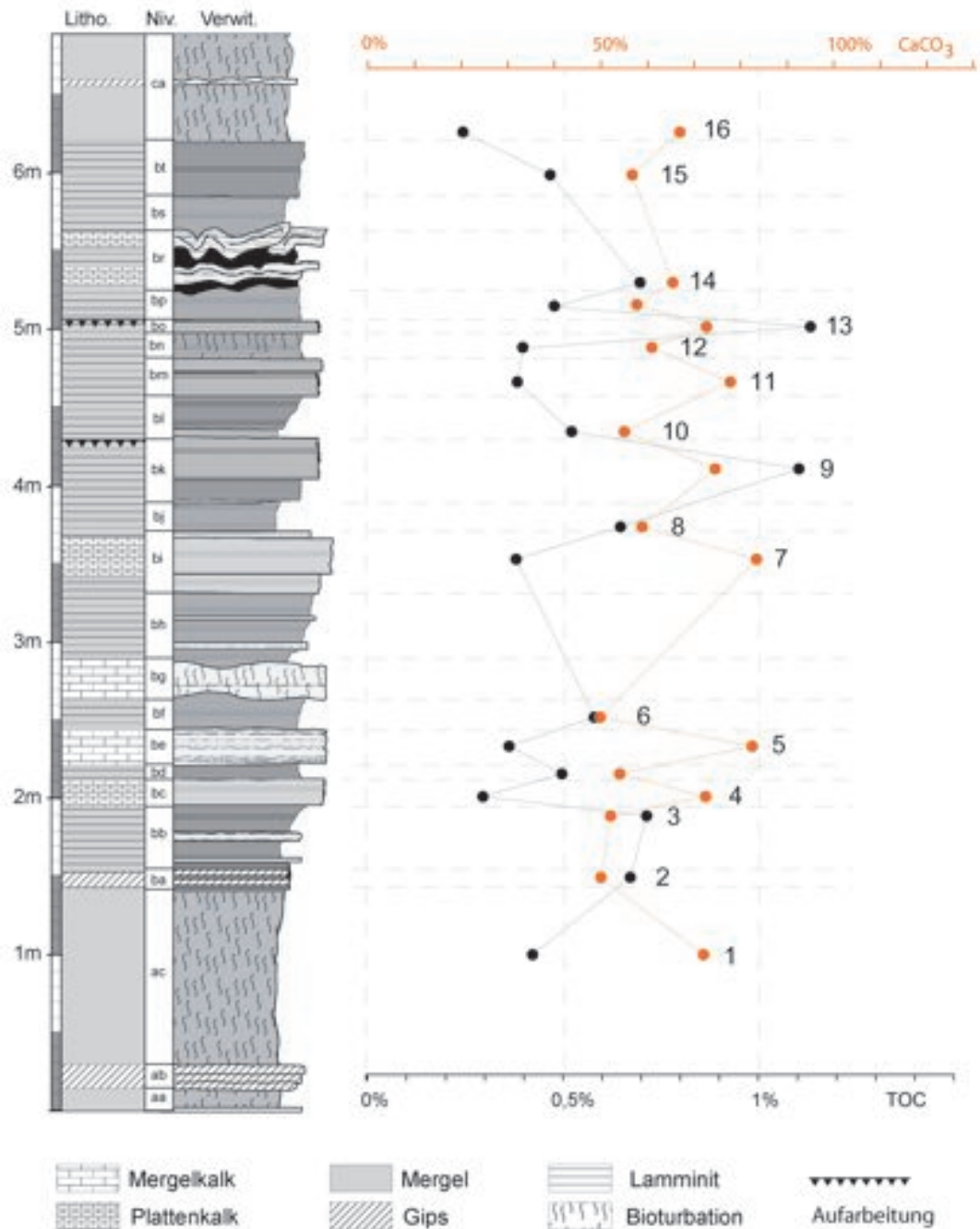


Abbildung 7.2: TOC- und AC-Gehalte der innerhalb der Versteinerungsreichen Zone. Kalk und TOC-Gehalt verhalten sich scheinbar antagonistisch

7.4 Interpretation

In geschichteten Wasserkörpern und daher fehlender Durchmischung ändern sich die physikalisch-chemische Parameter mit der Wassertiefe. Mit zunehmender Wassertiefe kommt es zur sprunghaften Erniedrigung des Sauerstoffgehaltes, Voraussetzung für die Bildung TOC-reicher Sedimente. Andererseits kommt es durch den erhöhten CO₂-Partialdruck zur Erhöhung der Karbonatlöslichkeit und somit zur Abnahme des Kalkgehaltes. Die Ergebnisse scheinen also mit relativen Seepiegelschwankungen oder der Veränderung chemischer Parameter mit zunehmender Wassertiefe in Verbindung zu stehen. Diese Interpretation deckt sich mit den Ergebnissen der Palökologie (Abschnitt 5). In den kalkigen Horizonten mit geringem TOC-Gehalt (rel. Flachwasserablagerung) treten Reste einer benthischen Fauna auf, während diese in den pelitreicheren, mergeligen Horizonten mit höherem TOC-Gehalt fehlen. Die Plattenkalke wurden während eines Pegeltiefstandes in flacherem Wasser und in grösserer Nähe zum Ufer abgelagert, als die Mergel. Dadurch kam es zu einem höheren Eintrag an terrestrischem Material (Biomarker, Palökologie) und dem zeitweiligen Auftreten von Benthos.

Vergleichbare Ergebnisse erzielten auch Gley *et al.* (1993) und Hoffmann *et al.* (1993) mit TOC- und Biomarkermessungen an den Evaporitabfolgen des Kalibeckens (Salz IV), welche stratigraphisch an die Basis der Oberen Salzfolge gestellt werden. In den salzfreien Mergeln, die einem Pegelhochstand und grösserer Wassertiefe zugeordnet werden können, finden sich die höchsten TOC-Gehalte. In den Evaporiten¹ hingegen treten die geringsten TOC-Werte auf.

Im Widerspruch zu dieser Interpretation stehen die TOC-reichen, plattig spaltenden Mergel (Niveau *bk*, *bo*), die eine Fischfauna enthalten. Sie besitzen sowohl einen hohen Kalkgehalt als auch hohe TOC-Werte.

Die Ergebnisse, welche wieder konform zu den Ergebnissen der Palökologie (Fischfossilien) stehen, deuten auf grundlegende Veränderungen der Gewässerchemie und des Ablagerungsraumes hin. Vielleicht wurden diese Sedimente in Zeiten abgelagert, wo der See mit einem Flusssystem verbunden war und ein hydrologisch offenes System darstellte. Die Flüsse brachten Nährstoffe, welche zur Ablagerung TOC-reicher Sedimente führten, gelegentliche Hochwasser führten zur Ablagerung dünner „Tonhäutchen“, welche die gute Spaltbarkeit dieser „Fischplatten“ verursachen.

¹Evaporation führt zum Absenken des Seespiegels

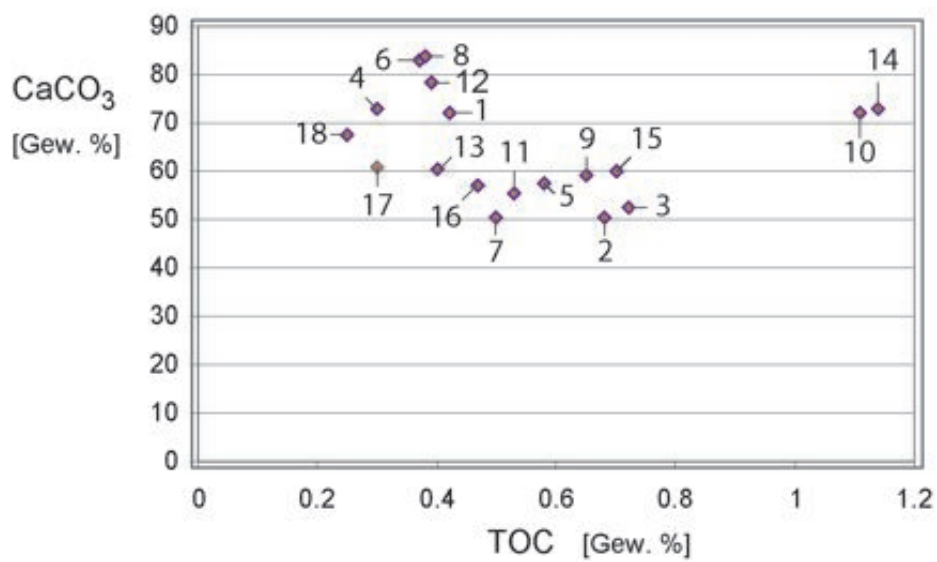


Abbildung 7.3: Diagramm zeigt den AC-Gehalt gegen den TOC-Gehalt der Messungen dargestellt. es besteht keine unmittelbare lineare Beziehung zwischen AC- und TOC-Gehalt; es handelt sich eher um einen Trend. Die beiden Fischfossilführenden Plattenmergel folgen nicht dem allgemeinen Trend. Ihre Ablagerung deutet somit auf Veränderungen der Gewässerchemie hin.

Kapitel 8

Geodynamische Interpretation

8.1 Dynamische Sedimentation

Innerhalb der Salzfolge finden sich lithologische Folgen verschiedener Grössenordnungen: Abschliessend soll versucht werden Folgen und Zyklen unterschiedlichen Faktoren, welche die Sedimentation kontrollierten, nämlich Tektonik, Klima und Eustatik (Seespiegel-Schwankungen) zuzuordnen.

8.1.1 Klima

Klimaschwankungen (Temperatur, Niederschlag, Verdunstung, Saisonalität) beeinflussen die Sedimentation und können nach (Vail, 1991) in Zeitintervallen 8 ka bis 3 ma auftreten. Sie sind oft zyklisch und führen meist zu Sedimentationswechseln. Allozyklische Klimaschwankungen werden in Regel mit Milankovic-Zyklen in Verbindung gebracht, die Periodizitäten von ca. 20 ka, 40 ka und 100 ka besitzen. Die kurzfristigen Sedimentationswechsel sind bedingt durch Seepegelschwankungen oder einen kurzfristigen Wechsel der Sedimentzufuhr und lassen sich in erster Linie auf Klimaschwankungen zurückführen. Die Wechsel zwischen fluviatiler und lakustriner Sedimentation innerhalb der Randfazies, die Kalk-Mergel Wechselsedimentation innerhalb der Versteinerungsreichen Zone, die palustrinen Zyklen im Haustein, aber auch der Wechsel zwischen Evaporit und Mergelsedimentation im Kalibecken (Blanc-Valleron & Schuler, 1997, siehe) lassen sich am ehesten mit Klimaschwankungen (Niederschlag und Verdunstung) erklären. In ihrer zeitlichen Grössenordnung liegen sie ungefähr im Bereich von Milankovic-Zyklen. Weitere Grössenordnungen von Zyklen sind die rhythmischen Wechsellagerungen in den feinlamierten Mergeln der Versteinerungsreichen Zone, deren Genese bereits mehrfach auf saisonale Klimaschwankungen zurückgeführt wurde.

8.1.2 Tektonik

Die Tektonik ist der treibende Motor der Beckenentwicklung; die Akkumulation von Sedimenten in kontinentalen Ablagerungsräumen ist nur durch Subsidenz möglich. Nach Vail (1991) verläuft tektonische Subsidenz nicht zyklisch, regional und der Zeitraum tektonischer Ablagerungssequenzen bewegt sich zwischen 3 ma und 50 ma. Tektonisch induzierte Veränderungen innerhalb des Ablagerungsraumes erfolgen somit eher langfristig und sind kontinuierlicher als durch Klimaänderungen oder Eustatik induzierte Signale. Während sich eustatische Änderungen auch überregional in anderen Becken wiederfinden sollten, erfolgen tektonische Änderungen nur regional und Faziesgrenzen sollten an tektonische Strukturen gebunden sein. Bei konstantem Sedimenteintrag sollte geringe Subsidenz im Becken zu terrestrischen Ablagerungen oder zu Flachwasserablagerungen im Becken führen. Schnelle Subsidenz im Beckenzentrum hingegen sollte zu Tiefwasserablagerungen und der Ausbildung eines Reliefs an den Grabenrändern führen. Im Zusammenhang damit sollte eine verstärkte Schüttung von den Grabenrändern quasi als Antwort auf die Tektonik einsetzen.

Der Wechsel zwischen Unterer Salzfolge und Mittlerer Salzfolge wird als tektonisch induziertes Signal gewertet, dass auf verstärkter Subsidenz an der Wende Eozän-Oligozän zurück geht. Im Becken führte die schnelle Subsidenz zur Ablagerung pelagischer Sedimente in Tiefwasserfazies und nachfolgend an den Grabenrändern zur verstärkten Schüttung von Konglomeraten.

Mittlere und Obere Salzfolge bilden in der Beckenfazies eine „shallowing-upward“ Sequenz, die Obere Salzfolge in der Randfazies eine „fining-upward“ Sequenz.

Dieser Trend deutet auf ein allmähliches Nachlassen der tektonischen Subsidenz und die sukzessive Einebnung des zuvor geschaffenen Reliefs hin. Der regressive Trend zwischen Mittlerer und Oberer Salzfolge kann zumindest teilweise mit einer verstärkten Schüttung erklärt werden, die einer tektonisch induzierten Flanken-Hebung und damit verbundenen Reliefbildung folgte.

8.1.3 Eustatik

Der Eustatik liegen mehrere Faktoren zugrunde, so dass Meeresspiegelschwankungen recht unterschiedliche Zeitmuster aufweisen können. Transgression oder Regression, die sich auf Eustatik zurückzuführen lassen, müssen zwei Voraussetzungen erfüllen;

- eustatische Meeresspiegelschwankungen erfolgen global; müssen sich also überregional verfolgen lassen, und
- sie sollten Übereinstimmungen mit global ermittelten Meeresspiegelschwankungskurven (z.B. Haq *et al.* , 1987) zeigen.

Innerhalb der Salzfolge liessen sich bis heute keine marinen Transgressionshorizonte nachweisen. Möglicherweise erfolgten kurzfristige Ingressionen während der Mittleren Salzfolge. Solch kurzfristigen Ereignisse könnten mit Eustatik, aber auch mit Tektonik erklärt werden.

Demgegenüber lässt sich die Meerestransgression, welche die Salzfolge nach oben gegen die hangenden Foraminiferenmergel abschliesst, plausibel mit Eustatik erklären. Diese mittlerrupelische Transgression erfolgte im gesamten Oberrheingraben, lässt sich aber auch in anderen Becken nachweisen. Die Faziesgrenzen stimmen nicht mit den tektonischen Bruchstrukturen überein; am Schwarzwaldrand findet sich beispielsweise im Gegensatz zur liegenden Salzfolge keine Randfazies mehr (Kartierung II). Ausserdem lässt sich die Transgression etwa im mittleren Unteroligozän gut mit der Meeresspiegelkurve von (Haq *et al.* , 1987) korrelieren, die im mittleren Rupel eine schnelle und prominente Transgression (2. + 3. Ordnung) zeigt.

8.2 Beckenentwicklung

Im Tertiär kam es zur Bildung des Oberrheingrabens. Anfänglicher Aufdomung und Vulkanismus folgte ab dem Mitteleozän die Bildung kleiner Becken, in denen sich flache meist kurzlebige Süsswasserseen und Feuchtgebiete ausbildeten. Zur Zeit der Salzfolge stellte der südlichste Oberrheingraben ein weitgehend isoliertes Becken mit terrestrischer, brackisch-limnischer und evaporitischer Fazies dar. Im Beckenzentrum bildeten sich Seen, die bedingt durch die lokale Subsidenz, isolierte Beckengeometrie und das Klima zu Pegelschwankungen und zur Akkumulation von Salzen neigten.

Im Obereozän (Untere Salzfolge) bedeckten noch flache, kurzlebige Seen das limno-terrestrisch geprägte Becken. Das Relief war zu dieser Zeit vergleichsweise gering entwickelt, jedenfalls finden sich nur wenige Hinweise auf Erosion an den Grabenrändern, wie z.B. Konglomeratschüttung oder Sandsteine. Etwa zur Wende Eozän-Oligozän (Mittlere Salzfolge) kam es zur verstärkter Subsidenz und zur Ausbildung eines deutlichen Reliefs. Die Beckenflanken und teilweise auch ältere tertiäre Sedimente wurden gehoben und erodiert. An den Grabenrändern kam es zur Ausbildung grosser Alluvialfächer, welche auf den Grabenschultern erodiertes Material enthalten. Gleichzeitig bildete sich im Grabenzentrum ein grosser, vergleichsweise tiefer See der den gesamten südlichen Rheingraben bedeckte. Die meiste Zeit führte thermohaline Wasserschichtung zu stagnierendem Bodenwasser und zur Ablagerung laminiertes, organisch reicher Sedimente: Es entstand die Konservatlagerstätte der Versteinerungsreichen Zone. Abiotische Schwankungen, insbesondere der Salinität führten zur Etablierung opportunistisch lebender Arten im Becken.

Obwohl diese Ablagerungen von vielen Autoren als marine Bildungen interpretiert werden, scheint das Becken durch Schwellen weitgehend abgeriegelt gewesen

zu sein. Marine Ingressionen fanden, wenn überhaupt, nur kurzfristig statt. Eine Meeresanbindung muss nicht zwangsläufig bestanden haben; das sporadische Auftreten mariner Organismen ist auch aus salinaren Seen bekannt geworden.

Die Grenze zur Oberen Salzfolge ist durch eine regressive Tendenz gekennzeichnet, die von Progradation der Alluvialfächer an den Grabenrändern sowie verstärkter Evaporitsedimentation im Kali-Becken gekennzeichnet ist. Im Verlauf der Oberen Salzfolge kam es durch nachlassende tektonische Bewegungen zunehmend zur Einebnung des Reliefs und zur Ablagerung terrestrischer Mergel (Schwemmebenenablagerungen) im Becken. Schliesslich erfolgte durch einen globalen Meeresspiegelanstieg die Ablagerung der marinen Schichtglieder der grauen Mergelfolge, welche die Salzfolge hangend abgrenzen.

Zur Zeit der Salzfolge stellte der südliche Oberrheingraben ein weitgehend isoliertes, lokal verfülltes Becken dar. Trotz hoher Subsidenzraten kam es nie zu einem wirklichen Eindringen des Meeres, obwohl das Molassemeer recht nah war.

Alle Sedimente, die sich in der Grabenfüllung finden lassen, sind auf lokale Erosion an den Grabenrändern zurückzuführen. Die Schüttung erfolgte über kleine Alluvialfächersysteme und Fächerdeltas. Hingegen fehlen Spuren einer externen Sedimentzufuhr (Vgl. Elsässermolasse).

Nach Christie-Blick & Biddle (1985) und Ryang & Chough (1999) sind hohe Subsidenzraten, grobe laterale Sedimentzufuhr über kleine Alluvialfächer und die Entstehung eines Tiefwassersees typische Eigenschaften von „Pull-apart“ Becken. Die Beschreibungen treffen in vielerlei Hinsicht auf die Sedimente der Salzfolge, insbesondere die der Mittleren Salzfolge zu. In diesem Sinne könnte man die Sedimente der Mittleren Salzfolge als Bildungen einer transtensiven Riftphase interpretieren. Eine transtensive Rifttektonik würde auch den lokalen und scheinbar isolierten Beckencharakter erklären. Tatsächlich fordern einige Autoren eine transtensive Öffnung des südlichen Rheingrabens Schumacher (2002). Aufgrund von Paläospannungsdaten und Sedimentsmächtigkeitsverteilungen interpretiert er eine En-Echelonöffnung des Rheingrabens, die er allerdings bereits im Obereozän (Untere Salzfolge) ansetzt¹. Die Annahme eines N-S kompressiven Spannungsfeldes ist insofern logisch, da das paläogene „rifting“ zeitgleich mit dem Höhepunkt der mesoalpiner Gebirgsbildung ablief (z.B. Schumacher, 2002). Abbildung 8.1 zeigt eine Kompilation der von Paläospannungsrichtungen mit Beckengeometrie (nach Schumacher, 2002), und eine Darstellung der Paläoschüttungsrichtungen der Konglomerate (nach Düringer, 1988). Im südlichen und im nördlichen Teil des Rheingrabens finden sich zwei deutliche lokale Becken, die durch eine Schwelle im mittleren Beckenbereich getrennt werden. Auffällig ist der lokale und scheinbar isolierte Charakter des Beckens.

¹Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass Paläospannungsdaten äusserst schwer zu datieren und somit zeitlich unsicher sind.

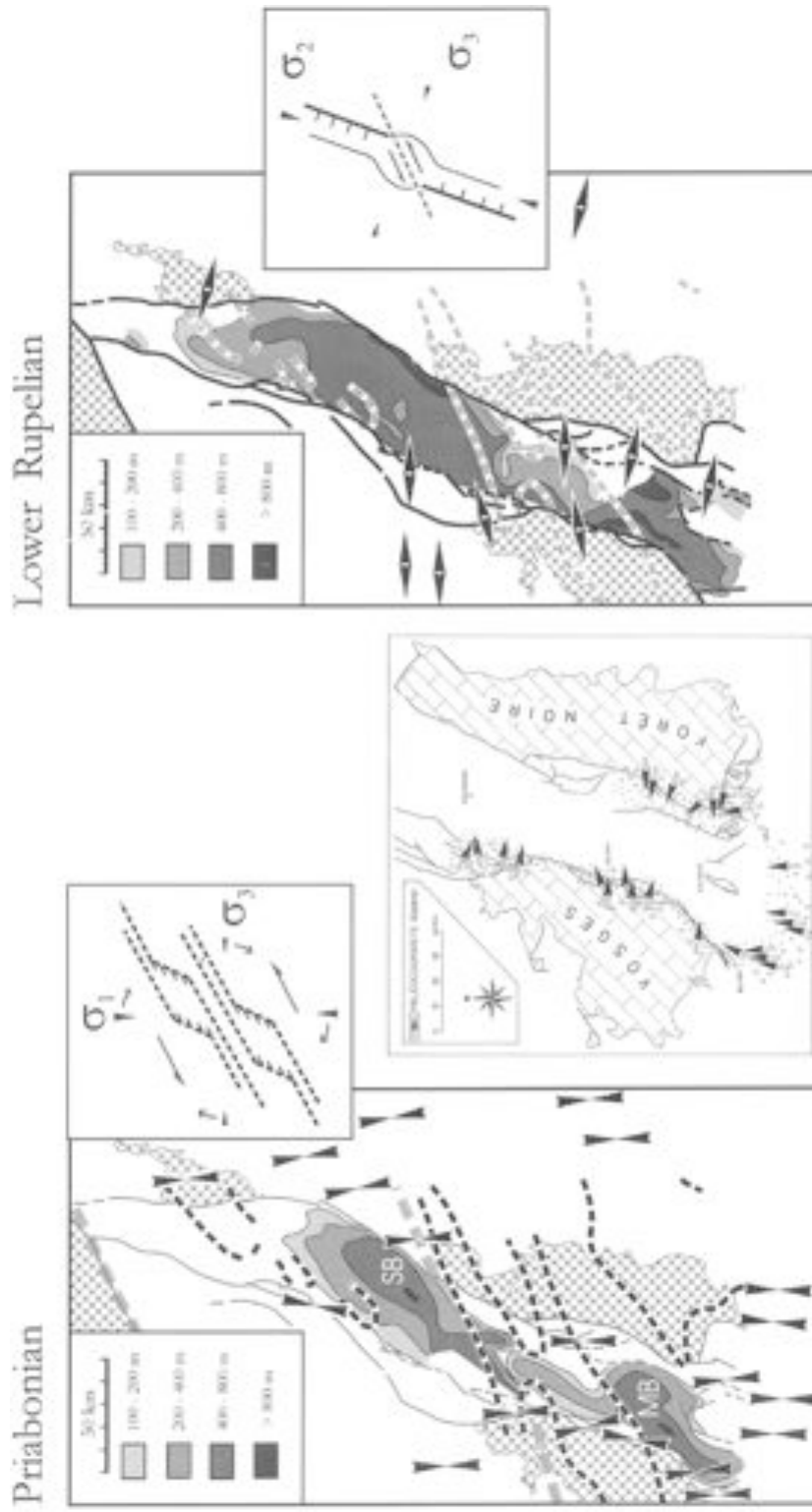


Abbildung 8.1: Kompilation von Paläospannungsrichtungen und Beckengeometrie (nach Schumacher, 2002) und die Paläoschüttungsrichtungen der Konglomerate (nach Düringer, 1988) .

Auf der anderen Seite sprechen strukturgeologische Daten (Ustaszewski, münd. Mitt.) eher für eine extensive Öffnung des südlichen Rheingrabens – beinahe orthogonal zur Grabenlängsachse und somit für ein extensives bis leicht transtensives Regime. Ausserdem erfolgte die Öffnung des Oberrheingrabens an präexistenten Strukturen. Der lokale und isolierte Beckencharakter könnte also am ehesten mit einer Interferenz zwischen einem N-S kompressiven und einem E-W extensivem Spannungsfeld und reaktivierten paleozoischen Strukturen erklärt werden. Je nach Winkel zwischen präexistenten Strukturen und Spannungsfeld erfolgte eine Öffnung zwischen Extension und Transtension. Daraus resultierte schnelles lokales Absinken einiger Grabenbereiche, was zu trogförmigen Becken führte, während andere Grabenteile Schwellen bildeten.

Anhang

Nr.	Bezeichnung	Profil	Niveau	Höhe	Handstück
1	ist1	IST-Ost	II	0,35	oolith. Kalkarenit.
2	ist2	IST-Ost	II	0,80	Biolaminit
3	ist3	IST-Ost	II	4,00	oolith. Kalkarenit.
4	klk3	KIK-Süd	c3	17,00	Biolaminit
5	klk4u	KIK-Süd	c3	17,60	Biolaminit
6	klk40	KIK-Süd	c3	17,90	Biolaminit

Tabelle 8.1: Liste der Dünnschliffe vom Isteiner Klotz.

Nr.	Bezeichnung	Niveau	Höhe [m]	Dh'69	Handstück	Komponenten	Fossilien
1	G1	ab	0,20	-	Gips	-	-
2	AK1	bc	2,05	M-W-B	Kalklamminit	Qz, Py	Foram?
3	AK2	be	2,30	M-W-B	Mergel, laminitisch	Py	Foram
4	AK3	bg	2,80	M-W	Mergelkalk	Py	Foram
5	AK4	bi	3,50	M-W-B	Kalklamminit	Qz, Py	Chara
6	AK5	bk	4,20	W-B	Mergellamminit	Qz, Py	-
7	45,4u	bk	4,20	W-B	Kalklamminit	Py, Qz	-
8	AK6	br	5,45	W-P-B	Kalklamminit	Py, Qz, Glau	-
9	AK7	br	5,60	M-W-B	Kalklamminit	Py, Qz	-

Tabelle 8.2: Liste der Dünnschliffe aus der *Versteinerungsreichen Zone* in Altkirch. Abkürzungen, siehe Tabelle 8.5.

Nr.	Bezeichnung	Niveau	Höhe [m]	Dunham '69	Handstück	Komponenten/ Textur	Fossilien
10	Uc	da	11,40	M-W	Süssw-K	bioclast	Gast, Oss, Chara
11	C1	db-c	12,00-15,20	P	K-m-Sst	mes-Exk, micr-Exk, Oo, Qz	Chara
12	C2	db-c	12,00-15,21	W-P	K-m-Sst	mes-Exk, Oo, Qz	bioclast
13	C3	db-c	12,00-15,22	M-W/ W-P	Mikrit/ K-m-Sst	mes-Exk, Oo, Qz	bioclast
14	C4	db-c	12,00-15,23	M-W/ W-P	Mikrit/ K-m-Sst	mes-Exk, Oo, Qz	bioclast
15	C5	db-c	12,00-15,24	M-W/ W	Mikrit	Qz	bioclast
16	D20üC	ea	16,10	M-B	Mikrit	Rhizosp	Rhizol
17	Dtop1	eb	22,00	M-B	Rhizocalcrete	Rhizosp, LH	Rhizol
18	Dtop2	eb	22,25	M-B	Rhizocalcrete	Rhizosp, LH	Rhizol
19	E0Mk1	fa	22,50	P	K-f-Sst	mes-Exk, Intkl, LH, Qz	Rhizol
20	E0k1	fa	23,35	P	K-m-Sst	LH, Qz	Rhizol
21	E0K2U	fa	23,40	M-W	K-f-Sst	mes-Exk, Intkl, Qz, LH	Rhizol
22	E0K20	fa	23,45	P	K-f-Sst	mes-Exk, Intkl, Qz, LH	Rhizol
23	E0K3	fa	23,70	P	K-f-Sst	Qz	-
24	E0K4	fa	24,15	W-P	K-f-Sst	Qz	-
25	E1K1u1	fb	24,75	W-P	K-f-Sst	Qz	Rhizol
26	E1K1u2	fb	24,75	W-P	K-f-Sst	Qz	Rhizol

Tabelle 8.3: Liste der Dünschliffe aus der Oberen Salzfolge (Haustein)/ Altkirch (Teil 1). Abkürzungen; Tabelle 8.5

Nr.	Bezeichnung	Niveau	Höhe [m]	Dunham '69	Handstück	Komponenten/ Textur	Fossilien
27	E1K1o	fb	24,90	W-P	K-f-Sst	Qz	Rhizol
28	E1K3	fb	25,60	W-P	K-f-Sst	Qz	Rhizol
29	E2lam	fc	26,10	R	Onkorudstone	mes-Exk, Intkl, Qz, LH	Rhizol
30	E2k0	fc	27,00	P	K-f-Sst	Qz	-
31	E3K1	ga	27,70	M-B	Rhizocalcrete	Qz	Rhizol
32	E4K1u	ha	31,50	W	Mikrit	Qz	Ccsp, Rhizol
33	E4K1o	ha	33,00	M	Mikrit	Rhizosp	-
34	E5M1	ia	34,50	W	kalkarenit	mes-Exk, Intkl, Qz	Rhizol
35	E5K1	ia	35,00	M	Mikrit	Rhizosp	-
36	E7K1	ia	37,00	B	Biolaminat	-	Chara
37	E8K1u	ja	38,70	W-P	Mikrit	Glauc, Qz	-
38	E8K1m	ja	39,00	M/ R	Mikrit	Qz, LH	Ccsp, Rhizol
39	E8K1o	ja	39,20	M-B	Mikrit	Glauc, Qz, KonkretLH	Ccsp, Rhizol
40	Peb1	dc	15,20	G	Hauptrogensteinlithoklast		
41	Peb2	dc	15,21	G	Hauptrogensteinlithoklast		

Tabelle 8.4: Liste der Dünschliffe aus der Oberen Salzfolge (Haustein)/ Altkirch (Teil 2). Abkürzungen, siehe Tabelle ??.

Abkürzung	Begriff
Süssw-K	Süßwasserkalk
K-m-Sst	Kalk-Mittelsandstein
K-f-Sst	Kalk-Feinsandstein
Dunham'69	Karbonatklassifizierung nach Dunham (1969)
M	<i>'mudstone'</i>
W	<i>'wackestone'</i>
P	<i>'pacstone'</i>
G	<i>'grainstone'</i>
R	<i>'rudstone'</i>
B	<i>'boundstone'</i>
mes-Exk	mesozoische Extraklasten
micr-Exk	Microcodium Extraklasten
bioclast	Bioclasten
Oo	Ooide
Intkl	Intraklasten
Qz	Quarz
Glauc	Glaucorit
Py	Pyrit
LH	Lösungs-Hohlräume
Rhizosp	Wurzelspuren
Rhizol	Wurzelkonkretionen
Chara	Characeen
Foram	Foraminiferen
Gast	Gastropoden
Oss	Ostracoden

Tabelle 8.5: Abkürzungen, welche in den Tabellen 8.1-8.4 Verwendung fanden.

<i>Enoplothalamus alsaticus</i>					
Bez.	Niveau	L-W	Tapho	Erhalt.	Aufbw.
En-01	bk	4,8	n	xxx	NHMB
En-02	bk	5,2	n	0	NHMB
En-03	bk	5,7	n	0	NHMB
En-04	bk	4,4	n	xxxx, Abb.5.26	NHMB
En-05	bk	4,8	n	x	NHMB
En-06	bk	4,9	n	x	NHMB
En-07	bk	5,2	n	xx	NHMB
En-08	bk	3,7	n	x	NHMB
En-09	bk	5,7	n	x	NHMB
En-10	bk	-	roll	0	NHMB
En-11	bk	-	roll	0	NHMB
En-12	bk	-	roll	0	NHMB
En-13	bk	-	roll	x	Berlin
En-14	bk	-	roll	xx, Abb.5.26	NHMB
En-15	bk	-	roll	0	NHMB
En-16	bk	-	roll	x	NHMB
En-17	bk	-	dis1	0	NHMB
En-18	bk	-	-	0	NHMB
En-19	bk	-	dis1	0	NHMB
En-20	bk	-	dis1	0	NHMB
En-21	bk	-	n	xx	NHMB
En-22	bk	-	dis1	0	NHMB
En-23	bk	-	dis1	0	NHMB
En-24	bk	-	dis2	-	NHMB
En-25	bk	-	dis3	-	NHMB
En-26	bk	-	dis2	-	NHMB
En-27	bk	-	dis3	-	NHMB
En-28	bk	3,6	n	-	NHMB
En-29	bk	-	dis1	-	NHMB
En-30	bk	-	dis3	-	NHMB
En-31	bk	-	dis1	-	NHMB
En-32	bk	-	dis1	-	NHMB
En-33	bk	-	n	-	NHMB
En-34	bk	-	n	-	NHMB
En-35	bk	-	n	-	NHMB
En-36	bk	3,8	n	-	NHMB
En-37	bk	-	dis1	-	NHMB
En-38	bk	-	dis1	-	NHMB
En-39	bk	-	-	-	NHMB
En-40	bk	-	dis	-	NHMB
En-41	bk	-	-	xxx	GPI
En-ASto	bk	-	dis,roll	xxx, Abb.5.26	priv
En-JBr	bk	3,1	n	xxx	priv

Tabelle 8.6: Liste der Ameisenfunde aus der *Versteinerungsreichen Zone* /Altkirch. Abkürzungen: L-W Länge der Wirbelsäule

Ameisen				
Bez.	Niv.	Erhalt.	Det.	Aufbw.
Am-01	bb	xx, F	Fom., ♀	NHMB
Am-02	bi	x, kxx	Fom., ♀	NHMB
Am-03	bc	x, A+, K0, Bxx	Fom., Dol., ♂?	NHMB
Am-04	bk	x	Form?, ♂	GPI
Am-05	bi	x	Fom., Dol., ♂	NHMB
Am-06	bk		Form., ♂?	NHMB
Am-07	bi	0	Form., ♂?	NHMB
Am-08	bi	x, Axx	Fom., Dol., ♂	NHMB
Am-09	b	0, Kx	Form., ♂	NHMB
Am-10	bi	0	Fom., ♀?	NHMB
Am-11	b		??	NHMB
Am-12	bi		Form., ♂?	NHMB
Am-13	bi	0, Kxx	Fom., Dol?, ♀?	NHMB
Am-14	bk		??	NHMB
Am-15	b		Fom., ♀?	NHMB
Am-16	bs		Form., ♂	NHMB
Am-17	bk	0	??, ♀?	NHMB
Am-18	bi	0	??, ♀	NHMB
Am-19	bi	0, Fxx	??	NHMB

Tabelle 8.7: Liste der Ameisenfunde aus der *Versteinerungsreichen Zone* /Altkirch. Abkürzungen wie Tab. 8.6; Det. Determinationen von *Prof. Dr. C. Baroni-Urbani*: Form. Foraminicinae, Dol. Dolichoderinae, ♀ Königin, ♀ Arbeiterin, ♂ männliches Geschlechtstier.

Hymenoptera				
Bez.	Niv	Erhalt.	Det	
Hb-01	bi	xx	Athalia sp.	
Hb-02	bi	xxx	Athalia sp.	
Hy-02	bt	x		
Hy-03	bs	x		
Hy-04	bs			
Hy-05	bs			
Hy-06	bt			
Hy-07	bi		Brackvespe ?	
Hy-08	bi	x	Brackvespe ?	
Hy-09	bt			
Hy-10	bi		Vespe ?	
Hy-11	bi	x	Brackvespe ?	
Hy-12	bc			

Tabelle 8.8: Liste übrigen Hymenopterafunden aus der *Versteinerungsreichen Zone*

Gruppe	Niv.	Gruppe	Niv.
Wanzen		Schnaken	
Wz-01	bt	Ti-01	bi
Wz-02	bk	Ne-01	bj
Wz-03	bi		
Wz-04	bi	Trichoptera	imagos
Wz-05	bi	kf-01	bi
		kf-02	bi
Flügel		kf-03	bi
Fl-01	bi	kf-04	bt
Fl-02	bt	kf-05	bi
Fl-03	bi	kf-06	bi
Fl-04	bi	kf-07	bi
		kf-08	bi
		kf-09	bi
Fliegen		kf-10	bi
Di-01	?	kf-11	bb
Di-02	?	kf-12	bi
Di-03	?		
Di-04	bi	Trichoptera	Köcher
Di-05	bm,top	KK-01	bi
Di-06	bk	KK-02	bi
Di-07	bk	KK-03	bi
Di-08	bk	KK-04	bi
Di-09	bk	KK-05	bi
Di-10	bt	KK-palök	bi
Di-11	bk		
Di-12	bk	Trichoptera	Larven
		kL-01	bi
Kleinfliegen		kL-02	bi
Dm-01	bi	kL-03	bi
Dm-02	bi		
		Trichoptera	Puppen
Lepidoptera		kp-01	bi
Lp-01	bk	kp-02	bi
Zykaden		Käfer	
cy-01	bt	Co-01	bi
cy-02	bt	Co-02	bt
		Co-03	bs
Libellen		Co-04	bb
Od-01	bk		
Scharben	sc		
sc-01	bt		

Tabelle 8.9: Liste der Insektenfunde aus der *Versteinerungsreichen Zone* (Nematocera und Hymenoptera ausgenommen), mit Angabe der Fundschicht

Mineral:	mixed layer			Smektitite			Illit			Kaolinit			
	Probe:	Area	FWHMI	FWHMr	Area	FWHMI	FWHMr	Area	FWHMI	FWHMr	Area	FWHMI	FWHMr
	[001]		[001]	[001]	[001]	[001]	[001]	[001]	[001]	[001]	[001]	[001]	[001]
SHI-01gly	2734	0.843	1.667	3612	2.061	1.719	1750	1.719	1750	0.376	0.750	1357	0.1860
SHI-02gly	506	0.329	0.679	2411	1.143	1.673	1583	1.673	1583	0.340	0.641	1512	0.2030
SHI-03gly	0	0	0.000	2364	1.706	1.792	1202	1.792	1202	0.414	0.616	1211	0.2150
SHI-04gly	3832	1.062	1.302	1648	1.321	1.704	1286	1.704	1286	0.318	0.535	1050	0.1630
SHI-05gly	2155	0.806	1.510	2026	1.749	1.573	1168	1.573	1168	0.376	0.676	1022	0.2070
SHI-06gly	3374	0.842	1.220	2457	1.676	1.938	1381	1.938	1381	0.212	0.414	1455	0.1640
SHI-07gly	719	0.538	1.475	1871	1.300	1.652	1161	1.652	1161	0.290	0.519	1225	0.1500
SHI-08gly	508	0.537	2.059	1514	1.554	1.545	825	1.545	825	0.332	0.584	1063	0.1910
SHI-09gly	0	0	0.000	734	1.444	1.233	836	1.233	836	0.515	0.745	1009	0.2690
SHI-10gly	1583	0.819	1.736	1731	1.166	1.965	1227	1.965	1227	0.225	0.413	1760	0.1480
SHI-11gly	2558	1.435	1.034	1577	1.571	1.408	597	1.408	597	0.253	0.774	708	0.1920
SHI-12gly	926	1.003	1.484	515	1.631	0.249	1325	0.249	1325	1.288	0.782	849	0.2490
SHI-13gly	3420	0.774	1.500	2025	1.404	1.127	827	1.127	827	0.500	0.829	2480	0.2530
SHI-14gly	1279	0.507	1.520	1046	1.424	0.967	1547	0.967	1547	1.035	0.856	1555	0.2470
SHI-15gly	0	0	0.000	1390	2.416	1.616	772	1.616	772	0.517	0.682	1752	0.2660
SHI-16gly	2220	0.904	1.851	1436	0.377	0.636	1436	0.636	1436	0.377	0.636	3713	0.2520
SHI-17gly	2248	0.679	1.134	3593	1.864	1.469	1913	1.469	1913	0.448	0.764	1355	0.2500
SHI-18gly	1781	0.858	1.678	1781	0.858	1.678	668	1.678	668	0.389	1.015	373	0.2330
SHI-19gly	2643	0.726	1.293	2578	1.748	1.801	1640	1.801	1640	0.352	0.650	786	0.1830
SHI-20gly	0	0	0.000	1479	1.141	2.378	474	2.378	474	0.380	0.916	238	0.1420

Tabelle 8.10: Resultate der Peakvermessung mit Topas. Area (001) Basisreflexfläche, FWHMI Halbwertsbreite nach links, FWHMI Halbwertsbreite nach rechts. Die Peaks wurden mit einer asymmetrischen Slit-Pearson-Funktion approximiert

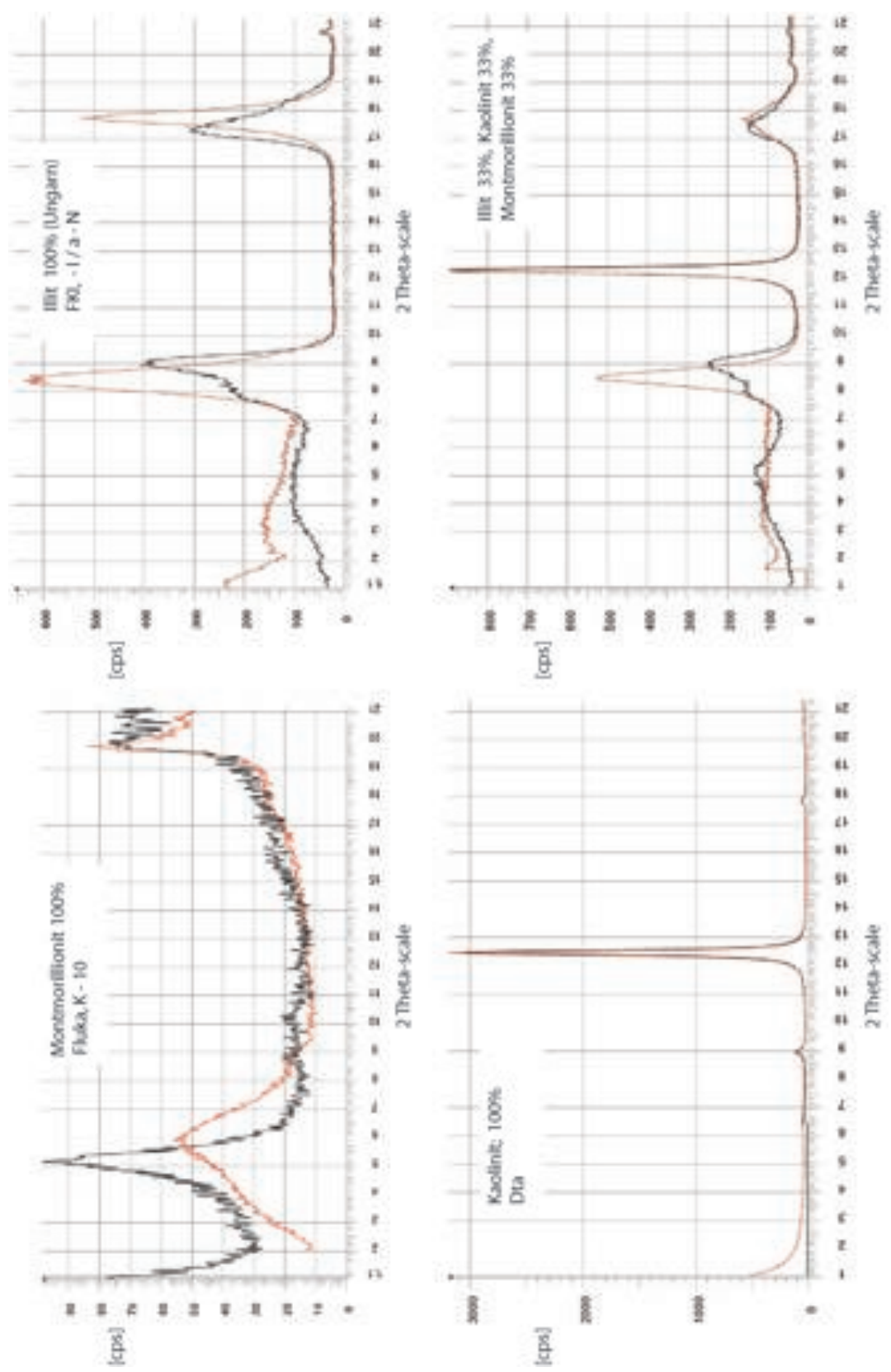


Abbildung 8.2: Diffraktogramme der zur Referenzmessung verwendeten Tonminerale (Reinstandarte) und des Gemischstandart. Rote Messkurve; unbehandelte Messung, schwarze Messkurve; glykolytierte Messung

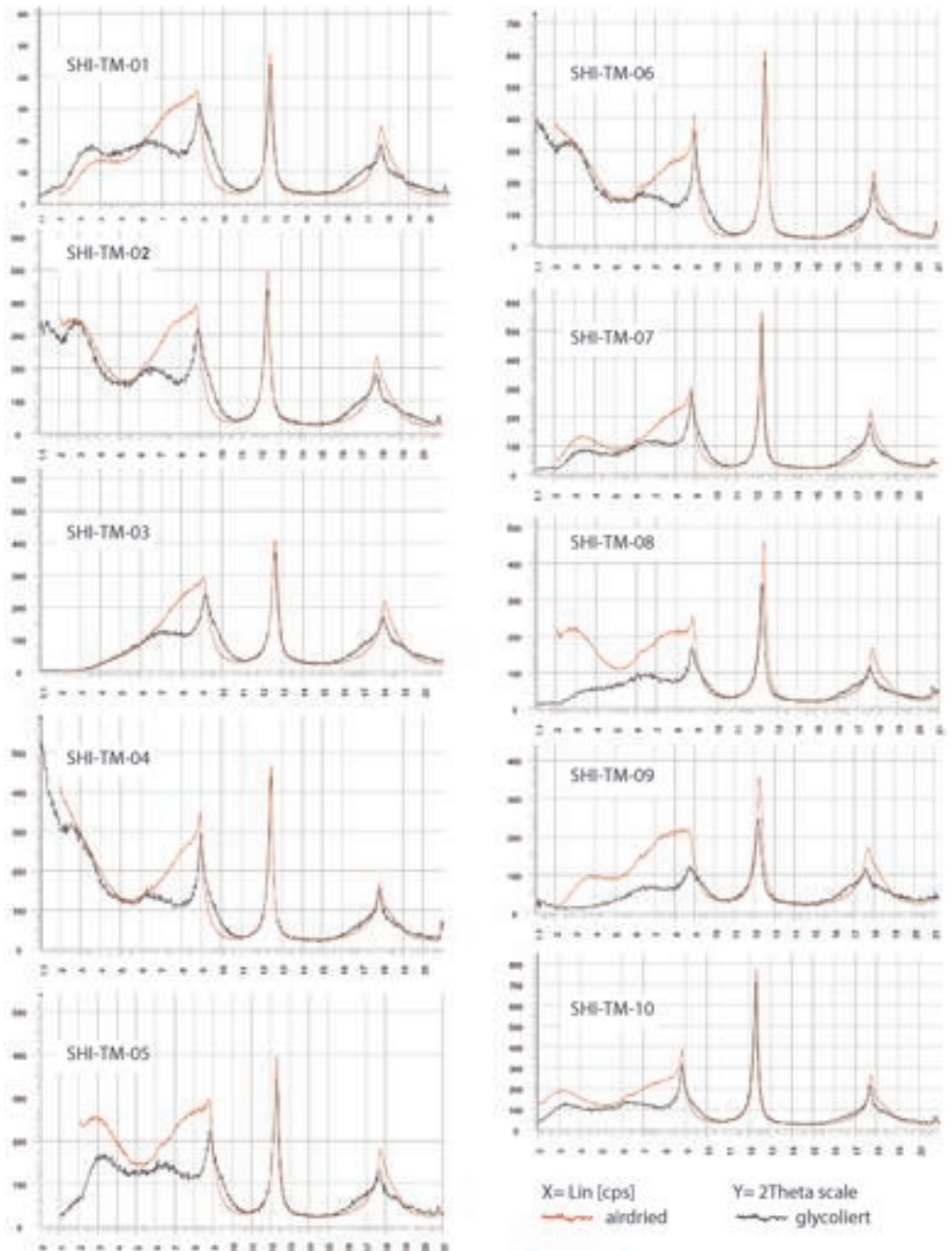


Abbildung 8.3: Diffraktogramme der $<2\mu$ -Fraktion, der Proben aus dem Steinbruch am Rebberg bei Altkirch. Rote Messkurve; unbehandelte Messung, schwarze Messkurve; glykolierte Messung

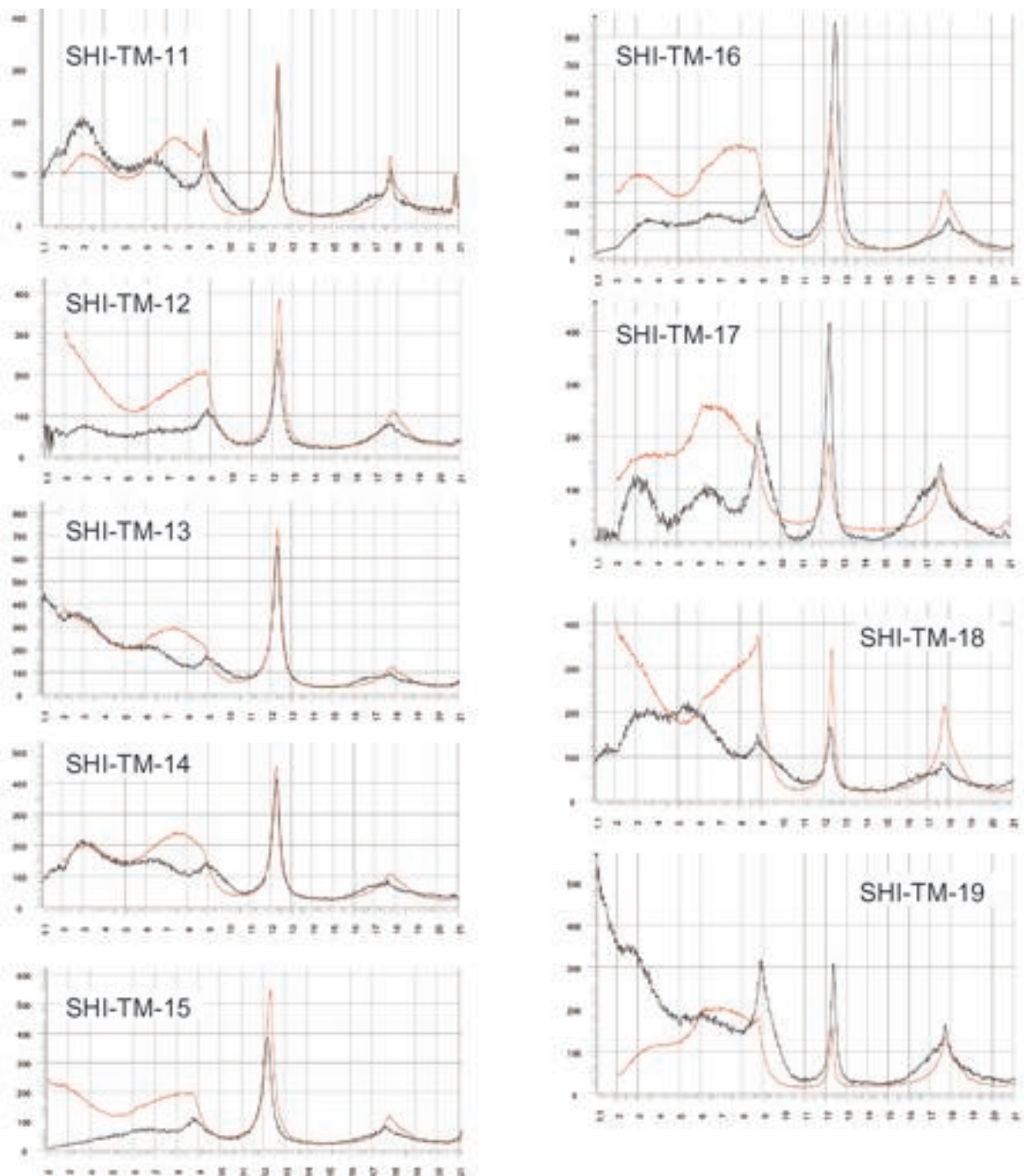


Abbildung 8.4: Diffraktogramme der $<2\mu$ -Fraktion, der Proben aus dem Steinbruch am Rebberg bei Altkirch. Rote Messkurve; unbehandelte Messung, schwarze Messkurve; glykolierte Messung

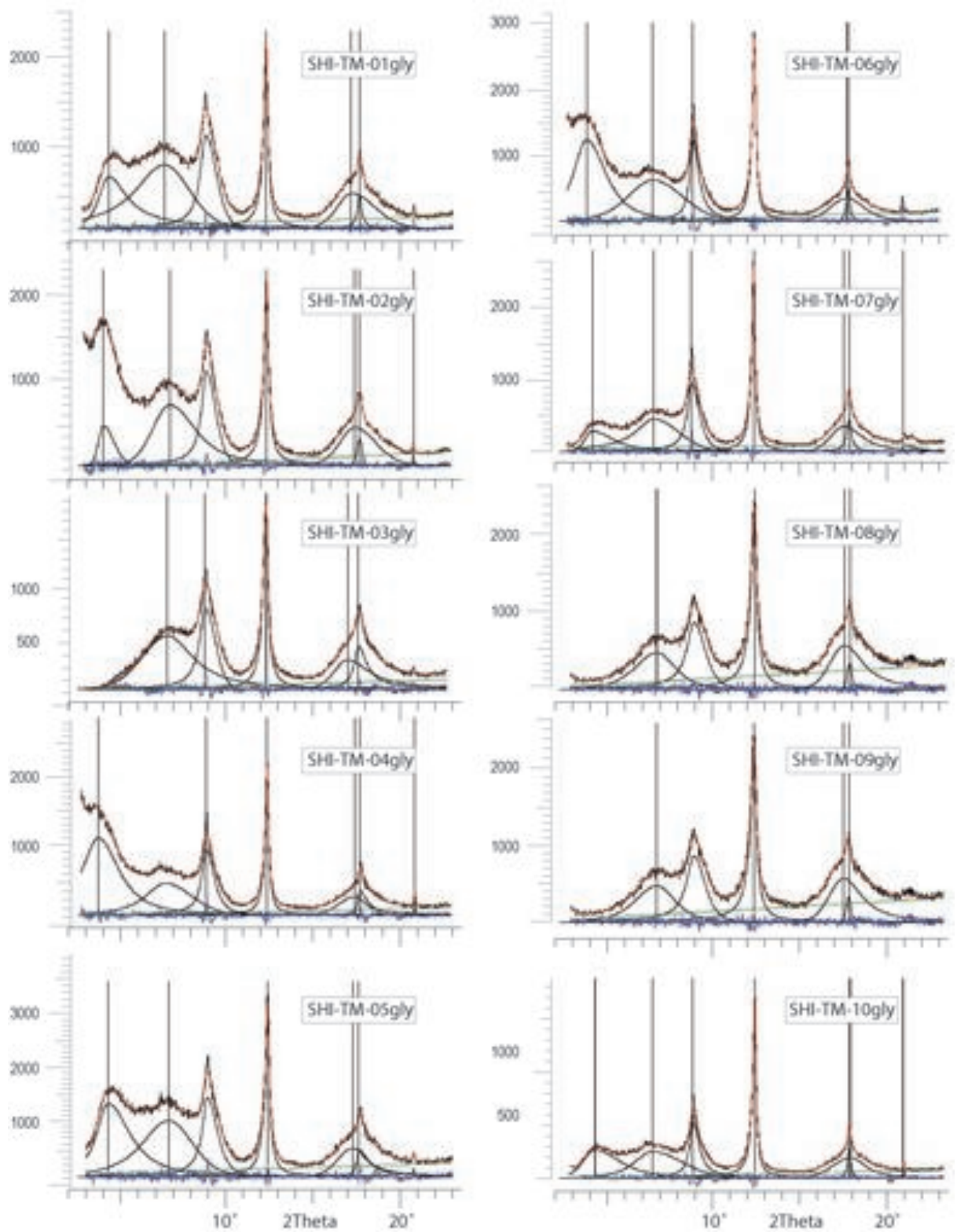


Abbildung 8.5: Diffraktogramme der glykolierten Messreihe deren Peakes mit Topas entflochten wurden. Y-Achse = relative Intensität

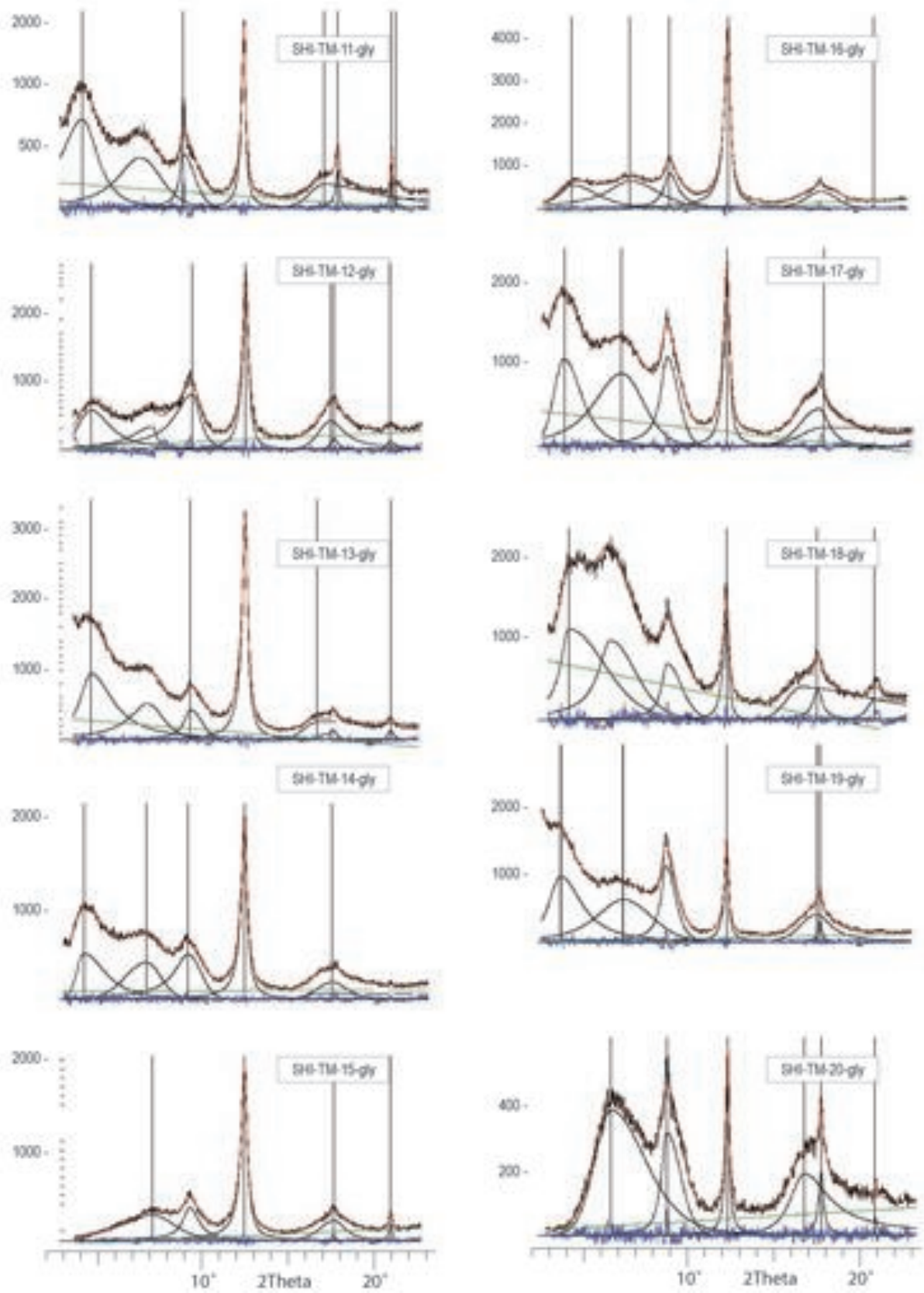


Abbildung 8.6: Diffraktogramme der glykolierten Messreihe deren Peakes mit Topas entflochten wurden. Y-Achse = relative Intensität

Teil II

Geologische Kartierung am Südwestlichen Schwarzwaldrand, zwischen Kandern, Sitzenkirch und der Scheideckhöhe

Kapitel 1

Allgemeines

1.1 Kartiergebiet

Das Diplomkartierungsgebiet umfasst etwa acht Quadratkilometer auf dem südwestlichsten Teil des topographischen Kartenblattes Marlsburg-Marzell (TK 8212) (1 : 25000) und ein schmales, angrenzendes Areal auf Kartenblatt Kandern (TK 8211) (Abbildung 1.1).

Folgende Eckpunkte (R/ H) begrenzen das Kartiergebiet:

NW	(3400,000 / 5289,000)	Lippisbach auf Höhe Länderrich
SW	(3399,000 / 5286,000)	Fussballplatz südlich Kandern
S	(3400,000 / 5285,400)	Heuberg
SO	(3403,000 / 5285,400)	südlich Scheideck
NE	(3403,000 / 5286,000)	Bärengraben
NE	(3401,360 / 5287,000)	Burberg NW-Hang
NE	(3401,360 / 5287,430)	Lüttesten
N	(3401,230 / 5289,000)	Lange Ebenenhütte

Teile des Kartiergebietes wurden schon von Wilser (1912), Schnarrenberger (1915), Zimmerle (1958), Metz & Rein (1958), Stellrecht (1954) und Ernst (1989) aufgenommen.

1.2 Geologischer Überblick

Tektonisch lässt sich das Kartiergebiet in drei Schollen gliedern (Abbildung 1.2): Im Nordosten die *Blauen-Wiesental-Scholle*, die zum Schwarzwald gehört, im Südosten die *Dinkelbergscholle* und im Westen die *Kanderner-Vorbergzone*.

Die *Blauen-Wiesental-Scholle* wird zum Südschwarzwälder Granit- und Gneisskomplex (SGGC) gezählt und besteht in der Blauenregion ausschliesslich aus

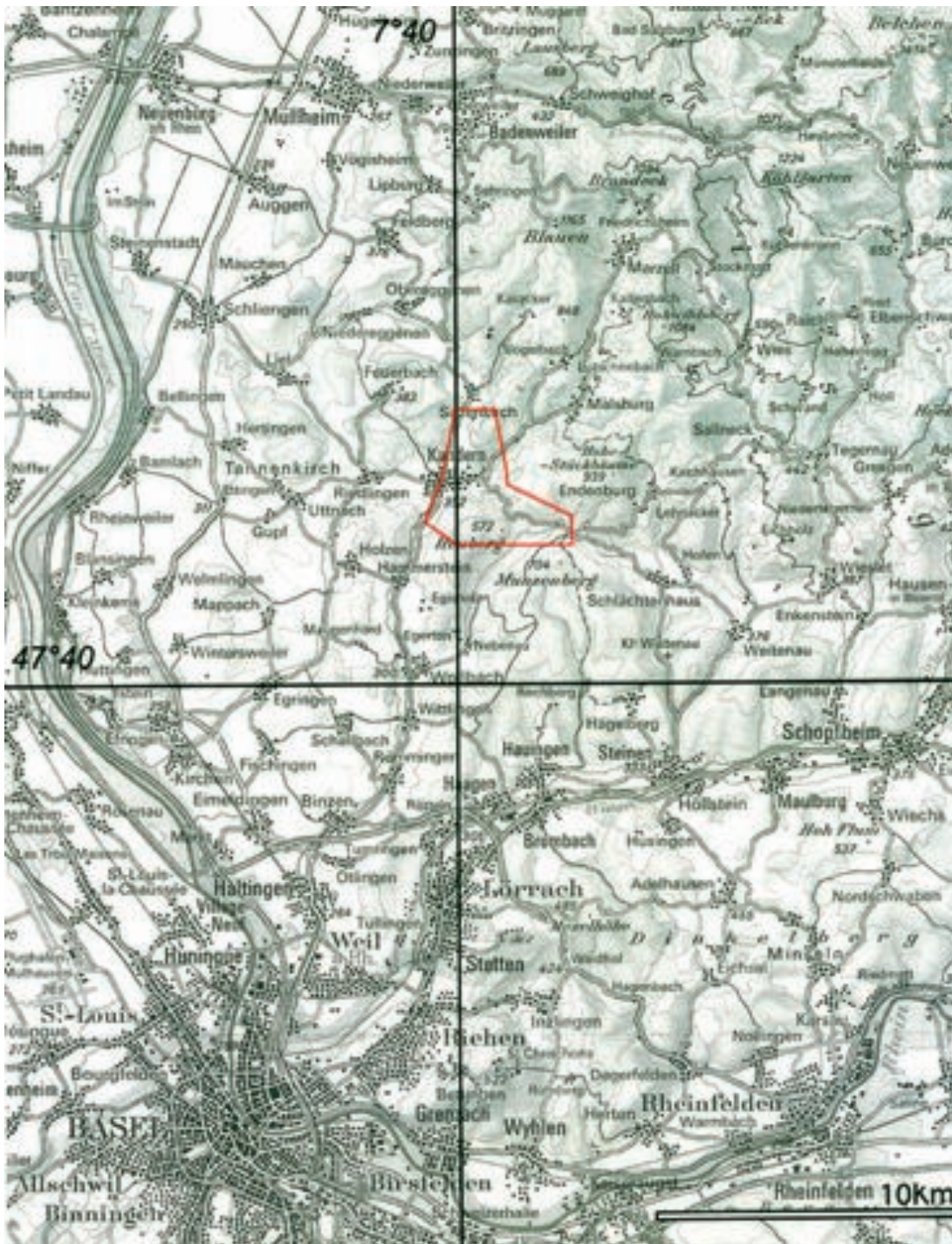


Abbildung 1.1: Lage des Kartiergebietes (rot umrandet)

granitischen Gesteinen des Grundgebirges. Morphologisch zeichnet sich das Gebiet durch steile, meist bewaldete Hänge aus.

Die *Dinkelberg-Scholle* mit dem Gebiet der Weitenauer Vorberge begrenzt den Schwarzwald nach Süden, dort finden sich permische und triassische Sedimentgesteine. Das Gebiet der Weitenauer Vorberge ist durch bewaldete Tafelberge und weite Täler, die hauptsächlich als Weideland genutzt werden, gekennzeichnet. Typisch sind rote Böden (Oberrotliegendes).

Die *Kanderner-Vorbergzone* bildet den Übergang vom Schwarzwald zum Rheingraben. Es finden sich mesozoische und tertiäre Sedimentgesteine, die häufig von einer mächtigen quartären Löss- und Lehmschicht bedeckt sind. Typische Landschaftsmerkmale sind zum Rheingraben hin geneigte, bewaldete Tafelberge und weite, landwirtschaftlich vielfältig genutzte, Täler und Hanglagen.

Zwischen der Vorbergzone im Westen und Schwarzwald und Dinkelbergscholle im Osten verläuft die *Rheintal-Flexur (RF)*, eine grosse reaktivierte Abschiebung, die sich über weite Distanz verfolgen lässt.

In Kandern zweigt die *Kandern-Hausen-Verwerfung (KHV)* von der Rheintal-Flexur Richtung Osten ab; eine weitere grosse reaktivierte Abschiebung. Sie bildet die Trennlinie zwischen Dinkelbergscholle und Schwarzwald.

1.3 Methodik

Aufschlüsse und Verwerfungen wurden mit Hilfe von GPS kartiert, Schichtmessungen wurden mit Hilfe eines Geologenkompasses durchgeführt.

An Orten, wo Aufschlüsse fehlen, wurde aufgrund des geologischen Kontextes, der Geländemorphologie (u.a. Hangversteilungen) und der Oberflächenbeschaffenheit (u.a. herauswitternde Steine, Bodennässe, Bewuchs) auf die darunterliegende Lithologie und den Verlauf von Verwerfungen geschlossen.

Angaben zur regionalen Geologie und Stratigraphie wurden der Literatur entnommen, ebenso wurden vorliegende ältere Kartierungen berücksichtigt.

Aus den Daten wurde schliesslich eine geologische Karte und eine interpretierte, abgedeckte geologische Karte erstellt. Des weiteren wurden Profilschnitte durch das Kartiergebiet und durch die angrenzenden Areale konstruiert.

Als Kartenhintergrund dienen Ausschnitte der topographischen Kartenblätter Kandern (TK 8211) und Marlsburg-Marzell (TK 8212), die unterschiedliche Höhenlinienäquidistanzen aufweisen, und deren Weg- und Siedlungsverzeichnisse veraltet sind.

Alle Koordinaten beziehen sich auf das Gauss-Krüger-Koordinatensystem mit Datum Potsdam.

Im Text wurden folgende Abkürzungen verwendet:

LGRB	Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg
GKB	Geologisches Kartenblatt
TK	Topographische Landeskarte von Baden-Württemberg
R:	Rechtswert:
H:	Hochwert:
(Afs. 3)	Aufschluss Nr. 3 (in Anhang 6.X Referenztabelle)
RF	Rheintal-Flexur
RL	Rheinisches Linearment
KHV	Kandern-Hausen-Verwerfung

Es folgt eine Erläuterung sämtlicher auf der Karte verzeichneter Kartiereinheiten und Übersignaturen und einiger Aufschlüsse.

Unter dem Unterpunkt „*Gliederung:*“, wurden Schichten und weitere Kartiereinheiten des LGRB aufgeführt, in die sich die, in dieser Arbeit kartierten, Kartiereinheiten noch weiter untergliedern lassen. Die dort angegebenen Stichwortangaben entstammen der Literatur und eigenen Beobachtungen. Abweichungen von den Kartiereinheiten des LGRB wurden vermerkt.

Die Angaben über Schichtmächtigkeiten in der Trias wurden vom geologischen Kartenblatt Schopfheim entnommen, die Mächtigkeiten der Juraschichten vom Kartenblatt Kandern, weil dort jeweils die kompletten Datensätze vorliegen.

Die Mächtigkeitsangaben der Tertiärschichten am Heuberg basieren auf eigenen Feldbeobachtungen.

1.4 Grundgebirge

Das Grundgebirge der Blauen-Wiesental-Scholle besteht vorwiegend aus granitischen Intrusiva und Effusiva, die während der variszischen Gebirgsbildung im Karbon entstanden.

Tektonisierungen: In der Nähe der Rheintal-Flexur und der Kandern-Hausen-Verwerfung sind die Granite durch die Sprödttektonik häufig stark kataklastisch zerbrochen. An der Strasse von Kandern nach Schlächtenhaus (Afs. 40) lässt sich dies besonders gut beobachten.

Vergrusungen: In der Nähe der Rheintal-Flexur und der Kandern-Hausen-Verwerfung sind die Granite in der Regel vergrust und zeigen rote Verwitterungsfarben. Die Vergrusungen werden als Relikte einer tiefgreifenden Verwitterung in einem heissen Klima interpretiert. Unklar ist, ob es sich hierbei um Relikte einer permischen oder einer neogenen Landoberfläche handelt, oder um beides. Das Auftreten von Granitfanglomeraten im Oberrotliegenden der Weitenauer Vorberge (siehe 2.2.1) und die dem Oberrotliegenden gleichenden roten Verwitterungsfarben sprechen für ein permisches Alter der Vergrusung.

Hingegen sprechen eine Anzahl anderer Beobachtungen für ein neogenes Alter der Vergrusungen. Die Granitgerölle der Heubergschotter beweisen, dass ein Teil des Grundgebirges der Blauen- Wiesentalscholle im Neogen freilag und unter dem damaligen feucht warmen Klima vergruste (siehe 2.5.4). Zimmerle (1958) erwähnt ein Weisserdevorkommen am Hohen Wildsberg (R: 3405537 / H: 5291205). Nahe der Kandern-Hausen-Verwerfung finden sich vereinzelt tonig vergruste Bereiche



Abbildung 1.2: Regionaler, geologischer Überblick mit Lage des Kartiergebietes (blau umrandet); BLZ Badenweiler-Lenzkirch Zone.

im Granit, die auf Klüfte konzentriert, in den vergrusten und tektonisierten Gesteinspartien auftreten.

Das gehäufte Auftreten der Vergrusungen in den tektonisierten Bereichen nahe der Kandern-Hausen-Verwerfung und der Rheintal-Flexur lässt die Frage zu, inwieweit tektonische Prozesse und damit verbundene hydrothermale Vorgänge für die Vergrusungen verantwortlich sind.

Verkieselungen entlang der Rheintal-Flexur: (Übersignatur)

Auf dem Höhenrücken des Eichbucks finden sich parallel zur Rheintal-Flexur verlaufende, silifizierte, granitische Störungsbrekzien, die selten Muschelkalktrümmer führen. Ebenso finden sich zentimeterdicke, hydrothermal entstandene Quarzadern. Aufgrund der Verwitterungsresistenz gegenüber den tektonisierten und vergrusten Gesteinen daneben sind sie wie eine Mauer stehengeblieben und bilden ein eindrückliches Naturdenkmal (Afs. 41).

1.4.1 Schlächtenhaus-Granit

Vorkommen: Im Liegenden der Kandern-Hausen-Verwerfung in einem Streifen der Richtung Kandern immer schmaler wird und schliesslich am Eichbuck auskeilt.

Beschreibung: Synkinematisch deformierter Zweiglimmergranit, der metamorph überprägt ist. Die Farbe ist im frischen Anschlag grau, verwittert ist sie rötlich. Nach Zimmerle (1958) fällt das Planargefüge des Schlächtenhaus-Granites in der Regel leicht nach WNW ein, entlang der Kandern Hausenstörung biegt es jedoch um und fällt dann steil gegen NNW. Zimmerle (1958) schliesst deshalb auf eine Anlage dieser Struktur bereits während der variszischen Gebirgsbildung. Der Schlächtenhaus-Granit gleicht vom Planargefüge und Chemismus dem Klembach-Granit im Norden der Blauen-Wiesental-Scholle (Zimmerle, 1958).

1.4.2 Marlsburg-Granit

Vorkommen: Im Liegenden der Rheintal-Flexur nördlich vom Schlächtenhaus-Granit

Beschreibung: Mittel- bis grobkörniger Biotitgranit mit relativ wenig Biotit. Es treten porphyrische Kalifeldspatkristalle von wenigen Zentimetern Länge auf. Die Farbe variiert im frischen Anschlag zwischen graublau und hellrosa, in angewittertem Zustand herrschen rötliche Farbtöne vor.

1.5 Perm

Im ausgehenden Perm wurden die kontinentalen Sedimente des Oberrotliegenden unter aridem Klima in regionalen Becken abgelagert.

1.5.1 Oberrotliegendes

Vorkommen / Allgemeines: Das Oberrotliegende findet sich im Hangenden der Kandern-Hausen-Verwerfung. Dort bildet es aufgrund der guten Erodierbarkeit sanfte Geländeoberflächen. Charakteristisch sind die ziegelroten Böden. Von der Scheideckhöhe her kommend lässt es sich in einem immer schmaler werdenden Streifen Richtung Kandern bis in den oberen Lichsenbach (Afs. 37) verfolgen. Gute Aufschlussverhältnisse finden sich in der Nähe des Roten Rains (Afs. 38, 39), dessen Name von der Farbe des dort aufgeschlossenen Oberrotliegenden herührt.

Nördlich von Kandern entlang der Rheintal-Flexur findet sich kein Rotliegendes. Es stellt sich somit die Frage, ob es dort überhaupt abgelagert bzw. erodiert wurde, oder ob es nur nicht aufgeschlossen ist. Die Tatsache, dass der Untere Buntsandstein mit geringerer Mächtigkeit (ca. 40 m) dort an vielen Orten aufgeschlossen ist (geologische Karte Südwestschwarzwald 1:10000), deutet auf ein Fehlen, oder in ihrer Mächtigkeit stark reduzierte Restvorkommen, hin.

Gliederung: (von alt nach jung)

Tonig gebundene Arkosen und Fanglomerate; rotbraune bis violette, grosse, kantige Gerölle (Granit) in tonig sandiger Matrix.

Schluff- und Feinsandsteinschichten; rote, massige, tonig-merglige, glimmerhaltige Silt- und Feinsandsteine, mit runden graugrünen Flecken (Reduktionshöfe). Zerfallen im Handstück in kantige Brocken.

Arkoseschichten; Mittel- bis grobkörnige Arkosen und Sandsteine, meist wenig verfestigt, dunkelrot, bankig geschichtet, geröllführend.

Die im Kartiergebiet angetroffenen Einheiten lassen sich vorwiegend in den Schluff- und Feinsandsteinschichten einordnen. Aufgrund der chaotischen Lagerung im Bereich des Tripelpunktes von Kandern-Hausen-Verwerfung und Rheintal-Flexur lässt sich nicht mit letzter Sicherheit klären, zu welcher Einheit die gefundenen Fanglomerate gehören. Fanglomerate in der typischen groben Fazies der „Tonig gebundenen Arkosen und Fanglomerate“ wurden nicht gefunden. Die Tatsache, dass am Munzenberg und am Juchskopf die obersten Bereiche des Oberrotliegenden durch Buntsandsteinschutt verschüttet sind, erschwert die Untergliederung zusätzlich. Andererseits stellt sich die Frage, ob am äussersten Nordwestrand des Vorkommens alle Schichten abgelagert wurden und ob sie in derselben Fazies vorliegen wie in anderen Teilen der Weitenauer Vorberge, insbesondere, da Fanglomerate in der Regel räumlich begrenzte, fächerartige Geometrien bilden.

Um Fehlinterpretationen zu vermeiden, wurde nur eine Einheit kartiert und die im Gelände anstehenden Fanglomerate wurden mit einer Übersignatur gekennzeichnet.

Beschreibung: Pelite; ziegelrote, homogene, siltig bis feinsandige, glimmerhaltige Mergel. Im Handstück finden sich häufig runde helltürkise, durch Reduktion gefärbte Bereiche von ca. 0.5-10 cm Durchmesser, und kleine Hohlräume mit fleckigen, schwarzen Mangankrusten von wenigen Millimetern Durchmesser. In angewittertem Zustand zerbröckeln sie in kantige Brocken.

Fanglomerate; westlich unterhalb des Roten Rains (Afs. 38) stehen dickbankige Fanglomerate an. Rotbraun bis violette, schlecht sortierte, fanglomeratische Arkosen enthalten kantengerundeten Granitschutt mit Kantenlängen bis zu 5cm.

Oberhalb des Roten Rains (Afs. 39) treten Schichten von fanglomeratischen Peliten auf. Es handelt sich dabei um dünnbankige Wechsellagerungen von sandigen Peliten mit unterschiedlichem Grobsandgehalt. Dort wurden Trockenrisstrukturen und Tonklasten gefunden.

Der Übergang zum Buntsandstein ist häufig durch eine Geländevertiefung gekennzeichnet. Häufig kommt es dort zur Bodenvernässung.

Gesamtmächtigkeit: Nach LGRB bis zu 240 m(?). Am Roten Rain sind mindestens 100 m Oberrotliegendes aufgeschlossen (Isohypsenkonstruktion, oberes Wollbachtal).

1.6 Trias

Das Mesozoikum der Kanderner Vorbergzone ist in Ernst (1989) ausführlich beschrieben. Da kaum Aufschlüsse oder Profile für einen grösseren stratigraphischen Bereich existieren, werden die Lithologien nur kurz beschrieben.

Die Germanische Trias gliedert sich in den kontinental abgelagerten Buntsandstein, den im zeitweise hypersalinen Randmeer gebildeten Muschelkalk und die randmarinen bis deltaischen Ablagerungen des Keupers. Im Kartiergebiet finden sich alle drei Einheiten entlang der Rheintal-Flexur.

1.6.1 Buntsandstein

Vorkommen: Der Buntsandstein kommt im Kartiergebiet als Bedeckung des Juchskopf und in kleineren Bruchschollen entlang der Rheintal-Flexur vor. Die Aufschlussverhältnisse sind schlecht; kleinere Aufschlüsse finden sich am Juchskopf (Afs. 33), im Lichenbach (Afs. 34), am Sauweg (Afs. 35) und oberhalb des Wasserlehofes (Afs. 36).

Gliederung / Beschreibung: Im Gebiet der Weitenauer Vorberge findet sich lediglich der Obere- und der Mittlere Buntsandstein. Der untere Buntsandstein im Sinne von Eck (1884) fehlt.

Unterer Buntsandstein; hellrote, teils glimmerhaltige, gut sortierte und gerundete, mittelkörnige Sandsteine. Man beobachtet eine deutliche Bankung im Dezimeterbereich mit tonigen Schichtfugen. Oft lassen sich in den Bänken Schrägschichtungen erkennen. Es treten Lagen von extraformationellen Parakonglomeraten auf; diese Schichten sind in der Regel stark silifiziert. Bei den Geröllen handelt es sich in der Regel um Quarzkiesel, die selten Windkanterchliff zeigen; es finden sich auch Karneole.

Oberer Buntsandstein; dunkelrote, zum Teil mergelige Pelite mit Sandsteinlagen. Darunter hellrote, glimmerreiche, dünnbankige, gut sortierte Feinsandsteine und verkieselte Mittelsandsteine.

Im Gegensatz zum Oberrotliegenden verwittert der Buntsandstein gut und bildet einen sandigen Lehmboden mit graubrauner Farbe.

Gesamtmächtigkeit: ca.60 m

1.6.2 Muschelkalk

Vorkommen: Entlang der Rheintal-Flexur tritt an einigen Stellen der Muschelkalk in Form von kleinen Bruchschollen zutage. Aufschlüsse finden sich oberhalb des Wässerlehofes (Afs. 28), am Eichbuck (Afs. 29), am Lichsen (Afs. 30), am Fasanengartenweg (Afs. 31) und am Eisengraben (Afs. 32). Spektakulär sind die kleinen Aufschlüsse am Eichbuck; hier ist der Muschelkalk völlig brekziiert und gegen den Granit versetzt. In der Störungsbrekzie finden sich rötliche Muschelkalktrümmer. Der Lichsen wird aus einer Muschelkalkbruchscholle aufgebaut. In der Wand lassen sich Verwerfungsflächen (060/ 85) erkennen. Das Gestein ist stark tektonisiert und ausgelaugt, die Schichtung lässt sich gerade noch erkennen. Im Aufschluss Fasanengartenweg findet sich eine Störungsbrekzie, in der durch Lösung Trochiten angereichert worden sind.

Gliederung:

Unterer Muschelkalk; graue Mergel mit Einschaltungen von dünnen Kalk- und Dolomitbänken.

Mittlerer Muschelkalk; beige bis gelbliche, dünnbankige Dolomite und dolomitische Mergel, Zellendolomite und Evaporite (an der Oberfläche ausgelaugt).

Oberer Muschelkalk; im Top der gelbliche Trigonodusdolomit, darunter graue, überwiegend dünnbankige, zum Teil fossilreiche Kalke mit manchmal dolomitischen Mergellagen.

Beschreibung: Bräunlich- bis bläulichgrauer, meist mikritischer, zum Teil dolo-

mitisierter, gut gebankter Kalk. Typisch sind auch ockergelbe, sehr unregelmäßige pelitische Schichtflächen, Mergelfugen und bioturbate Lagen, sowie Schilllagen.

Gesamtmächtigkeit: 125-210 m, ausgelaugt: 80-120 m.

1.6.3 Keuper

Vorkommen: Der Keuper findet sich im Kartiergebiet als ein durchgängiges Band entlang der Rheintal-Flexur und bildet dort zumeist eine morphologische Senke. Aufschlüsse von Bunten Steinmergeln finden sich entlang des Eichbuckweges, sowie in dem unterhalb verlaufenden Bach (Afs. 23), im unteren Teil des Lichsenbaches (Afs. 24), sowie im Lochgraben. Beim Hausbau am Lochgrabenweg (Afs. 25) waren sie ebenfalls aufgeschlossen. Unterhalb des Lichsen (Lochgraben) wurde früher Gips des Gipskeupers abgebaut.

Gliederung:

Unterkeuper; Dolomite und sandige Pelite des Lettenkeupers.

Mittelkeuper; Tone und Bunte Mergel mit Dolomitlagen des Steinmergelkeupers (aufgeschlossen).

Sandsteine mit Mergel und Dolomitlagen des Schilfsandsteins (nicht aufgeschlossen).

Oberkeuper; Tone und Sandsteine des Rät (nicht aufgeschlossen).

Beschreibung: Steinmergelkeuper; bunte, massige Mergel; im angewitterten Zustand zerfallen sie in kantige Brocken. Die Farben variieren von grüngrau bis grau und von hellrot bis violett. Die Mergel werden von einigen dünnen, bis 15 cm mächtigen, erbsengelben Dolomitbänken durchzogen.

Gesamtmächtigkeit: 100-170 m, ausgelaugt: 80-90 m.

1.7 Jura

Die Sedimente des Juras wurden in einem flachen Epikontinentalmeer abgelagert. Die im Kartiergebiet vorkommenden Lithologien sind in der Regel weiträumig verbreitet und finden sich über die Region hinaus. Es treten jedoch regionale Fazieswechsel sowie Änderungen in den Schichtmächtigkeiten auf, welche zum Teil mit synsedimentärer Tektonik in Verbindung gebracht werden. Im Anhang (6.1, 6.2) befinden sich zwei von Ernst (1989) erstellte Profile für Lias und Dogger in der Kanderner Vorbergzone. Da, abgesehen von der Tongrube Kandern, keine Profile über einen längeren stratigraphischen Bereich existieren, werden die Lithologien nur kurz beschrieben.

1.7.1 Unterjura, früher „Lias“

Vorkommen / Beschreibung:

Aufgrund des Vorherrschens von Ton- und Mergelabfolgen finden sich im Kartiergebiet kaum Aufschlüsse, weshalb der Lias ungegliedert kartiert wurde. Einige Meter vor dem Einmünden des Lichsenbaches in die Kander im Ostteil von Kändern stehen am Ufer steil nach Nordwest einfallende, schiefrige, organisch reiche Tonsteine (Afs. 20) an. Ein Fund von *Dactylioceras sp.* bestätigte, dass es sich hierbei um *Posidonienschiefer* handelt. Von dort zieht eine morphologische Geländerippe entlang des Fasanengartenweges den Berg hinauf bis zum Waldrand. Dort wittern in der Sohle eines alten, zugewachsenen Hohlweges große Blöcke von Arietenkalk heraus (Afs. 21). In der Mulde zwischen Heissbühl und Eichbuck wurden im Bach und am Hang des Eichbucks Lesesteine von *Arietenkalk* und *Davoeibank* gefunden (Afs. 22).

Gliederung:

Psilotenton bis Cymbium-Bank; dunkle, komponentenreiche Kalksteine, Mergel und Tonsteine.

Davoeibank bis Jurensismergel; überwiegend mergelige Tonsteine und untergeordnet geringmächtige Kalke.

Gesamtmächtigkeit: ca. 80 m

1.7.2 Opalinuston

Vorkommen: Der Opalinuston ist im Kartiergebiet kaum aufgeschlossen. Seine Lage lässt sich nur aus der Geländemorphologie und aus dem geologischen Kontext heraus ableiten. Lediglich in einer Doline am Eichbuck (Afs. 18), und im Bach zwischen Mohrensattel und Wässerlehof (Afs. 19) wurden glimmerhaltige Tone gefunden, bei denen es sich aufgrund des Aussehens und der Lage um Opalinuston handeln dürfte.

Beschreibung: Dunkelgraue, zum Teil sandige, glimmerhaltige Tone; enthalten hin und wieder Pyritkonkretionen und selten Fossilien.

Gesamtmächtigkeit: ca. 80 m

1.7.3 Humphresi-Oolith bis Murchisonae-Oolith

(Eigene Kartiereinheit)

Die drei Einheiten wurden nach dem nordwestschweizer Vorbild der Passwang-

„Alloformation“ (Burkhalter, 1996) als eigene Kartiereinheit zusammengefasst, da sich die einzelnen Lithologien stark ähneln, und aufgrund schlechter Aufschlussverhältnisse, die eine genaue Abgrenzung im Gelände praktisch verunmöglichen.

Vorkommen: Im Kartiergebiet finden sich Aufschlüsse der Schichten am Westhang des Länderrichs (Afs. 15), am Mohrensattelweg unterhalb des Mohrensattels (Afs. 16), im Südostteil von Kandern, oberhalb der Johann-August-Sutterstraße, bei der Abzweigung der Wolfsheule (Afs. 17). Die Aufschlüsse liegen zumeist in den oberen Metern, so dass der Humphresi-Oolith immer, der Murchisonae-Oolith in der Regel nicht aufgeschlossen sind. Am südöstlichen Abhang des Heissbühls finden sich häufig Lesesteine, die aus diesen Schichten stammen.

Gliederung:

Murchisonae-Oolith; Kalke, Mergel, Eisen-Oolithe und Sandkalke.

Wedelsandstein und *Demissusbänke*; Wechsellagerungen von Peliten, Mergeln und Kalken.

Humphresi-Oolith und *Blagdenischiten*; braunrote, mergelige Tone und Eisen-Oolithe.

Beschreibung: Humphresi-Oolith; gelbbraune eisen-oolithische, mergelige Kalke im frischen Anschlag graubraun, verwittern ocker bis rotbraun, sehr fossilreich. Es finden sich häufig Austern, Belemiten, Ammoniten.

Gesamtmächtigkeit: ca. 60 m

1.7.4 Hauptrogenstein

Vorkommen: Die Flächen, an denen der Hauptrogenstein an die Oberfläche tritt, sind meistens bewaldet. Aufschlüsse finden sich am Länderrich, am Mohrensattel, an der Johann-August-Sutterstraße in Kandern (Afs. 13) und im Waldstreifen oberhalb der Straße von Kandern in Richtung Sitzenkirch (Afs. 14), kurz hinter dem Ortsende von Kandern.

Gliederung:

Oberer Hauptrogenstein; korallenführender, fossilhaltiger, mergeliger Kalkstein.

Unterer Hauptrogenstein; schillreiche Oolithe, Oolithe, Onkoidbank, Mergel.

Beschreibung:

Unterer Hauptrogenstein; hellgraue, dickbankige, mittelkörnige Oolithe, sparsam zementiert, Fossildetritus, selten Fossilien. In größeren Aufschlüssen lassen sich lentikulare Schrägschichtungskörper (fossile, subaquatische Dünen) beobachten.

ten.

Oberer Hauptrogenstein; gelblicher bis bräunlicher korallenführender, fossilhaltiger, mergeliger Kalkstein. Häufig finden sich Fossilien; Brachiopoden, Echinodermenreste.

Gesamtmächtigkeit: ca. 70 m

1.7.5 Varians-Mergel und Ferrugineus-Oolith

Vorkommen: Ferrugineus-Oolith; unterhalb des Lohweges in Kandern. Im Top des dort aufgeschlossenen Hauptrogensteins.

Varians-Mergel; in der Kanderner Tongrube waren in der Vergangenheit hinter der ehemaligen Feldbahnverladestation (Afs. 12) die Varians-Mergel aufgeschlossen. Zwischen Heissbühl und Mohrensattel, unterhalb des Mohrensattelweges kurz vor dem Waldrand, fanden sich massenhaft Brachiopoden (*Rhynchionella sp.*) im Boden.

Gliederung / Beschreibung:

Ferrugineus-Oolith; gelblich-beige, dünnbankige ooidisch-onkoidische, schillreiche Kalke mit mergeligen Zwischenlagen.

Varians-Mergel; graue Mergel und mergelige Kalke, gelbe Verwitterungsfarbe, fossilreich, massenweise Brachiopoden (*Rhynchionella allemannica*), Bivalven, Echinodermen, selten Ammoniten.

Gesamtmächtigkeit: ca. 20-30 m

1.7.6 Ornatenton

Vorkommen: Entlang der halbgrabenartigen Struktur zwischen Kandern und Sitzenkirch. Die Sedimente des Callovium waren in der verfallenden Tongrube Kandern komplett aufgeschlossen. Auf dem Acker westlich unterhalb des Mohrensattels (Afs. 11) wittert der Anceps-Oolith heraus.

Gliederung / Beschreibung:

Macrocephalen-Oolith; dunkelgrauer, oolithischer Mergel mit knolligen Kalklagen, viel Pyrit und viele Fossilien; Cephalopoden und Mollusken.

Ornatenton; ca. 40 m grauer, leicht glimmerhaltiger Ton im unteren und oberen Teil mit Kalkkonkretionen; feine schill- und fossilhaltige Lagen, zum Teil mit flachgepressten Ammoniten, generell fossilarm.

Anceps-Oolith; ca. drei Meter mächtiger, kondensierter Horizont, grünlicher, bräunlicher, rötlicher, eisenooidhaltiger, mergeliger Kalk mit Mergelfugen. Der Eisen-

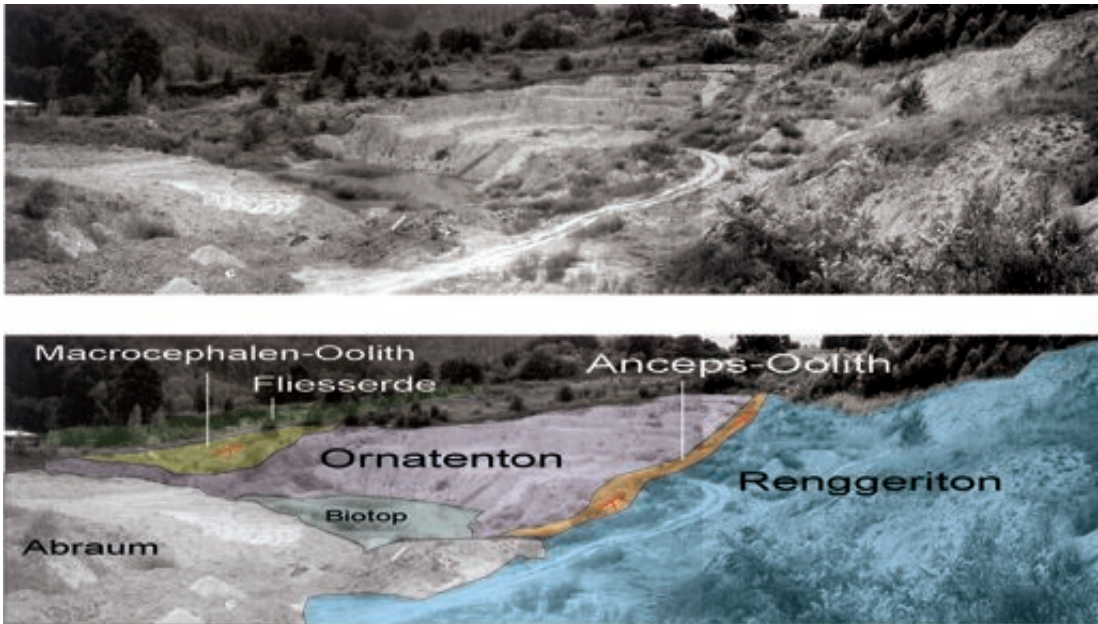


Abbildung 1.3: Ehemalige Tongrube der Tonwerke Kandern (Blick Richtung NNW). In der Vergangenheit war hier das gesamte Callovium aufgeschlossen. Die Schichten fallen mit ca. 35° nach Osten ein (Richtung Schwarzwald).

Ooidgehalt nimmt nach oben hin zu. In der untersten, ca. 50 cm mächtigen mikritischen Bank, finden sich keine Ooide, dafür an der Basis angebohrte, exhumierte Kalkknollen. In der obersten mergeligen, sehr ooidreichen Bank; Belemnenschlactfeld (*Hibolites hastatus*). Allgemein sehr fossilreich; Cephalopoden, Mollusken, Echinodermen, Crustaceen- und Vertebratenreste sowie Pflanzenreste.

Gesamtmächtigkeit: ca. 40- 45 m

Als Kartiergrenze zum Renggeriton wurde der Top des Anceps-Oolith gewählt.

1.7.7 Kandern-Formation

Vorkommen: In der Kandern-Formation sind Renggeriton und Terrain à Chailles zu einer Kartiereinheit zusammengefasst. Gemeinsam mit den Sedimenten des Ornatentons bilden sie eine mit dickem Hanglehm überdeckte, weiche Geländeoberfläche, die in der Regel landwirtschaftlich genutzt wird.

Das Terrain à Chailles war in der Vergangenheit in Baugruben an der Deckemattstrasse (Kandern) aufgeschlossen. Beim Ausbau des Wasserreservoirs und am Mohrensattelweg oberhalb der Tongrube am Heissbühl fanden sich Kalkknollen aus den Terrain à Chailles mit bunten Verwitterungsfarben, wie sie für die Bohnerz-Formation typisch sind. Die Renggeritone sind in der Ostwand der kan-

derner Tongrube oberhalb des Anceps-Ooliths aufgeschlossen.

Beschreibung:

Renggeritone; blaugraue, „fette“ Tone , die viele kleine Fossilien, u.a. pyritisierte Ammoniten enthalten.

Terrain à Chailles; graue, gelbbraun verwitterte Tone und Mergel mit knolligen Kalklagen; enthalten viele, häufig verkieselte Fossilien , u.a. Brachiopoden, Crinoidenreste, Mollusken und Serpuliden.

Gesamtmächtigkeit: 80- 110 m

1.7.8 Korallenkalk-Formation

Vorkommen: Am Waldrand südlich der August-Macke-Schule in Kandern finden sich Aufschlüsse von Korallenkalk im Liegenden der tertiären Konglomerate (Afs. 10). Es handelt sich hierbei um geringmächtige Vorkommen, welche nicht von der tertiären Erosion erfasst wurden. Bei Aushubarbeiten im derzeit entstehenden Baugebiet am Heissbühl in Kandern wurde ein grosser eckiger Korallenkalkblock gefunden, dessen Gewicht ich auf ungefähr eine Tonne schätze und der keinerlei Transportspuren zeigt.

Gliederung / Beschreibung:

Splitterkalk; hellbeiger, harter mikritischer Kalk (nicht vorhanden). *Korallenkalk*; hellbeiger, harter korallenhaltiger Kalk mit mikritischer Matrix (aufgeschlossen).

Thamastreenmergel; Korallen und fossilhaltige Mergel (nicht aufgeschlossen).

Gesamtmächtigkeit: bis 50 m; am Heuberg nur noch wenige Meter (aufgrund tertiärer Erosion).

1.8 Tertiär

Die Sedimente des Tertiärs lagern im Kartiergebiet mit einer Winkeldiskordanz auf den liegenden mesozoischen Gesteinen. Diskordante Lagerungsverhältnisse finden sich auch innerhalb der tertiären Ablagerungen. Im Gegensatz zu den meist weiträumig verbreiteten mesozoischen Lithologien, handelt es sich hierbei um regional eng begrenzt auftretende Sedimentgesteine, die im direkten Zusammenhang mit der Entstehung des Oberrheingrabens und dem späteren Aufstieg des Schwarzwalds stehen. Aufgrund der grossen Bedeutung dieser Lithologien für das Verständnis der Rheingraben- und Schwarzwaldentstehung wird jeweils eine kurze paläogeographische Deutung beigefügt.

1.8.1 Tertiäre Magmatite

In einem frischen Wegabschnitt am Mohrensattelweg oberhalb der Tongrube, wurden in den im Eozän rotbraun verwitterten Terrain à Chailles zwischen verwitterten Kalkknollen drei recht unterschiedliche Vulkanite gefunden. Ein faustgrosser rundlicher Alkalischer Magmatit der Olivin und Augit oder Feldspat (Verwitterungshohlraum) enthält, ein grünlicher Bimsstein von ca. 10 cm Durchmesser, sowie ein kantiges Bruchstück von einem blasigen quarzhaltigen grauen Magmatit. Abbildung 1.4 zeigt die Magmatite sowie deren Fundort. Es wird angenommen, dass diese Vulkanite aus den nur 2,5 km Luftlinie entfernt liegenden Feuerbacher Tuffschloten stammen, und entweder als Vulkanische Bomben oder durch späteren Transport in die Bodenhorizonte am Heissbühl gelangten.

Ein Zusammenhang zwischen eozänen Sedimenten und Magmatismus wurde am Schönberg bei Freiburg bereits von Hahn *et al.* (1974) beschrieben. Neue K-Ar Datierungen an Einzelkristallen haben ein paläozänes Alter von ca. 60 my ergeben (Keller *et al.*, 2002). Das Probenmaterial wurde zwecks weiterer Untersuchungen an das Eucor-Urgent-Team weitergereicht.

1.8.2 Bohnerz-Formation (früher Siderolithikum)

Allgemeines/Vorkommen: Die eozänen Bohnerztone stellen die ältesten Tertiären Ablagerungen im Kartiergebiet dar. Die darin enthaltenen Bohnerze (Eisenerz) wurden früher im Markgräflerland bergmännisch abgebaut und waren ein bedeutender Wirtschaftsfaktor. Eine gute Beschreibung über Lagerungsverhältnisse und Bohnerzabbau findet sich bei (Wittmann, 1955).

Am Heissbühl findet sich die Bohnerz-Formation in einigen Wegaufschlüssen (z.B. Afs. 9); man beobachtet dort die typischen roten Bodenfarben und Reste vom Bohnerzabbau. Bei Aushubarbeiten am Wasserreservoir kurz unterhalb der Kuppe, sowie entlang des Mohrensattelweges oberhalb der Tongrube fanden sich Knollen aus dem Terrain à Chailles mit bunten Verwitterungsfarben, wie sie für die Bohnerz-Formation typisch sind. Südlich von Kandern, oberhalb der Strasse nach Hammerstein zeugen Auffüllungen und Geländeunregelmässigkeiten vom einstigen Abbau des Bohnerzes. Am Waldrand oberhalb, am Eingang des Kalkgrabens finden sich kleinere Aufschlüsse von gelblichen Paläoböden.

Beschreibung:

Bohnerztone; rote bis gelbliche, feinsandige Tonsteine, enthalten meistens erbsen- bis nussgrosse selten bis faustgrosse Bohnerze: runde, glatte, fettig glänzende, braune Eisenhydroxidkonkretionen. Die Bohnerze sind oft lagenweise angereichert.

Huppersande; ausgebleichte Quarzsande, die sich im Steinbruch zwischen Hammerstein und Kandern (R: 3398575 / H: 52853135) finden, wurden im Kartiergebiet nirgendwo angetroffen.

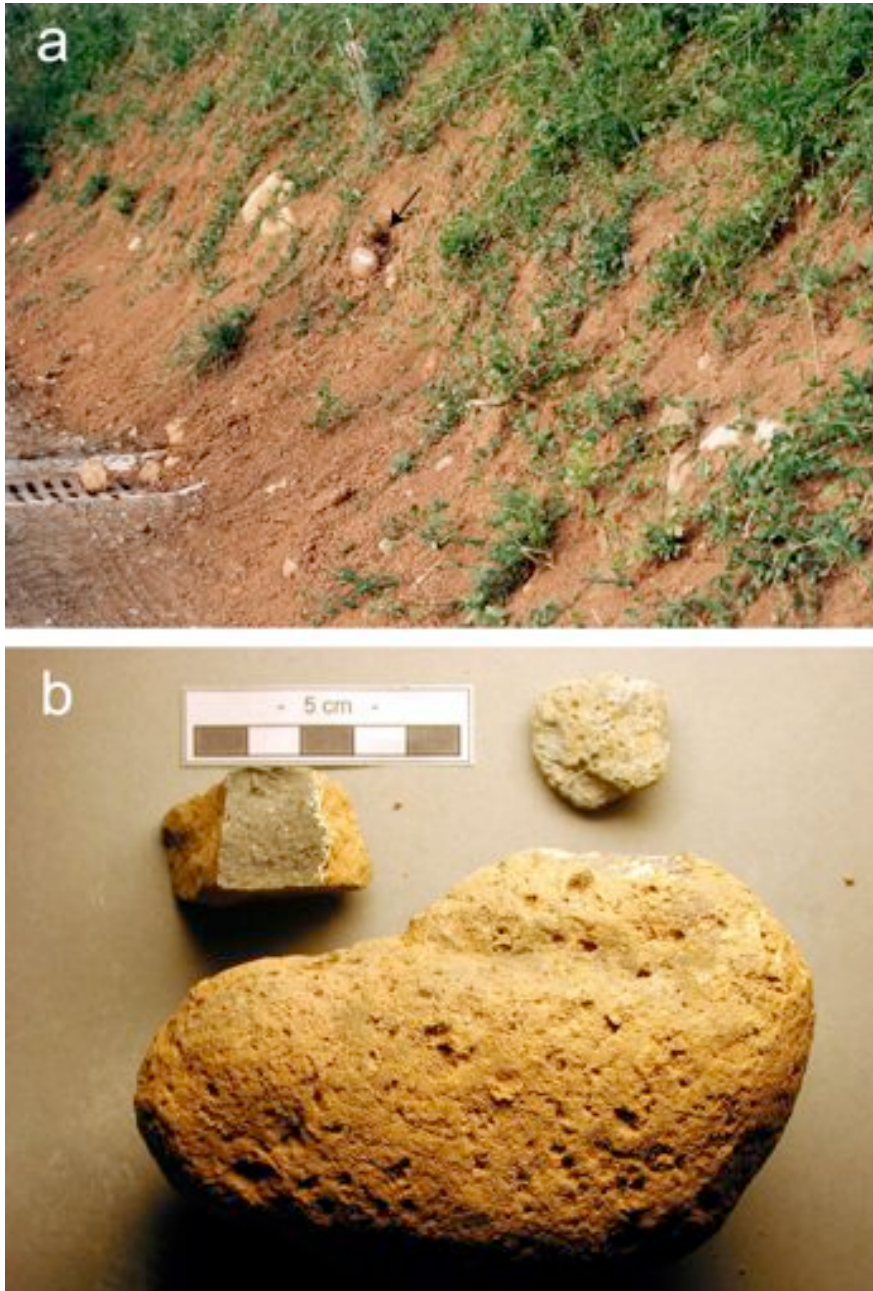


Abbildung 1.4: Bildtafel Eozän a; Eozän Verwitterte Kandern-Formation im Weganschnitt am Heissbühl oberhalb der Tongrube bei Kandern im roten Verwitterungslehm finden sich Kalkknollen aus dem Terrain à Chailles und Bohnerze. Die drei Vulkanite (fig:b) stammen ebenfalls aus dem Weganschnitt. b; Vulkanite aus dem Bodenhorizont (fig:a). Bimsstein (orZ, Quarzhaltiger Vulkanit (ml), Olivin- und Augit haltiger mafischer Vulkanit (Bombe?) (ul) entstammt der mit Pfeil gekennzeichneten Stelle in fig:a.

Paläogeographie: Die zuvor gehobene Landoberfläche wurde im Eozän unter tropischem Klima erodiert und verkarstete; dabei kam es stellenweise zur Ablagerung lateritischer Bohnerztone. Die Bohnerzformation liegt als Karstfüllungen und Grabenfüllungen auf mesozoischen Einheiten. Südlich von Kandern findet sich die Bohnerz-Formation noch auf den Korallenkalken, während sie am Heissbühl auf der Kandern-Formation abgelagert wurde. Im Kartiergebiet finden sich lokal mächtige Bohnerz-Formation-Vorkommen, welche als Füllungen von eozänen Gäben gedeutet werden (siehe Abschnitt 2.2).

1.8.3 Streifige und Bunte Mergel (Tertiärkonglomerat)

Allgemeines: Die Grobklastischen Tertiärkonglomerate sind am Schwarzwaldrand weitverbreitet; früher wurden Sie als Küstenkonglomerate bezeichnet. Sie werden stratigraphisch den Bunten Mergeln und den Streifigen Mergeln zugeordnet, welche äquivalente der Mittleren und Oberen Salzfolge sind (Geyer & Gwinner, 1986). **Vorkommen / Lagerungsverhältnisse:** Auf dem Heissbühl (Afs. 4) und am Hang des Heuberges (SE v. Kandern) finden sich Kalksteinkonglomerate mit eingeschalteten Mergel- und Kalkarenitbänken. Beim Hausbau in der Staiggasse 4 (Kandern) waren sie in der Vergangenheit auch aufgeschlossen. Die tertiären Konglomerate am Heuberg bilden mit den mesozoischen Gesteinen eine Winkeldiskordanz, was sich in Aufschlüssen am Waldrand oberhalb der Johann-August-Sutterstrasse 14/16 , ((Afs. 13, 17, Kandern) beobachten lässt. Dort lagern die Tertiärkonglomerate subhorizontal auf dem steil nach Westen einfallenden Unteren Hauptrogenstein. Am östlichen Ende des Lochgrabens liegen die tertiären Konglomerate auf den Bunten Mergeln des Keupers, während sie am Waldrand südlich oberhalb der August-Macke-Schule auf den Korallenkalken liegen. Die tertiären Konglomerate auf dem Heissbühl hingegen lagern auf einem mächtigen Vorkommen der Bohnerz-Formation.

Im alten städtischen Steinbruch von Kandern oberhalb der August-Macke-Schule und im Lettenhölzle bei Hammerstein sowie in Holzen hat Düringer (1988) Profile aufgenommen.

Beschreibung: Wechselfolgen aus Kalksteinkonglomeraten, Kalkareniten, Feinsandsteinen und Mergeln (meist Paläoböden), wobei bei Kandern die Konglomerate überwiegen.

Konglomerate; Ockergelbe Konglomerate, die hauptsächlich Kalksteingerölle aus Jura und Trias, sowie untergeordnet Bohnerze und Quarzsand aus der Bohnerz-Formation enthalten. Die Konglomerate treten als Bänke mit Mächtigkeiten bis zu einigen Metern auf. Die Grösse der Extraklasten variiert von Sandkorngrösse bis zu Blöcken mit Längen über einem halben Meter. Normal sind Gerölle mit 10 - 30 cm Durchmesser. Die Bänke sind meist konkordant und weisen häufig eine Gradie-

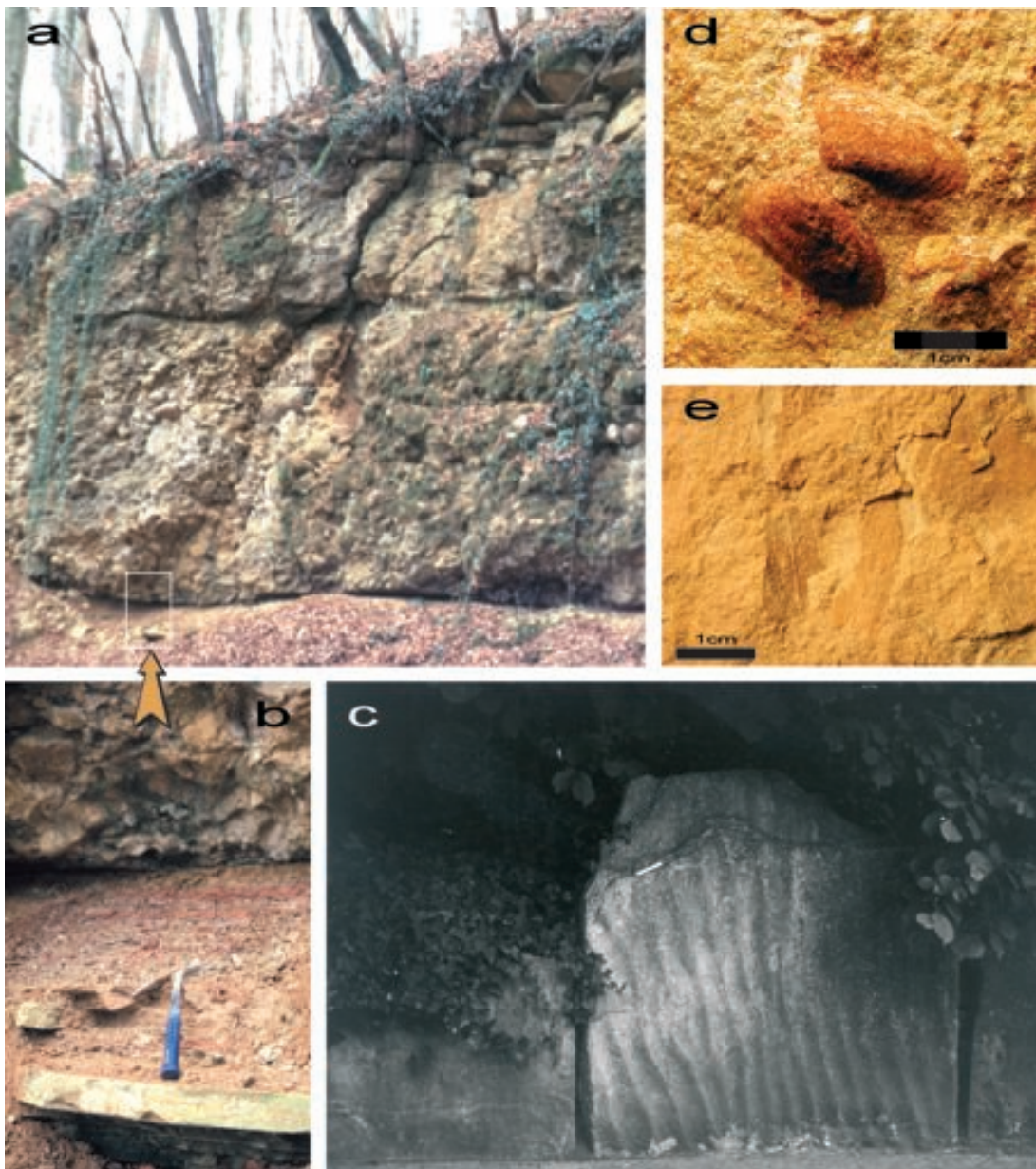


Abbildung 1.5: Bildtafel Tertiärkonglomerate **a**; Tertiärkonglomerate im alten städtischen Steinbruch von Kandern. Die Konglomeratbänke liegen Konkordant und werden von Kalkarenitbänken überdeckt. In der Wand lassen sich grosse Blöcke erkennen (Wandhöhe ca. 10 m). **b**; Bildausschnitt von der Basis der Konglomeratbänke. Die Kalkbank (Hammergriff) weist Planarschichtung auf. In der Sandsteinbank darüber (Hammerspitze) fanden sich Tongallen und Blattabdrücke (fig:e). Darüber folgen rotgestreifte, blättrige Mergel (Bodeneinschwemmungen). **c**; Rippelstein aus den Kanderner Konglomeratsteinbrüchen (Hof, Hammersteinerstr. 83, Kandern). **d**; Muschel in Steinkernerhaltung *Corbicula* sp.? (Abraum Konglomeratsteinbrüche). **e**; Blattabdrücke in Sandsteinbank (fig: b).

zung auf („fining upward“). Die Zementation der Bänke ist sehr unterschiedlich. Mancherorts sind die Bänke so gut zementiert, dass die einzelnen Gerölle in angewittertem Zustand nicht mehr erkannt werden und Verwechslungsgefahr mit mesozoischen Kalken besteht. An anderen Orten finden sich Hohlräume zwischen den Geröllen, welche lose herauswittern.

Am Heuberg zeigen die tertiären Konglomerate einen horizontalen und einen vertikalen Wechsel in der Geröllpetrographie: In den Aufschlüssen am Heissbühl und am Heuberg bei Kandern finden sich fast ausschliesslich Gerölle aus dem Dogger und wenige aus Lias und Trias, während sich in den Aufschlüssen im Lettenhölzle bei Hammerstein und im Ortsteil Holzen praktisch ausschliesslich Gerölle aus dem Malm finden. Düringer (1988) hat aus der Messung der Geröllimbriktionen eine nordwärts gerichtete Schüttungsrichtung für die Konglomerate von Hammerstein und Holzen abgeleitet, sowie eine nach Westen gerichtete Schüttungsrichtung der Konglomerate im alten städtischen Steinbruch von Kandern.

Am Kalkgraben zwischen Kandern und Hammerstein lässt sich eine inverse stratigraphische Abfolge in der Geröllpetrographie im Hangprofil beobachten: Direkt am Waldrand finden sich Konglomerate (Afs. 6), welche einen hohen Anteil an Malmkalkgeröllen enthalten. In den etwas höher gelegenen verfallenen Steinbrüchen (Afs. 7) finden sich überwiegend Doggergerölle. Im noch weiter oben gelegenen Wegaufschluss an der Abzweigung des Fasanengartenweges vom Weisserdweg und im ca. 30 m oberhalb gelegenen, kleinen, alten Steinbruch hinter der Eichenhütte (Afs. 8) finden sich überwiegend Muschelkalkgerölle. Die Abfolge wird von solifuierten Heubergschottern überdeckt.

Kalksandsteine; beige bis ockerfarbene, meist dünnbankige, mittel bis grobkörnige Kalkarenitbänke. Sie bestehen wie die Konglomerate aus Gesteinen des Mesozoikums und der Bohnerz-Formation. Am Eingang des Kalkgrabens (Afs. 7) wurden in den Kalkareniten rot gefärbte Steinkerne von wenige Zentimeter grossen Muscheln (*Corbicula sp.?*) gefunden.

Feinsandsteine; an einigen Stellen finden sich gelbliche, dünnbankige Feinsandsteine, die einen hohen Anteil an Quarz enthalten. Im alten städtischen Steinbruch von Kandern (Afs. 5, Profil Düringer 1988, bei 20 m) wurden in einer solchen Schicht Abdrücke von fossilen Blättern gefunden.

Mergel; Zwischen den Bänken finden sich bunte Mergel, die teilweise fein geschichtet sind und zum Teil Bodeneinschwemmungen (rot) zeigen (Afs. 4).

Paläogeographie: Die tertiären Konglomerate keilen beckenwärts gegen die *Folge der Streifigen und Bunten Mergel* aus. Es handelt sich um fossile Alluvialfächer, die mit der Entstehung des Oberrheingrabens in Verbindung stehen. Vom Gebiet des heutigen Schwarzwaldes wurden die Gesteine des Mesozoikums und die Bohnerz-Formation erodiert und in den sich bildenden Rheingraben geschüttet. Aufgrund der meist konkordanten Basis der Konglomeratbänke, d.h. wegen des Fehlens von Fliessrinnen, und wegen der internen Gradierung der Konglomeratbänke, deren schlechte Sortierung und der zum Teil enormen Grösse einzelner

Blöcke wird angenommen, dass es sich hierbei um Ablagerungen von Einzelereignissen, nämlich Schichtfluten, handelt.

Nach Düringer (1988) stimmt die Paläoschüttungsrichtung im Oberrheingraben mit der rezenten Schüttungsrichtung überein. Die durchweg lakustrisch bis brackisch geprägte Beckenfazies weist auf das Vorhandensein von grossen Seen im Beckenzentrum hin. Das Auftreten von marinem Plankton in den brackischen Beckensedimenten deutet darauf hin, dass zeitweise eine Verbindung zum Meer bestand. Die Reste des fossilen Alluvialfächers vom Heuberg lassen sich bis zum Isteiner Klotz verfolgen, wo sie gegen die lakustrisch-brackischen Serien des Beckens auskeilen.

Gesamtmächtigkeit: am Heuberg finden sich ca. 80 m Tertiärkonglomerate.

1.8.4 Melettaschichten

Vorkommen: Im oberen Teil des Lochgrabens (Afs. 3) stehen die Melettaschichten an. Im Aushub für ein Feuchtbiotop, wenige Zehnermeter westlich gelegen, wurden sie ebenso gefunden.

Beschreibung: Graublau, fette, zum Teil sandige Tone, die einen hohen Anteil organischen Materials enthalten, sowie Quarzsandlagen. Im obersten Teil des Vorkommens stehen graue Mergel an, welche Fossilien u.a. Schalen von pectiformen Muscheln enthalten. Im Gegensatz zu den liegenden Tertiärkonglomeraten zeigen die Melettaschichten Charakteristika einer Beckenfazies.

Paläogeographie: Die Melettaschichten wurden nach der Transgression des Meeres während des Oberen Rupel im Rheingraben in einem an Sauerstoff verarmten Milieu abgelagert.

Die Funde von vollständig erhaltenen (Fisch-) Fossilien bestätigen dies. In der Sammlung der August-Macke-Schule in Kandern befinden sich zwei grosse fossile Fische aus den heute verfallenen Tongruben von Egerten, ca. 2.5 km südlich gelegen.

Das Fehlen einer ausgeprägten Randfazies direkt an der Rheintal-Flexur lässt den Schluss zu, dass die paläogenen tektonischen Bewegungen entlang der Grabenränder des Rheingrabens abnahmen oder gar zum Erliegen kamen.

Die spätere Verlandung des Rupelmeeres, der Wechsel zur hangenden, fluviatil geprägten Elsässermolasse und der darauf folgende miozäne Hiatus im südlichen Rheingraben bestätigen dieses Bild insofern, dass die Subsidenz im Becken zum Erliegen kam.

Fluviatil abgelagerte Silte und Sande der Elsässermolasse wurden im Kartiergebiet nicht angetroffen. Möglicherweise finden sich jedoch Reste unter den Heubergschottern.

Gesamtmächtigkeit: Am Heuberg finden sich ca. 40 m Melettaschichten.

1.8.5 Heubergschotter

Vorkommen: Der Heuberg südöstlich von Kandern wird von einer neogenen Schotterdecke, den so genannten Heubergschottern bedeckt. Diese Schotter liegen bis auf einer Höhe von 550 m.ü.M; rund 200 m über dem heutigen Talniveau der Kander zwischen Kandern und Hammerstein. Ein kleines Restvorkommen von Heubergschottern findet sich auf dem Mohrensattel, dort liegen die Heubergschotter auf den schräggestellten mesozoischen Gesteinen. Es stellt sich die Frage, ob dort die Tertiärkonglomerate durch die Heubergschotter erodiert wurden, oder ob die Tertiärkonglomerate nur als südlich gelegene lokale Talfüllung abgelagert wurden.

Beschreibung: Schotter in sandiger toniger Matrix und Paläoböden.

Matrix; hellgraue, sandige Tone und rote Paläoböden.

Gerölle; silifizierte Buntsandsteine (gebleicht) und vergruste Granitoide des Grundgebirges. Die Granitoide sind zum Teil nur noch schwer erkennbar und lassen sich zwischen den Fingern zerbröseln. Seltener finden sich Karneole und Konglomeratkiesel aus dem Buntsandstein sowie gelegentlich Hornsteine aus dem Muschelkalk. Das Verhältnis von Buntsandsteingeröllen zu Kristallingeröllen ist ungefähr eins zu eins, wobei man häufig den Eindruck hat, dass die Buntsandsteine überwiegen, da viele der Granitoide derart verwittert sind, dass man sie nur noch im frischen Profilschnitt erkennt. Die Gerölle haben einen mittleren Durchmesser von ca. 20 cm. In den solifuierten und umgelagerten Heubergschottern finden sich jedoch grosse, gerundete Blöcke mit Längen von bis zu einem Meter.

Profil: In der noch sporadisch betriebenen Tongrube am oberen Heuberg auf Kartenblatt Lörrach (3399875 / 5285100) (Afs. 2) lässt sich in der Grubenwand eine für Flechtflusssysteme typische *zyklische Abfolge lentikularer Körper* erkennen:

1. Basis, wenige Dezimeter bis Meter:
Stark vergruste Flussschotter
2. Mitte, wenige Dezimeter bis Meter:
Hellgraue sandige Tone (Weisserde)
3. Top, wenige Dezimeter bis Meter:
Rote Pelite (Paläoböden)

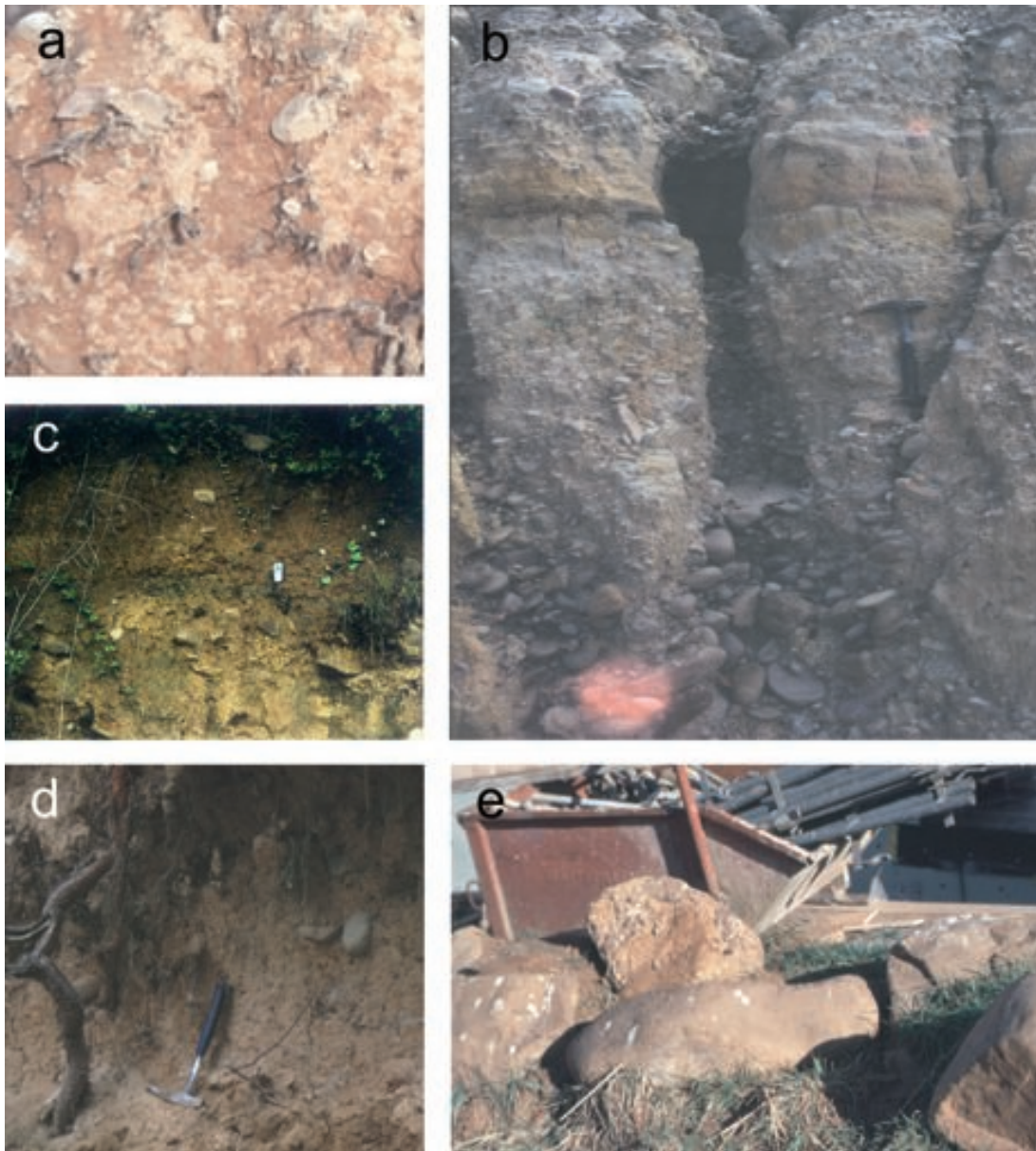


Abbildung 1.6: Bildtafel Heubergschotter: a; Heubergschotter an umgestürzter Baumwurzel am Heuberg; zu erkennen sind die marmorierten Bodenfarben, Bildbreite ca. 1m. b; Heubergschotter in der Tongrube auf dem Heuberg, das Bild zeigt eine „fining-up“ Sequenz mit Schottern an der Basis und einer Bodenbildung im Top. c; Bodenprofil am Nordrand der Tongrube Kandern. Das Bild zeigt Fließerdien; es sind Horizonte mit Buntsandsteingeröllen zu erkennen, in Bildmitte (Größenvergleich, GPS-Gerät) verläuft ein Horizont mit Tonen aus der Kandern-Formation und Bohnerzinsen. d; Solifluidierte Heubergschotter im Kalkgraben, einzelne Buntsandsteingerölle in einer homogenen, sandigen Matrix. e; Umgelagerte Blöcke aus den Heubergschottern (Baugrube gegenüber August-Macke-Schule, Kandern). Der Block in der Bildmitte misst ca. 1m Länge.

Feldbeobachtungen zufolge handelt es sich bei den Heubergschottern um eine um eine maximal zehn bis zwanzig Meter mächtige Schotterdecke, die mit ca. 4° Grad nach WSW einfällt.

Paläogeographie: Mit der Hebung von Schwarzwald und Vogesen im Miozän und Pliozän kommt es zur Exhumation des Grundgebirges.

Die Heubergschotterflüsse haben entweder den Schwarzwald durchquert oder sind dort entsprungen. Die granitischen Gerölle der Heubergschotter ähneln den granitischen Gesteinen der Blauen-Wiesentalscholle, weshalb diese als Liefergebiet angenommen werden kann.

Das Vorkommen von petrographisch und sedimentologisch vergleichbaren Schottern am Tüllinger Berg (460 m ü.M.) und das Auftreten von umgelagerten Buntsandsteinblöcken auf einigen Anhöhen des Schweizer Juras (z.B. Chastelhöhe bei Grellingen, 550 m ü.M, Bitterli-Brunner 1988) und im Delsberger Becken lassen auf eine südwärts gerichtete Fliessrichtung der Heubergschotterflüsse schliessen. Dies deutet auf eine Ablagerung vor der Jurafaltung im Miozän hin.

Vom äusseren Erscheinungsbild (Vergrusung) her lassen sich die Heubergschotter mit den pliozänen Sundgauschottern im Elsass vergleichen, welche nach der Jurafaltung am Nordrand des Schweizer Jura abgelagert wurden. Es besteht also auch die Möglichkeit, dass diese Bildungen gleichen Alters sind und die Heubergschotter in die Sundgauschotterflüsse einmündeten, wobei die erste Möglichkeit wahrscheinlicher erscheint.

1.9 Quartär

Im Quartär kommt es zur Bildung der heutigen Geländeoberfläche und der Böden. Eiszeitliche Relikte wie Moränen und Findlinge wurden nicht gefunden.

1.9.1 Solifuierte Heubergschotter

Vorkommen: An den Hängen des Heubergs wurden Heubergschotter solifluktiv umgelagert, was bei der genauen Kartierung des Vorkommens Probleme bereitet.

Beschreibung / Unterscheidung: Als Unterscheidungskriterien zwischen solifuierten und anstehenden Heubergschottern wurde die Bodenfarbe und Bodenbeschaffenheit verwendet:

Die solifuierten Heubergschotter besitzen eine hellgraue bis bräunliche, homogene, sandige Matrix, da die ursprünglichen Sedimentstrukturen und die Kristallingerölle während der Solifluktion zerstört wurden.

Die (anstehenden) Heubergschotter hingegen erkennt man an den bunten, hete-

rogenen Bodenfarben in den tonigen Abschnitten (Paläoböden) und am Vorhandensein sehr stark verwitterter Kristallingerölle.

1.9.2 Umgelagerte Heubergschotter

(Übersignatur von Hanglehm)

Vorkommen: Zwischen Hammerstein, Kandern und Sitzenkirch.

Beschreibung: Silifizierte zum Teil gebleichte Buntsandsteingerölle unterschiedlicher Grösse, häufig grosse, gerundete Blöcke mit Längen bis zu einem Meter; finden sich meist einzeln oder lagenweise angereichert im Hanglehm eingebettet.

Genese: Die umgelagerten Heubergschotter werden in vielen Karten als pleistozäne Schotter bezeichnet, was mit Sicherheit nicht korrekt ist:

1. Die Vorkommen sind durch Solifluktion entstanden (wahrscheinlich Pleistozän), wie man es z. B. am Nordrand der Tongrube Kandern (Profil) erkennen kann.
2. Die Gerölle stammen aus den Heubergschottern oder aus vergleichbaren Flussablagerungen, was an den gebleichten Buntsandsteingeröllen zu erkennen ist. Die vergrusteten Kristallingerölle desintegrierten während der Solifluktion und Umlagerung (siehe 1.9.1).
3. In pleistozänen (Fluss-) Schottern müssten sich am Schwarzwaldrand unverwitterte Kristallingerölle finden.

Vergleichbare Buntsandsteingerölle finden sich in der Region Basel und bis ins Delsberger Becken verbreitet und werden in der Schweiz als „Wanderblockformation“ bezeichnet.

Am Nordende der Tongrube Kandern beobachtet man folgendes **Bodenprofil:**

1. Basis:
Ornatenton
2. Bis ca. 1 m:
Gelb verwitterter Ornatenton
3. Bis ca. 2 m:
 - (a) Gelber bis rotbrauner, quarzreicher Lehm mit lagenweise angereicherten, silifizierten, zum Teil gebleichten Geröllen aus dem Buntsandstein. Viele der Gerölle zeigen eine für Fliesserden typische horizontale Einregelung.

- (b) Linsen- und lagenweise angereichertes Bohnerz mit bis zu 10 cm Durchmesser in rötlichem Lehm.
 - (c) Vereinzelt Kalkknollen und Fossilreste aus dem Terrain à Chailles in grauem Lehm.
4. Bis ca. 1 m:
Gelber Lösslehm mit vereinzelt Hangschutt.
5. Top:
wenige Dezimeter Humus.

Bemerkungen: Die Bodenhorizonte fallen mit dem Hang ein und lassen sich nicht überall klar unterscheiden. Die Mächtigkeiten schwanken enorm und sind lediglich grobe Schätzwerte. Die in 3.) beschriebenen Komponenten wurden alle oberhalb am Hang, zwischen Heissbühl und Mohrensattel, anstehend gefunden.

Interpretation: Es handelt sich hierbei um fossile Schlammströme bzw. Fließersedimente, welche (während der Eiszeiten bei praktisch fehlender Vegetation während Tauphasen) sich weiter oben am Hang lösten und den Hang hinunterflossen.

1.9.3 Hanglehm

Vorkommen: Auf sämtlichen landwirtschaftlich genutzten Hanglagen im Raum Kandern.

Beschreibung: Braune bis gelbe meist mehrere Meter mächtige Lehmböden bestehend aus einem Gemisch von Löss und verwitterten, verschwemmten älteren Peliten. Als Komponenten finden sich im Hanglehm, Hangschutt, Blöcke und Gerölle aus den Heubergschottern, sowie verschwemmtes Bohnerz.

1.9.4 Talauen und Schwemmfächer

Vorkommen: Kander, Lippisbach und an kleineren Bächen.

Beschreibung: Die Talauen von Lippisbach und Kander enthalten hauptsächlich Schotter und Sande aus granitischen Edukten des Schwarzwaldes. Kleinere Schwemmfächer enthalten lokal erodiertes Material.

1.9.5 Dolinen

Dolinen, die nicht auf der topographischen Karte vermerkt waren, wurden mit Hilfe von GPS kartiert.

1.9.6 Hangschutt

Areale, die mit einer dicken Schicht Hangschutt bedeckt sind, wurden mit der Übersignatur in Farbe der Schuttlithologie eingezeichnet.

1.9.7 Rutschhang

Hänge mit rezenter Solifluktion wurden in die Karte eingezeichnet. Als Kriterien für Solifluktion wurden Säbelwuchs bei Bäumen und als solche erkennbare Rutschmassen gekennzeichnet.

1.9.8 Anthropogene Auffüllung

Abraumhalden, Aufschüttungen und Deponien wurden als solche gekennzeichnet.

Kapitel 2

Tektonik

Die Tektonik im Kartiergebiet wird von der starken, polyphasen Extensionstektonik mit westwärts und südwärts gerichteten Abschiebungen entlang des Schwarzwaldrandes beherrscht, welche das Gebiet in eine Vielzahl von Bruchschollen zerlegen; untergeordnet treten kleinere Blattverschiebungen auf. Die Tektonik paust sich im Oberflächenrelief durch. Viele der känozoischen Verwerfungen verlaufen auf paläozoischen Lineamenten, wie dem Rheinischen-Lineament. Sie sind also als reaktivierte paläozoische Brüche aufzufassen. Im Kartiergebiet lassen sich Altersbeziehungen zwischen den tektonischen Ereignissen und der damit verbundenen Erosion und Resedimentation feldgeologisch ableiten.

2.1 Rheintal-Flexur

Die bei Kandern von Norden nach Süden verlaufende Rheintal-Flexur und die mit ihr assoziierten Brüche repräsentieren die prominenteste tektonische Struktur im Kartiergebiet. Die Rheintal-Flexur ist polyphas und ändert ihren tektonischen Stil in der Region:

Bei Lörrach (Röttler Schloss) sind die *Tüllinger Süßwasserkalke*¹ durch die Flexur „mitverbogen“ (Schmid, pers. Kom.).

Im Gegensatz dazu lagern bei Kandern (Heuberg) die älteren *Tertiärkonglomerate*² und die darüberfolgenden tertiären Schichten subhorizontal und bilden eine Winkeldiskordanz zu den liegenden, in westliche Richtung einfallenden mesozoischen Gesteinen (siehe Abschnitt 1.8.3).

Die Flexur, die man bei Kandern findet ist also älter als die bei Lörrach.

Nördlich von Kandern, nach dem Einmünden der Kandern-Hausen-Verwerfung (KHV), ist die Rheintal-Flexur als diskrete Abschiebung ausgebildet und versetzt die mesozoischen und tertiären Gesteine der Vorbergzone gegen das Schwarzwald-

¹Oberoligozän

²Unteroligozän

kristallin – der Begriff ‚Flexur‘ ist irreführend.

Das Einfallen der Verwerfungen konnte nirgendwo gemessen werden. Eine Isohypsenkonstruktion liess sich aufgrund der chaotischen Lagerungsverhältnisse nicht durchführen. Es fällt auf, dass RF und KHV in ihrem Verlauf von der Topographie nicht beeinflusst werden, was auf ein sehr steiles Einfallen der Bruchflächen schliessen lässt.

Am Lichsenfelsen (Afs. 30) findet sich eine beinahe subvertikale, sehr steil nach Osten einfallende Aufschiebung an der RF (siehe Abschnitt 1.6.2).

Entweder es handelt sich dabei um eine durch spätere Schichtverstellung rotierte und überkippte Abschiebung, oder um eine sekundäre Aufschiebung, die durch den starken Versatz während der polyphasen Tektonik entstanden ist. Wahrscheinlich haben während der polyphasen Tektonik beide Prozesse stattgefunden (siehe Abbildung 3.1).

Vergleichbare, steil nach Osten geneigte Verwerfungsflächen finden sich in weiteren Aufschlüssen entlang der RF, so z.B. im Muschelkalksteinbruch am Eulenlochweg, am Waldrand südlich oberhalb des Ortsteils Wollbach-Nebenau (R:3400540 / H:5282600). Dort sind die Verwerfungsflächen als Paläokarstsysteme entwickelt und mit rotem Boluston und Bohnerz gefüllt. Der Muschelkalk an den Verwerfungsflächen zeigt rote Verwitterungsfarben. Rotgefärbte Muschelkalktrümmer finden sich in der Störungsbrechie am Eichbuck (siehe Abschnitt 1.6.2), was vermuten lässt, dass sich auch hier bereits im Eozän eine Verwerfung befand.

2.2 Eozäne Zerrgräben

Am Heissbühl findet sich ein mächtiges, keilförmiges Bohnerz-Formation-Vorkommen, welches nach Osten durch eine Abschiebung gegen den Dogger versetzt wird. Die tiefsten Aufschlüsse finden sich am Südhang bei 415 Höhenmetern, die höchsten bei ca. 470 m.ü.M. kurz unterhalb der Kuppe.

Das Vorkommen wird diskordant von Tertiärkonglomeraten überdeckt, welche wie ein Deckel subhorizontal auf dem Heissbühl lagern. Etwa 700 m südlich davon, am gegenüberliegenden Hang, oberhalb der Johann-August-Sutterstrasse lagern die Tertiärkonglomerate hingegen auf verstellten, steil einfallenden mesozoischen Gesteinen (siehe 1.8.3).

Unterhalb des Vorkommens der Bohnerz-Formation am Heissbühl wurde beim Strassenbau ein isolierter, sehr grosser, eckiger Block von Malmkalk gefunden (siehe 1.7.8). Auf ungefähr der gleichen Höhe kommt es am Hang zu einer ganzen Anzahl von Quellaustritten.

Vergleichbare Vorkommen von grossen isolierten Korallenkalkblöcken wurden in einem kleinen, auf dem Schorner zwischen Kandern und Feuerbach gelegenen

Zerrgraben (Gemarkung Weberhölzle, R: 3398500 / H:5288925, TK: 8211 Kandern) beschrieben (Genser, 1984; Ernst, 1989). Genser (1984) und Ernst (1989) haben diese isolierten Malmkalkblöcke als „Vulkanische Sinkschollen“ gedeutet und als Evidenz für einen weiteren Tuffschlot (bei Feuerbach) gewertet. Ernst (1989) beschreibt er das Vorhandensein von „roten Böden“ um die isolierten Malmkalkblöcke herum.

Einige weitere Vorkommen der Bohnerz-Formation finden sich entlang der Rheintal-Flexur zwischen Kandern und Hammerstein und bei Wollbach-Nebenau (siehe Abschnitt 2.1). In der (Muschelkalk-) Störungsbrekzie am Eichbuck wurden rotgefärbte Muschelkalktrümmer gefunden, die auf eine eozäne Aktivität an diesem Teil der RF hindeuten.

Das Bohnerzvorkommen am Heissbühl und die anderen Bohnerzvorkommen an der Rheintal-Flexur sowie der Graben auf dem Schorner werden als Reste eozäner Zerrgräben interpretiert, welche im Zusammenhang mit Extension und Flexurbildung an der Rheintal-Flexur entstanden.

2.3 Halbgraben entlang der Rheintal-Flexur

Zwischen Sitzenkirch und Kandern findet sich eine halbgrabenartige Struktur, die sich nach Süden entlang des Kandertals bis nach Hammerstein und nach Norden morphologisch bis ins Käsackertal verfolgen lässt (siehe III Profile). Die Struktur überprägt scheinbar die älteren Zerrgraben und die Flexurbildung.

An der Geisshalde und am Osthang des Behlen³, sowie in der Tongrube Kandern⁴ finden sich gegen Osten einfallende Schichten, die auf im Untergrund liegende, antithetische Abschiebungen bezüglich der Rheintal-Flexur schliessen lassen. Entlang der Struktur treten teilweise abgesenkte, jüngere Schichten auf (z.B. Rengertone in der Tongrube Kandern) oder Tertiärkonglomerate an der Staiggasse. Die Struktur wird als Halbgraben im Zusammenhang mit postoligozäner Extension an der RF interpretiert (Tertiärkonglomerat wird versetzt).

2.4 Tektonik und Geländemorphologie

Das Kartiergebiet sowie die gesamte Vorbergzone werden geomorphologisch stark von den tektonischen Strukturen geprägt. Der Verlauf von Bächen beispielsweise folgt in der Regel den Verwerfungen. Bereits Schnarrenberger (1915) beschreibt

³Kartenbild GKB Kandern

⁴Anceps-Oolith, Abb. A.4 Schichtmessungen Nr. 2+ 3

diese Zusammenhänge zwischen Tektonik und Geländemorphologie. Im Kartiergebiet etwa verläuft die Rheintal-Flexur südlich von Kandern über den Sattel zwischen Juchskopf und Heuberg am Nordhang des Sattels durch den Lochgraben und an dessen Südhang durch den Eisengraben, zwei schluchtartig eingeschnittene Bachläufe. Ebenso auffällig ist die nach Südwesten gerichtete Entwässerung der Blauen-Wiesental-Scholle und angrenzender Gebiete, sowie der ebenfalls Südwest gerichtete Verlauf der Höhenrücken in der Region, deren Verlauf mit der Orientierung des Rheinischen Lineaments übereinstimmen (siehe Abbildung A.3).

2.5 Reaktivierte paläozoische Verwerfungen

Neben den im vorherigen Absatz behandelten Aspekten sprechen eine Reihe weiterer Beobachtungen für die Existenz reaktiver, paläozoischer Verwerfungen. Im Kreuzungspunkt der Tallängsachse des Bärengrabens, des Roten Grabens, des Lüttstengrabens und des oberen Kandertals (alle folgen im Kartenbild ungefähr dem Rheinischen Lineament) mit der Kandern-Hausen-Verwerfung treten kleinere, meist sinistrale Versätze an der KHV auf. Dies ist ein Hinweis, dass diese Täler wahrscheinlich reaktivierten, paläozoischen Strukturen folgen.

In den Bruchschollen entlang der KHV und RF zwischen Lochgraben und Eichbuck streichen die schräg gestellten Schichten nicht parallel zur Rheintal-Flexur, sondern parallel zum Verlauf des RL. Eindrücklich lässt sich das am Buntsandsteinaufschluss (Afs. 35) beobachten.

Auch im Marlsburg-Pluton zeigen einige Porphyrgänge eine Orientierung parallel zum RL (geologische Karte SW-Schwarzwald). Zimmerle (1958) schreibt über den Marlsburg-Pluton, dass dort die variszischen, Nordost gerichteten Strukturen (RL) von einem tertiären Verwerfungsnetz überlagert sind.

Weitere Nordost streichende Verwerfungen finden sich in der gesamten Region; eine der prominentesten ist der Isteiner Graben, der bei Istein den Isteiner Klotz durchquert.

Im Bereich der Vorbergzone fanden sich NW streichende Verwerfungen, welche sich auf Blatt Kandern weiterverfolgen lassen. Eine davon durchzieht die Tongrube von Kandern und zeigt hier einen sinistralen Versatz. In ihrer Orientierung stimmen diese Verwerfungen mit der KHV überein (für die auch eine paläozoische Aktivität angenommen werden kann) und ebenfalls dem wenige Kilometer südwestlich gelegenen Bamlacher Graben, der zwischen Isteiner Klotz und Vorbergzone verläuft.

2.6 Altersbeziehungen tektonischer Prozesse

Eine genaue Altersabfolge zwischen den einzelnen Prozessen im Kartiergebiet abzuleiten, gestaltet sich aufgrund der polyphasen Tektonik und den häufigen Reaktivierungen entlang der einzelnen Verwerfungen, sowie der teilweise schlechten Aufschlusslage schwierig. Jedoch lässt sich nachvollziehen, dass es sich bei der Entstehung des Oberrheingrabens und beim Aufstieg des Schwarzwalds nicht um ein kontinuierliches, einheitliches, sondern um ein polyphases geologisches Ereignis handelt, das zum Teil auf im Paläozoikum angelegten Verwerfungen ablief.

2.6.1 Rheintal-Flexur:

Paläogen: Mit dem Einbrechen des Oberrheingrabens im Eozän kommt es zur Ausbildung der RF als eine Flexur und der Bildung von Zerrgräben (siehe 2.2), was zu einer Verkipfung der Schichten und darauf zur diskordanten Ablagerung der Tertiärkonglomerate führt. Die Sedimentologie der Konglomerate (Alluvialfächer) deutet auf ein steiles Relief hin, was auf eine erhöhte tektonische Aktivität zu dieser Zeit schliessen lässt.

Neogen bis ?rezent : Der Aufstieg des Schwarzwaldkristallines gegenüber Dinkelberg und Rheinebene und die damit verbundene Erosion der Heubergschotter im Schwarzwald und deren Ablagerung unter anderem am Heuberg, belegen eine neogene Aktivität an beiden Hauptverwerfungen. Am Heuberg endet das Vorkommen der Heubergschotter an der RF (am Sattel zwischen Juchskopf und Heuberg), was eine subrezente Aktivität an der RF vermuten lässt.

Des Weiteren befinden sich die Heubergschotter bis zu 225 m über dem heutigen Talboden der Kander (zwischen Kandern und Hammerstein gelegen).

Auch die Fliesserden oberhalb der Kanderner Tongrube (siehe Abschnitt 1.9.2, Afs. 1) können theoretisch als ein Resultat einer fortlaufenden Hebung des Schwarzwaldes gegenüber der Vorbergzone interpretiert werden.

2.6.2 Kandern-Hausen-Verwerfung

Variszische Gebirgsbildung: Zimmerle (1958) berichtet von einem Umbiegen des Lineargefüges im Schlächtenhaus-Granit entlang der KHV, sowie das Fehlen dieser Deformation im Marlsburg-Granit, was ihn auf eine Anlage dieser Struktur schon während der variszischen Gebirgsbildung schliessen lässt.

Perm: Das Auftreten grober, eckiger Granitschuttfraglomerate im Oberrotliegenden der Weitenauer Vorberge lassen auf ein sehr nahes, nördlich gelegenes Liefergebiet schliessen. Das Fehlen von Oberrotliegendvorkommen entlang der RF

nördlich von Kandern und im nördlichen Hotzenwald und Ostschwarzwald lassen auf die nördliche Begrenzung der Vorkommen in Südbaden entlang der KHV und der sich anschließenden Whera-Zeiniger-Verwerfung schliessen und somit auch auf deren tektonische Aktivität im Perm.

Kreide oder Alttertiär?: Einige Feldbeobachtungen lassen die Vermutung zu, dass es vor dem Einsetzen der Rheingrabentektonik zu einer Absenkung der Dinkelbergscholle nach Süden kam:

- Die RF schneidet die KHV scharf ab, während die KHV kurz vor dem Einmünden in die RF keilförmig zurückversetzt wird, als ob sie durch Störungen, welche mit der RF assoziieren, affektiert würde.
- Die paläogeographische Lage der Tertiärkonglomerate vom Heuberg könnte durch Extensionstektonik an der KHV bestimmt worden sein. Analog zu heutigen Tälern, die entlang von Verwerfungen verlaufen.

Neogen: Der Aufstieg des Schwarzwaldes gegenüber der Dinkelbergscholle im Süden lässt sich nur anhand einer Aktivität an der KHV erklären.

Kapitel 3

Zusammenfassung und Interpretation

Abschliessend wird ein Modell für die tektonische Entwicklung von Rheintal-Flexur und Kandern-Hausen-Verwerfung bei Kandern anhand schematischer Zeichnungen vorgestellt:

3.1 Kandern-Hausen-Verwerfung

Für die Kandern Hausen-Verwerfung muss eine variszische Anlage in Betracht gezogen werden (Zimmerle, 1958). Die Verteilung, Sedimentpetrographie und Fazies der Sedimente des Oberrotliegenden, sprechen für eine permische Aktivierung der KHV als Verwerfung mit abschiebender Komponente (Abschnitt 2.6.2). Die Lagerung, Schüttungsrichtungen, Geröllpetrographie der tertiären Sedimente sowie die Geomorphologie implizieren eine Aktivität an der KHV sowohl im Paläogen als auch im Neogen (Abschnitt 2.6.2).

3.2 Rheintal-Flexur

3.2.1 Eozän

Abbildung 3.1 A zeigt die Entwicklung der Rheintal-Flexur bei Kandern als eine Flexur im Eozän¹:

- Im Grundgebirge wird ein präexistenter, paläozoischer Bruch als „blindfault“ reaktiviert.
- Es kommt entlang von grossen Verwerfungen zu Präriftmagmatismus (ca. Untereozän).

¹siehe auch Abschnitt 2.2,

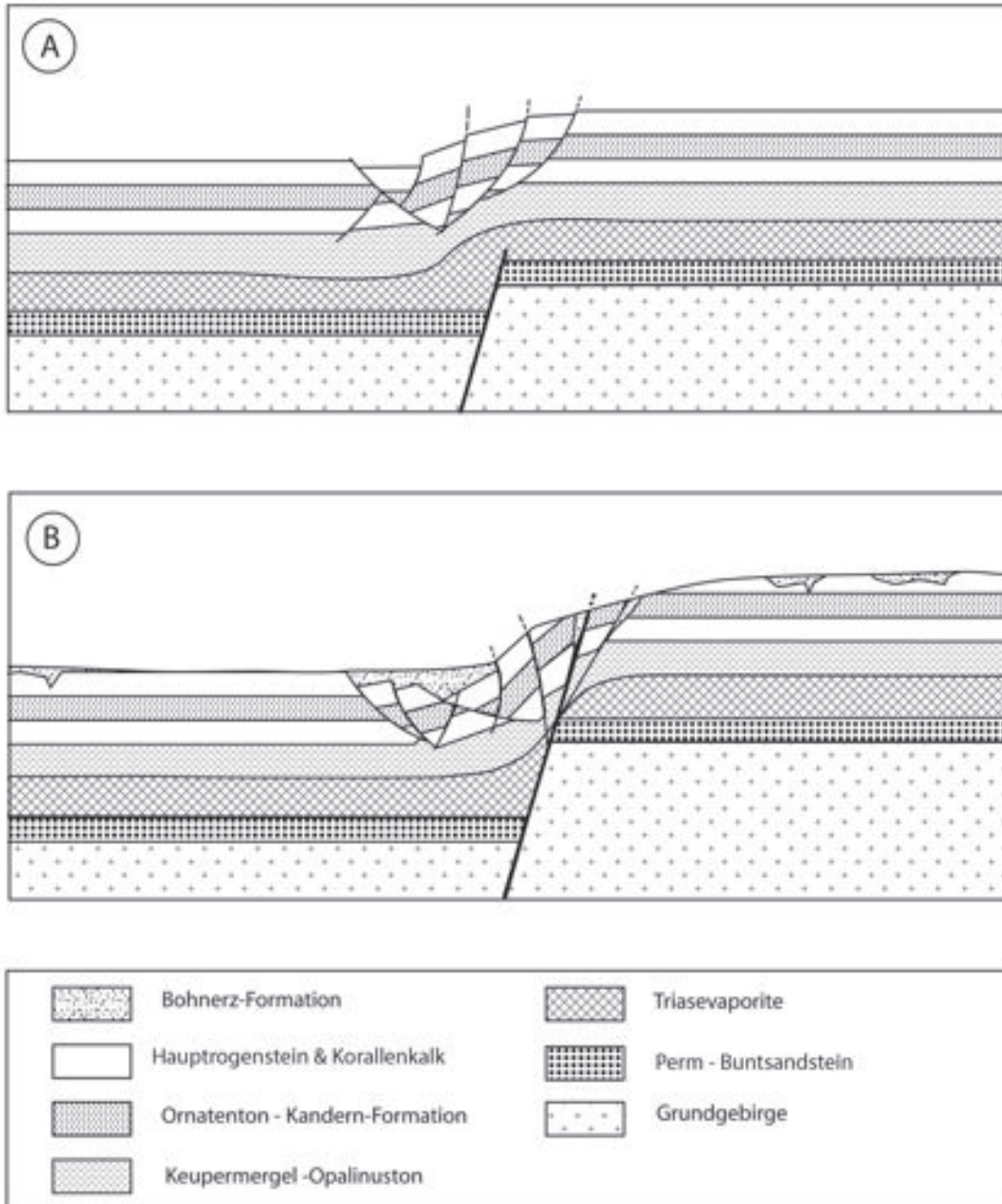


Abbildung 3.1: Flexur- und Zerrgrabenbildung an der Rheintal-Flexur im A: Mitteleozän und B: Obereozän

- Durch die Extension und den wachsenden Vertikalversatz gerät der rigide obere Sedimentstapel unter Zugspannung – es bilden sich oberflächennahe („thin-skinned“) Zerrgräben.
- Inkompetente Sedimente, v.a. Triasevaporite, kompensieren den Versatz im Basement, es kommt zur Bildung einer Flexur.

Abbildung 3.1 B zeigt die geologische Situation im Obereozän.

- Die Flexurbildung an der RF geht weiter, die Bruchflächen der Zerrgräben werden rotiert und teilweise sogar überkippt und fungieren dann als sekundäre Aufschiebung.
- Die rigiden Sedimente an der Oberfläche (Erosion und Streckung) und Evaporitischen Einheiten im Untergrund (Subrosion und Streckung) werden zunehmend ausgedünnt.
- Brüche vom Grundgebirge ausgehend durchschlagen die Oberfläche und fungieren fortan als diskrete Abschiebung.
- Die Flexurbildung kommt zum Erliegen.

3.2.2 Oligozän

Abbildung 3.2 A zeigt die geologische Entwicklung im Unteroligozän².

- Die tektonische Aktivität geht an einer diskreten Abschiebung weiter.
- Im Liegenden (Schwarzwald, Dinkelberg) werden die mesozoischen Gesteine (Malmkalk bis Muschelkalk) erodiert und in inverser Reihenfolge im Hangenden der RF abgelagert.
- Die auf der eozänen Flexur abgelagerten Tertiärkonglomerate bleiben in subhorizontaler Position liegen und bilden eine Winkeldiskordanz mit den liegenden mesozoischen Gesteinen.

Abbildung 3.2 B zeigt die Situation im mittleren Unteroligozän:

- Die tektonische Aktivität an der Rheintal-Flexur wird abgeschwächt und kommt gar zum Erliegen.
- es kommt zur Transgression des Rupelmeeres, auf der Rheintal-Flexur werden marine, z.T. sapropelische Tonsteine in Beckenfazies abgelagert.
- Es kommt zur Bildung eines Hiatus zwischen Oberoligozän und Mittelmiozän in der Region.

²siehe auch Abschnitt 1.8.3

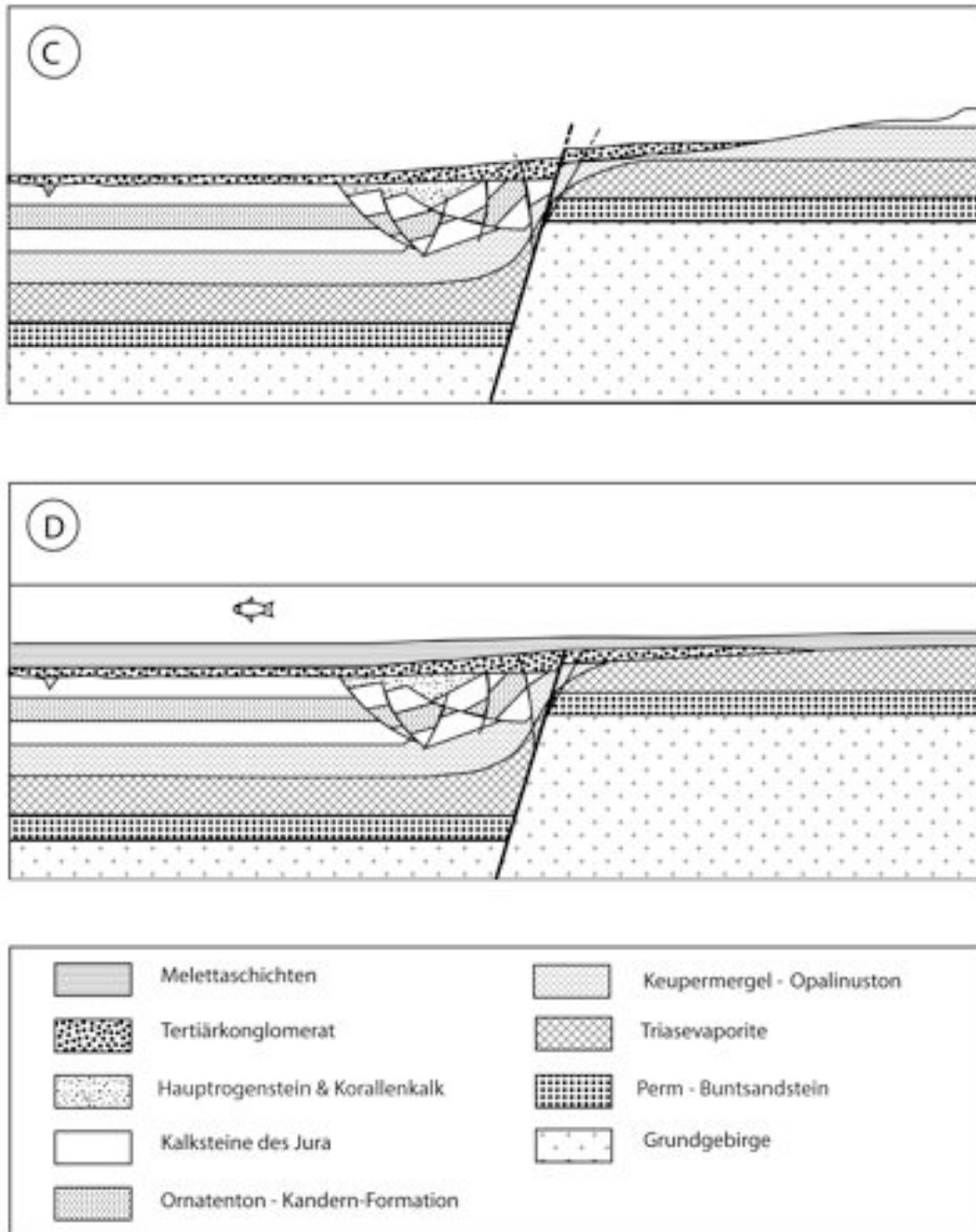


Abbildung 3.2: Geologische Situation im Unteroligozän, C: Erosion der mesozoischen Sedimentbedeckung und Alluvialfächersedimentation an der Eozän / Oligozängrenze, D: Ablagerung der Melettaschichten nach Transgression des Rupelmeeres.

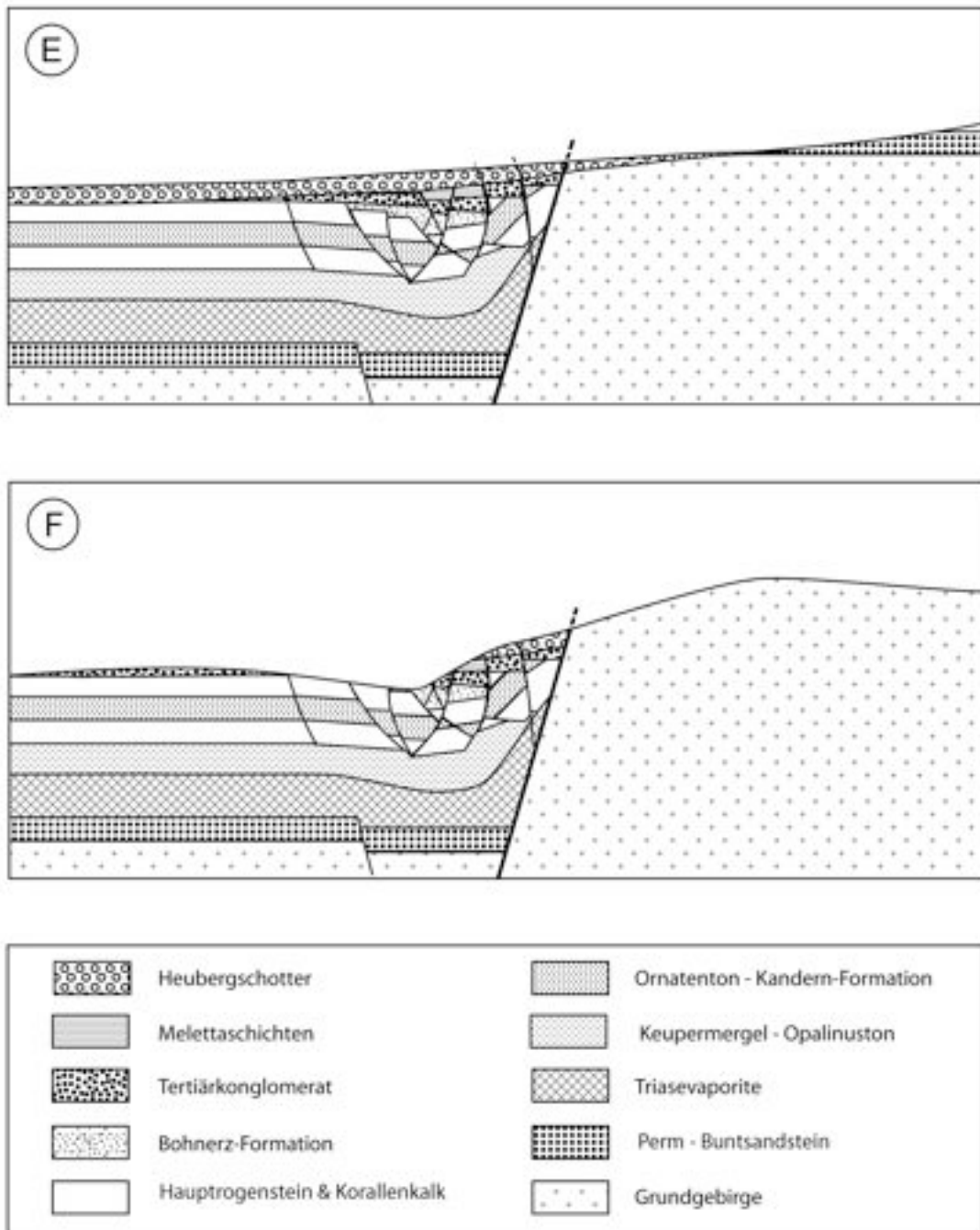


Abbildung 3.3: Geologische Situation an der Rheintal-Flexur Neogen bis rezent: im Neogen werden die Heubergschotter vom Schwarzwald erodiert und auf der RF abgelagert. Später werden die Schotter gehoben und z.T. wieder erodiert.

3.2.3 Neogen - rezent

Abbildung 3.3 **E** zeigt die geologische Entwicklung der Rheintal-Flexur im Neogen:

- Das ganze Gebiet wird im Miozän gehoben.
- Es kommt zur Exhumation des Grundgebirges an der Rheintal-Flexur nördlich von Kandern.
- Es kommt zur Ablagerung von neogenen Flussschottern, den Heubergschottern.
- Die eozäne Flexur wird von einer halbgrabenartigen Struktur überprägt.

Abbildung 3.3 **F** zeigt die subrezente Entwicklung (Neotektonik) an der Rheintal-Flexur:

1. Die Flussschotter werden relativ zum heutigen Talniveau angehoben und teilweise wieder erodiert.
2. Die Heubergschotter werden an der Rheintal-Flexur versetzt.

Anhang A

Übersichtsprofil Lias

Übersichtsprofil Dogger

Geomorphologie Südwestschwarzwald

Koordinatenverzeichnis Fallzeichen

Koordinatenverzeichnis Aufschlüsse

Panorama Kandern

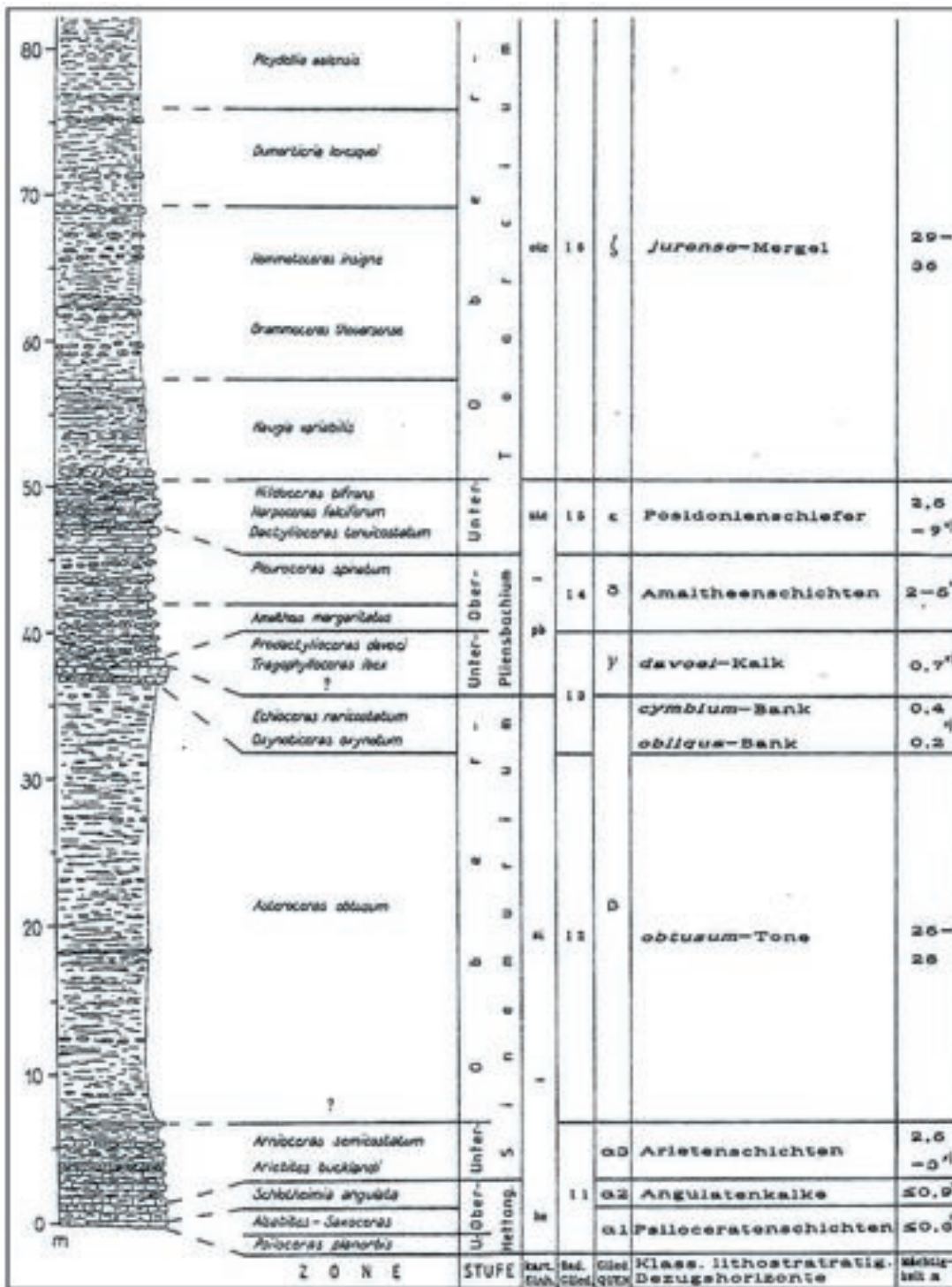


Abbildung A.1: Übersichtsprofil über den Lias der Kanderner-Vorbergzone, aus Ernst (1989)



Abbildung A.2: Übersichtsprofil über den Dogger der Kanderner-Vorbergzone, aus Ernst (1989)

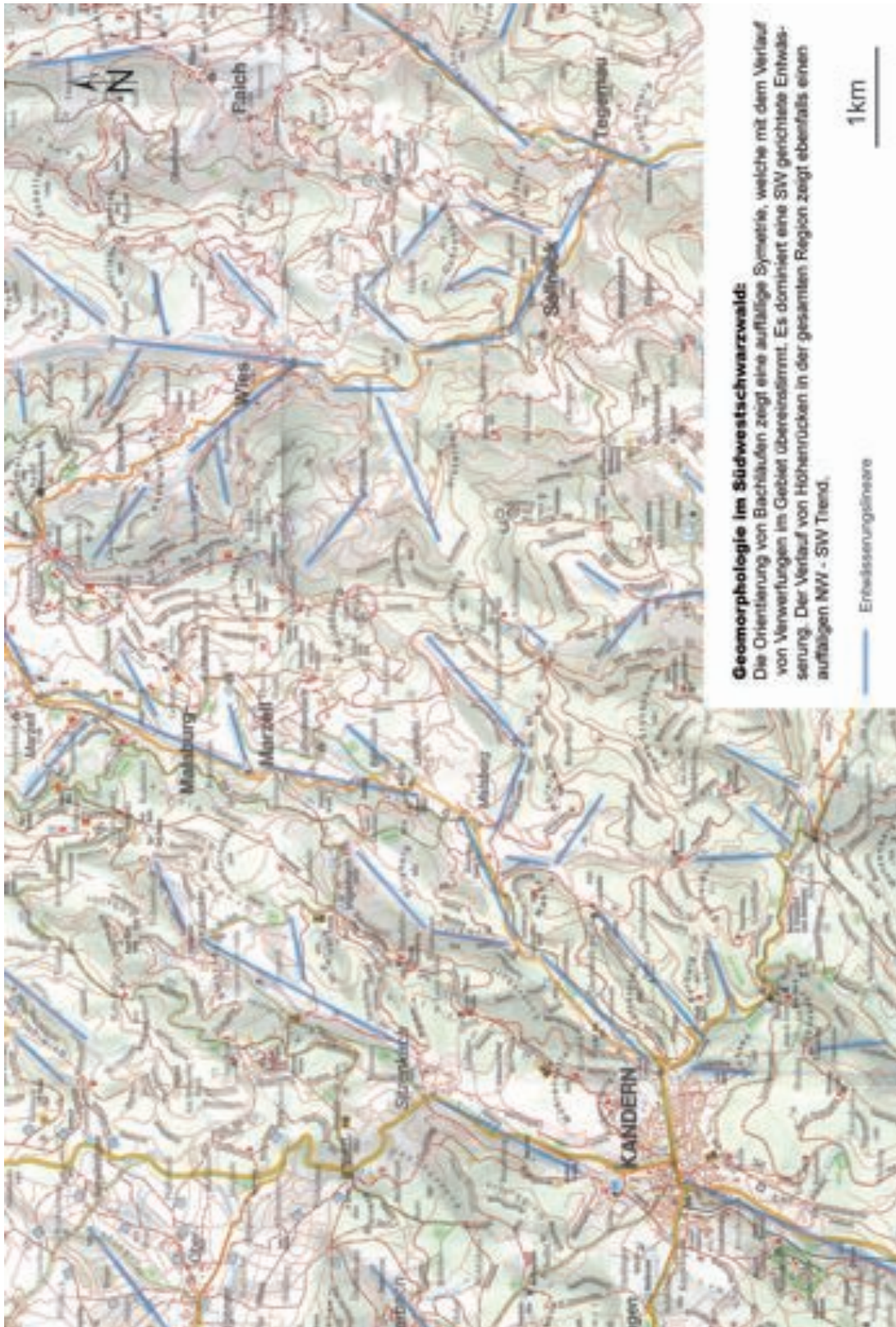


Abbildung A.3: Geomorphologie Südwestschwarzwald
 270

Nr.	Lithologie	Ort2	Kartenblatt	Azimut	Fallwinkel	R-Wert	H-Wert
1	Melettaschichten	Graben; Sandlage	MM	330	40	3400560	5286187
2	Callovium	Tongube; Anceps	K	118	32	3399880	5287607
3	Callovium	Tongube; Anceps	K	120	46	3399911	5287686
4	Ferringeusschichten	Lohweg	K	99	10	3399910	5288180
5	Hauptrogenstein	Mohrensattel	MM	257/264/258	55/65/57	3400581	5288163
6	Hauptrogenstein	Wolfsheule	MM	284/288	40/47	3400615	5288213
7	Hauptrogenstein	Lippisbach	K	175/164	23/23	3399965	5288891
8	Hauptrogenstein	Länderich Westhang	MM	295	13	3400348	5289000
9	Hauptrogenstein	Länderich Nordende	MM	200	16	3400385	5289115
10	Hauptrogenstein	Länderich So.Bächle	MM	114/121	19/19	3400269	5288923
11	Hauptrogenstein	Länderich S.Bächle	MM	159	20	3400147	5288744
12	Hauptrogenstein	Länderich SW Fels	MM	198/191/200	12/15/10	3400074	5288851
13	Hauptrogenstein	Lohweg	K	250	5	3399880	5288100
14	Sauzeischichten	Mohrensattelweg	MM	270	70?	3400615	5287164
15	Lias	Lichtenbachmünd.Posidoniens.	MM	293	65	3400547	5287164
16	Keuper	Lichtenbach	MM	274	54	3400780	5286820
17	Muschelkalk	Lichten	MM	320	34	3400597	5286440
18	Muschelkalk	Fasanengartenweg	MM	320/318	50/45	3400823	5386011
19	Muschelkalk	Rainweg b. Eisengraben	SCH	285	30	3400691	5285268
20	Muschelkalk	Kamelweg ob.Wässertief	MM	250	50	3400651	5288942
21	Buntsandstein	Heubergweg u.Juchskopf	MM	270	10	3401140	5285576
22	Buntsandstein	Rainweg b. Eisengraben	SCH	282/27	45/38	3401463	5285798
23	Buntsandstein	hinter Schuppen	MM	315	60	3400644	5287084
24	Buntsandstein	Lichtenbach	MM	282	55	3400648	5286998
25	Rotliegendes	Roter Rain; Fanglomeratlagen	MM	220/23	18/20	3401296	5286654
26	Rotliegendes	Scheideckstrasse Fanglomerate	MM	210	35	3401331	5286236

Kartenblatt, Lö = Lörrach, K = Kandern, MM = Marlsburg Marzell, SCH = Schopfheim

Abbildung A.4: Liste sämtlicher Schichtmessungen im Kartiergebiet mit Angabe von Einfallrichtung (Azimut) und Fallwinkel. Achtung: Die GPS-Messungen können fehlerbehaftet sein, da Messunregelmäßigkeiten der Appertur auftraten.

Nr.	Lithologie	Ort	Kartenblatt	R-Wert	H-wert
1	Quatär	Bodenprofil Tongrube Kandern	K	3399839	5287680
2	Heubergschotter	Tongrube oberer Heuberg	Lö	3399140	5285200
3	Melettaschichten	Lochgraben	MM	3400560	5286187
4	Tertiärkonglomerat	Heissbühl	MM	3400355	5287675
5	Tertiärkonglomerat	Stbr. ü. August -Macke-Schule	K	3399835	5286544
6	Tertiärkonglomerat	Eingang Kalkgraben	K	3399333	5285864
7	Tertiärkonglomerat	Stbr. unterer Kalkgraben	K	3399394	5285869
8	Tertiärkonglomerat	Stbr. Eichenhütte	K	3399626	5285848
9	Bohnerzformation	am Heissbühl	MM	3400321	5287529
10	Korallenkalkformation	Waldrand S A.-Macke-Schule	K	3399622	5286372
11	Callovium, Anceps.	Acker W u. Mohrensattel	MM	3400150	5288235
12	Variansschichten	Tongrube Kandern	K	3399763	5287471
13	Hauptrogenstein	Kandern SE	MM	3400125	5286840
14	Hauptrogenstein	Stbr. o. Str. Kandern Sitzenkich	K	3399880	5288000
15	Humphresi-S.-Ms.	Länderich	MM	3400065	5288901
16	Humphresi-S.-Ms.	Mohrensattel	MM	3400615	5288213
17	Humphresi-S.-Ms.	Kandern SE	MM	3400180	5286150
18	Opalinuston	u. Eichbuck	MM	3400575	5287650
19	Opalinuston	SW Wässerlehof	MM	3400370	5286823
20	U.J., Posidonierschiefer	Lichsenbachmünd. Kander	MM	3400547	5287164
21	U.J., Arietenkalk	Waldrand SE Kandern	MM	3400405	5286669
22	Unterjura	Bach u. Eichbuck	MM	3400610	5287523
23	Keuper	Bach u. Eichbuck	MM	3400613	5287610
24	Keuper	unterer Lichsenbach	MM	3400590	5287080
25	Keuper	Baugrube, Ölmättle 14	MM	3400573	5286925
26	Keuper	Lochgraben	MM	3400578	5286420
27	Keuper	Mohrensattel	MM	3400710	5288280
28	Muschelkalk	o. Wässerlehof	MM	3400675	5288933
29	Muschelkalk	Eichbuck	MM	3400749	5287599
30	Muschelkalk	Lichsen	MM	3400597	5286440
31	Muschelkalk	Fasanengartenweg	MM	3400823	5286011
32	Muschelkalk	Rainweg bei Eisengraben	MM+SCH	3400691	5285268
33	Buntsandstein	Heubergweg u. Juchskopf	MM	3401140	5285576
34	Buntsandstein	Lichsenbach	MM	3400648	5286998
35	Buntsandstein	hinter Schuppen, Anfang Sauweg	MM	3400644	5287084
36	Buntsandstein	o. Wässerlehof	MM	3400661	5288952
37	Oberrotliegendes	Lichsenbach	MM	3400780	5286820
38	Oberrotliegendes	Scheideckstr. u. Roter Rain	MM	3401296	5286654
39	Oberrotliegendes	Sandelweg ü. Roter Rain	MM	3401331	5286236
40	Schlächtenhausgranit	Scheideckstrasse b. Kandern	MM	3400727	5286991
41	Verkieselung S.-granit	Eichbuck	MM	3400743	5287458
42	Marlsburggranit	Ortsende E Kandern	MM	3400804	5287543

Kartenblatt; Lö = Lörrach, K = Kandern, MM = Marlsburg Marzell, SCH = Schopfheim

Abbildung A.5: Koordinatenverzeichnis sämtlicher im Text erwähnter Aufschlüsse mit Referenznummer: (Afs. 17). Achtung: Die GPS-Messungen können fehlerbehaftet sein, da Messunregelmäßigkeiten der Appertur auftraten.

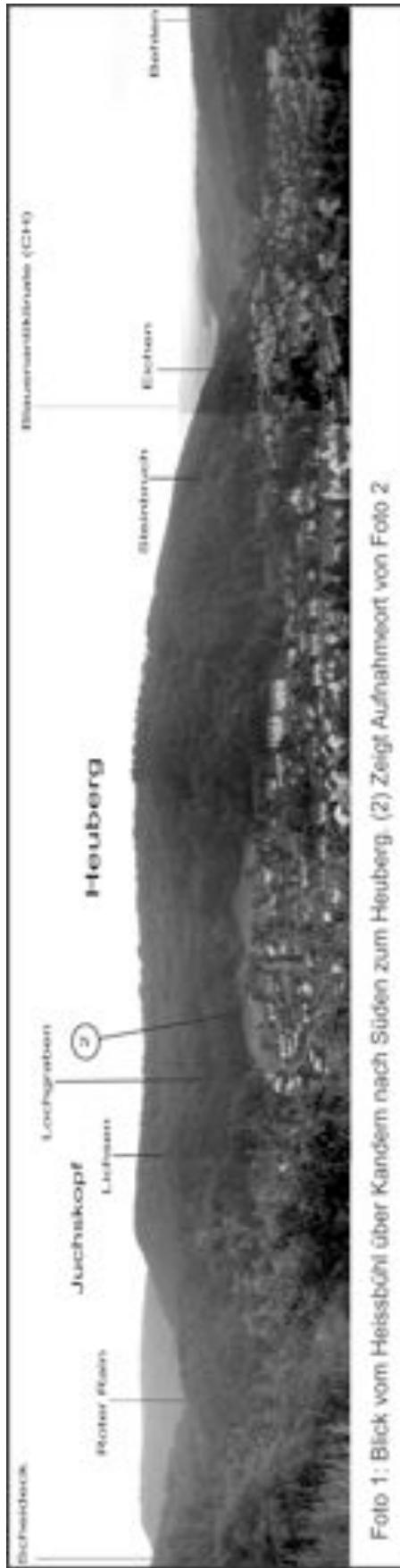


Abbildung A.6: Geographische Übersicht über Kandern mit im Text erwähnten Lokalitäten

Literaturverzeichnis

- ALLEN, J. R. L. 1990. Transport-Hydrodynamics. Shells. *Pages 227–230 of:* BRIGGS, D. E. G. UND P. R. CROWTHER (eds), *Palaeobiology . a Synthesis*. Oxford: Blackwell Sci. Publ.
- ALLENBACH, R. 2002. Synsedimentary tectonics in an epicontinental sea: A new interpretation of the Oxfordian basins of northern Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **94**(3), 265–287.
- AMLER, M., R. FISCHER, UND N. ROGALLA. 2000. *Muscheln*. Stuttgart: Enke im Georg Thieme Verlag.
- ARTHAUD, F. UND P. MATTE. 1977. Late Palaeozoic strike-slip faulting in Southern Europe and North Africa; results of a right lateral shear zone between the Appalachians the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1305–1320.
- BAIN, R. UND M. FOSS. 1993. Carbonate microfabrics related to subaerial exposure and paleosol formation. *Pages 19–27 of:* REZAK, R. UND D. L. LAVOIE (eds), *Carbonate Microfabrics*. Frontiers in Sediment. Geol.
- BARNES, R. 1994. The brakish water fauna of northwestern Europe. Cambridge: Cambridge University Press.
- BECKER, D. UND K. CIVELLI. 2001. Le Tertiaire (Cénozoïque) du Jura le long de la Transjurane: premiers resultats paléontologiques et stratigraphiques. *In:* HUG, A. W. UND S. BOLL (eds), *Rapport d'activités 2001, Paléontologie et Transjurane No. 2*. Porrentruy: Republique et Canton du Jura, office du patrimoine historique et des affaires culturelles, section de Paléontologie.
- BECKER, D. 2003. Paléoécologie et paléoclimats de la Molasse du Jura (Oligo-Miocène): apport des Rhinoceroidea (Mammalia) et des minéraux argileux. *Geo-Focus*, **9**.
- BERGER, J.-P. 2000. Chronostratigraphic chart for the South and North Jura Molasse, the South Rhine Graben, the North Rhine Graben and the Mainzer Becken. <http://comp1.geol.unibas.ch/groups>.

- BITTERLI-BRUNNER, P. 1988. *Geologischer Führer der Region Basel*. Basel: Birkhäuser Verlag.
- BLANC-VALLERON, M.-M. UND M. SCHULER. 1997. The Salt Basins of Alsace (Southern Rhine Graben). *Pages 95–135 of: BRUSSON, G. UND B. C. SCHREIBER (eds), Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Bassins in France and Spain (Paleogene and Lower Neogene)*. New York: Columbia University Press.
- BOIGK, H. UND H. SCHÖNEICH. 1974. Perm, Trias und älterer Jura im Bereich der südlichen Mittelmeer-Mjösen-Zonen und des Rheingrabens. *Pages 60–71 of: ILLIES, J. H. UND K. FUCHS (eds), Approaches to Taphrogenesis. Proceedings of an International Rift Symposium held in Karlsruhe, April, 13-15, 1972*. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche.
- BOLLIGER, T., B. ENGESSER, UND M. WEIDMANN. 1993. Première découverte de mammifères pliocènes dans le Jura neuchâtelois. *Eclogae geol. Helv.*, **86 (3)**, 1031–1068.
- BOYER, B. W. 1982. Green River laminites: does the playa-lake model really invalidate the stratified-lake model? *Geology*, **10**, 321–324.
- BRAUN, G. 1914. Zur Morphologie der Umgebung von Basel. *Verh. d. naturf. Ges. in Basel*, **25**.
- BRENCHLEY, P. J. UND D. A. HARPER. 1998. *Palaeoecology: ecosystems, environments, end evolution*. Chapman and Hall.
- BRINDLEY, G. UND G. BROWN. 1980. *Crystal Structures of Clay Minerals and their Identification*. Vol. Monograph no. 5. London: Mineralogical Society.
- BROOKES KNIGHT, J., R. L. BATTEN, E. L. YOCHELSON, UND L. R. COX. 1960. Supplement : Paleozoic and some mesozoic Caenogastropoda and Ophisto-branchia. *Pages 1 310–1 332 of: Treatise on Invertebrate Paleontology: Part I, Mollusca 1*. GSA and University of Kansas Press.
- BURKHALTER, R. M. 1996. Die Passwang-Alloformation (unteres Alenien - unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura. *Eclogae geol. Helv.*, **89(3)**, 875–934.
- CANN, J. H. UND P. DE DEKKER. 1981. Fossil Quarternary And Living Foraminifera From Athalassic (Non-Marine) Saline Lakes, Southern Australia. *J. Paleont.*, **55(3)**, 660–670.
- CHAMLEY, H. 1989. *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag.

- CHRISTIE-BLICK, N. UND K. BIDDLE. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. *Pages 1–34 of: BIDDLE, K. UND N. CHRISTIE-BLICK (eds), Strike-slip deformation, basin formation and Sedimentation.*, vol. 37. Soc Econ Paleontol Mineral Spec Publ.
- COX, L. R., N. D. NEWELL, D. W. BOYD, C. BRANSON, R. CASEY, A. CHAVAN, A. H. COOGAN, C. DECHASEAUX, C. A. FLEMMING, UND F. HAAS. 1969. Bivalvia. *Pages N491–N951 of: MOORE, R. C. (ed), Molluska 6. Treatise on Invertebrate Paleontology*, vol. 2. GSA University of Kansas Press.
- CUSHMAN, R. A., H. P. BUCHHEIM, UND L. H. FISK. 1984. Palynology, depositional environments, and oil Shale genesis in the Green River Formation, Wyoming. *Abstracts on the of the American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **67**, 1208.
- DIEBOLD, P. UND T. NOACK. 1997. Late Palaeozoic troughs and Tertiary Structures in the eastern Folded Jura. *Pages 59–63 of: PFIFFNER, O. A., P. LEHNER, P. HEITZMANN, S. MUELLER, UND A. STECK (eds), Deep structure of the Swiss Alps. Results of NRP 20.* Birkhäuser.
- DODD, J. R. UND R. J. STANTON. 1990. *Paleoecology, Concepts and Applications*. 2 edn. New York: John Wiley and Sons.
- DUNHAM, R., J. 1969. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. *Pages 108–121 of: HAM, W. E. (ed), Classification of carbonate rocks*, vol. 1. Mem., Am. Assoc. Petrol. Geol.
- DURINGER, P. 1988. *Les conglomérats des bordures du rift cénozoïque rhénan. Dynamique sédimentaire et contrôle climatique.* Ph.D. thesis, Université Louis Pasteur Strasbourg.
- DURINGER, P. UND J.-C. GALL. 1993. Les écosystèmes microbiens marqueurs des variations des niveaux lacustres en contexte de fan-deltas. Exemple du rift rhénan méridional (Europe occidentale). *Geol. Rundsch.*, **82**, 30–41.
- DURINGER, P. UND J.-C. GALL. 1994. Morphologie des constructions microbiennes en contexte de fan-delta Oligocène. Exemple du rift rhénan (Europe occidentale). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, **107**, 35–47.
- EDEL, J. B. UND P. FLUCK. 1989. The upper Rhenish shield basement (Vosges, Upper Rhinegraben and Schwarzwald): Main structural features deduced from magnetic, gravimetric and geological data. *Tectonophysics*, **169**, 303–316.
- ERNST, M. 1989. *Das Mesozoikum der Vorbergzone auf Blatt Kandern/Südbaden (TK 8211).* Ph.D. thesis, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg i/Br.

- ETTER, W. 1994. *Palökologie: Eine methodische Einführung*. Basel: Birkhäuser-Verlag.
- FISCHER, H. 1965. *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Atlasblatt 49, Rodersdorf, mit Erläuterungen*.
- FISCHER, H. 1969. Geologischer Überblick über den südlichen Oberrheingraben und seine weitere Umgebung. *Regio Basiliensis*, 10(1), 57–84.
- FONTES, J.-C., A. FILLY, J. GAUDANT, UND P. DURINGER. 1991. Origine continentale des évaporites paléogènes de Haute Alsace: arguments paléoécologiques, sédimentologiques et isotopiques. *Bull. Soc. géol. France*, 162(4), 725–737.
- FREYTET, P. 1964. Le Vitrolien des Corbières orientales: réflexions sur la Sedimentation "lacustre" nord-pyrénéenne; divagation fluviale, biorhexistase, pédogénèse. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 26(3), 179–199.
- FREYTET, P. 1984. Carbonate lacustrine sediments and their transformations by emersion and pedogenesis. Importance of identifying them for paleogeographical reconstructions. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 223–247.
- FREYTET, P. UND J.-C. PLAZIAT. 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis, late Cretaceous and early Tertiary of southern France. *Contributions to Sedimentology*, 12, 213pp.
- FREYTET, P., P. DURINGER, J.-C. KOENIGUER, G. LABLANCHE, M. LAURAIN, UND D. PONS. 2001. Distribution and paleoecology of freshwater algae and stromatolites: IV, some examples from the Tertiary of the Parisian Basin and the Alsace Graben (France). *Ann. Paléontol.*, 87(3), 143–205.
- FRODGE, J. UND K. LI. 1997. August 1997 Lake Wahington Fish Kill. <http://dnr.metroc.gov/wlr/waterres/lakes/fishkill.htm>, 8.
- FÖRSTER, B. 1892. Geologischer Führer für die Umgebung von Mülhausen i. E. *In: Mitteilungen der geologischen Landesanstalt von Elsass-Lothringen*, vol. 3 (4). Strassburger Druckerei und Verlagsanstalt.
- FÖRSTER, B. 1913. Die Versteinerungen aus den Tiefbohrungen auf Kali im Oligocän des Oberelsass. *Mitt. d. Geol. Landesanstalt v. Elsass-Lothr.*, 8 (1), 1–47.
- GALE, H. S. 1920. The Potash Deposits of Alsace. *UGS Bull.*, 715(B), 17–55.
- GAUDANT, J. 1981. Nouvelles recherches sur l'ichtyofaune de la Zone salifère (Oligocène inférieur) du bassin potassique alsacien. *Sciences Géologiques*, 34,4, 209–219.

- GAUDANT, J. 1984. Un nouveau Cyprinodontidae (Poisson téléostéen) de l'Oligocène inférieur de Kleinkembs (Pays de Bade, Allemagne) : *Prolebias rhenanus* nov. sp. Erratum et corrigendum. *Sciences Géologiques*, **37** (2), 173–174.
- GAUDANT, J. UND T. BURKHARDT. 1984. Sur la découverte de poissons fossiles dans les marnes grises rayées de la Zone fossilifère (Oligocène basal) d'Altkirch (Haut-Rhin). *Sciences Géologiques*, **37** (2), 137–152.
- GENSER, H. 1959. Stratigraphie und Tektonik der Vorbergzone am südwestlichen Schwarzwaldrand zwischen Staufen und Badenweiler. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, **49**, 59–112.
- GENSER, H. 1984. Die "Korallenkalk-Blöcke" des Weberhölzle bei Kandern Südbaden. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, **74**, 143–146.
- GEYER, O. F. UND M. P. GWINNER. 1986. *Geologie von Baden-Württemberg*. Stuttgart: E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller).
- GIAMBONI, M., K. USTASZEWSKI, S. M. SCHMID, M. E. SCHUMACHER, UND A. WETZEL. submitted. Plio-Pleistocene Transpressional Reactivation of Paleozoic and Paleogene Structures in the Rhine-Bresse Transform Zone (Northern Switzerland and Eastern France). *Geologische Rundschau*, submitted.
- GILBERT, R. 2003. Varves. Pages 764–765 of: MIDDLETON, G. V. (ed), *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer Academic Publishers.
- GLEY, J.-P., M.-M. BLANC-VALLERON, F. FACHE-DANY, M. SCHULER, UND M. ANSTART. 1993. Characterisation of organic-rich material in an evaporitic environment: the Lower Oligocene of the Mulhouse Bassin (Alsace, France). *Geol. Rundsch.*, **82**, 718–725.
- GRAHAM, R. 2003. Principal Characters for Identifying *Aedes*, *Anopheles*, and *Culex*. *Entomology and Plant Pathology*; ed. Division of Agricultural Sciences and Natural Resources, Oklahoma State University: <http://entopl.okstate.edu/>.
- GREY, J. S. 1987. Species-abundance patterns. Pages 53–67 of: GEE, J. H. R. UND P. S. GILLER (eds), *Organization of Communities: Past and Present*. Oxford: Blackwell Sci. Publ.
- HAHN, W., H. MAUS, UND A. SCHREINER. 1974. Eozäner Vulkanismus am Schönberg bei Freiburg i. Br. (Baden-Württemberg). *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **16**, 41–49.
- HAQ, B. U., J. HARDENBOHL, UND P. VAIL. 1987. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, **269**, 483–489.
- HEER, O. 1865. *Die Urwelt der Schweiz*. Zürich: Schulthess.

- HEMMLEBEN, H. UND N. H. M. SWINBURNE. 1991. Cyclical Deposition of the Plattenkalk Facies. *Pages 572–591 of: EINSELE, G., W. RICKEN, UND A. SEILACHER (eds), Cycles and Events in Stratigraphy.* Springer-Verlag.
- HESSLER, R. R. 1969. Perocardia. *Pages R360–R393 of: MOORE, R. C. (ed), Treatise of invertebrate Paleontology, vol. 4 (1).* GSA and University of Kansas.
- HOFFMANN, P., A. Y. HUC, B. CARPENTIER, P. SCHÄFFER, P. ALBRECHT, B. KEELY, J. R. MAXWELL, J. W. SINNINGHE DAMSTÉ, J. W. DE LEEUW, UND D. LEYTHAEUSER. 1993. Organic matter of the Mulhouse Basin, France: a synthesis. *Org. Geochem.*, **20**(8), 1105–1123.
- HÄRING, M. 2003. *Das Neueste zum Projekt Deep Heat Mining in Basel.*
- ILLIES, J. H. 1981. Mechanism of Graben formation. *Tectonophysics*, **73**(1-3), 249–266.
- JÜNGST, H. 1937. Fischsterben im Kurischen Haff. *Geologie der Meere und Binnengewässer*, **1**, 352–356.
- KELLER, J., M. KRAMEL, UND F. HENJES-KUNST. 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ single crystal laser dating of early volcanism in the Upper Rhine Graben and tectonic implications. *Schweiz. Min. u. Pet. Mitt.*, **82**, 1–10.
- KEMNA, H. A. UND R. BECKER-HAUMANN. 2003. Die Wanderblock-Bildungen im Schweizer Jura-gebirge südlich von Basel: Neue Daten zu einem alten Problem. *Eclogae geol. Helv.*, **96**, 71–83.
- KESSLER, P. 1909. Die tertiären Küstenkonglomerate in der mittelhheinischen mit besonderer Berücksichtigung der elsässischen Vorkommen. *Mitt. d. Geol. Landesanstalt v. Elsass-Lothr.*, **7**, 167–290.
- KÄHLIN, D. 1993. *Stratigraphie und Säugetierfaunen der Oberen Süßwassermolasse der Nordwestschweiz.* Diss., ETHZ Zürich.
- KÄHLIN, D. 1997. Litho- und Biostratigraphie der mittel- bis obermiozänen Bois de Raube-Formation (Nordwestschweiz). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **90**(1), 97–114.
- KIEFER, H. 1928. Das Tertiär der Breisgauer Vorberge zwischen Freiburg i. Br. und Badenweiler. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, **28**, 1–98.
- LACOMBE, O., J. ANGELIER, D. BYRNE, UND J. DUPIN. 1993. Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saone continental transform zone (Eastern France). *Tectonics*, **12**(4), 874–888.

- LAUBSCHER, H. 1982. Die Südostecke des Rheingrabens - ein kinematisches und dynamisches Problem. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **75**(1), 101–116.
- LAUBSCHER, H. 2001. Plate interactions at the southern end of the Rhine graben. *Tectonophysics*, **343**, 1–19.
- LAUBSCHER, H. 1986. The eastern Jura: Relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. *Geologische Rundschau*, **75**(3), 535–553.
- LÖSCHKE, J., M. GÜLDENPFENNIG, H. P. HANN, UND G. SAWATZKI. 1998. Die Zone von Badenweiler-Lenzkirch (Schwarzwald): Eine variskische Suturzone. *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellschaft*, **149**(2), 197–212.
- LUTZ, H. 1984. Beitrag zur Kenntnis der Unteroligozänen Insektenfauna von Ceresté (Süd-Frankreich). *Documenta naturae*, **21**, 1–26.
- LUTZ, H. 1992. Giant ants and other rarities: The insect Fauna. *Pages 53–68 of: SCHAAL, S. UND W. ZIEGLER (eds), Messel: An insight into the history of life and of the Earth.* Oxford: Clarendon Press.
- LUTZ, H. 1997. Taphozönosen terrestrischer Insekten in aquatischen Sedimenten - ein Beitrag zur Rekonstruktion des Paläoenvironments. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **203**, 173–210.
- MAGYAR, I. 2002. Palaecological study of Lake Pannon, a long-lived brackish Lake from the Neogene of the Parathetys. *Pages 42–52 of: BERGER, J.-P. (ed), Workshop on Freshwater and Brackish (Paleo) Ecosystems.*
- MAIKOVSKY, V. 1941. *Contribution à l'étude paléontologique et stratigraphique du Bassin potassique d'Alsace.* Ph.D. thesis, Faculté des Sciences de l'Université de Strasbourg.
- MARTINI, E. 1972. Die Gattung Eosphäroma (Isopoda) im europäischen Alttertiär. *Senckenbergiana lethaea*, **53** (1/2), 65–79.
- MCALLISTER. 1984. Osmeridae. *Pages 399–403 of: WHITEHEAD, P. P., M.-L. BAUCHOT, J.-C. HUREAU, J. NIELSEN, UND E. TORTONESE (eds), Fishes of the North-eastern Atlantic and the Mediterranean.* Paris: UNESCO.
- METZ, R. UND G. REIN. 1958. *Erläuterungen zur geologisch-petrographischen Übersichtskarte des Südschwarzwaldes 1: 50 000.* Lahr: Moritz Schauenburg.
- METZLER, F. 1978. *Tektonik und Stratigraphie in neuen Aufschlüssen am Westrand des Isteiner Klotzes (Markgräflerland, Südbaden).* unpubl. Diplomarbeit, Geol. Inst. Univ. Karlsruhe.

- MEYER, L. 1927. War zur Unteroligozänzeit die burgundische Pforte nach Westen abgeschlossen. *Centralblatt f. Min. etc.*, 4, 130–137.
- MIEG, M., G. BLEICHER, UND P. FLICHE. 1892. Note complémentaire sur le gisement de Roppentzwiller et le gisement à insectes et à plantes de Kleinkembs. *Bull. Soc. géol. France*, 20, 375–385.
- MÜLLER, W. H., H. NAEF, UND H. R. GRAF (eds). 2002. *Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeitszenarien, Zürcher Weinland*. NAGRA Technischer Bericht, vol. 99-08. Wettingen: NAGRA.
- MURAWSKI, H. 1992. *Geologisches Wörterbuch*. Stuttgart: Enke Verlag.
- PEMBERTON, S. 2003. Biogenic Sedimentary Structures. *Pages 71–82 of: V., M. G. (ed), Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Kluwer Academic Publishers.
- PETERS, T. 1964. Tonmineralogische Untersuchungen an einem Keuper-Lias-Profil im Schweizer Jura (Frick). *Schweiz. Min. u. Pet. Mitt.*, 44, 559–588.
- PIANKA, E. R. 1988. *Evolutionary Ecology*. 4 edn. New York: Harper and Row.
- PICOT, L. 2002. *Le Paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud- rhénane : paléontologie (Ostracodes), paléoécologie, biostratigraphie et paléogéographie*. PhD, Université de Fribourg.
- PLATT, N. H. UND V. P. WRIGHT. 1992. Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards an exposure Index for the fresh-water environment. *J. sedim. Petrol.*, 62, 1058–1071.
- POTEL, S. UND M. FREY. 1999. Very low-grade metamorphism of northern New Caledonia. *Page 793 of: ANONYMOUS (ed), European Union of Geosciences conference abstracts; EUG 10*. Journal of Conference Abstracts, vol. 4; 1. Cambridge, United Kingdom: Cambridge Publications.
- REIHOLF-RIEHM, H. 1984. *Insekten*. Steinbachs Naturführer. München: Mosaik Verlag.
- RHIGI, D. UND A. MEUNIER. 1995. Origin of Clays by Rock Weathering and Soil Formation. *Pages 43–157 of: VELDE, B. (ed), Origin and Mineralogy of Clays*. Springer-Verlag.
- ROLLIER, L. 1911. Revision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au Nord des Alpes en général et de la Molasse subalpine suisse en particulier. *Neue Denkschriften d. Schweiz. Naturf. Ges.*, 46(1), Abh.

- ROTH, P. H. 1994. Distribution of coccoliths in oceanic sediments. *Pages 199–218 of: WINTER, A. UND W. SIESSER (eds), Coccolithophores*. Cambridge University Press.
- RYANG, W. H. UND S. K. CHOUGH. 1999. Alluvial-to-lakustrine systems in a pull-apart margin: southwestern Eumsung Basin (Cretaceous), Korea. *Sedimentary Geology*, **127**, 31–46.
- SAGEMAN, B. B., P. B. WIGNALL, UND E. KAUFFMAN. 1991. Biofacies Models for Oxygen-Deficient Facies in Epicontinental Seas: Tool for Palaeoenvironmental Analysis. *Pages 542–571 of: EINSELE, G., W. RICKEN, UND A. SEILACHER (eds), Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer Verlag.
- SAVRDA, C. E., D. J. BOTTJER, UND A. SEILACHER. 1991. Redox-Related Benthic Events. *Pages 524–541 of: EINSELE, G., W. RICKEN, UND A. SEILACHER (eds), Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag.
- SCHAARSCHMIDT, F. 1992. The vegetation: fossil plants as witnesses of a warm climate. *Pages 27–52 of: SCHAAL, S. UND W. ZIEGLER (eds), Messel: An insight into the history of life and of the Earth*. Oxford: Clarendon Press.
- SCHAD, A., H. SÖLL, UND O. WITTMANN. 1955. Ergebnisse der Tertiärbohrungen im Tertiärhügelland zwischen Müllheim und Istein im badischen Oberland. *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **1**, 300–360.
- SCHMIDT-KITTLER, N. 1987. International Symposium on Mamalian Biostratigraphy and Palaeoecology of the European Paleogene. *Münchener Geowiss. Abh.*, **10**, 312pp.
- SCHNARRENBERGER, C. 1915. *Erläuterungen zu Blatt Kandern (Nr.139) - Geol. spez. -Kt. Grossherzogtum Baden*. Heidelberg: Carl Winters Universitätsbuchhandlung.
- SCHNARRENBERGER, C. 1925. *Kalialz u. Erdöl im Rheintal*. Niederschrift üb. d. Versamml. d. Direktoren d. geol. L.-Anst. d. Deutsch. Reiches u. Deutsch-Österreichs. Berlin: Preuss. geol. L.-Anst.
- SCHULER, M. 1990. *Environments et Paléoclimats Paléogènes: Palynologie et biostratigraphie de l'Eocène et l'Oligocène inférieur dans les fossés rhénan, rhodanien et de Hesse*. Document du BRGM no. 190.
- SCHUMACHER, M. E. 2002. Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. *Tectonics*, **21**(1), 6–16–17.
- SEILACHER, A. 1970. Begriff und Bedeutung der Fossil-Lagerstätten. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh*(34-39).

- SEILACHER, A., W.-E. REIF, UND F. WESTPHAL. 1985. Sedimentological, ecological and temporal patterns of fossil lagerstätten. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. B*, **311**(5-23).
- SISSINGH, W. 1998. Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine foreland events. *Tectonophysics*, **300**, 249–284.
- SKELTON, P. W. 1985. Bivalvia. In: MURRAY, J. W. (ed), *Atlas of Invertebrate Macrofossils*. Longman.
- SONNE, V. 1963. Zur Verbreitung unteroligozäner Schichten (Sannois) im westlichen Mainzer Becken. *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **91**, 197–205.
- SONNE, V. 1974. Einführung in die Geologie des Mainzer Beckens. *Jber.u. Mitt. oerrh. geol. Ver.*, N.F. **56**, 15–19.
- STELLRECHT, R. 1954. *Beiträge zur Geologie zwischen Kandern und Schlächtenhaus (Blatt 8212 Kandern /8213 Schopfheim)*. unveröff. Dipl. Arb., Univers. Freiburg.
- STORNI, A. 2002. *Etude paléontologique et sédimentologique de la carrière d'Altkirch (Alsace, Paléogène) et cartographie des sédiments tertiaires et quaternaires de la région de Porrentruy (Jura suisse)*. travail de diplôme unpub., Université Fribourg.
- TALBOT, M. R. UND P. A. ALLEN. 1998. Lakes. In: *Sedimentary Environments: Processes, Fazies and Stratigraphy*. Blackwell Science.
- TAPPAN, H. 1980. *The Paleobiology of Plant Protists*. W.H. Freeman and Co.
- THENIUS, E. 2000. *Lebende Fossilien*. München: Verlag Dr. Friedrich Pfeil.
- THÉOBALD, N. 1937. *Les Insectes Fossiles Des Terrains Oligocènes De France*. Ph.D. thesis, Université Nancy.
- THORBECKE, G. 1979. Stromatholithe aus dem Sulzbachtertiär/ südl. Oberrheingraben. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, **69**, 73–80.
- VAIL, P. 1991. The stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustacy and Sedimentology. In: EINSELE, G., W. RICKEN, UND A. SEILACHER (eds), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag.
- VELDE, B. 1995. *Origin and Mineralogy of Clays*. Springer-Verlag.
- VILLINGER, E. 1999. Freiburg im Breisgau- Geologie und Stadtgeschichte. *LGRB Info.*, **12**, 8–13.

- VONDERSCHMITT, L. 1942. Die geologischen Ergebnisse der Bohrungen von Hirtzbach bei Altkirch (Ober-Elsass). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **35**(1), 67–99.
- WAGNER, W. 1924. Woher und wann trat das Tertiärmeer zum erstenmal in die Rheintalsenke ein. *Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Hessischen geologischen Landesanstalt zu Darmstadt für das Jahr 1924*, **5**(7), 56–89.
- WAGNER, W. 1938. Das Unteroligozän (Sannoisien) im Rheintalgraben unter Berücksichtigung seiner Lagerstätten. *Notizbl. d. Hess. Geol. Landesanstalt*, **5**(19), 120–149.
- WARD, J. V. 1991. *Aquatic Insect Ecology, Part I, Biology and Habitat*. John Wiley and Sons.
- WEITSCHAT, W. UND W. WICHARD. 1998. *Atlas der Pflanzen und Tiere im Baltischen Bernstein*. München: Dr. Friedrich Pfeil-Verlag.
- WERNER, W. UND H. J. FRANZKE. 2001. Postvariszische bis neogene Bruchtektonik und Mineralisation im südlichen Zentralschwarzwald. *Zeitschrift deutsche geologische Gesellschaft*, **152**(2-4), 405–437.
- WESTPHAL, F. 1957. Syntsedimentär gequollene Gesteine in alttertiären Sedimenten des Oberrheintalgrabens. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, **47**, 103–114.
- WETZEL, A. 1991. Stratification in Black Shales: Depositional Models and Timing - an Overview. In: EINSELE, G., W. RICKEN, UND A. SEILACHER (eds), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer Verlag.
- WETZEL, A., R. ALLENBACH, UND V. ALLIA. 2003. Reactivated basement structures affecting the sedimentary facies in a tectonically "quiescent" epicontinental Basin: an example from NW Switzerland. *Sedimentary Geology*, **157**, 153–172.
- WICHARD, W. 1978. *Die Köcherfliegen*. Neue Brehm-Bücherei. Wittenberg: A.-Ziemsen-Verlag.
- WILSER, J. L. 1912. Geologische Karte des Rheintalabbruchs von Kandern bis Lörrach und des vorderen Wiesentals 1: 25 000. - in Wilser, J.L: Die Rheintalflexur nordöstlich von Basel, zwischen Lörrach und Kandern und Ihr Hinterland. *Mitt. grossherzogl. bad. L.-Anst.*, **7**, 483–640.
- WIRTH. 1954. Die nördliche Verbreitungsgrenze des Unteroligozäns im Rheintalgraben und ihre wirtschaftliche Bedeutung. *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **82**, 186–189.
- WITTMANN, O. 1949. Stratigraphie und Paläogeographie des Tertiärs nördlich von Basel. *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellschaft*, **101**, 146–163.

- WITTMANN, O. 1952. *Erläuterungen zu Blatt Lörrach und Blatt Weil*. Feriburg Brsg.: Kommissionsverlag von Herder u. CO.
- WITTMANN, O. 1955. Bohnerz und präeozäne Landoberfläche im Markgräflerland. *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **1**, 267–299.
- WITTMANN, O. 1970. Tektonik des südlichen Oberrheingrabens und seines Rahmens. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, **121**, 61–65.
- WITTMANN, O. 1983. Ergebnisse von Bohrungen in der nördlichen und östlichen Umrandung des Isteiner Klotzes (Südbaden). *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **25**, 143–147.
- WOLFE, J. A. 1978. A palaeobotanical interpretation of Tertiary climates in the northern hemisphere. *Am. Sci.*, **66**, 694–703.
- WURZ, O. 1912. Über das Tertiär zwischen Istein, Kandern, Lörrach-Stetten und dem Rhein. *Mitteilungen der Großh. Badischen Geol. Landesanstalt.*, **7** (1), 203–309.
- ZIEGLER, P., M. SCHUMACHER, P. DÉZES, J. D. VAN WEES, UND S. A. P. CLOETINGH. 2004 in press. Post- Variscan evolution of the lithosphere in the Rhine Graben area : constraints from subsidence modelling. *Pages 289–317 of: WILSON, M., D. G., UND E. Z. (eds), Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe*, vol. 223. London: Geological Society Special Publications.
- ZIMMERLE, W. 1958. Der Marlsburgpluton im südwestlichen Schwarzwald. *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **3**, 81–122.