

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	89 (1996)
Heft:	3
Artikel:	Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura
Autor:	Burkhalter, Reto M.
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-167927

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 18.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura

RETO M. BURKHALTER¹

Key words: Stratigraphy, Aalenian, Bajocian, Swiss Jura mountains, Passwang Alloformation, Sissach Beds, Hauenstein Beds, Hirnichopf Beds, Waldenburg Beds, Brüggli Beds, allostratigraphic units, bounding discontinuities, stratigraphic condensation, ooidal ironstones, paleogeography, sea-level curves

ZUSAMMENFASSUNG

Die *Passwang-Alloformation* (unteres Aalénien bis unteres Bajocien, zentraler und nördlicher Schweizer Jura) besteht aus einer Abfolge von Parasequenzen, die einen untiefen, gemischt siliziklastisch-karbonatischen Sedimentationsraum in einem Epikontinentalmeer widerspiegeln. Jede Parasequenz schliesst mit einer hauptsächlich durch Brutto-Omission («starvation») gebildeten Omissionsdiskontinuität am Top einer meist eisenoolithischen Dachbank ab.

Eisenoolithische Horizonte können auch innerhalb einer Parasequenz auftreten, entweder an einer Regressions- oder an einer Transgressionsdiskontinuität. Diese beiden Diskontinuitätstypen werden vorwiegend durch Netto-Omission («bypassing») gebildet. Der interne Aufbau von Parasequenzen kann somit demjenigen übergeordneter «systems tract assemblages» bzw. Sequenzen (s.str.) entsprechen.

Die Ausbildung der Parasequenzen in der Passwang-Afm. ist das Resultat sich überlagernder zyklischer Meeresspiegelschwankungen unterschiedlicher Periode. Hinzu kommt der modifizierende Einfluss lokaler, z.T. durch synsedimentäre Abschiebungen hervorgerufener Subsidenzunterschiede. Das Fehlen von Parasequenzen oder Teilen davon durch längeranhaltende Omission bzw. Aufarbeitung ist im Untersuchungsgebiet weit verbreitet.

Die durch kurzfristiges Aussetzen der Sedimentation gebildeten eisenoolithischen Horizonte eignen sich gut zur Abtrennung allostratigraphischer Einheiten («unconformity-bounded units»). Auf dieser Grundlage wird die Passwang-Alloformation etabliert und in fünf Untereinheiten gegliedert. Der biostratigraphische Rahmen hierfür basiert auf Ammoniten und Palytomorphen.

Die Sissach-Schichten (Comptum-Subzone bis Murchisonae-Zone) sind nur im zentralen Baselbiet und nördlich davon vollständig entwickelt; andernorts ist ihr oberer Teil kondensiert oder nicht vorhanden. Ihr Ablagerungsraum war in generell tieferliegende Bereiche im heutigen Aargauer Tafeljura und nördlich der Linie Delsberg – oberes Baselbiet sowie in eine Hochzone im Gebiet Hauenstein – Weissenstein – Moutier gegliedert.

Das Verbreitungsgebiet der *Hauenstein-Schichten* (untere und mittlere Concavum-Zone), der *Hirnichopf-Schichten* (obere Concavum- und untere Discites-Zone) und der *Waldenburg-Schichten* (obere Discites-, Laeviuscula- und evtl. unterste Sauzei-Zone) ist auf eine N–S verlaufende, asymmetrische Senke zwischen dem Passwang und Frick beschränkt. Beiderseits der Senke sind die Äquivalente dieser Schichten kondensiert oder erodiert.

¹ Geologisches Institut, Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern

Die *Brüggli-Schichten* (Sauzei- bis mittlere Humphriesianum-Zone) erreichen in den beiden N–S verlaufenden Senken Delsberg – Grenchenberg und Frick – Schafisheim vergleichsweise grosse Mächtigkeiten. Im Gebiet Waldenburg – Unter Hauenstein, d.h. im Depotzentrum der drei liegenden Untereinheiten, sind sie durch syngenetische Erosion im Zuge einer (relativen) Subsidenzinversion stark reduziert.

ABSTRACT

The *Passwang Alloformation* (lower Aalenian to lower Bajocian, central and northern Swiss Jura mountains) is built up of a series of parasequences reflecting a shallow, mixed siliciclastic and carbonate depositional environment in an epicontinental sea. The parasequences are capped by omissional discontinuities, which were formed mainly by gross non-deposition («starvation»), and which are in most cases represented by an ooidal ironstone roof bed.

Ooidal ironstone beds may also occur within the parasequences, either at transgressional or regressive discontinuities. These two types of discontinuities were formed mainly by net non-deposition caused by an equilibrium between sedimentation and erosion (sediment bypassing). The internal organisation of the parasequences thus may be similar to the one of 3rd-order systems tract assemblages (sequences s.s.).

The development of the Passwang Alloformation parasequences is the result of superposed short- and long-term sea-level fluctuations and of local subsidence modifications, which in some places were caused by synsedimentary faulting. Condensation or absence of parasequences or parts thereof owing to prolonged omission and/or reworking is widespread.

All ooidal ironstone horizons are marked by hiatus and thus serve as bounding discontinuities both to define and correlate allostratigraphic (i.e. unconformity-bounded) units. On this basis, the Passwang Alloformation is established and subdivided into five subunits. The biostratigraphical framework rests upon dating by ammonites and palynomorphs.

The *Sissach Beds* (comptum subzone to murchisonae zone) are fully developed only in the northernmost part of the central study area. Elsewhere their upper part is either condensed or missing owing to syngenetic erosion.

The *Hauenstein Beds* (lower and middle concavum zone), the *Hirnichopf Beds* (upper concavum zone and lower discites zone) and the *Waldenburg Beds* (upper discites zone, laeviuscula zone and possibly lowermost sauzei zone) occur in a roughly N–S oriented shallow trough in the central part of the study area. E and W of this zone, their equivalents are either condensed or missing.

The maximum thicknesses of the *Brüggli Beds* (sauzei zone to middle humphriesianum zone) are attained in two approximately N–S oriented shallow troughs in the western and eastern part of the study area. In its central part, i.e. the depocentre of the three underlying subunits, the Brüggli Beds are reduced owing to syngenetic erosion related to a (relative) subsidence inversion.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	877
1.1 Bisherige Arbeiten	877
1.2 Geographischer Rahmen	878
1.3 Zeitlicher Rahmen	882
2. Fazies	882
3. Parasequenzen	889
4. Grundlagen und Methode der stratigraphischen Gliederung	891
5. Definition der Passwang-Alloformation	892
5.1 Einleitung	892
5.2 Untergrenze	893
5.3 Obergrenze	896

6. Das Liegende der Passwang-Afm.: Der Opalinus-Ton	898
7. Beschreibung der Passwang-Afm.	900
7.1 Sissach-Schichten	900
7.2 Hauenstein-Schichten	908
7.3 Hirnichopf-Schichten	909
7.4 Waldenburg-Schichten	911
7.5 Brüggli-Schichten	913
8. Meeresspiegelschwankungen	916
8.1 Konstruktion der Meeresspiegelkurven	916
8.2 Beschreibung	918
8.3 Ergänzende Bemerkungen	919
9. Entwicklung des Ablagerungsraumes	919
9.1 Opalinus-Ton	919
9.2 Sissach-Schichten	920
9.3 Hauenstein-Schichten	922
9.4 Hirnichopf-Schichten	923
9.5 Waldenburg-Schichten	924
9.6 Brüggli-Schichten	926
10. Zusammenfassung	928

1. Einleitung

Die Schichtenfolge zwischen der Basis der «Murchisonae-Schichten» (unteres Aalénien) und dem Dach der «Humphriesi-Schichten» (unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura wird zur *Passwang-Alloformation* zusammengefasst und neu gegliedert (Tab. 1). Allostratigraphische Einheiten werden mittels Grenzdiskontinuitäten definiert und identifiziert (NACSN 1983, Kap. 4).

Die hier als Passwang-Afm. definierten Schichten sind bekannt für ihre (scheinbare) fazielle Inkonstanz (Gressly 1838–41, Mühlberg 1900, Bläsi 1987). Sie sind charakterisiert durch die zyklische Folge von Tonsteinen, Mergeln, strukturarmen sandigen und biotritischen Kalken sowie Eisenoolithen (Lusser 1980, Bläsi 1987). Letztere dienten dank ihrem Fossilreichtum zur biostratigraphischen Gliederung der Abfolge, was bisher allerdings nur im lokalen Rahmen oder begrenzt auf einen Teil der Abfolge geschah.

1.1 Bisherige Arbeiten

Die alten Namen «Murchisonae-Schichten», «Sowerbyi-Schichten», «Sauzei-Schichten» (oft zu den «Sowerbyi-Sauzei-Schichten» zusammengefasst, z.B. Lusser 1980) und «Humphriesi-Schichten» gehen auf Moesch (1867) und Buxtorf (1901) zurück. Moesch vermachte den «Grès supraliasique» (oder «Marlysandstone») und die «Oolite ferrugineuse» (Thurmann 1832), die nicht überall eindeutig voneinander zu trennen waren (Gressly 1838–41), neu zu gliedern und führte im Aargauer Jura die nach leitenden Ammoniten benannten «Murchisonaeschichten», «Sowerbyischichten» und «Humphriesianusschichten» (inkl. «neutraler Zone») ein. Diese wurden sodann von Greppin (1867) für den Berner Jura übernommen und von Mühlberg (1900) in seiner grundlegenden Arbeit über den «Braunen Jura» für den gesamten Bereich zwischen Delsberger Becken und Ostende

Tab. 1. Die Passwang-Alloformation und ihre Untereinheiten. Gegenüberstellung von älteren Schichtbezeichnungen im Untersuchungsgebiet.

¹⁾Ostlicher Aargauer Jura; ²⁾Gelterkinde BL; ³⁾Umgebung von Aarau; ⁴⁾östlicher Jura; ⁵⁾fälschlicherweise als «Sowerbyi-, Desori- und Concavusschichten» bezeichnet, Korrektur in Gsell (1968); ⁶⁾östliches Fricktal, Buser (1952); ⁷⁾«Bank mit erbsen- bis haselnussgrossen, rostfarbenen Oolithen», Lausen BL, Strübin (1900); ⁸⁾Passwang-Gebiet, Delhaes & Gerth (1912); ⁹⁾Lieb (1951) ¹⁰⁾Lieb (1957); ¹¹⁾von Brändlin (1911) als «Murchisonae-Concavus-Schichten» bezeichnet; ¹²⁾Gonzalez (1993). Engständige Schraffur: entsprechender Abschnitt ist nicht überliefert; weitständige Schraffur: Kondensation. *Sch.*: Schichten; *Z.*: Zone; *-D.-Z.*: -Discites-Zone; *Bk.*: Bank; *Lg.*: Lager; *OD*: Omissionsdiskontinuität; *RD*: Regressionsdiskontinuität.

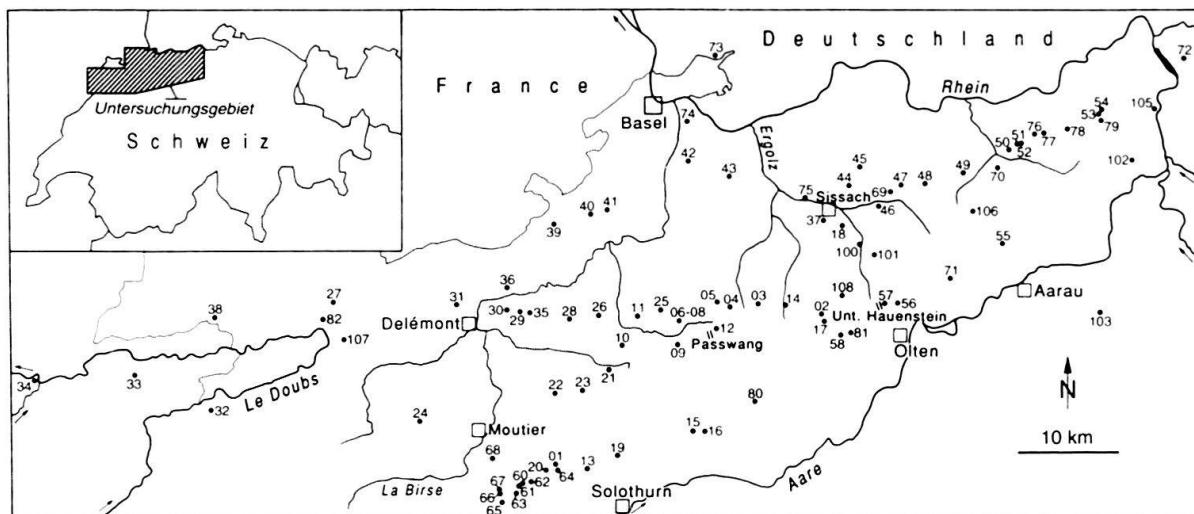
Stufen	Biozonen -subzonen	MOESCH (1867) ¹¹	BUXTORF (1901) ²⁾	MÜHLBERG (1908) ³⁾	diverse	BLÄSI (1987) ⁴⁾	BURKHALTER (1993)
Bajocien	Humphriesianum	Blagdenisch. (blaue Kalke)	Blagdeni- schichten	Blagdeni- schichten		Blagdeni- Schichten	Rothenfluh- Schichten ¹²⁾
		Humphriesianussch.	Humphriesisch.	Humphriesisch. «Ostreeenkalk»	Giganteus-Sch. ⁶⁾	Humphriesi-Sch.	OD -Humphriesi-Sch.-
	Sauzei	neutrale Zone	Sauzeischichten (auch: Sauzei-)	Crassispinata-Z. Polyschides-Z.			Brüggli- Schichten
	Laeviuscula	?	Sowerbyi- schichten	Sowerbyi- schichten	Sow.-Desori-Sch. ⁵⁾ Ob. Sublobata-Bk.	Sowerbyi- Sauzei- Schichten	RD Waldenburg- Schichten
	Discites			Inoceramen- Mergel	Grenz- knollen- lage ⁸⁾		OD Hirnichof- Schichten
	Concavum			Unt. Sublobata-Lg.	Disciteszone Eudmetoceras-D.-Z.		(OD) Hauenstein- Schichten
	Murchisonae	Murchisonæ- schichten	Murchisonæ- schichten	Murchisonæ- schichten	Concavazone ⁹⁾ Concavumzone ¹⁰⁾	Murchisonae- Concava- Schichten ¹¹⁾	OD Sissach- Schichten
	Comptum Opalinum	Opalinussch.	Opalinusthone	Opalinussch.	Zunzger- od. Praeconcavasch. ⁹⁾		RD Opalinus-Ton
							Passwang-Alloformation

des Juras verwendet. Buxtorf (1901) benannte die «neutrale Zone» in der Umgebung von Gelterkinde «Sauzei-Schichten», eine Bezeichnung, die sich bald auch im Solothurner Jura durchsetzte (z.B. Buxtorf 1908, Delhaes & Gerth 1912). Die entsprechenden Ablagerungen im Aargauer Jura versah Mühlberg (1908) mit dem kurzlebigen Namen «Polyschides-Zone». Strübin (1900) wies in der Umgebung von Liestal die Concavum-Zone im oberen Teil der «Murchisonae-Schichten» nach, ebenso Brändlin (1911) im Aargauer Jura. Lieb (1951 ff.), der die «Murchisonae-Schichten», ausgehend vom oberen Baselbiet (= Kanton Basel-Landschaft), ausführlich untersuchte und biostratigraphisch zu gliedern vermochte, trennte die Concavum-Zone von der Murchisonae-Zone ab. Dennoch behielt er für den gesamten Schichtstoss den Namen «Murchisonae-Schichten» bei, obwohl er zusätzlich erkannte, dass dessen Untergrenze unterhalb der Murchisonae-Zone liegt.

1.2 Geographischer Rahmen

1.2.1 Untersuchungsgebiet

Die Lage des Untersuchungsgebietes zeigt Figur 1. Die lineare Anordnung der Aufschlüsse im Faltenjura ergibt sich aus dem Verlauf der Antiklinalen. Veränderungen in

**Aufschlussprofile**

01 Rüschgraben ¹⁾	601.410/233.200 ²⁾	1106 ³⁾	33 Les Étrepeux ⁴⁾	561.360/241.940	1104	67 Grenchenbergt.-3	596.140/230.620	1106
02 Lauch	627.110/247.175	1088	34 St-Hippolyte	552.235/241.360	1104	68 Grenchenbergt.-4	595.435/233.825	1106
03 Studentflüe	620.830/248.250	1088	35 Vord. Rohrberg-E	598.940/247.690	1086	69 Ormalingen	633.600/258.475	1068
04 Angiberg	618.195/248.025	1087	36 Heil	597.065/249.950	1086	70 Cheeslete	643.925/260.625	1069
05 Lauwilberg	617.170/248.420	1087	37 Metzenholden	627.340/255.965	1068	71 Ängi	639.275/250.340	1089
06 Hirnichopf-1	613.325/246.550	1087	38 Les Fosses	569.075/247.340	1085	72 Acheberg (Nägel) ⁵⁾	661.500/271.000	1050
07 Hirnichopf-2	613.325/246.625	1087	39 Uf Ried	601.730/255.970	1066	73 Lörrach-Stetten	617.400/271.900	1047
08 Hirnichopf-3	613.300/246.550	1087	40 Bergmatten	605.215/256.895	1067	74 St. Jakob	614.280/265.550	1067
09 Ober Ratis	613.320/244.570	1087	41 Wallental	606.830/257.180	1067	75 Hasenacker	625.500/258.060	1068
10 Ober Bös	607.940/244.430	1087	42 Langmatt	614.585/261.650	1067	76 Schinberg-W	647.400/263.600	1069
11 Winkelberg	609.500/247.310	1087	43 Schauenburg Bad	618.450/260.300	1067	77 Schinberg-E	648.400/263.900	1069
12 Mittler Passwang	617.005/245.915	1087	44 Rickenbacher Flue	629.810/259.180	1068	78 Obersulz	649.900/263.700	1069
13 Fikigraben	604.460/232.835	1107	45 Staufen	630.785/260.875	1068	79 Bürerhorn	653.900/265.150	1069
14 Waldenburg	623.490/248.070	1088	46 Gelterkinder Flue ⁵⁾	632.460/257.100	1068	80 Hesselberg	620.570/238.750	1108
15 Randflue	615.760/236.165	1107	47 Asphof	634.830/259.325	1068	81 Belchentunnel-S	629.900/244.900	1088
16 Voremburg	614.650/236.180	1107	48 Ghei	636.985/259.395	1068	82 Mt-Terr.-Sondierst	579.500/247.500	1085
17 Spitzflenueli	627.350/246.410	1088	49 Sespe	640.750/260.245	1069			
18 Grutsch	629.120/255.390	1068	50 Zeindlematt	645.040/262.400	1069			
19 Vorroti	607.320/233.985	1107	51 Frickberg-N-1	646.090/263.000	1069			
20 Stallboden	600.600/232.750	1106	52 Frickberg-N-2	645.950/262.990	1069			
21 Les Fornés	606.780/242.360	1087	53 Laubberg-E-1	653.800/265.785	1069			
22 Les Grands Terras	601.450/239.950	1106	54 Laubberg-E-2	653.825/265.875	1069			
23 Le Flos	604.160/240.220	1107	55 Wasserflue	644.200/253.525	1089			
24 Creux de la Geline	588.575/237.410	1106	56 Froburg	634.110/247.950	1088	100 RB 25 B Wittinsbg	630.882/253.594	1088
25 Harlangen	611.460/247.770	1087	57 Unter Hauenstein	632.965/247.970	1088	101 RB 27 Rümelingen	632.041/252.594	1088
26 Moretchopf	605.755/247.260	1087	58 Fasislwald	629.060/245.070	1088	102 Riniken	656.604/261.800	1070
27 Sous les Roches	580.110/248.450	1085	59 Schefftheu	679.150/300.850	1011	103 Schafisheim	653.520/246.760	1089
28 Falchriedberg	603.020/247.140	1087	60 Ob. Brüggli-1	598.280/231.475	1106	104 Welach	676.725/268.620	1051
29 Vord. Rohrberg-W	598.175/247.775	1086	61 Ob. Brüggli-2	598.030/231.350	1106	105 FB 2 Nassberg	659.127/266.146	1050
30 Nesselhof	596.850/248.000	1086	62 Tiergarten	599.100/231.675	1106	FB 3 Nassberg	658.474/266.311	1050
31 Creux du Vorbourg	592.160/248.335	1086	63 Bettlachstock	597.735/230.490	1106	FB 4 Nassberg	658.712/266.084	1050
32 La Fonge	568.575/238.540	1105	64 Gross-Chessel	602.030/232.020	1106	106 241 Wölflinswil	641.400/256.650	1069
			65 Grenchenbergt.-1	596.300/229.860	1126	107 RC Mont Russelin	581.435/245.220	1085
			66 Grenchenbergt.-2	596.180/230.400	1106	108 SB 61(a) Eptingen	628.693/248.847	1088

Bohrprofile

Fig. 1. Untersuchungsgebiet und Lage der Profilpunkte (Quellenangaben in Burkhalter 1993). ¹⁾Schreibweise gemäss Landeskarte der Schweiz (LK) 1:25 000. ²⁾Schweizerische Landeskordinaten. ³⁾Blattnummer LK 1:25 000. ⁴⁾Name nur auf Blatt 1084. ⁵⁾Name nicht auf LK 1:25 000.

der Fazies und der Mächtigkeit quer zum Streichen der Faltenachsen, d.h. grob in N-S-Richtung, werden daher viel deutlicher wahrgenommen als solche, die längs dazu, also etwa W-E verlaufen. Dieser Effekt wird durch die palinspastische Rekonstruktion des Ablagerungsraumes noch verstärkt.

Für die vorliegende Arbeit wurden 62 Profile in Oberflächenaufschlüssen und 2 Bohrungen aufgenommen. Zur Ergänzung wurden 9 Bohrungen sowie 22 Profile, die nicht mehr vollständig aufgeschlossen sind, aus der Literatur übernommen bzw. nur beprobt (Fig. 1).

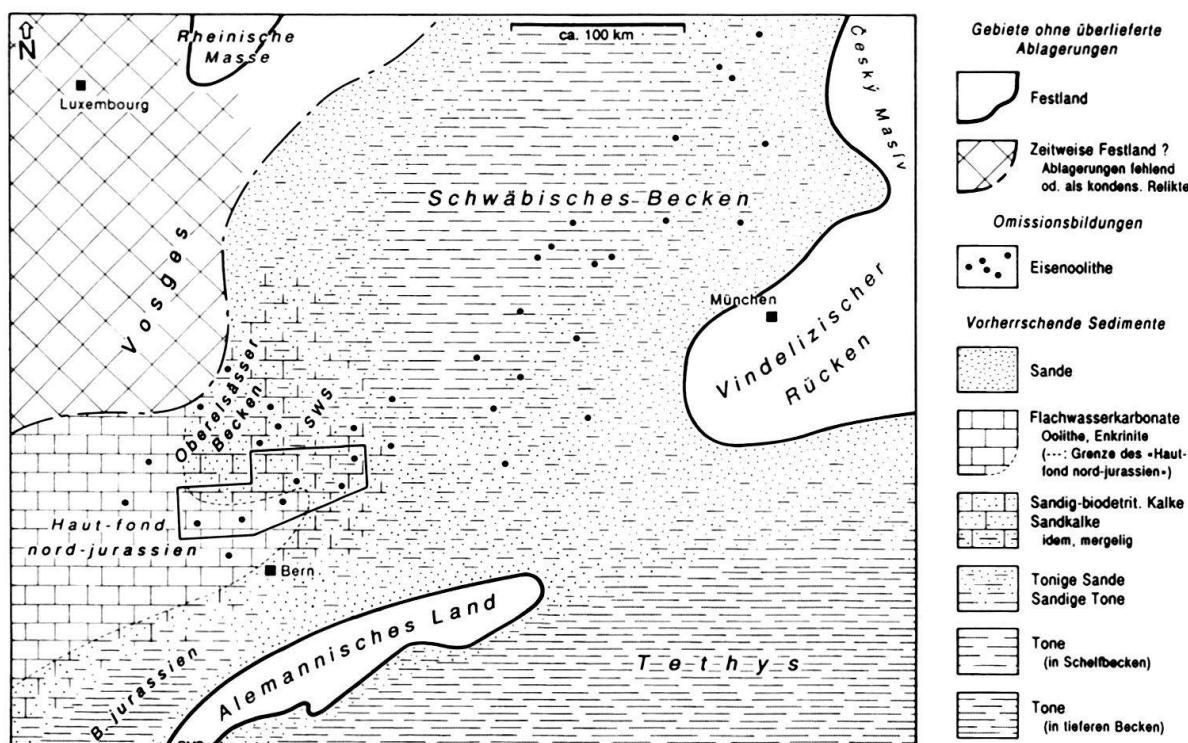


Fig. 2. Paläogeographie der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes im späten Aalénien. Es handelt sich um die zusammenfassende Darstellung verschiedener Zustände innerhalb einer Zeitspanne von mehreren 10^5 Jahren. Dies betrifft insbesondere die Küstenlinien, deren Verlauf wegen des vorwiegend flachen Reliefs bei Meeresspiegelschwankungen stark fluktuieren konnte, sowie die Eisenoolithe, deren Auftreten durch Omission bedingt und somit in ihrem Verbreitungsgebiet nicht zeitgleich mit den übrigen Sedimenten ist. Der «Haut-fond nord-jurassien» zeichnet in groben Zügen die Lage der östlichen Burgunder Plattform im Bajocien vor. SWS: (Mögliche) Schwarzwald-Schwelle. Untersuchungsgebiet: Heptagon zwischen Oberelsässer Becken und Bern. Im wesentlichen nach Contini (1970) und Ziegler (1990) sowie Karrenberg (1942), Teyssen (1989), Etter (1990) und Einsele & Bayer (1991).

1.2.2 Paläogeographie

Das heutige Untersuchungsgebiet lag im Aalénien und Bajocien auf etwa 30° nördlicher Breite (Smith et al. 1982, s.a. Bassoulet et al. 1993) im zentraleuropäischen Epikontinenttalmeer. Es war Teil eines flachen, durch synsedimentäre Abschiebungen gegliederten Schwellenbereichs (Burkhalter 1993), der sich von der Hochzone der Vogesen und dem «Haut-fond nord-jurassien» (Contini 1970) nach S in Richtung des Alemannischen Landes erstreckte und das Schwäbische (Schelf-)Becken im NE vom «Bassin jurassien» im SW trennte (Fig. 2). Im Verlauf des frühen Bajociens geriet das Untersuchungsgebiet in den Einflussbereich der sich in Ostfrankreich aufbauenden und nach E progradierenden Burgunder Plattform (Purser 1979). Die nächstgelegenen Auftauchgebiete waren das Alemannische Land (Ziegler 1990, Etter 1990) und möglicherweise die Vogesen (Teyssen 1989, Einsele & Bayer 1991, vgl. Contini 1970), deren Küsten in je rund 50 km Entfernung zum heutigen Untersuchungsgebiet verliefen. Nicht auszuschliessen ist, dass eine

Tab. 2. Biostratigraphische Gliederungen des Aaléniens und des Bajociens.

Gegenüberstellung verschiedener biostratigraphischer Zonierungen der untersuchten Schichtreihe im Untersuchungsgebiet (Lieb 1951, 1957) und seiner weiteren Umgebung (Süddeutschland: Rieber 1963, Schlegelmilch 1985, Bayer & McGhee 1985, Ohmert et al. 1995; Freigrafschaft: Contini 1969, 1970; Frankreich: Contini et al. 1991; Mitteleuropa: Pavia 1984). Die Abfolge der Subzonen innerhalb einer Zone ist relativ, d.h., dass in der Tabelle einander gegenüberliegende Subzonen sich nicht oder nicht exakt entsprechen müssen. Z: Zone, SZ: Subzone, H: Horizont. ¹⁾Anstelle der Humphriesianum-Subzone; ²⁾vorläufige Bezeichnung.

		Bajocien	Stufen	Zonen-Leitammon. SCHLEGELMILCH (1985)	LIEB (1951)		LIEB (1957)		RIEBER (1963)		CONTINI (1969, 1970)		OHMERT et al. (1995)		CONTINI et al. (1991)							
Bajocien	Jura				Z	SZ	Z	SZ	SZ	SZ	Z	SZ	Sauzei	Humphriesian.	Blagdeni	Blagdeni	Cycloides ¹⁾	Romani	Pinguis	Blagdeni	Humphriesian.	Blagdeni
δ	Bajocien	<i>Stephanoceras humphriesianum</i>											Sauzei	Humphriesian.	Blagdeni	Blagdeni	Cycloides ¹⁾	Romani	Pinguis	Blagdeni	Humphriesian.	Blagdeni
		<i>Emilia (Otoites) sauzei</i>											Sauzei	Humphriesian.	Blagdeni	Blagdeni	Cycloides ¹⁾	Romani	Pinguis	Blagdeni	Humphriesian.	Blagdeni
γ	Bajocien	<i>Witchellia laeviuscula</i>	Sowerbyi										Sauzei	Humphriesian.	Blagdeni	Blagdeni	Cycloides ¹⁾	Romani	Pinguis	Blagdeni	Humphriesian.	Blagdeni
		<i>Hyperlioceras discites</i>	Discites										Sauzei	Humphriesian.	Blagdeni	Blagdeni	Cycloides ¹⁾	Romani	Pinguis	Blagdeni	Humphriesian.	Blagdeni
β	Aalénien	<i>Graphoceras (Graphoceras) concavum</i>	Concava	Concava	Concavum	Praeconcava	Praeconcava						Sauzei	Humphriesian.	Blagdeni	Blagdeni	Cycloides ¹⁾	Romani	Pinguis	Blagdeni	Humphriesian.	Blagdeni
		<i>Ludwigia (Ludwigia) murchisonae</i>	Murchison.	Bradfordensis	Bradfordensis	Staufensis	Staufensis						Sauzei	Humphriesian.	Blagdeni	Blagdeni	Cycloides ¹⁾	Romani	Pinguis	Blagdeni	Humphriesian.	Blagdeni
α	Aalénien	<i>Leioceras opalinum</i>	Sinon	Scissum-Sinon	Scissum-Sinon	Opalinum-Scissum	Opalinum-Scissum						Sauzei	Humphriesian.	Blagdeni	Blagdeni	Cycloides ¹⁾	Romani	Pinguis	Blagdeni	Humphriesian.	Blagdeni
		<i>Leioceras opalinum</i>	Opal.	Costosum-Opalinum	Costosum-Opalinum	Opalinum s.str.	Opalinum s.str.						Sauzei	Humphriesian.	Blagdeni	Blagdeni	Cycloides ¹⁾	Romani	Pinguis	Blagdeni	Humphriesian.	Blagdeni

mögliche Schwarzwald-Schwelle (Ernst 1989, Einsele & Bayer 1991) sowie lokale Hochzonen im Untersuchungsgebiet bei Meeresspiegeltiefständen auftauchten. Sämtliche Landbereiche im Umfeld des Untersuchungsgebietes hatten wahrscheinlich ein flaches Relief und lieferten nur wenig terrigenen Detritus. Das Klima im Aalénien und Bajocien schwankte – bei tendenzieller Erwärmung (z.B. Gonnin et al. 1992) – zwischen tropisch-

humid (Hallam 1975a) und gemässigt-subhumid; entsprechend wechselte die Vegetation auf dem Festland zwischen tropischem Regenwald und Savanne (Perlmutter & Matthews 1989) mit Bildung von lateritischen und fersiallitischen Böden.

1.3 Zeitlicher Rahmen

1.3.1 Biostratigraphische Gliederung

Die in Süddeutschland, im Schweizer Jura und in der Freigrafschaft vorgenommenen biostratigraphischen Gliederungen des Aaléniens und des unteren Bajociens gehen aus Tabelle 2 hervor.

Die Korrelation der recht uneinheitlichen Zonierungen des *Aaléniens* beruht auf Contini (1969, 1970), der seine eigenen Erkenntnisse denen von Rieber (1963) und Lieb (1957) gegenüberstellte. Die Einteilungen von Lieb (1951), Bayer & McGhee (1985) und Contini et al. (1991) wurden an das Schema von Contini (1969, 1970) adaptiert.

Die wesentliche Änderung in der biostratigraphischen Gliederung des *unteren Bajociens* betrifft die «Sowerbyi»-Zone, an deren Stelle die Discites-Zone (basales Bajocien) und die Laeviuscula-Zone treten (Pavia 1984). Um Verwechslungen mit der gleichnamigen Zone zu vermeiden, ist die Humphriesianum-Subzone von Ohmert et al. (1995) in Cycloides-Subzone umbenannt worden.

1.3.2 Chronostratigraphie

Auch die jüngsten numerischen Datierungen von Stufengrenzen variieren, je nach Datenqualität und verwendeter Methode, noch beträchtlich (Tab. 3).

Die Biochronozonen des Aaléniens und des Bajociens umfassen, trotz erheblicher Unterschiede der «absoluten» Alter, eine arithmetisch ermittelte durchschnittliche Zeitspanne von etwa 1,2 Ma, wenn man von den breit streuenden Werten in Haq et al. (1988) absieht. Bedenkt man allerdings die Möglichkeit neu etablierter Zonen, wie z.B. die Bradfordensis-Zone von Contini et al. (1991) (Tab. 2), so wäre dieser Wert etwas nach unten zu korrigieren.

2. Fazies

In der Passwang-Afm. wurden sieben Faziestypen ausgeschieden; deren Interpretation stösst auf folgende Schwierigkeiten:

- Die Ablagerungen sind meist stark bioturbiert, diagenetisch überprägt und häufig schlecht aufgeschlossen. Die diagnostisch wichtigen primären Sedimentstrukturen sind schwierig anzusprechen und so selten, dass zuwenig Messdaten für eine sinnvolle Interpretation erhoben werden können.
- Sehr viele Faziesmodelle für Schelfe und Epikontinentalmeere basieren auf rezenten Beispielen. Diese sind jedoch wegen der rasch verlaufenen holozänen Transgression nicht direkt mit den Verhältnissen im zentraleuropäischen Epikontinentalmeer des Aaléniens und Bajociens zu vergleichen; diese waren ausgeglichener und stabiler.
- Rezente Beispiele zu den im Dogger häufig auftretenden Eisenoolithen und Echinodermenspatkalken (Enkriniten) fehlen.
- Im untersuchten Ablagerungsraum existierte kein klarer bathymetrischer Gradient («proximality trend»), ein wesentlicher Faktor nahezu aller marinen Faziesmodelle.

Tab. 3. Gegenüberstellung der radiometrisch ermittelten «absoluten» Alter der Grenzen des Aaléniens und des Bajociens und des daraus errechneten zeitlichen Umfangs der beiden Stufen und ihrer Zonen.¹⁾Aalénien: 3 Zonen; ²⁾Bajocien: 7 Zonen. ^{*)}Werte aus der «Mesozoic–Cenozoic cycle chart». Alle Werte in Ma.

Quelle	Grenze Toarcien/ Aalénien	Grenze Aalénien/ Bajocien	Grenze Bajocien/ Bathonien	Zeitlicher Umfang Aalénien	Zeitlicher Umfang Bajocien	Zeitlicher Umfang Aal.-Zone ¹⁾	Zeitlicher Umfang Baj.-Zone ²⁾
HAQ et al. (1988)	179	171	165	8	6	2–4 ^{*)}	0,5–1,0 ^{*)}
MENNING (1989)	186	182	174	4	8	1,3	1,1
HARLAND et al. (1990)	178,0	173,5	166,1	4,5	7,4	1,5	1,1
ODIN & ODIN (1990)	180	176	167	4	9	1,3	1,3
GRADSTEIN et al. (1994)	180,1	176,5	169,2	3,6	7,3	1,2	1,04

Fazies 1: Tonsteine und Mergel

Weiche, verwitterungsanfällige, schwarz- bis braungraue, mehr oder weniger siltige und kalkige Tonsteine («mudstones») bis siltige Mergel, leicht glimmerhaltig, teilweise mit wolkigen oder scharf umrissenen, cm-grossen frühdiagenetischen Siderit-, Pyrit- und Kalkkonkretionen. Mittlere Korngrösse des terrigenen Quarzes: ca. 20–45 µm. Teils undeutlich bioturbat, teils gesprenkelter Aspekt durch Wühlgangfüllungen aus Siltstein mit eisenkalzitischem Pseudosparitzement. Ichnofossilien: *Chondrites* isp., *Planolites* isp., *?Terebellina* isp. Fossilinhalt: Gelegentlich zerdrückte Ammoniten und Bivalven, zudem artenarme, aber recht individuenreiche Coccolithenflora (mündl. Mitt. F. Zweili, Bern).

Es handelt sich um Ablagerungen von terrigenem Schlamm unter ruhigen Bedingungen unterhalb der Sturmwellenbasis bzw. jenseits des Einflusses sturminduzierter Strömungen. Die Tiefe der Sturmwellenbasis liegt in epikontinentalen Nebenmeeren aufgrund der relativ geringen Windwirkungslänge («fetch») zwischen ca. 20 und 40 m (Liebau 1980). Im Bereich des Untersuchungsgebietes kann für das Aalénien und Bajocien von einem Wert um 25 m ausgegangen werden (Gonzalez 1993, Allia & Wetzel 1995). Mindestens zeitweise aerobe Verhältnisse im obersten Bereich des Sedimentes sind durch Bioturbation und benthonische Organismen angezeigt. Die Sideritkonkretionen weisen auf eine geringe Sedimentationsrate hin, die den weitgehenden Abbau des reaktiven organischen Materials (z.B. Algen) im aeroben Milieu begünstigte, wodurch eine Sulfatreduktionszone, in der Siderit nicht stabil ist, nicht ausgebildet werden konnte (Spears 1989).

Fazies 2: Sandmergel und Sandkalke

Gebankte, mittelharte, gelbbraun anwitternde, frisch hell- bis dunkelgraue, silt- bis feinsandführende, z.T. feinsandreiche Mergel bis tonige Kalke, seltener kalkige Feinsandsteine, leicht glimmerhaltig und in unterschiedlichem Mass biotritusführend (detritischer Quarz > 50% aller Komponenten). Die mittlere Korngrösse des gut bis sehr gut sortier-

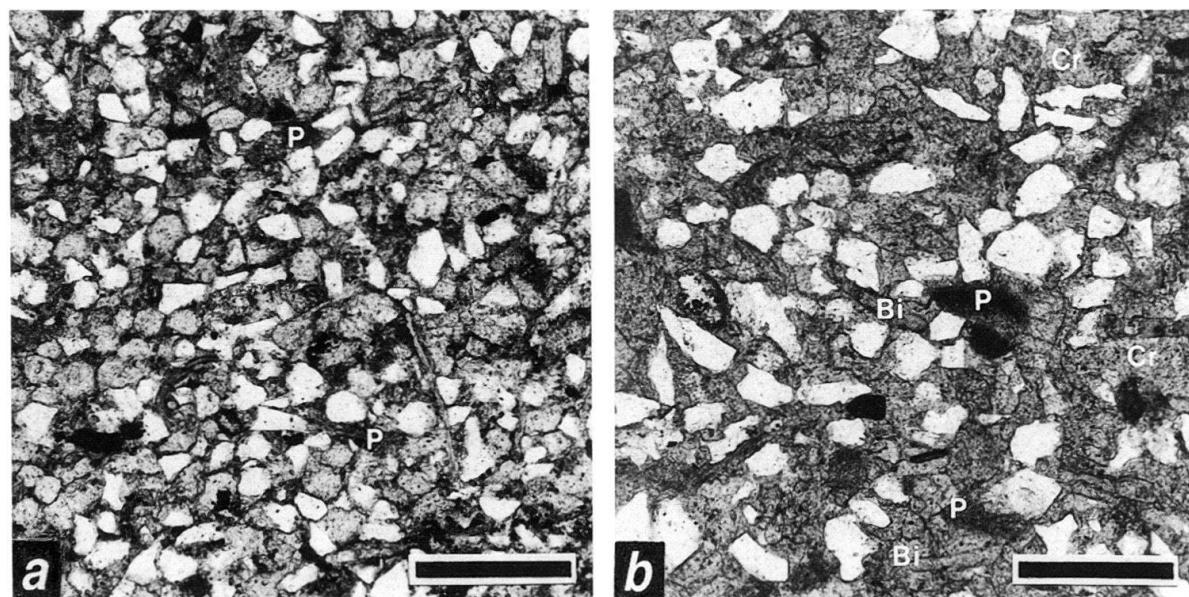


Fig. 3. Sandkalk und sandig-biotritischer Kalk im Dünnschliff.

Terrigen Quarz (hell), Pellets (*P*, dunkelgrau), opake Körner (vorwiegend Pyrit oder Limonit, schwarz) sowie grösstenteils unbestimmbarer, z.T. relikтив erhaltener Biotritus in pseudosparitischer Matrix (gefärber Eisenkalzit, mittelgrau). *a*) Sandkalk (Fazies 2) mit leicht toniger Matrix. Mittlere Korngrösse des Quarzes: 65 µm. Probe 307-3, Brüggli-Schichten, Hirnichopf (Profil 07). *b*) Sandig-biotritischer Kalk (Fazies 3) mit Relikten von Crinoiden (*Cr*) und Bivalven (*Bi*). Mittlere Korngrösse des Quarzes: 87 µm. Probe 321-2, Brüggli-Schichten, Les Fornés (Profil 21). Die Gegenüberstellung von *a* und *b* verdeutlicht das leichte «coarsening upward» in Parasequenz-Abschnitten der Fazies 2 und 3 (Kap. 3). Massbalken entspricht je 1 mm.

ten terrigenen Quarzes (inkl. 1–4% polykristalline Quarze, 1–4% (vorw. K-)Feldspäte und Spuren von stabilen Schwermineralien) beträgt 45–95 µm (Fig. 3a). Als übrige Komponenten treten in ähnlicher Korngrösse auf: Peloide, kalzitierte Spiculae von Hyalospongien, benthonische Foraminiferen sowie Detritus von Bivalven und untergeordnet Echinodermen. Bindemittel bei den Sandkalken ist ein neomorph eisenkalzitischer Pseudosparit. Die Sandmergel und Sandkalke sind meist völlig verwühlt, so dass, abgesehen von vereinzelten Strömungsrippeln, keine primären Sedimentstrukturen zu erkennen sind. Typisches Ichnofossil ist *Zoophycos* isp. (vgl. «Wedelschichten», Tab. 4), der vorwiegend im unteren Abschnitt von Abfolgen mit Fazies 2 vorkommt. Daneben treten *Thalassinoides* isp., *Teichichnus* isp., *Planolites* isp. und seltener *Chondrites* isp. auf. Makrofossilien (Belemniten, Schlankhummerreste) sind selten. Sandkalke und Sandmergel kommen sowohl getrennt wie als Bank-Fugen-Paare vor. Die Fazies 2 zeichnet sich durch eine grosse laterale Konstanz aus. Dies betrifft insbesondere die mittlere Korngrösse des detritischen Quarzes.

Die vollständige Bioturbation des Sediments zeigt ruhige hydrodynamische Bedingungen bei geringer Sedimentationsrate und idealen Lebensbedingungen für wühlende Organismen (Durchlüftung, Nahrungsangebot) an. Die gute Sortierung des terrigenen Quarzes ist damit zu erklären, dass das Sediment intermittierend («progressive sorting», Swift et al. 1991a) durch episodische hochenergetische Ereignisse (sturminduzierte oder

Tab. 4. Die Äquivalente der Passwang-Alloformation in der näheren Umgebung des Untersuchungsgebietes.

¹⁾Contini (1970); ²⁾Burkhalter (1993); ³⁾Geyer & Gwinner (1986), ergänzt durch Angaben in Buck & Wittmann (1959); ⁴⁾Ernst (1989); ⁵⁾Hahn (1971) und Franz (1986), ergänzt bzw. verändert nach Datierungen mittels Paly-nomorphen (schriftl. Mitt. S. Feist-Burkhardt, Darmstadt); ⁶⁾Gonzalez (1993). Erklärung der Schraffuren: s. Tab. 1. «*Humphr.-Sch.*»: «Humphriesi-Schichten»; *Ool.*: Oolith.

Stufen	Biozonen -subzonen	St-Hippolyte ¹⁾	Zentraler u. nördl. Jura ²⁾	Lörrach ³⁾	Kandern ⁴⁾	Eichberg/ Wutach ⁵⁾
Bajocien	Humphriesianum	Calcaires à Polypiers de Conliège	Rothenfluh-Schichten ⁶⁾	blagdeni-Schichten	blagdeni-Schichten	blagdeni-Schichten
	Sauzei	Calcaires à entroques de Vesoul	-Humphr.-Sch- Brüggli-Schichten	humphriesianum-Sch. Obere Kalkserie (Blaukalke)	humphriesianum-Ool. demissum-Bank	humphriesianum-Ool. Blaukalk
	Laeviuscula	Marnes et calcaires argileux du Bajocien inférieur	Waldenburg-Schichten	Obere Tonserie (Ob. Wedelschichten)	Rimsinger Tone	Ober-γ-Ton
	Discites	Fer de Laissey		Mittl. Kalkserie (Unt. Wedelschichten)	Blaukalk	«Wedelschichten»
	Concavum			sowerbyi-Oolith Untere Tonserie	Sonninen-Schichten sowerbyi'-Oolith discites-Tone	sowerbyi-Oolith
	Murchisonae			murchisonae-Schichten (Unt. Kalkserie)	murchisonae-Schichten	Konglomeratbank
	Comptum Opalinum	Calcaire sableux d'Aresches ?		Opalinus-Ton	liegende Sandkalke	Ober-β-Oolith
				Opalinus-Ton	opalinum-Tone	comptum-Bank
						Wasserfall-Schichten Opalinus-Ton

-verstärkte Strömungen) bewegt und über den Schelf verteilt wurde (Aigner 1985, Walker 1985, Gagan et al. 1990). Dies lässt gemeinsam mit der Ichnofauna und der Zusammensetzung des Bi detritus auf eine Ablagerungstiefe wenig oberhalb der Sturmwellenbasis schliessen. Reineck & Singh (1971) beschreiben aus der Bucht von Gaeta im Tyrrhenischen Meer (kaum Gezeiten, schwache Winterstürme) eine vergleichbare Fazies in einer Wassertiefe von 6–15 m. Ähnliche, z.T. etwas grössere Wassertiefen geben Reineck & Singh (1980) und Johnson & Baldwin (1986) an. Die grosse laterale Konstanz dieser Fazies und der mittleren Quarzkorngrösse ist typisch für ein «mature regressive system» und weist auf ein sehr geringes Relief des Ablagerungsraumes hin (Swift et al. 1991a). Sandkalke und sandig-bi detritische Kalke (s.u.) liegen als uniforme Sedimentdecken bzw. sehr flache Sedimentkörper vor (vgl. Bloos 1976).

Fazies 3: Sandig-bi detritische Kalke

Gebankte, harte, gelbbraun anwitternde, frisch hellgraue, sandige, oft feinspätige bi detritische Kalke (detritischer Quarz zwischen 5 und 50% aller Komponenten). Die mittle-

re Korngrösse des meist sehr gut sortierten Quarzes beträgt 70–150 µm (Fig. 3b). Im Vergleich zur Fazies 2 ist der Bi detritus reicher an Echinodermen, dafür fehlen Spiculae. Als Bindemittel tritt recht grobkristalliner eisenkalzitischer Pseudosparit nach Mikrit auf, gelegentlich ist er teilweise durch spätdiagenetischen pervasiven Ankerit ersetzt. Das Gestein ist durch Bioturbation fast durchwegs homogenisiert. Einige primäre Sedimentstrukturen sind seltene, bis 10 cm tiefe, längliche Kolkfüllungen an Banksohlen («gutter casts») sowie vereinzelte Relikte von Rippeln. Wie die Sandkalke und -mergel zeigt auch diese Fazies eine grosse laterale Konstanz.

Das Ablagerungsmilieu entspricht im wesentlichen demjenigen von Fazies 2, ausser dass der höhere Gehalt an Echinodermenresten und das Fehlen von Spiculae auf etwas flacheres Wasser schliessen lassen. Die Kolke dürften auf Stürme zurückzuführen sein (Aigner 1985).

Fazies 4: Bi detritische Kalke

Fazies 4a: Enkrinite

Harte, ockerfarben bis rostig anwitternde, frisch hellblaugraue, crinoidendominierte Biosparite und -mikrite (Grainstones, Packstones). Nebst dem kaum beanspruchten Crinoidendetritus, dessen Korngrösse 3 mm erreichen kann und der in einigen Fällen 100% aller Komponenten ausmacht, können in den Enkriniten geringe Mengen von Quarz sowie Bruchstücke von Bivalven, Bryozoen und Serpuliden und gelegentlich kalzitische Algen-Foraminiferen-Onkoide auftreten. Bei ausgewaschenem Sediment ist syntaxialer Zement häufig. Teilweise kommt spätdiagenetischer Ankerit vor. Die Enkriniten sind meist verwöhlt, doch lässt sich in vereinzelten Bänken tabulare, seltener trogförmige Schrägschichtung mit 15–50 cm dicken «sets» feststellen.

Crinoiden sind passive Suspensionsfresser, sie sind also auf Nahrungszufuhr durch Strömung angewiesen (Gygi 1981, Meyer 1987). Die an der Basis des Unteren Hauptronsteins auftretenden Crinoidenschichten mit *Chariocrinus andreae* (DESOR) wurden in einer Wassertiefe von 2–10 m abgelagert (Meyer 1987). Obwohl die Bathymetrie des Ablagerungsmilieus mesozoischer Crinoidenkalke mangels rezenter Beispiele kontrovers ist (Wildi et al. 1989, vgl. auch Roux et al. 1988), ist bei den Enkriniten der Passwang-Afm. aufgrund der Sedimentstrukturen und des stratigraphischen Kontexts mit ähnlichen Werten zu rechnen. Die fehlende oder geringe Rundung der Crinoidenossikel weist auf eine moderate Wasserenergie und eine geringe Transportdistanz hin. Eine Interpretation des hydrodynamischen Regimes anhand der Schüttungsstrukturen ist wegen der zweidimensionalen Aufschlüsse unsicher.

Fazies 4b: Rekristallisierte bi detritische Kalke

Nur lokal auftretende, weissliche, marmorähnlich rekristallisierte Bi pseudosparite (wahrscheinlich vorwiegend ehemalige Grainstones) mit schemenhaften, zum Teil verkieselten Relikten von häufig gerundeten, ursprünglich aragonitischen Bioklasten (Bivalven, Korallen, Gastropoden). Gelegentlich kommen nicht rekristallisierter Crinoidendetritus sowie Lithoklasten aus sandigem Mikrit vor.

Die gute Auswaschung des Sediments, die Rundung der Komponenten und die Li-

thoklasten weisen auf eine Ablagerung in bewegtem Wasser hin. Mangels diagnostischer Strukturen kann die genaue bathymetrische Position nicht bestimmt werden, der ausgewaschene Korallendetritus zeigt jedoch flacheres Wasser an.

Fazies 4c: Korallenbiomikrite

Lokal auftretend. Teilweise angebohrte, zuckerkörnig rekristallisierte Kolonien von *Isastrea* sp., *Thamnasteria* sp. sowie vereinzelte solitäre Formen (*Montlivaltia* sp.) in leicht tonigen und siltigen Mikriten. Die Korallen liegen als Korallenrasen und kleinere Fleckriffe von geringem Relief vor (max. Höhe ca. 0,5 m).

Vergleichbare, wenn auch grössere und deutlicher ausgebildete Fleckriffe treten im Bajocien von Lothringen auf (Hallam 1975b). Im Unterschied zu rezenten Beispielen hatten diese Bioherme ein geringes Relief und kein zementiertes Riffgerüst. Die Bildungsbedingungen der Bajocien-Fleckriffe waren denjenigen der heutigen ähnlich, nur gelangten sie wahrscheinlich nicht in den Bereich oberhalb der Normalwellenbasis (Hallam 1975b). Ähnliche hermatyp Korallen in mergeliger bis mikritischer Matrix wuchsen im mittleren Oxfordien (Liesberg-Schichten) in einer Wassertiefe von 10–20 m (Gygi & Persoz 1986).

Fazies 5: Eisenschüssige Kalke

‘Eisenschüssig’ bezieht sich hier ausschliesslich auf den Gehalt an primär limonitischen Komponenten, nicht auf rostfleckig verwitternde eisenreiche Gesteine. Es handelt sich um bräunlichgraue, mehr oder weniger sandhaltige biodetritische Kalke (meist Wackestones und Packstones) mit einem Gehalt an limonitischen Komponenten > ca. 10% und einem Bindemittel aus eisenkalzitischem Mikrit oder Sparit. Spätdiagenetischer Ankerit ist nicht selten. Die eisenschüssigen Kalke sind meist stark bioturbiert. Limonitische Komponenten sind in erster Linie durch endolithische Algen und Pilze angebohrte Bioklasten mit limonitgefüllten Bohrlöchern. Oft kommt Limonit auch in Stereomen von Echinodermenossikeln vor. Zusätzlich treten limonitische Onkoide (meist Algen-Foraminiferen-Onkoide) sowie limonitische Aggregatkörper auf. Sehr häufig ist in Abfolgen mit Fazies 5 die vertikale Entwicklung von limonitischem Biodetritus (aus ‘frischem’ Biodetritus der Fazies 3 und 4a) zu limonitischen Onkoiden und Aggregatkörnern und schliesslich zu Eisenooiden (Fazies 6a) zu beobachten, die mit einer Abnahme des Anteils an Flachwasserorganismen, des Auswaschungsgrades und der mittleren Korngrösse des begleitenden detritischen Quarzes einher geht.

Anbohrung, Umkrustung, Agglutination und Limonit-Imprägnation weisen auf eine lange Verweildauer der Komponenten auf der Sedimentoberfläche hin, d.h. auf eine reduzierte Sedimentationsrate. Die vertikale Entwicklung in Abfolgen mit Fazies 5 zeigt eine Vertiefung des Ablagerungsraumes an (Burkhalter 1995).

Fazies 6: Eisenoolithe

Fazies 6a: Eisenoolithische Pack- und Wackestones

Graue, grüngraue, rost- und weinrote Eisenoolithe (Pack- und vorwiegend Wackestones) mit einer mergeligen bis kalkigen, mehr oder weniger Limonit, Chamosit oder Siderit

enthaltenden Matrix. In geringmächtigen, lateral weit verbreiteten Bänken. Stark durchwühlt und oft sehr fossilreich (Cephalopoden, epi- und endobenthonische Lamellibranchier, Brachiopoden). Der Gehalt an Eisenooiden (mittlere Korngrösse 360–660 µm) schwankt zwischen 4 und 30%, hinzu kommen variable Mengen an limonitischen Komponenten, «frischem» Bi detritus, Quarzsilt sowie Intraklasten. Eisenooide bestehen vorwiegend aus Goethit, seltener aus Chamosit und sehr selten aus Apatit. Chamosit und Apatit sind jedoch häufige Beimengungen in goethitdominierten Ooiden und Oolithen, sowohl im mesoskopischen Bereich (Handstück) wie im mikroskopischen (z.B. einzelne Chamosit- oder Apatit-Laminae in einem goethitischen Ooidcortex). Zudem sind häufig sessile Foraminiferen, insbesondere *Nubecularia* sp., in Eisenooide eingebaut.

Textur und Fauneninhalt der Fazies 6a sprechen für eine Ablagerung unter generell ruhigen, nur schwach bzw. episodisch strömungsbeeinflussten Bedingungen (Gygi 1981, Burkhalter 1995). Die weitgehend autochthonen Eisenooide wachsen während Phasen stark verminderter oder ausbleibender Sedimentation (Brutto-Omission, «starvation», Kap. 3) unter aeroben Verhältnissen auf der Sedimentoberfläche (Burkhalter 1995). Die variierende heutige Mineralogie der Eisenooide spiegelt leichte Unterschiede in der primären, in aerobem Milieu stabilen Zusammensetzung wider, die durch einen unterschiedlichen Verlauf der Diagenese akzentuiert wurden. Das heißt, dass auch Chamosit-Ooide unter oxidierenden Bedingungen wachsen (Burkhalter 1995).

Fazies 6b: Eisenooideführende bi detritische Kalke

Rostig bisockerfarben anwitternde, bioturbierte, silt- oder feinsandhaltige, mehr oder weniger eisenschüssige bi detritische Kalke mit ca. 4–15% Eisenooiden. Vorwiegend Packstones, auch Grainstones, seltener Wackestones. Treten in geringmächtigen Bänken von grosser lateraler Verbreitung auf. Korngrösse und mineralogische Zusammensetzung der Eisenooide entsprechen denjenigen der Fazies 6a. Die Eisenooide können vollständig durch Eisenkalzit oder Ankerit verdrängt sein, so dass sie mesoskopisch nicht zu erkennen sind. Recht häufiger Bestandteil von Fazies 6b sind Intraklasten und bis zu ca. 10 cm grosse Eisenonkoide. Es handelt sich dabei um aufgearbeitetes, angebohrtes Material (Intraklasten, exhumierte Konkretionen), das allseitig von einer bis 1 cm dicken goethitischen, seltener chamositischen oder apatitischen, mehrphasig gewachsenen mikrobiellen Kruste umgeben ist (Burkhalter 1995).

Die Textur zeigt generell höherenergetische Ablagerungsbedingungen als bei Fazies 6a an. Eisenooide widerspiegeln auch hier Mangelsedimentation, welche aber in diesem Fall vorwiegend durch Netto-Omission («bypassing», Kidwell 1991; vgl. Swift et al. 1991b; Kap. 3) zustande kam (Burkhalter 1995). Wiederholte hochenergetische Ereignisse sind durch Intraklasten und den allseitigen, mehrphasigen Bewuchs der Eisenonkoide dokumentiert.

Fazies 6c: Minetteähnliche Eisenoolithe

Lokal auftretende, rost- bis weinrote, andeutungsweise trogförmig oder tabular schräggeschichtete, meist aber bioturbierte, eisenooide- und feinsandführende bi detritische Kalke (vorwiegend Grainstones, selten Packstones). Der Bi detritus (Bivalven- und Crinoidenklasten, z.T. limonitisch) ist meist gut gerundet. Die vorwiegend goethitischen Eisen-

ooide sind deutlich kleiner als in Fazies 6a und 6b (100–280 µm), dafür ist der begleitende detritische Quarz vergleichsweise grob (bis 150 µm).

Die faziell sehr ähnlichen Minette-Eisenoolithe in Lothringen und Luxemburg wurden von Teyssen (1984) detailliert beschrieben und als grosse Gezeitenwellen interpretiert. Ob Gezeitenströmungen auch für die Bildung der Fazies 6c verantwortlich sind, kann aufgrund fehlender diagnostischer Kriterien nicht bestimmt werden. Es ist denkbar, dass die Minette-Eisenooide unter Bedingungen der Netto-Omission wuchsen, die durch symmetrische bidirektionale Gezeitenströmungen verursacht wurden (Burkhalter 1995).

Fazies 7: Eisen-Endostromatolithen

Lokal in Kondensationshorizonten auftretend. Meist goethitische, aber auch chamositische Endostromatolithen («ferruginous endostromatitic microbialites») von bis zu 10 cm Dicke und > 45 cm Länge (Fig. 8 u. 9 in Burkhalter 1995). Nebst mikrobiellen Laminae tragen sessile Foraminiferen und Bryozoen zum Aufbau der Krusten bei, gelegentlich sind zudem Eisenooide darin eingebaut. Substrat für die Endostromatolithen sind Überhänge in Nischen und Decken kleinerer Höhlen in ausgekolkten, fleckenweise zementierten Hartgründen («patchy hardgrounds», vgl. Bitterli 1977). Es wurden nur nach unten wachsende Endostromatolithen beobachtet. Dieser Befund wird durch Geopetalgefüge bestätigt (Burkhalter 1995).

Die Auskolkung von Hohlräumen mit Ausmassen im dm-Bereich bedingt periodische oder ständige starke Wasserbewegung. In einzelnen Fällen reichen die Endostromatolithen bis fast an den Boden der Höhle, was bedeutet, dass dieser hydrodynamische Prozess über eine längere Zeit aktiv war. Die Eisen-Endostromatolithen werden deshalb als Flachwasserbildungen interpretiert (Burkhalter 1995). Eindeutige Hinweise auf Emersion konnten nicht gefunden werden.

3. Parasequenzen

In der Passwang-Afm. tritt die Mehrzahl der oben beschriebenen Fazies in charakteristischer Reihenfolge auf. Diese lautet, wo vollständig entwickelt: Tonstein bzw. Mergel (Fazies 1) – Sandkalk (2) – biodetritischer Kalk (3) – Enkrinit (4a) – eisenschüssiger Kalk (5) – Eisenoolith (6a) (Fig. 4). Dabei reflektiert der Abschnitt Tonstein – Enkrinit eine Abnahme der Wassertiefe im Ablagerungsraum, was aus der texturellen, strukturellen, kompositionellen und faunistischen Entwicklung hervorgeht. Der eisenschüssige Kalk zeigt eine anschliessende Zunahme der Wassertiefe bei gleichzeitigem Rückgang der Sedimentationsrate an. Diese erreicht am Top der folgenden eisenoolithischen Dachbank ihr Minimum. Die nur lokal auftretenden Fazies 4b (rekristallisierter biodetritischer Kalk) und 6c (minetteähnlicher Eisenoolith) treten in der Abfolge in ähnlicher Stellung auf wie die Enkrinite, die Fazies 4c (Korallenbiomikrit) hingegen vertritt die eisenschüssigen Kalke lateral.

Häufig ist jedoch die beschriebene Faziesabfolge nicht vollständig entwickelt. Vielerorts fehlen insbesondere die Tonsteine, die Enkrinite und die eisenschüssigen Kalke. Doch auch in solchen, dann vorwiegend aus scheinbar gleichförmigen Sandkalken und sandig-biodetritischen Kalken sowie Eisenoolithen bestehenden Abfolgen kann mittels

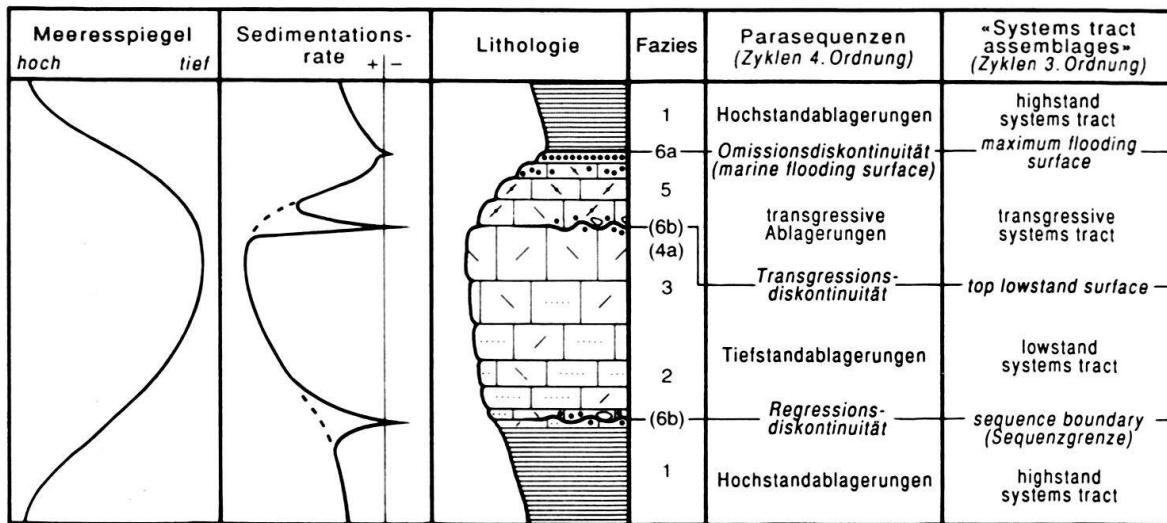


Fig. 4. Idealisierte Parasequenz der Passwang-Alloformation.

Links: Beziehung zwischen dem Aufbau einer Parasequenz und dem Verlauf des Meeresspiegels bzw. der Veränderung der Sedimentationsrate. Rechts: Gegenüberstellung der Bezeichnungen von Parasequenz-Elementen und «systems tracts» von Sequenzen.

der Mikrofazies-Analyse eine Abnahme der Wassertiefe im Ablagerungsraum durch die parallel verlaufende Zunahme der mittleren Quarzkorngrösse (als Ausdruck der zunehmenden «mean fluid power», Swift et al. 1991a) einerseits und des Gehalts an Crinoiden und Bryozoen (als Flachwasserindikatoren) anderseits festgestellt werden (Burkhalter 1993).

Für die Bildung der zyklischen Abfolgen in der Passwang-Afm. waren in erster Linie Meeresspiegelschwankungen verantwortlich (Burkhalter 1993). Ob es sich dabei um regionale Schwankungen oder um eustatische, d.h. global isochrone Fluktuationen gehandelt hat, ist für die Gliederung der Passwang-Afm. und die Rekonstruktion ihres Ablagerungsraumes von untergeordneter Bedeutung.

Die zyklischen Abfolgen werden aufgrund ihres Aufbaus als *Parasequenzen* bezeichnet (Van Wagoner et al. 1988, Posamentier & James 1993). Parasequenzen im engeren Sinn sind «coarsening upward bedsets separated by flooding surfaces» (Swift et al. 1991b). Ein Teil der zyklischen Abfolgen der Passwang-Afm., besonders die oberste, entspricht von der internen Organisation her allerdings eher Sequenzen im Sinne von Posamentier & James (1993; «systems tract assemblages», Swift et al. 1991b). Diese Form von Parasequenz wird von Mitchum & Van Wagoner (1991) als «high-frequency sequence», von Pittet (1994) als «séquence élémentaire» bezeichnet. In der vorliegenden Arbeit umfasst der Begriff Parasequenz sowohl Parasequenzen s.str. als auch «high-frequency sequences» bzw. «séquences élémentaires».

Die Parasequenzen in der Passwang-Afm. sind durch *Omissionsdiskontinuitäten* («marine flooding surfaces», Van Wagoner et al. 1988) an meist eisenoolithischen Hizonten begrenzt, deren stratigraphische Stellung und Genese mit den hierarchisch übergeordneten «maximum flooding surfaces» vergleichbar ist (Fig. 4). Omissionsdiskontinuitäten werden hauptsächlich durch Mangelsedimentation oder Brutto-Omission («starvation») gebildet.

Analog zu einer Sequenzgrenze – und in vergleichbarer stratigraphischer Position – kann innerhalb einer Parasequenz eine *Regressionsdiskontinuität* auftreten (Fig. 4). Eine solche wird in erster Linie durch Mangelsedimentation infolge eines Gleichgewichts zwischen Sedimentation und Erosion (Netto-Omission; «bypassing», Kidwell 1991; vgl. Swift et al. 1991b) während einer raschen Meeresspiegelabsenkung gebildet.

Der dritte, im Untersuchungsgebiet allerdings nur begrenzt auftretende Typ einer Grenzfläche ist die *Transgressionsdiskontinuität*. Sie entspricht der «transgressive surface» (Van Wagoner et al. 1988) bzw. der «top lowstand surface» (Vail et al. 1991) in Sequenzen und wird beim Einsetzen der Transgression gebildet. Mangelsedimentation ist auch hier vorwiegend die Folge von Sediment-«bypassing» und Aufarbeitung.

4. Grundlagen und Methode der stratigraphischen Gliederung

Die drei Diskontinuitätstypen – durch ihre jeweilige Stellung innerhalb einer Parasequenz definiert – eignen sich als Grenzdiskontinuitäten («bounding discontinuities») zur Abgrenzung und Korrelation allostratigraphischer Einheiten (NACSN 1983).

Parasequenzen können als chronostratigraphische Einheiten («time-equivalent rock packages», Wheeler 1958, Vail et al. 1991) angesehen werden, auch wenn die sie begrenzenden Diskontinuitäten oft nicht isochron sind (Kidwell 1991, Einsele & Bayer 1991, s.a. Cartwright et al. 1993). Da Parasequenzen grundsätzlich repetitiv sind, haben sie und ihre Diskontinuitäten dort, wo sie aus dem stratigraphischen Kontext losgelöst sind, keinen direkten Leitwert (es sei denn, das Erscheinungsbild übereinanderfolgender Parasequenzen werde – wie in der Passwang-Afm. – durch übergeordnete, längerperiodische Prozesse modifiziert, s.u.). Der gerichtete relative Zeitmassstab, den die Biostratigraphie liefert, bildet den Rahmen für einen sequenzstratigraphischen Ansatz.

In den untersuchten Profilen treten die leitenden Ammoniten nicht gleichmäßig verteilt, sondern bevorzugt in meist eisenoolithischen Horizonten auf. Diese horizontweise Anreicherung resultiert aus einem kurzfristigen, biostratigraphisch nicht oder kaum erfassbaren Aussetzen der Sedimentation. Verstärkt wird die ungleichmäßige vertikale Verteilung der Ammoniten durch das geringere Fossilisationspotential in den Sandkalk- und Mergelabschnitten zwischen den Horizonten. Aus diesem Grund können bei der Zuordnung fossilärmerer oder «steriler» Zwischenschichten zu einer biostratigraphischen Einheit Unsicherheiten entstehen. Für die Profilkorrelation ist es jedoch wesentlich, ob die schlecht einstufbaren Intervalle einer unteren oder oberen Einheit zugerechnet werden (Fig. 5, Kap. 7.2.2).

Die infolge kurzfristiger Mangelsedimentation entstandenen – im engeren Sinne nicht kondensierten – Ammonitenhorizonte, die Hauptquelle biostratigraphischer Information, beinhalten jeweils eine Grenzdiskontinuität, d.h. sie sind das Bindeglied zwischen Bio- und Allostratigraphie. Während die Biostratigraphie den teilweise unscharfen, in der zeitlichen Abfolge aber immer eindeutigen Massstab liefert, trägt ein sequenzstratigraphischer Ansatz klare Abgrenzungskriterien in Form von Grenzdiskontinuitäten bei. Die Kombination der beiden ermöglicht eine exaktere und konsistenter Gliederung und Korrelation der Schichtreihe.

Im Untersuchungsgebiet sind die drei Diskontinuitätstypen lateral gut verfolgbar, sofern sie nicht infolge Omission oder Erosion zusammenfallen und amalgamiert sind. In solchen Fällen liegt echte, d.h. biostratigraphisch dokumentierbare Kondensation vor.

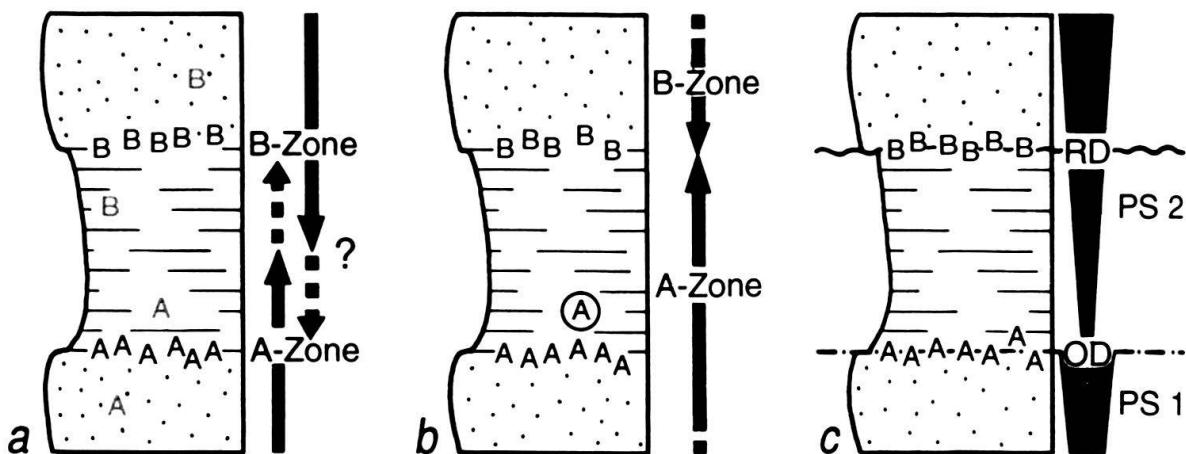


Fig. 5. Abgrenzungsprobleme bei «sterilen» Zwischenschichten.

a) Das bevorzugt horizontweise Auftreten leitender Ammoniten (A, B) führt zu Unsicherheiten bei der Zuordnung fossilarmer oder -leerer («steriler») Abschnitte zu biostratigraphischen Einheiten und somit zu inkonsistenter Abgrenzung. b) Zuordnung eines gesamten solchen Abschnitts aufgrund eines Einzelfundes (vgl. Kap. 7.2.2). c) (Grenz-)Diskontinuitäten treten in spezifischer Position innerhalb einer Parasequenz auf. Sie ermöglichen eine genaue und lateral konsistente Abgrenzung (Erläuterung im Text). PS: Parasequenz, RD: Regressionsdiskontinuität, OD: Omissionsdiskontinuität.

Die Bildung der Kondensationshorizonte kann durch Einbindung in den sequenzstratigraphischen Rahmen besser verstanden werden, ihre Feingliederung beruht jedoch allein auf Ammoniten.

Eine lithostratigraphische Zusatzinformation liefert die beachtliche laterale Konstanz der vertikalen Korngrößenentwicklung des detritischen Quarzes innerhalb der Parasequenzen. Seine maximale mittlere Korngröße (am Top des «coarsening upward»- bzw. «shallowing upward»-Intervalls) kann über mehrere Zehner von Kilometern nahezu konstant bleiben. Zudem bewegt sich die Quarzkorngröße in jeder Parasequenz innerhalb eines charakteristischen Spektrums (Fig. 6). Sie ist somit sowohl zur Korrelation wie zur Unterscheidung einzelner Parasequenzen bzw. stratigraphischer Einheiten geeignet (Burkhalter 1993).

5. Definition der Passwang-Alloformation

5.1 Einleitung

Der Schichtstoss zwischen der Basis der «Murchisonae-Schichten» und dem Dach der «Humphriesi-Schichten» wird zur Passwang-Afm. zusammengefasst und in fünf Unterseinheiten unterteilt (Tab. 1).

Die Begriffe «Murchisonae-» bzw. «Murchisonae-Concava-Schichten», «Sowerbyi-Schichten», «Sauzei-Schichten» und «Humphriesi-Schichten» sind obsolet, weil:

- sie nach Zonen-Leitammoniten benannt sind, aber lithostratigraphische Einheiten bezeichnen (Schweiz. Geol. Komm. 1973, Hedberg 1976, NACSN 1983);

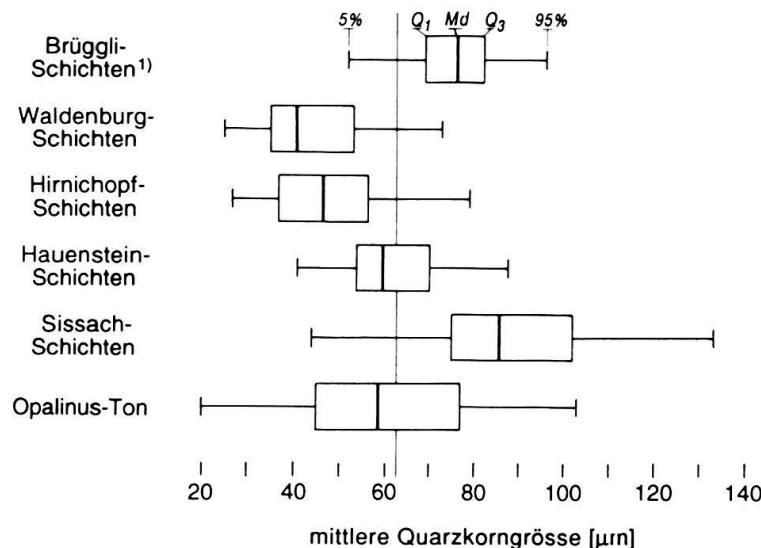


Fig. 6. Spektren der mittleren Korngrössen des detritischen Quarzes in den Untereinheiten der Passwang-Afm. und im Opalinus-Ton. ¹⁾Ohne «Humphriesi-Schichten». Md: Mittelwert (Median); Q₁, Q₃: Quartile.

- die lithostratigraphischen Einheiten und die gleichnamigen biostratigraphischen Einheiten (Zonen) einander nicht entsprechen;
- die namengebende «Sowerbyi»-Zone ersetzt wurde.

Nur der Name «Humphriesi-Schichten» wird hier als informelle Bezeichnung für den nach unten lithologisch nicht eindeutig abzugrenzenden obersten Teil der Brüggli-Schichten (Kap. 7.5.1) weiter verwendet.

Ein zugängliches durchgehendes Profil durch die Passwang-Afm. ohne kondensierte oder fehlende Abschnitte existiert nicht. Die Passwang-Afm. wird durch ihre Unter- und Obergrenze definiert, ihr Inhalt mittels ihrer Untereinheiten beschrieben. Namengebend ist der Passwang (617.5/246.0), eine der Schlüsselstellen der untersuchten Schichtreihe. Der Geltungsbereich der Passwang-Afm. ist auf den Teil des Untersuchungsgebietes östlich der Linie Delsberg – Biel beschränkt. Westlich davon ist die sichere Abgrenzung nach oben und eine klare Gliederung nicht mehr gewährleistet. Abschnitte mit kondensierten Äquivalenten von aufeinanderfolgenden Untereinheiten können ihrer stratigraphischen Position entsprechend als untere, mittlere oder obere Passwang-Afm. bezeichnet werden. Für die Benennung der lateralen Äquivalente der Passwang-Afm. und ihrer Untereinheiten sei auf Tabelle 4 verwiesen.

5.2 Untergrenze

5.2.1 Charakterisierung

Die Untergrenze der Passwang-Afm. wird durch eine markante Regressionsdiskontinuität (Horizont 1, Fig. 7, 8) gebildet, die durch das gesamte Untersuchungsgebiet von St-Hippolyte bis Riniken und darüber hinaus bis mindestens an den Bodensee (mündl. Mitt. H.-R. Bläsi, Bern) zu verfolgen ist. Sie ist grösstenteils erosiv und trennt den bei niedriger Wasserenergie abgelagerten Opalinus-Ton scharf von der hangenden, höher-energetische Bedingungen dokumentierenden basalen Passwang-Afm.

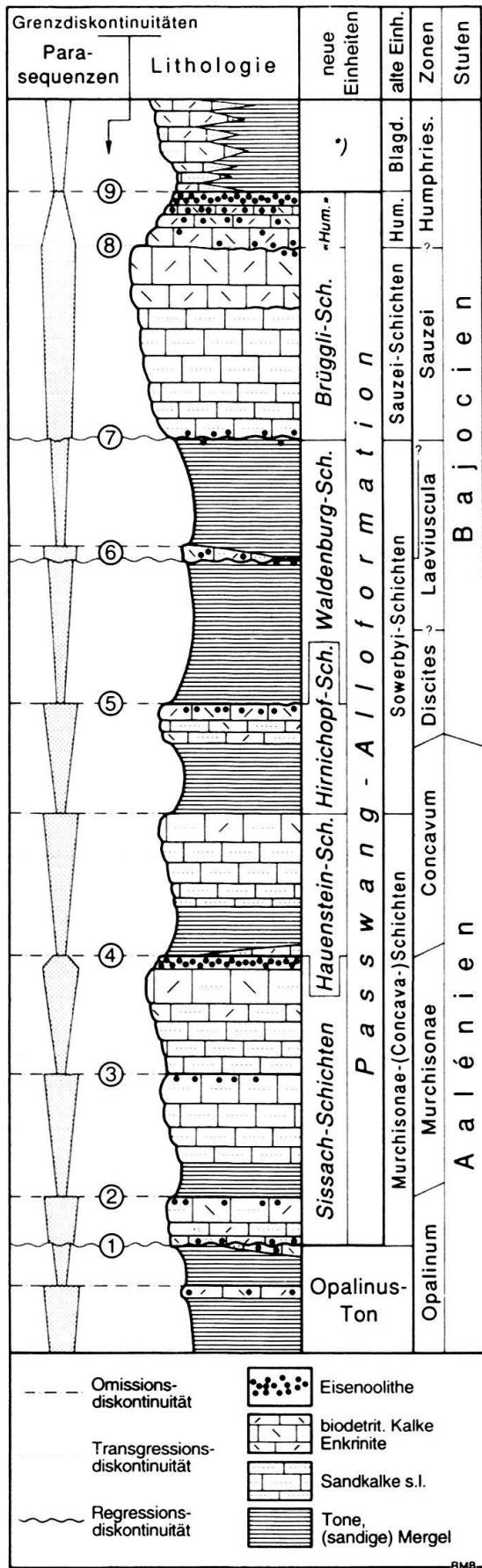


Fig. 7. Synthetisches Sammelprofil der Passwang-Alloformation. Die Nummern bezeichnen die Grenzdiskontinuitäten an eisenoolithischen Horizonten. *)Rothenfluh-Schichten, Hauptrogenstein-Formation (Gonzalez 1993); «Hum.»: «Humphriesi-Schichten»; Humphries.: Humphriesianum(-Zone); Blagd.: «Blagdeni-Schichten».

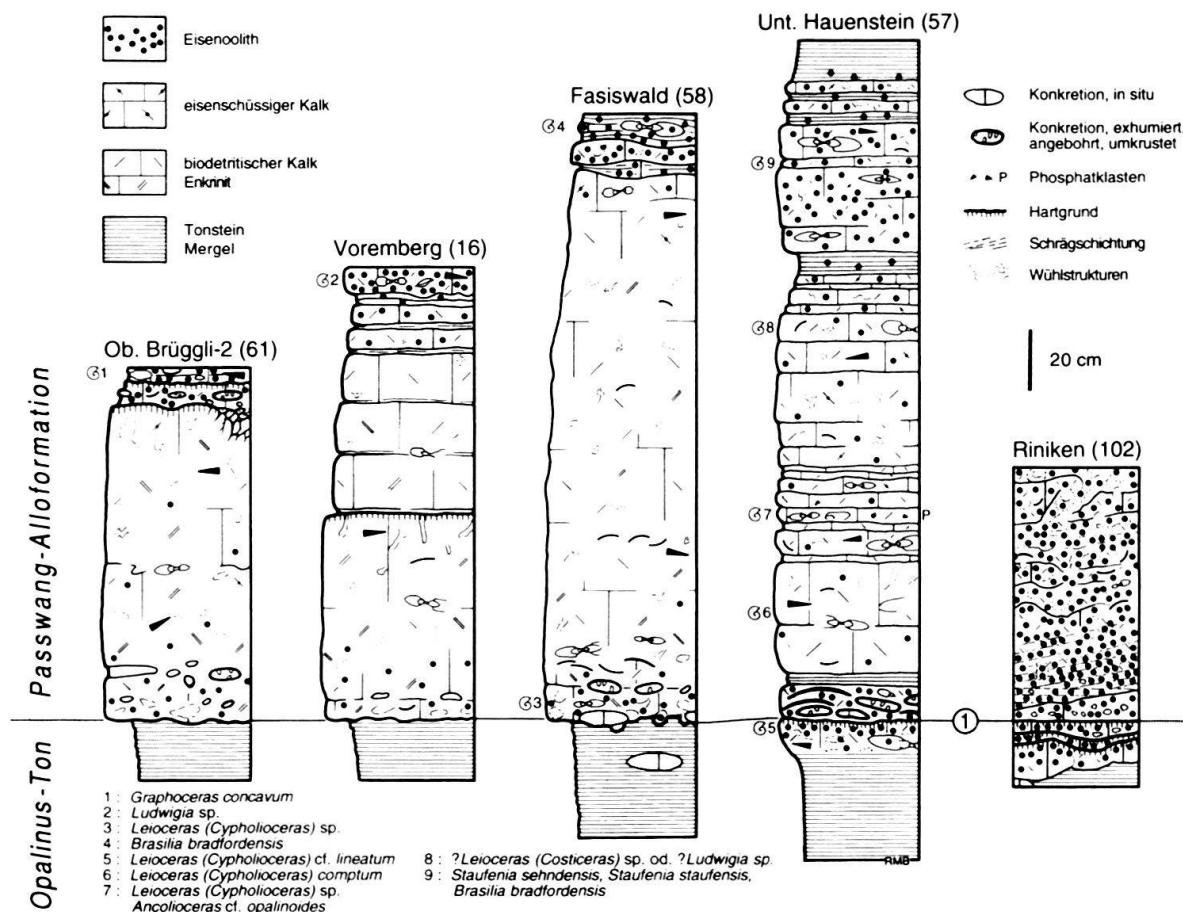


Fig. 8. Grenztypusprofil (16) und Referenzprofile der Untergrenze der Passwang-Alloformation. Ammoniten 5–9 nach Gygi & Rieber (1987).

Grenztypusprofil ist das Profil Voremberg (16) bei Rumisberg (BE) (vgl. Martin 1984), wo der Opalinus-Ton von leicht eisenoolithführendem Spatkalk (Fazies 6b, 4a), der an der Basis aufgearbeitetes Material aus dem Liegenden enthält, überlagert wird (Fig. 8). Dasselbe Bild zeigen die Referenzprofile Fasiswald (58) und Ob. Brüggli-2 (61). Die Referenzprofile Unter Hauenstein (57) und Bohrung Riniken (102; Matter et al. 1987b) stellen Beispiele dar, bei denen der oberste, als leicht eisenoolithischer Sandkalk entwickelte Abschnitt des Opalinus-Tons (Bläsi 1987) von der nachfolgenden Erosion nicht oder nur geringfügig erfasst wurde. Sie sind typisch für den Aargauer Jura. In der Bohrung Riniken folgt über der Grenze ein schräggeschichteter Eisenoolith (Matter et al. 1987b). Deutlich eisenoolithisch ist die Basis der Passwang-Afm. sonst nur am Nordrand des Delsberger Beckens.

5.2.2 Alter

Insgesamt entspricht die Untergrenze der Passwang-Afm. der in der Literatur beschriebenen Untergrenze der «Murchisonae-Schichten». Die Schichten unmittelbar über der

Grenze gehören – durch *Leioceras comptum* (REINECKE) belegt – der Comptum-Subzone (Opalinum-Zone) an. Das Auftreten von *Leioceras (Cypho.) lineatum* BUCK. gerade unterhalb der Untergrenze am Unter Hauenstein (Gygi & Rieber 1987) bzw. 5 m darunter in der Bohrung RB 27 bei Rümlingen zeigt an, dass die Opalinum-Subzone dort bis in das Dach bzw. in den obersten Teil des Opalinus-Tons reicht. Im NE des Untersuchungsgebietes gehört der oberste Teil des Opalinus-Tons möglicherweise der Comptum-Subzone an, falls die Parallelisierung der «konglomeratischen» Comptum-Bank im Wutach-Gebiet (Hahn 1971, Sanns & Schweizer 1987) mit der Untergrenze der Passwang-Afm. sich als zulässig erweist. Dies dürfte auch für das Gebiet von Kandern (Südbaden) gelten, wo Ernst (1989) im obersten Teil des Opalinus-Tons eine Aufarbeitungslage mit *Leioceras comptum* (REINECKE) beschreibt. Im äussersten W des Untersuchungsgebietes, bei St-Hippolyte, liegt die Grenze innerhalb der Opalinum-Subzone (Contini 1970); dies bedeutet, dass sie leicht diachron ist.

5.3 Obergrenze

5.3.1 Charakterisierung

Die deutliche Omissionsdiskontinuität am Top der eisenoolithischen Dachbank (Fazies 6a) der «Humphriesi-Schichten» (Horizont 9, Fig. 7) bildet die Obergrenze der Passwang-Afm. Sie kann von Delsberg bis weit über das Ostende des Untersuchungsgebietes nordostwärts in die westliche Schwäbische Alb (Hahn 1971, Franz 1986) und nach N in die Badische Vorbergzone (Ohmert 1988, Ernst 1989) verfolgt werden. Westlich von Delsberg zieht die Obergrenze in die biotritische und z.T. kalkoolithische Plattformfazies, wo sie mangels guter Aufschlüsse nicht immer eindeutig festzulegen ist. Die Omissionsdiskontinuität trennt die transgressiven Ablagerungen der «Humphriesi-Schichten», die durch einen nach oben zunehmenden Gehalt an limonitisierten Komponenten und Eisenooiden charakterisiert sind, scharf von den gewöhnlich mergeligen basalen Rothenfluh-Schichten (Gonzalez 1993, «Blagdeni-Schichten»). Mikrofazielles Merkmal der Grenze ist zudem ein Korngrößenminimum des terrigenen Quarzes.

Im *Grenztypusprofil* Tiergarten (62) an der Stallflue nordwestlich von Selzach (Fig. 9) kommt diese Entwicklung deutlich zum Ausdruck, ebenso in den Referenzprofilen Laubberg-E-1 (53) und Bohrung RB 25 B bei Wittinsburg (100), die für den grössten Teil des Untersuchungsgebietes charakteristisch sind, von folgenden Ausnahmen abgesehen: Das Referenzprofil Les Fornés (21) zeigt die für das Gebiet zwischen Passwang und Schelten und die Gegend westlich Liestals typische Ausbildung, bei welcher der Eisenoolith nach oben in biotritische Kalke der Rothenfluh-Schichten übergeht. Das Referenzprofil Uf Ried (39) am Blauen ist, obwohl die Obergrenze nicht aufgeschlossen ist, von Interesse, weil diese dort, entgegen den Angaben von Tobler (1897) und Fischer (1965), nicht an der Oberkante des «Korallenkalks» (Fazies 4b) verläuft. Der «Korallenkalk» schliesst mit einem angebohrten Hartgrund ab, über welchem der eigentliche «Humphriesi-Eisenoolith» folgt, in dessen Dach die Obergrenze der Passwang-Afm. liegt. Dieselben Verhältnisse werden auch weiter im SW zwischen Liesberg und Soyhières angetroffen. Das Referenzprofil Creux du Vorbourg (31) schliesslich zeigt die Entwicklung der Grenze als Top einer mergelig-mikritischen, im unteren Teil korallenführenden Lage (Fazies 4c).

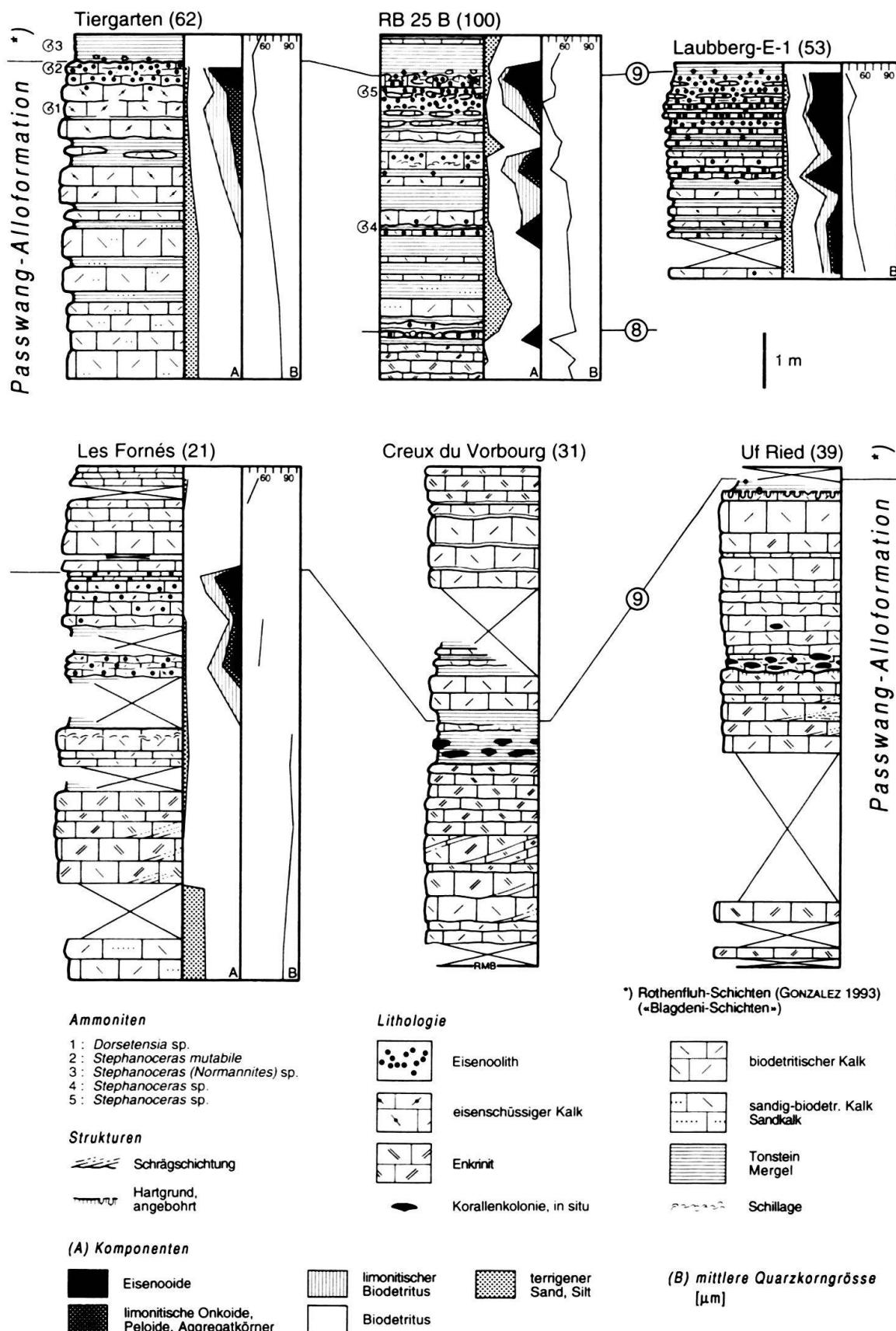


Fig. 9. Grenztypusprofil (62) und Referenzprofile der Obergrenze der Passwang-Alloformation.

5.3.2 Alter

Die Obergrenze der Passwang-Afm. liegt in der Cycloides-Subzone (Kap. 1.3.1) der Humphriesianum-Zone. Die Grenze entspricht überall im Untersuchungsgebiet der in der Literatur beschriebenen Obergrenze der «Humphriesi-Schichten», ausser im Gebiet des Blauen (s.o.) und in Waldenburg. Hauber (1960) zieht dort die «Humphriesi-Schichten» zu hoch. Deren Top liegt im Dach seiner Schicht 11, was nebst einer deutlichen Omissionsdiskontinuität auch durch einen Horizont mit *Stephanoceras* sp. belegt ist. Haubers sandige Schichten 12 und 13 gehören bereits zu den Rothenfluh-Schichten.

6. Das Liegende der Passwang-Afm.: Der Opalinus-Ton

Die Beschaffenheit und somit auch die Bildungsgeschichte einer stratigraphischen Einheit ist immer eng mit ihrem Substrat verknüpft; deshalb soll das Liegende der Passwang-Afm. hier kurz beschrieben und im Kapitel 9.1 interpretiert werden.

Der Opalinus-Ton ist eine ca. 80–130 m mächtige Abfolge (Nagra 1988, Bitterli 1992) von grauschwarzen, glimmerhaltigen Tonen mit z.T. erhöhtem C_{org}-Gehalt (Matter et al. 1988), die abschnittweise rippelgeschichtete oder parallelaminierte, meist mehr oder weniger verwühlte, dünne Silt- und Feinsandsteinlagen und -linsen führen (Bläsi 1987). Die mittlere Korngrösse des terrigenen Quarzes liegt zwischen 20 und ca. 70 µm, im W (Mont Terri) kann sie über 100 µm betragen (Fig. 6). Zudem treten Partien mit Siderit- und Kalkkonkretionen sowie Biomikritbänke auf (Bläsi 1987). Im Geltungsbereich der Passwang-Afm. umfasst der Opalinus-Ton die Opalinum-Subzone (Kap. 5.2.2); das heisst, dass er sehr rasch sedimentiert wurde (Etter 1990, s.a. Einsele & Bayer 1991).

Im Sondierstollen zum Mont-Terri-Strassentunnel, in der Tongrube am Rechtenberg bei Seewen (SO) sowie in den Bohrungen Riniken und Weiach (Matter et al. 1987a) und weiter gegen NE im Wutach-Gebiet (Hahn 1971) ist eine Zunahme des Kalk- und Sandgehalts gegen das Dach des Opalinus-Tons hin festzustellen (Bläsi 1987). Daneben treten im Mont-Terri-Stollen, bei Seewen sowie in den Bohrungen Riniken, Weiach und Herdern-1 (ca. 5 km nördlich von Frauenfeld) in den obersten ca. 15–30 m des Opalinus-Tons bis zu sechs 0,1–0,3 m dicke, verwühlte Biomikritbänke auf, die z.T. Eisenooide und -onkoide sowie angebohrte Intraklasten führen (Matter et al. 1987a, b, mündl. Mitt. H.-R. Bläsi, Bern, und eigene Beobachtungen). Diese Bänke sind die Dachbänke untergeordneter «coarsening upward»-Kleinzyklen (Bläsi 1987). In Riniken und Weiach ist jeweils die oberste dieser Bänke (je knapp 15 m unterhalb des Tops des Opalinus-Tons) am markantesten ausgebildet; in Weiach liegt sie in der obersten Opalinum-Subzone (Bläsi 1987). Eine lithologisch vergleichbare Bank («weissoolithischer Kalk») rund 18 m unterhalb der Obergrenze des Opalinus-Tons erwähnt Lieb (1953) aus der Gegend von Liestal. In der Bohrung Rümlingen tritt eine solche Bank, datiert als oberste Opalinum-Subzone, 5 m unterhalb des Tops des Opalinus-Tons auf, in der Bohrung SB 61/61a bei Eptingen (Schmassmann 1967) knapp 5 m darunter. In der Tongrube am Unter Hauenstein ist im obersten Teil des dort 89 m mächtigen Opalinus-Tons (Gygi & Rieber 1987) zwar eine Zunahme von Kalkkonkretionen, nicht aber des Sand- und Kalkgehalts zu beobachten. Biomikritbänke wurden keine gefunden. Dasselbe gilt für die benachbarte Tongrube Fasiswald, wo die Biomikritbänke nicht vorhanden sind, ebenso wie in der

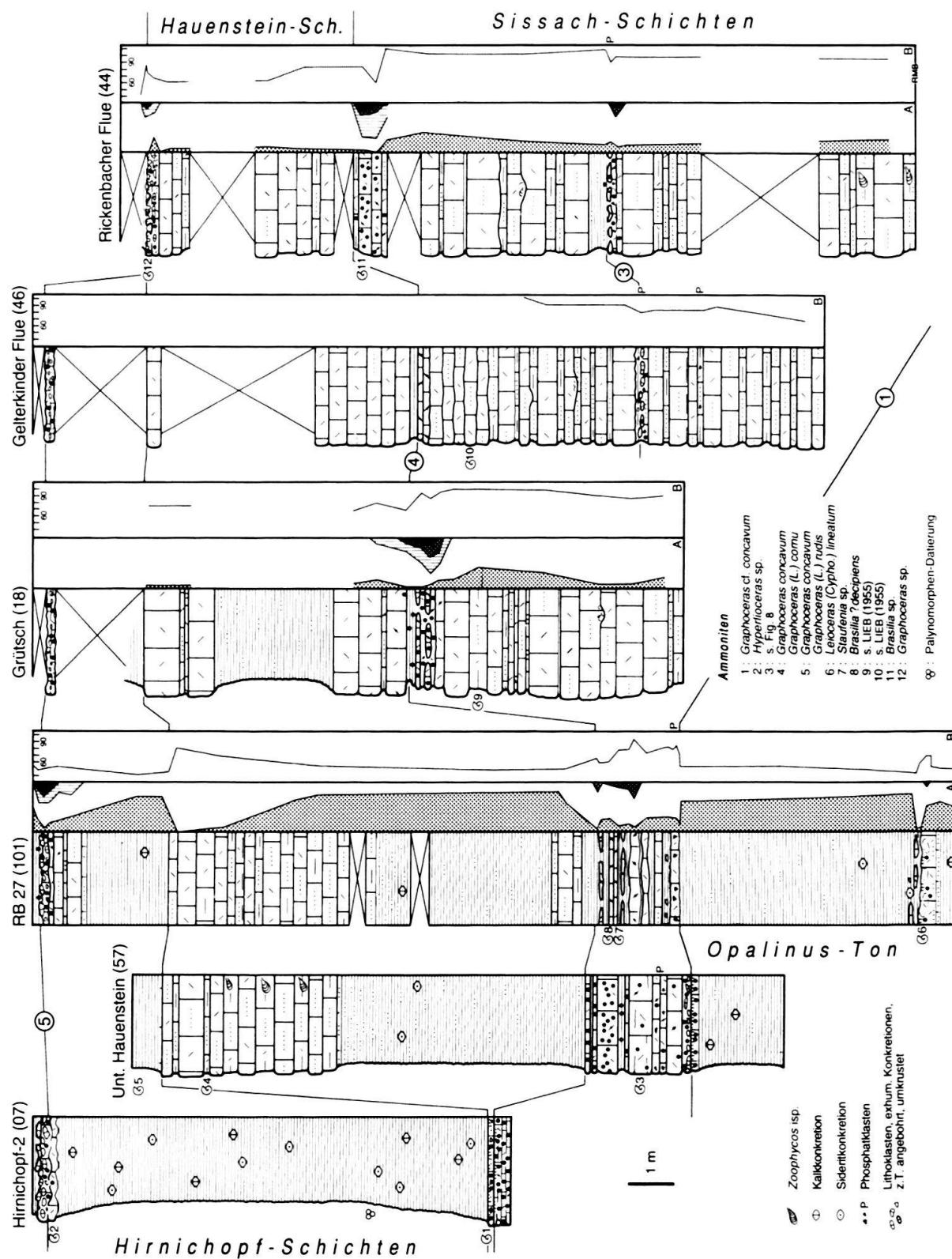


Fig. 10. Typusprofile der Sissach-Schichten (18), der Hauenstein-Schichten (57) und der Hirnichopf-Schichten (07) sowie Referenz- und Vergleichsprofile. Legende: s.a. Fig. 9.

Bohrung Schafisheim (Matter et al. 1988), wo der Opalinus-Ton im übrigen bloss ca. 70 m mächtig ist. In derselben Ausbildung tritt der oberste Opalinus-Ton auch in der Weissenstein-Kette auf.

7. Beschreibung der Passwang-Afm.

7.1 Sissach-Schichten

7.1.1 Charakterisierung

Typusprofil ist das Profil Grüttsch (18) bei Thürnen (Fig. 10) südöstlich von Sissach (Buxtorf 1901, Lieb 1955, Lusser 1980). Ergänzt wird es durch das Referenzprofil Bohrung RB 27 bei Rümlingen (101), welches, obwohl in der Mächtigkeit stark reduziert, die Ausbildung der Untergrenze der Sissach-Schichten in der Typusregion zeigt.

Die *Untergrenze* entspricht derjenigen der Passwang-Afm. (Kap. 5.2). Sie liegt in der Comptum-Subzone.

Die *Obergrenze* wird durch die Omissionsdiskontinuität am Top des Eisenooliths (Horizont 4, Fig. 10) in Liebs (1951, 1955) Bradfordensis-Subzone festgelegt.

Die Sissach-Schichten sind aus zweieinhalf Parasequenzen aufgebaut. Die Hochstandablagerungen der untersten Parasequenz gehören noch zum Opalinus-Ton, da die Untergrenze an einer Regressionsdiskontinuität (Horizont 1, Fig. 7) gezogen wird (vgl. Fig. 4). Die darüber folgenden Tiefstandablagerungen liegen in der Comptum-Subzone. Die mittlere Parasequenz umfasst die Sinon- und Discoideum-, die obere die Staufensis- und Bradfordensis-Subzone der Murchisonae-Zone (Biozonierungen sensu Lieb 1955; vgl. Tab. 2).

Mikrofaziell sind die Sissach-Schichten besonders durch ihren im Vergleich zu den anderen Untereinheiten der Passwang-Afm. gröberen Quarzsand gekennzeichnet (mittlere Korngrösse bis 150 µm; Fig. 6).

7.1.2 Vergleich, Neuerungen

Die Sissach-Schichten entsprechen überall im Untersuchungsgebiet den in der Literatur beschriebenen unteren «Murchisonae-Schichten», ausser am Nord- und Ostrand des Delsberger Beckens. Dort folgt über einer geringmächtigen Eisenoolithlage eine ca. 25 m mächtige Abfolge von Sandkalken (der «Grès supraliasique» Thurmanns 1832), die teils mit einem Hartgrund, teils mit einer Aufarbeitungslage abschliesst. Diese Lage, aus der Mühlberg (1900), allerdings ohne genaue Ortsangabe, u.a. Sonninen beschreibt, repräsentiert das kondensierte untere Bajocien (inkl. Concavum-Zone?) und ist die laterale Fortsetzung der «Grenzknollenlage» (Delhaes & Gerth 1912) des Passwang-Gebiets (Kap. 7.4.3). Ihr Fauneninhalt veranlasste Mühlberg (1900) und nach ihm andere Autoren, die liegenden Sandkalke als «Sowerbyi-Schichten» anzusprechen. Im Profil Moretchopf bei Grindel (Fig. 11) wurden im sandig-biotritischen Kalk direkt unterhalb der «Grenzknollenlage» eine *Ludwigia* (*L.*) *murchisonae* (Sow.) und mehrere Exemplare von *Staufenia sehdensis* (HOFFMANN) gefunden. Diese Sandkalkabfolge kann also sowohl mit den datierten Sissach-Schichten im E (Hirnichopf-1; Ober Bös, Lieb 1953) als auch ihrem Äquivalent im W (Sous les Roches, Lieb 1953) korreliert werden.

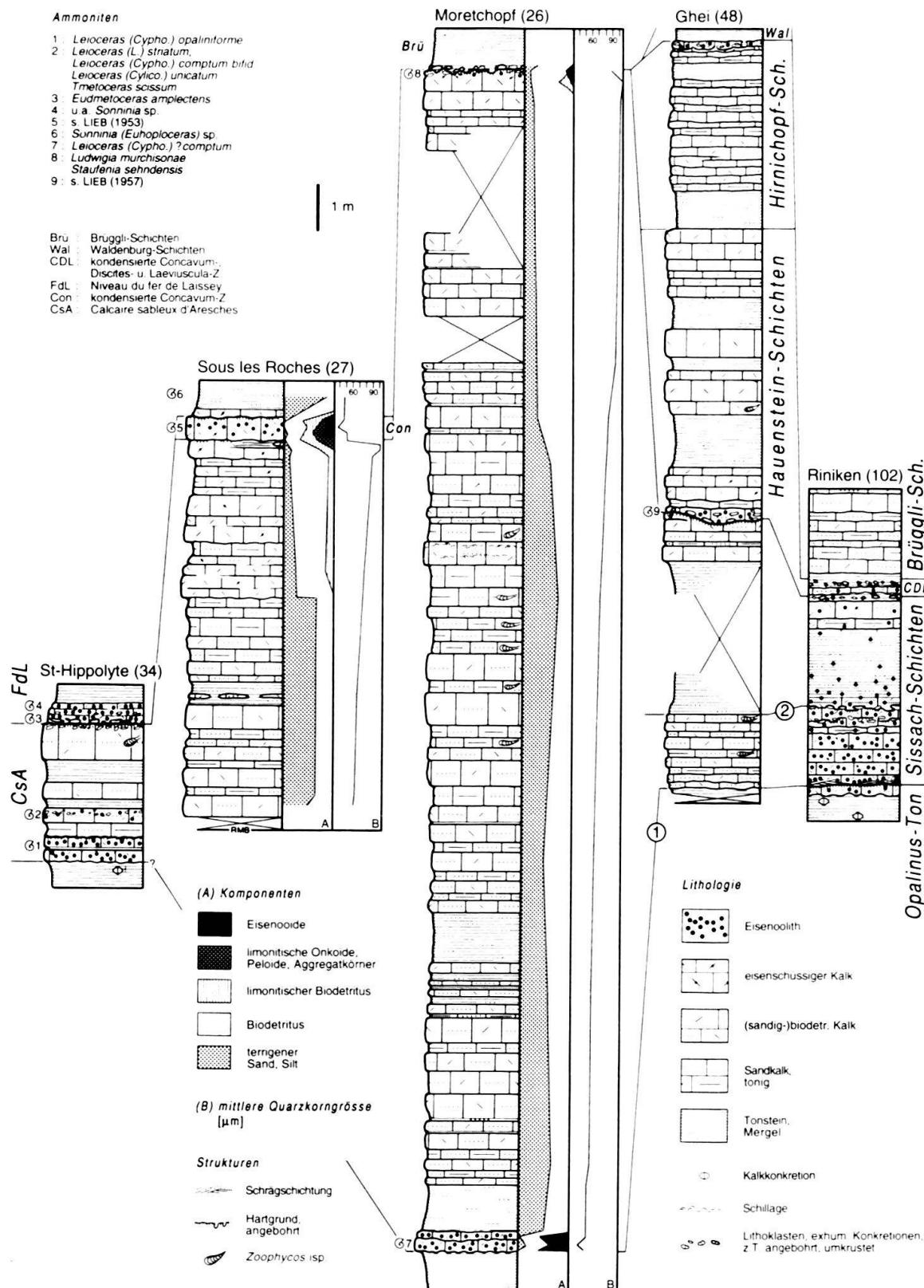


Fig. 11. Weitere Profile der Sissach-, Hauenstein- und Hirnichopf-Schichten. Ammoniten 1–4 nach Contini (1970).

7.1.3 Beschreibung

Basis der Sissach-Schichten

Zentrales Untersuchungsgebiet: Im Gebiet südlich der Linie Moutier – Passwang – Liestal – Schafisheim folgt über der Basis der Sissach-Schichten ein ca. 0,1 m mächtiger Aufarbeitungshorizont, der nebst Intraklasten z.T. angebohrte und mikrobiell umkrustete exhumierte Konkretionen aus dem obersten Opalinus-Ton in einer eisenoolithischen Matrix der Fazies 6b enthält. Besonders deutlich ist dieser Horizont in der Tongrube Fasiswald (Fig. 8) ausgebildet. Dort sind bis zu 20 cm grosse Kalkkonkretionen sowohl *in situ* im Opalinus-Ton wie aufgearbeitet im Hangenden zu beobachten. Exhumierte, weiter aber nicht veränderte Konkretionen bilden ein lockeres Sohlplaster an der Basis des Aufarbeitungshorizontes, während ca. 0,1 m darüber angebohrte und chamositumkrustete Konkretionen (Eisenonkoide) auftreten. Innerhalb und unmittelbar über der Aufarbeitungslage liegen diskontinuierliche Hartgründe vor. In der Bohrung Rümlingen sind die Intraklasten und Onkoide in diesem Horizont phosphatisiert.

Östliches Untersuchungsgebiet: Im Aargauer Jura scheint der Aufarbeitungshorizont zu fehlen. In dieser Gegend sind die obersten Dezimeter des Opalinus-Tons stellenweise als schwach sandige, leicht eisenoolithhaltige, mit einem Hartgrund abschliessende biodetritische Kalkbank ausgebildet (z.B. Bohrung Riniken). Über dieser Bank, oder direkt über tonigem Opalinus-Ton, folgen mit scharfem Kontakt spätig-sandige, mehr oder weniger eisenoolithische Kalke (Fazies 6b, z.T. 3 od. 4a; z.B. Profile Sespe und Ghei, Fig. 11) oder minetteähnliche Eisenoolithe (Fazies 6c, Bohrung Riniken, Fig. 11). Aufgearbeitetes Material tritt darin nicht oder nur sehr wenig auf.

Westliches Untersuchungsgebiet: Nördlich des Delsberger Beckens liegt über dem Opalinus-Ton ein wenige Dezimeter mächtiger Eisenolith (Mühlberg 1900, Fazies 6a, 6b). Weiter im W, bei St-Ursanne, liegt die ?Basis des Äquivalents der Sissach-Schichten in ähnlicher Ausbildung vor, enthält aber zusätzlich teilweise phosphatisiertes aufgearbeitetes Material. Allerdings ist aus dieser Gegend nur Stichprobenmaterial aus dem Sondierstollen zum Mont-Terri-Strassentunnel sowie aus der Bohrung RC Mont Russelin vorhanden, das nur mit Vorbehalten stratigraphisch eingeordnet werden kann. Bei St-Hippolyte schliesslich ist die Basis des Calcaire sableux d'Aresches (Tab. 4) als 0,5 m mächtige, mit einem angebohrten Hartgrund abschliessende Eisenoolithlage ausgebildet (Contini 1970, Fig. 11).

Sissach-Schichten

Typusregion: In der Umgebung von Sissach und Gelterkinden bestehen die Sissach-Schichten aus einer 8–12 m mächtigen Abfolge von gebankten Sandkalken und sandig-biodetritischen Kalken. Die Tiefstandablagerungen der unteren Parasequenz sind in diesem Gebiet schlecht aufgeschlossen. Sie schliessen mit einer meist wenig deutlich ausgebildeten Omissionsdiskontinuität (Horizont 2) ab.

Die mittlere Parasequenz misst ca. 4 m und wird nach oben durch eine Omissionsdiskontinuität am Top des schwach eisenoolithischen, phosphatische Intraklasten führenden Horizont 3 begrenzt.

Die obere Parasequenz schwankt in ihrer Mächtigkeit zwischen ca. 3 und 5 m; nach oben endet sie im Dach des eisenoolithischen (Fazies 6a, Profile Grütsch, Rickenbacher Flue), z.T. auch nur eisenschüssigen (Profil Gelterkinder Flue, Bohrung Rümlingen) Horizont 4. Die mittlere Korngrösse des begleitenden Quarzes nimmt innerhalb jeder Parasequenz nach oben zu. In der unteren und mittleren Parasequenz betragen die Werte 70–85 µm, in der oberen 90–110 µm. Charakteristisch für die sandig-biodetritischen Kalke der Sissach-Schichten ist ausserdem ein Gehalt an phosphatischem Biodetritus (Knochen, Schuppen usw.) von 0,5–4%.

Umgebung von Basel: Von der Typusregion aus nach NW nimmt die Mächtigkeit der Sissach-Schichten auf rund 20 m südlich von Basel und 28 m bei Lörrach (Wittmann 1978) zu (Fig. 16). Im Profil Langmatt bei Münchenstein treten in der oberen Parasequenz trogförmig schräggeschichtete, minetteähnliche Eisenoolithe auf. Diese Fazies schliesst an die Ausbildung der «Murchisonae-Schichten» in der Badischen Vorbergzone an (Genser 1966, Ernst 1989).

Aargauer Tafeljura: Von Sissach aus gegen E bleibt die faziale Entwicklung der Sissach-Schichten bis zur Grenze zwischen den Kantonen Basel-Landschaft und Aargau konstant. So sind im Profil Asphof noch alle Parasequenzen vollständig ausgebildet. Nur ca. 2,2 km weiter östlich, im Ghei (Fig. 11), fehlt die obere Parasequenz jedoch völlig. Gemäss Lieb (1957) findet dieser markante Fazieswechsel gar nur über eine Distanz von 1,1 km statt. Im Ghei liegt die untere (halbe) Parasequenz als Sandkalkabschnitt mit *Zoophycos* isp. vor; die mittlere ist unten siltig-mergelig, oben sandkalkig und endet mit einem eisenoolithischen Aufarbeitungs- bzw. Kondensationshorizont, über welchem direkt die Hauenstein-Schichten (Concavum-Zone, Lieb 1957) folgen.

In diesem Horizont ist die Staufensis- und die Bradfordensis-Subzone kondensiert. Weiter in Richtung E umfasst die Kondensation zudem die Discoideum-Subzone (sensu Lieb) sowie wahrscheinlich den oberen Teil der Sinon-Subzone (s.a. Genser 1966) – lokal kann jede der genannten Subzonen auch fehlen –, so dass im östlichen Aargauer Tafeljura die nichtkondensierten Sedimente der Murchisonae-Zone nur durch die mergelige Basis der mittleren Parasequenz vertreten sind. Am Laubberg bei Gansingen treten im Kondensationshorizont angebohrte und umkrustete Gerölle aus Sandkalk mit der für die obere Parasequenz der Sissach-Schichten charakteristischen, vergleichsweise groben Quarzkornfraktion auf. Östlich von Mandach ändern sich die Lagerungsverhältnisse auf kurze Entfernung. Die untere (halbe) Parasequenz, deren Mächtigkeit in der Umgebung des Fricktals und in Riniken 2–3 m beträgt und die in unterschiedlichem Masse eisenoolithisch ist (Burkhalter 1993), geht in Richtung Unterlauf der Aare in eine < 1 m messende Enkrinitbank über (Lieb 1960, s.a. Schneider & Matousek 1990). Die dort darüberfolgenden Sandkalke – von Lieb (1960) in die Sinon- bis Staufensis-Subzone gestellt – schliessen mit einem Kondensationshorizont mit angebohrten und serpelbewachsenen Vertretern der Bradfordensis-Subzone ab (Lieb 1960). In dieser Ausbildung nehmen die Sissach-Schichten in Richtung E an Mächtigkeit zu (17,5 m am Acheberg bei Klingnau, Bader 1925; Fig. 14c).

Aargauer Faltenjura und Bohrung Schafisheim: In diesem Gebiet sind die Sissach-Schichten sehr schlecht aufgeschlossen (vgl. Gsell 1968); ihre fazielle Entwicklung ist deshalb nur in groben Zügen bekannt. In der Bohrung Schafisheim beginnen sie mit einer 0,6 m mächtigen eisenoooidführenden Biomikritbank, die von einer 7,1 m mächtigen, unten sandig-mergeligen, oben sandkalkigen Parasequenz gefolgt wird, über der schliesslich eine ca. 0,6 m messende eisenoolithische Dachbank liegt (vgl. Matter et al. 1988). In dieser Dachbank treten z.T. korrodierte und umkrustete Vertreter der Sehndensis-, der Staufensis- und der Bradfordensis-Subzone auf (Matter et al. 1988), die darauf hindeuten, dass auch hier mindestens die obere Parasequenz, wohl den Verhältnissen im gesamten Aargauer Jura entsprechend (Lieb 1957, Gsell 1968), nicht ausgebildet ist. Ob es sich in der Bohrung Schafisheim um die untere oder die mittlere Parasequenz der Sissach-Schichten handelt, kann nicht mit Bestimmtheit gesagt werden. Die Mächtigkeit der Sissach-Schichten im Aargauer Jura schwankt zwischen 3,9 m (Bohrung Riniken) und > 15 m (Staffelegg-Gebiet, Mühlberg 1908) (Fig. 14a).

Oberes Baselbiet: Von Gelterkinden (s.o.) in Richtung S zur 4 km entfernten Bohrung Rümlingen nimmt die Mächtigkeit der Sissach-Schichten auf 1,5 m ab. Dort bestehen sie unten aus sandig-biotritischem, oben aus eisenschüssigem Kalk. Weiter in Richtung S und SW ändert sich ihre Mächtigkeit nicht mehr wesentlich; sie schwankt zwischen 3,2 m in Waldenburg und 1,9 m in der Tongrube Fasiswald. Der Gehalt an detritischem Quarz und dessen Korngrösse nehmen nach S hin ab, in gleicher Richtung nimmt demgegenüber der Gehalt an Biotritus und Eisenooiden zu. Im oberen Baselbiet beinhalten die in ihrer Mächtigkeit stark reduzierten Sissach-Schichten sämtliche (?) ihrer Biozonen (Goldschmid 1965, Gygi & Rieber 1987).

Weissenstein-Kette: In der Tongrube Fasiswald bestehen die Sissach-Schichten aus einer 1,4 m mächtigen Spatkalkbank (Fazies 4a, z.T. 6b), an deren Basis sich die oben beschriebenen aufgearbeiteten Konkretionen befinden. Hangendwärts geht die Spatkalkbank fliessend in die 0,5 m mächtigen, stark eisenoolithischen Schichten (Fazies 6a) der Bradfordensis-Subzone über. Diese Ausbildung ist typisch für das Gebiet vom Fasiswald in Richtung SW bis zum Grenchenberg-tunnel (Fig. 14a). Im Profil Voremberg bei Rumisberg (Fig. 8) besteht die Spatkalkbank aus einem unteren, mit einem Hartgrund abschliessenden Teil (Comptum-Subzone) und einem oberen Teil, der wiederum in eine stark eisenoolithische Bank überleitet (Murchisonae-Zone, Martin 1984). In diesem Profil konnten keine Subzonen mehr ausgeschieden werden. Im Profil Ob. Brüggli-2 beim Grenchenberg ist die Spatkalkbank 1 m mächtig. Sie umfasst die Comptum-Subzone (Lieb 1951) und möglicherweise einen Teil der untersten Murchisonae-Zone und schliesst mit einem teils höckerigen, teils ebenen, erosiven Hartgrund ab. An einigen Stellen ist der obere Teil der Spatkalkbank durch engstehende Brüche versetzt und in situ zu einer Internbrekzie (sensu Füchtbauer 1988, «autoclastic breccia») zerbrochen (Fig. 12). Einzelne Klasten davon wurden in das Hangende aufgearbeitet und dabei teilweise leicht gerundet. An einer Stelle ist der Hartgrund am Top der Spatkalkbank in einem Winkel von ca. 20° abgeknickt und brekziert worden. Diese Phänomene weisen auf synsedimentäre Bewegungen des Untergrundes hin (Abschiebungen; Burkhalter 1993). Über der Spatkalkbank folgt im Oberen Brüggli eine 0,1 m mächtige eisenoolithische Lage, aus der keine Ammoniten vorliegen und die wiederum mit einem Hartgrund abschliesst. Da der hangende Eisenoolith bereits zur Concavum-Zone gehört (Burkhalter 1989), ist anzunehmen, dass mit dieser Lage die verbleibende Murchisonae-Zone repräsentiert ist. Somit können die Abschiebungsbewegungen zeitlich eingegrenzt werden. In den beiden benachbarten Profilen Ob. Brüggli-1 und Bettlachstock fehlt die Spatkalkbank. Am Bettlachstock ist die entsprechende Lithologie relikтив als Füllung in Wühlgängen unterhalb einer höckerigen Erosionsfläche sowie als angebohrte Nuclei von Eisenonkoiden über dieser Fläche vorhanden.

Umgebung von Moutier: Obwohl die Aufschlussverhältnisse keine genaue Aussage zulassen, dürften ähnli-



Fig. 12. Brekziertes Dach der Spatkalkbank (Sissach-Schichten, Oberes Brüggli, Profil 6). Der durch engstehende Brüche treppenartig versetzte Hartgrund (rechts) geht nach links in eine auto-klastische Brekzie über. Material aus den hängenden Eisenoolith ist in die Spalten eingedrungen und bildet die Brekzienmatrix.

che Verhältnisse auch nördlich der Weissenstein-Kette bis mindestens in das Gebiet von Moutier vorliegen. Das bedeutet, dass die Sissach-Schichten im Raum Grenchenberg – Moutier – oberes Baselbiet – Unter Hauenstein meist weniger als 1,5 m mächtig sind (Fig. 16). Die Verhältnisse im Coulou, ca. 5 km WNW von Noutier, wo gemäss Elber (1921) 10 m harte, z.T. spätige Kalke auftreten, können mangels Aufschlüssen nicht bestätigt werden. Nur knapp 2 km weiter westlich, im Creux de la Geline, folgt über dem Opalinus-Ton wahrscheinlich direkt ein geringmächtiger Eisenoolith, in welchem die Murchisonae-(?), Concavum- und Discites-Zone kondensiert sind (vgl. auch Pfirter 1984). Bei den Forges d'Undervelier, weitere 6 km im NW, besteht das Äquivalent der Sissach-Schichten aus zwei je ca. 1 m mächtigen Eisenoolithbänken, die durch 4 m spätige, eiseischüssige Kalke getrennt sind (Elber 1921).

Nordrand des Delsberger Beckens: Nördlich der Linie Passwang – Schelten – Südrand des Delsberger Beckens nehmen die Sissach-Schichten auf Mächtigkeiten von 15–25 m zu (Fig. 14b, 16). Sie bestehen in Profil Moretchopf, wie überall in diesem Gebiet (vgl. Mühlberg 1900), aus einer wenige Dezimeter messenden eisenoolithischen Basis. Diese wird von einer monotonen, gebankten Abfolge aus Sandkalken überlagert, die nach oben in sandig-biotritische Kalke mit mittleren Quarzkorngrößen zwischen 85 und 110 µm übergehen. Die Abfolge schliesst mit einem Hartgrund oder einem geringmächtigen Eisenoolith ab (Kap. 7.1.2); sie verkörpert die mittlere Parasequenz der Sissach-Schichten, während die untere sehr wahrscheinlich im basalen Eisenoolith kondensiert ist. In dieser Ausbildung sind die Sissach-Schichten bzw. ihr Äquivalent über den Geltungsbereich der Passwang-Afm. hinaus nach W zu verfolgen, wo sie allmählich an Mächtigkeit abnehmen. So misst sie im Profil Sous les Roches (Lieb 1953) ca. 10 m und bei St-Hippolyte, als Calcaire sableux d'Aresches (Contini 1970), bloss noch 2,3 m (Fig. 11). Der Calcaire sableux d'Aresches entspricht altersmäßig allerdings der unteren Parasequenz der Sissach-Schichten. Die relativ mächtigen Sandkalke der Sissach-Schichten nördlich des Delsberger Beckens und des Scheltenpasses stellen den südlichen Ausläufer des Oberelsässer Beckens dar (Bassin de Haute Alsace, Contini 1970).

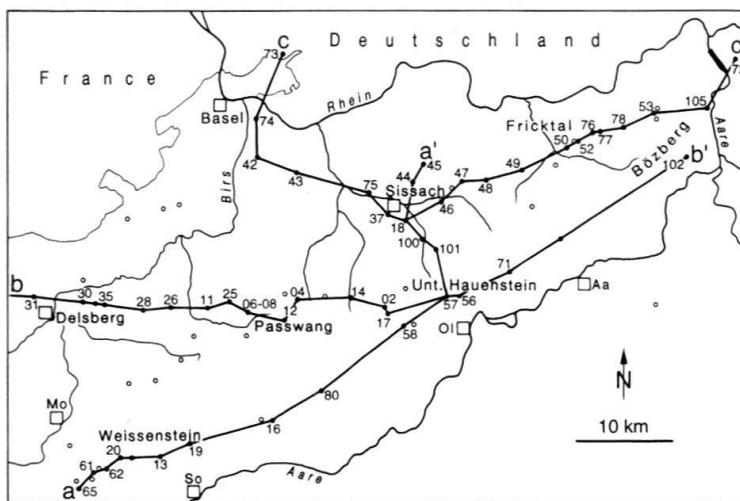
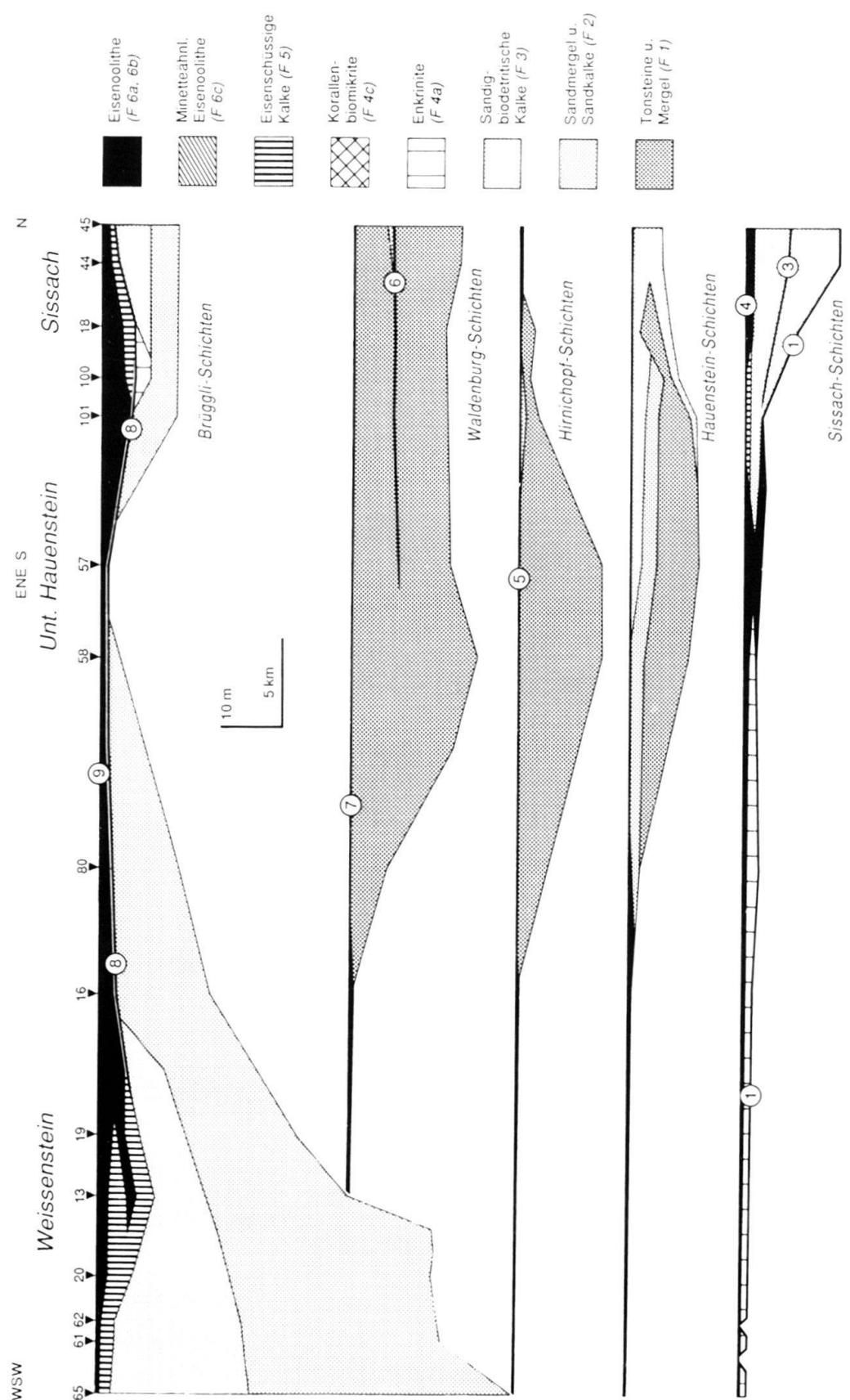
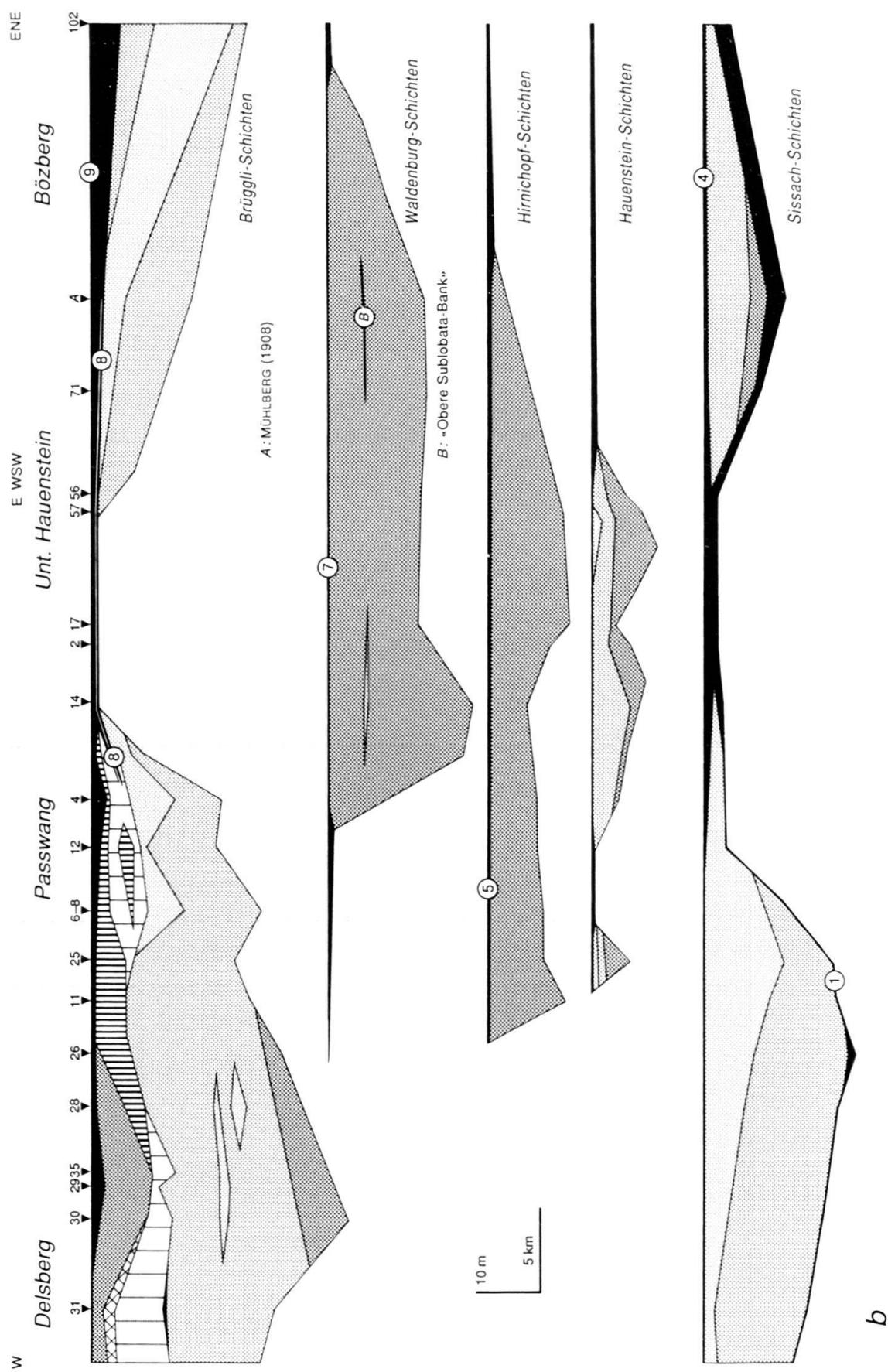


Fig. 13. Lage der Profilspuren a-a', b-b' und c-c' (s. Fig. 14).



*b*

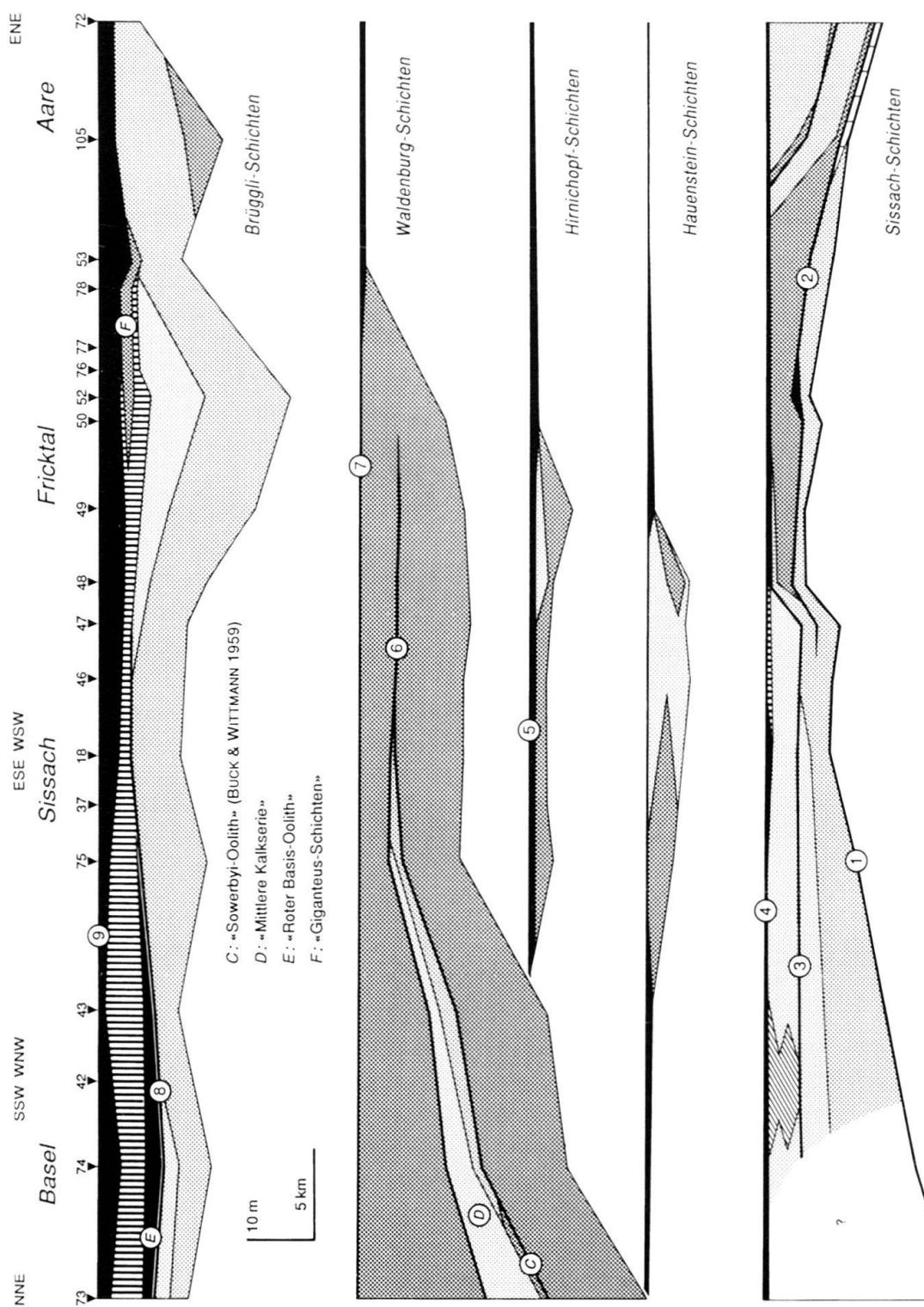


Fig. 14. Laterale Entwicklung aller Untereinheiten der Passwang-Alloformation entlang den Profilspuren $a-a'$, $b-b'$ und $c-c'$; F: Fazies (s. Kap. 2).

7.2 Hauenstein-Schichten

7.2.1 Charakterisierung

Typusprofil ist das Profil am Südrand der Tongrube am Unter Hauenstein (57), Referenzprofil die Bohrung RB 27 bei Rümlingen (101) (Fig. 10).

Die Bezeichnung Hauenstein-Schichten ist auf die nur im Baselbiet und der Umgebung des Unter Hauensteins vorkommenden, nichtkondensierten Ablagerungen des entsprechenden Zeitabschnitts beschränkt.

Die *Untergrenze* wird durch den Top des Eisenooliths in Horizont 4 gebildet. Biostratigraphisch liegt sie im zentralen Baselbiet (z.B. Profile Ghei und Geltekinder Flue) und bei der Froburg bei Olten im Dach der Bradfordensis-Zone (Lieb 1955, Bartholet 1964), in der Tongrube Fasiswald, durch *Graphoceras (Gr.) concavum* (Sow.) und *Graphoceras (Ludwigella) cornu* (BUCKM.) belegt, in der unteren Concavum-Zone.

Obergrenze: Nach oben werden die Hauenstein-Schichten durch den scharfen lithologischen Wechsel von harten sandig-biotritischen Kalken zu den siltigen Tonsteinen der Hirnichopf-Schichten begrenzt (Fig. 10). Es handelt sich um eine Omissionsdiskontinuität, die allerdings keine Anzeichen einer längeren Unterbrechung der Sedimentation erkennen lässt. Gemäss Lieb (1957) liegt diese Grenze noch innerhalb der Concavum-Zone, was durch die Datierung des entsprechenden Abschnitts mittels Palynomorphen in der Bohrung Wittinsburg und durch Ammonitenfunde im namengebenden Profil (Gygi & Rieber 1987) bestätigt wird.

Die Hauenstein-Schichten bestehen aus einer einfachen «shallowing upward»-Parasequenz. Mikrofaziell unterscheiden sie sich von den Sissach-Schichten durch ihre mittlere Quarzkorngrösse, die 70 µm selten übersteigt (Fig. 6), sowie durch einen meist höheren Gehalt an Crinoidendetritus.

7.2.2 Vergleich, Neuerungen

Die Hauenstein-Schichten entsprechen nicht überall den als Biozone – und Teil der «Murchisonae-Schichten» – verstandenen «Concava-» oder «Concavum-Schichten» (Lieb 1951 ff., Christ 1995), weil in der vorliegenden Arbeit «sterile» Tonstein- und Mergellagen (Hochstandablagerungen) zwischen datierten Horizonten gemäss sequenzstratigraphischen Kriterien jeweils der hangenden Einheit zugerechnet werden (Kap. 4). Entsprechendes gilt für Bartholets (1964) biostratigraphische Gliederung seines Profils Froburg. Er rechnete den gesamten unteren mergeligen Abschnitt der Hauenstein-Schichten aufgrund einer *Brasilia (B.) tutcheri* BUCK., die nur aus der Basis der Abfolge stammen kann, zur Bradfordensis-Zone und damit implizit zu den «Murchisonae-Schichten». Die Bradfordensis-Zone reicht aber bis maximal in die Basis des mergeligen Abschnitts.

Die Abgrenzung der Hauenstein-Schichten im Profil Hasenacker bei Lausen (Strübin 1900) stützt sich allein auf Angaben aus der Literatur. Sie ist problematisch, weil leitende Ammoniten mehrmals umbestimmt wurden (Schriftl. Mitt. K. Strübin an F. Mühlberg; Lieb 1951; vgl. Ohmert 1988). In dieser Arbeit wird mit Vorbehalten die Abgrenzung Liebs (1951) übernommen.

Keine Übereinstimmung besteht zwischen der hier vorgenommenen Abgrenzung nach oben und derjenigen von Hauber (1960) in seinem Profil Waldenburg. Er legt die Obergrenze seiner «Murchisonae-Schichten» (implizit inkl. «Concavaschichten» sensu

Lieb 1951) bei seiner Schicht 3, bei der es sich aber um das Äquivalent der «Bank 27a» von Strübin (1900) (0,18 m «blauer eisenoolithischer Mergelkalk mit Concretionen», Horizont 5) handelt. Tatsächlich entspricht nur seine Schicht 1 (gebankter Kalk) den Hauenstein-Schichten.

7.2.3 Beschreibung

Typusprofil: Im namengebenden Profil besteht der untere Teil der Hauenstein-Schichten aus 4,9 m siltigen Mergeln mit vereinzelten Sideritkonkretionen (Fig. 10). Darüber folgen 3,6 m gebankte Sandkalke und sandig-biotritische Kalke, die abrupt in die hangenden siltigen Tonsteine der Hirnichopf-Schichten übergehen. In den Sandkalkbänken sind nicht näher bestimmbarer reliktische Rippelstrukturen zu finden, in den mergeligeren Fugen *Zoophycos* isp. In dieser Ausbildung treten die Hauenstein-Schichten im südlichen Teil ihres Verbreitungsgebietes (Faltenjura) auf, wobei die Mächtigkeit, besonders die des Mergelabschnitts, lokal auf kurze Distanz deutlich schwankt (Fig. 14a). Im südlichen Abschnitt des Belchentunnels erreichen die Hauenstein-Schichten gemäss den Profilen von Fröhlicher (1974) mit 10,7 m ihre maximale Mächtigkeit.

Oberes Baselbiet: Vom Unter Hauenstein aus gegen N tritt an der Basis der Hauenstein-Schichten ein Abschnitt aus sandig-biotritischem Kalk auf (die «Zunger-» oder «Praeconcavaschichten», Lieb 1951), so in den Bohrungen Rümlingen und Wittinsburg und im Profil Grüttsch. Dieser fossilarme untere kalkige Abschnitt wird gegen N zunehmend mächtiger und verdrängt so den Mergelabschnitt, der in den Profilen Gelterkinder Flue, Rickenbacher Flue und Asphof nicht mehr vorhanden ist (Fig. 14a). Auch im nördlichen Verbreitungsgebiet der Hauenstein-Schichten kommen deutliche Mächtigkeitsschwankungen auf kurze Distanz vor (Fig. 18).

Aargauer Jura: Im nordöstlichen Bereich des Verbreitungsgebietes tritt der Mergelabschnitt nochmals auf (Fig. 14c), z.B. im Profil Ghei südlich von Wegenstetten, wo die dort 6 m mächtigen Hauenstein-Schichten auf der Erosionsfläche im Dach der zweiten Parasequenz der Sissach-Schichten liegen (Fig. 11). Ihre Basis besteht in diesem Profil aus einem 0,15–0,25 m mächtigen Aufarbeitungshorizont mit angebohrten und z.T. umkrusteten Gerölle (u.a. Ammonitensteinkerne) und fossilem Holz (s.a. Lieb 1957). 3,8 km weiter im E, im Profil Sespe, messen die Hauenstein-Schichten noch knapp 1 m, östlich von Frick ist ihr Äquivalent im oberen Teil des Eisenooliths, in welchem bereits die obere Murchisonae-Zone kondensiert ist, enthalten. Der östliche Übergang von den Hauenstein-Schichten zu ihrem kondensierten Äquivalent verläuft auf der Linie Frick – Lostorf (Lieb 1957, vgl. Gsell 1968, Fig. 18). Im östlichsten Aargauer Tafeljura fehlt die Concavum-Zone gänzlich (Lieb 1954, vgl. Bader 1925).

Westliches Untersuchungsgebiet: Die westliche Grenze des Verbreitungsgebietes der Hauenstein-Schichten verläuft etwa entlang der Linie Holderbank – Titterten – Liestal (Fig. 18). Im Gebiet Balsthal – Grenchenberg – Moutier liegt ihr zeitliches Äquivalent im unteren Teil eines zwischen 0,7 und 1 m mächtigen, weinroten eisenoolithischen Kondensationshorizonts (Fazies 6a) mit schwarzgrauen, 0,5–1 cm dicken, eisenoooidfreien Wühlgängen vor. Im Profil Ob. Brüggli-2 führt diese Schicht fossiles Holz (Burkhalter 1989).

Im *Passwang-Gebiet* und in der *Umgebung von Basel* (Buck & Wittmann 1959) ist die Concavum-Zone ebenfalls kondensiert, im Gebiet des Delsberger Beckens und des Laufentales hingegen fehlt sie (Lieb 1953). Beim Mont Terri (Lieb 1953) kommt sie in einem 0,6 m mächtigen Eisenoolith (6a) lokal (?) vor, während sie weiter westlich bei St-Hippolyte wiederum fehlt (Contini 1970).

Ein isoliertes Vorkommen von 6,9 m schwach sandigen biotritischen Kalken zwischen den Sissach- und den Hirnichopf-Schichten im Profil Harlangen bei Meltingen wird, obwohl nicht datiert, aufgrund fazieller Kriterien und des stratigraphischen Kontexts mit Vorbehalt zu den Hauenstein-Schichten gestellt. Ebenfalls aus dem Rahmen fällt das Profil Hasenacker bei Lausen (Strübin 1900, s.o.), wo die wahrscheinlich den Hauenstein-Schichten entsprechende Abfolge aus 1,9 m Mergeln und 0,15 m eisenoolithischem Mergelkalk besteht.

7.3 Hirnichopf-Schichten

7.3.1 Charakterisierung

Das *namengebende Profil* liegt an der Ostseite des Hirnichopfs (Profil Hirnichopf-2, 07) östlich von Beinwil (Fig. 10). Es ist der einzige durchgehende Oberflächenaufschluss dieser Einheit. Der Name Hirnichopf-Schichten bezeichnet die nichtkondensierten Sedimente des entsprechenden Zeitabschnitts im weiter unten beschriebenen Gebiet.

Untergrenze: Vgl. Kapitel 7.2.1. Der Fund eines *Graphoceras* (Gr.) cf. *concavum* (Sow.) an der Basis des Typusprofils zeigt die Concavum-Zone an.

Die **Obergrenze** liegt im Profil Hirnichopf-2 im unteren Teil der «Grenzknollenlage» (Delhaes & Gerth 1912, Kap. 7.4.3). Ein *Hyperlioceras* sp. aus der Basis der «Grenzknollenlage» im benachbarten Profil Mittl. Passwang belegt die Discites-Zone. Im Baselbiet liegt die Obergrenze am Top der Bank aus «blauem eisenoolithischem Mergelkalk mit Concretionen» («Bank 27a» in Strübin 1900; Horizont 5), die dem «Unteren Sublobata-Lager» (Mühlberg 1900) s.str. im westlichen Aargauer Faltenjura entspricht. In der Bohrung Wittinsburg konnte die Obergrenze mittels Palynomorphen datiert und in die Discites-Zone gestellt werden, während im Profil Unter Hauenstein ein *Eudmetoceras amplexans* (BUCKM.) aus dem Horizont 5 auf den Grenzbereich zwischen Concavum- und Discites-Zone hinweist (Gygi & Rieber 1987). Gemäss diesen Autoren und Bartholet (1964) treten dort zwei durch ca. 1,5 m Mergel getrennte Bänke auf. Dieser Befund konnte bei den Profilaufnahmen für diese Arbeit infolge ungünstiger Aufschlussverhältnisse nicht bestätigt werden.

Die Hirnichopf-Schichten sind eine (meist unvollständig ausgebildete) «shallowing upward»-Parasequenz. Die charakteristische mittlere Korngrösse des detritischen Quarzes in siltreichen Lagen liegt zwischen ca. 35 und 60 µm (Fig. 6).

7.3.2 Beschreibung

Passwang-Gebiet: Im namengebenden Profil bestehen die Hirnichopf-Schichten aus 9,0 m schwarzgrauen, kalkigen, siltigen Tonsteinen (Fazies 1) mit zahlreichen Kalkkonkretionen und durch Verwitterung teilweise in Limonit umgewandelten Sideritschlieren und -konkretionen. Überlagert werden die Mergel von einem 0,4 m mächtigen Aufarbeitungshorizont («Grenzknollenlage»), in dessen oberem Teil das kondensierte Äquivalent der Waldenburg-Schichten enthalten ist. Der untere Teil dieses Horizonts gehört zu den Hirnichopf-Schichten und enthält teils angebohrte, durch limonitische Mikrobenfilme umkrustete, bis zu 10 cm grosse Gerölle (Eisenonkoide) und angebohrte dickschalige Muschelklappen, die in einer Matrix aus biotritusführendem, eisenoooidhaltigem Mikrit eingelagert sind. Bei den aufgearbeiteten Geröllen handelt es sich um aus dem liegenden Tonstein exhumierte Konkretionen, um mit der Matrix vergleichbares Material und um Crinoiden-Biomikrit (Fazies 4a). Die Fazies 4a steht nur im Profil Lauwilberg an. Dort besteht sie aus einer ca. 0,6 m dicken, bioturbierten Bank mit Biomikrit-Lithoklasten und Schill, über der die eigentliche «Grenzknollenlage» folgt. Im benachbarten Profil Mittl. Passwang liegt die entsprechende Lithologie wiederum nur aufgearbeitet vor.

Vom Passwang-Gebiet aus nach W werden die Hirnichopf-Schichten am Winkelberg östlich von Erschwil noch 12 m mächtig, bevor sie auf eine Entfernung von knapp 4 km ohne erkennbaren Übergangsbereich auskeilen (Fig. 14b, 19).

Übriges Untersuchungsgebiet: Nördlich der Belchenflue (Profil 17) erreichen die Hirnichopf-Schichten mit 12,7 m ihr Mächtigkeitsmaximum. In diesem schlecht aufgeschlossenen Profil treten in ihrem Dach drei Sandkalkbänke auf. Knapp 6 km weiter östlich, in der Tongrube am Unter Hauenstein, sind die Hirnichopf-Schichten 12 m mächtig und enden in einem 0,3 m mächtigen, verwühlten, eisenoooidhaltigen Mergelkalkhorizont.

Nach E verlieren die Hirnichopf-Schichten an Mächtigkeit und messen im Gebiet nördlich von Aarau noch zwischen 0,5 und 3 m; sie schliessen in dieser Gegend mit einem eisenoolithischen Mergelkalkhorizont ab, der angebohrte Gerölle enthält (Mühlberg 1908).

In der Gegend um Sissach liegt im Dach der dort zwischen 1,5 und 3,2 m mächtigen Hirnichopf-Schichten die wenige Dezimeter mächtige Bank aus «blauem eisenoolithischem Mergelkalk mit [exhumierten] Concretionen» (Strübin 1900, vgl. Buxtorf 1901). An der Rickenbacher Flue kommt dieser Horizont direkt auf die Hauenstein-Schichten zu liegen, und in der Bohrung Rümlingen treten in dessen Liegendem 0,7 m sandig-detritische und z.T. eisenschüssige Kalke auf (Fig. 10). In Richtung E gewinnt dieser kalkige Abschnitt an Mächtigkeit (s. Fig. 14c).

Östlich der Linie Frick – Staffelegg ist das Äquivalent der Hirnichopf-Schichten kondensiert, ebenso im Gebiet zwischen der Weissenstein-Antiklinale und Moutier und nördlich von Sissach (s.o.). Da die Hirnichopf-Schichten bereits in der oberen Concavum-Zone beginnen und zudem nicht die gesamte folgende Discites-Zone

umfassen, kann ihr Äquivalent in stark reduzierten Abfolgen nur annähernd bestimmt werden. Die Entwicklung der Hirnichopf-Schichten in der Umgebung von Basel und Lörrach ist mangels genauer und einheitlicher Datierungen der wenigen Profile nicht gesichert (vgl. Buck & Wittmann 1959, Genser 1966, Geyer & Gwinner 1986, Ohmert 1988). Wahrscheinlich sind sie dort kondensiert, möglicherweise fehlen sie sogar. Eindeutig nicht vorhanden ist das Äquivalent der Hirnichopf-Schichten im Gebiet des Delsberger Beckens und des Laufentals, hingegen ist die Discites-Zone in der Umgebung von St-Hippolyte durch das 0,4 m mächtige Niveau du fer de Laissey und darüberliegende geringmächtige, glimmerführende Mergel vertreten (Contini 1970) (Fig. 11).

7.4 Waldenburg-Schichten

7.4.1 Charakterisierung

Namengebend ist das Profil 14 in Waldenburg BL (Taf. 1) (vgl. Hauber 1960). Dort sind sie zwar nicht vollständig aufgeschlossen, doch handelt es sich um den grössten Oberflächenaufschluss im Untersuchungsgebiet. Die Bezeichnung Waldenburg-Schichten ist auf die nichtkondensierten Ablagerungen der entsprechenden Zeitspanne beschränkt.

Die *Untergrenze* liegt an der Omissionsdiskontinuität am Top von Horizont 5 (Taf. 1, Bohrung Rümlingen); sie gehört in die Discites-Zone (Kap. 7.3.1).

Die *Obergrenze* (Horizont 7) wird durch die Basis (Regressionsdiskontinuität) des nicht überall deutlich ausgeprägten Eisenooliths am Wechsel zu den merklich sandigeren und kalkigeren Brüggli-Schichten gebildet (Taf. 1; vgl. Buser 1952, Lieb 1957). Im Profil Waldenburg liegt die Obergrenze als Aufarbeitungslage mit phosphatischen Onkoiden vor. Die Obergrenze der Waldenburg-Schichten liegt im Grenzbereich zwischen Laeviuscula- und Sauzei-Zone (Buck & Wittmann 1959, Geyer & Gwinner 1986), evtl. in der unteren Sauzei-Zone (Ohmert 1988).

Die Waldenburg-Schichten umfassen eine untere Parasequenz (untere Waldenburg-Schichten; von deren Basis bis zum Top des nach S auskeilenden kalkigen Zwischenabschnitts) sowie die Hochstandablagerungen der darauf folgenden oberen Parasequenz (obere Waldenburg-Schichten), die sich in die Brüggli-Schichten fortsetzt. Wo die kalkige Partie fehlt, sind die beiden Teile kaum auseinander zu halten. Die charakteristische mittlere Korngrösse des detritischen Quarzes liegt zwischen 40 und 50 µm (Fig. 6).

7.4.2 Vergleich

Bedingt durch die mancherorts undeutliche Ausbildung des Eisenooliths und die schlechten Aufschlüsse ist die Festlegung der oberen Grenze der Waldenburg-Schichten aus Literaturangaben schwierig. Im allgemeinen dürfte sie aber mit der Obergrenze der «Sowerbyi-Schichten» identisch sein. Eine Ausnahme bildet auch hier das Profil Waldenburg von Hauber (1960). Der von ihm als «Sauzei-Schichten» bezeichnete Abschnitt (seine Schicht 9) ist nach lithologischen und sequenzstratigraphischen Kriterien in die Waldenburg-Schichten zu stellen.

7.4.3 Beschreibung

Waldenburg: Die Waldenburg-Schichten bestehen im namengebenden Profil aus einer rund 22 m mächtigen Abfolge von glimmerführenden, siltig-kalkigen Tonsteinen der Fazies 1, die zahlreiche unregelmässig verteilte, bis zu 10 cm grosse Kalk-, Siderit- und seltener auch kleinere Pyritkonkretionen enthalten. In den obersten ca. 7,5 m treten fünf 0,2–0,4 m messende verwühlte, relikтив gradiente Bänke aus biotdetritischem Kalk auf. Die Waldenburg-Schichten schliessen mit einem 0,15 m mächtigen Pflaster aus bis zu 15 cm grossen fladenförmigen bis wulstigen Onkoiden ab. Als Nuclei dieser Onkoide dienen exhumierte Konkretionen sowie Klasten aus auf-

gearbeiteten Biomikritlagen, der meist cm-dicke Cortex ist aus mikrobiellen Matten in Vergesellschaftung mit sessilen Bryozoen und austernartigen Muscheln aufgebaut und besteht aus Kalzit und Apatit. Unmittelbar über dieser Aufarbeitungslage folgen in Waldenburg die eisenoolithischen «Humphriesi-Schichten» (Kap. 7.5.1).

Hauenstein-Gebiet, Aargauer Faltenjura, Bohrung Schafisheim: Von Waldenburg aus gegen S und E messen die Waldenburg-Schichten bei gleichbleibender Ausbildung zwischen 13 und 20 m (Fig. 20). Im Profil 7 bei der Belchenflue und im südlichen Abschnitt des Belchentunnels, möglicherweise auch noch im Gebiet des Unter Hauensteins werden sie ebenfalls direkt von den «Humphriesi-Schichten» überlagert, während in der Umgebung der Staffelegg (Mühlberg 1908) und in der Bohrung Schafisheim in ihrem Hangenden die sandig-kalkigen unteren Brüggli-Schichten («Sauzei-Schichten») folgen. Im Staffelegg-Gebiet bestehen die Waldenburg-Schichten gemäss Mühlberg (1908) aus den 10 m mächtigen «Inoceramen-Mergeln» unten und den 6 m messenden «Sowerbyi-Desori-Schichten» oben (fälschlicherweise von ihm auch «Concavusschichten» genannt, Gsell 1968), zwischen denen die 0,6 m mächtige «Obere Sublobata-Bank» (Horizont 6) liegt. Es handelt sich um eine «mehr oder weniger späte, eisenoolithische und pisolithische Kalkbank z.T. mit Geröllen» (Mühlberg 1908). In der Bohrung Schafisheim sind die Waldenburg-Schichten aus 9,3 m mächtigen grauschwarzen glimmlireichen Ton- bis Siltsteinen (Matter et al. 1988) aufgebaut. Das Äquivalent der «Oberen Sublobata-Bank» dürfte dort mit der die Waldenburg-Schichten abschliessenden Regressionsdiskontinuität zum «Sowerbyi-Oolith» (sensu Matter et al. 1988) zusammenfallen.

Oberes Baselbiet: In den Bohrungen Wittinsburg und Rümlingen (Taf. 1) bestehen die Waldenburg-Schichten aus einem ca. 8 m mächtigen unteren und einem ca. 5 m mächtigen oberen Abschnitt aus siltig-kaligen Tonsteinen der Fazies 1. In der Bohrung Wittinsburg konnte 4,0 m über der Basis des unteren Abschnitts ein *?Poecilomorphus* sp. gefunden werden, der auf die Laeviuscula-Zone hinweist. Zwischen den beiden Tonsteinabschnitten liegt eine 0,4–0,5 m dicke Schicht aus eisenoooidhaltigem, biotritischem, mehr oder weniger tonigem Kalk mit Gryphäenbruchstücken, bis zu 1 cm grossen limonitischen Komponenten und aufgearbeiteten, z.T. dünn umkrusteten Kalkkonkretionen. Diese Bank ist das Äquivalent der «Oberen Sublobata-Bank» Nühlbergs (1908).

Aargauer Tafeljura: Von der Gegend um Sissach in Richtung E bis ins östliche Fricktal schwankt die Nächteigkeit der Waldenburg-Schichten innerhalb enger Grenzen (Fig. 14c). Im Profil Sespe (vgl. Gsell 1968, Braun 1920) und am Frickberg (vgl. Buser 1952, Brändlin 1911) ist die «Obere Sublobata-Bank» nicht zu erkennen. Im Rödelholzli westlich von Gansingen liegen die Waldenburg-Schichten noch vor, während ca. 2 km weiter östlich am Bürerhorn ihr Äquivalent, wie im übrigen östlichen Aargauer Jura, im obersten Teil eines wenige Dezimeter mächtigen Eisenoolithhorizonts auftritt (Buser 1952) (Fig. 20). In diesem Horizont ist die Spanne zwischen der mittleren Murchisonae-Zone und der Laeviuscula-Zone, d.h. rund 4–4,5 Ma, kondensiert.

Umgebung von Basel: Von der Umgebung von Sissach aus gegen NW tritt das Äquivalent der «Oberen Sublobata-Bank» als kalkige Zwischenlage in Erscheinung (Fig. 14c, 20). Im Profil Hasenacker bei Lausen folgt über dem 7,5 m mächtigen siltig-tonigen bis mergeligen unteren Teil der Waldenburg-Schichten eine 0,6 m messende Bank mit «erbsen- bis haselnussgrossen, rostfarbenen Oolithen» (Horizont 6; «Bank 28» in Strübin 1900), die zudem angebohrte exhumierte Konkretionen führt, und darüber 2,0 m späterer biotritischer Kalk. Die Abfolge endet mit dem 4,0 m messenden oberen tonig-mergeligen Abschnitt (Strübin 1900).

Im 13,5 km weiter nordwestlich gelegenen Profil St. Jakob ist der mittlere, sandig-biotritische Kalkabschnitt bereits 6,0 m mächtig (Lusser 1980). Die beiden mergelig-tonigen Abschnitte messen dort je rund 12 m. Weitere rund 7 km NNE davon, in der ehemaligen Ziegeleigrube bei Lörrach-Stetten, bestehen die Waldenburg-Schichten aus der ca. 15 m mächtigen «unteren Tonserie», der 6,7 m mächtigen «mittleren Kalkserie» und der ca. 18 m mächtigen «oberen Tonserie» (Tab. 4). An der Basis der «mittleren Kalkserie» liegt der «Sowerbyi-Oolith» (sensu Buck & Wittmann 1959), das Äquivalent der Bank mit «erbsen- bis haselnussgrossen, rostfarbenen Oolithen», abgeschlossen ist sie mit einer angebohrten Omissionsfläche (Buck & Wittmann 1959). Nach diesen Autoren gehört die «untere Tonserie» in die Discites-Zone (vgl. Genser 1966), die übrige Abfolge in die Laeviuscula-Zone. Ohmert (1988) stellt die «untere Tonserie» ebenfalls in die Discites-Zone, hingegen nur die «mittlere Kalkserie» in die Laeviuscula-Zone, während er die «obere Tonserie» der Kumaterum-Subzone, der untersten Subzone der Sauzei-Zone, zuteilt.

Passwang-Gebiet: Bemerkenswert ist das abrupte Auskeilen der Waldenburg-Schichten vom namengebenden Profil aus gegen W. Während sie in Waldenburg noch aus etwa 22 m siltigen kalkigen Tonsteinen bestehen, sind sie rund 5 km weiter westlich in einer 0,15 m mächtigen Aufarbeitungslage mit Eisen-Endostromatolithen (Fazies 7) im oberen Teil der «Grenzknollenlage» enthalten (Fig. 14b, 20). Die Endostromatolithen des Profils Mittl. Passwang wurden mittels Palynomorphen datiert und in die obere Laeviuscula-Zone gestellt. Die «Grenzknollenlage» tritt im Gebiet Lauwil – Grindel – Chratten – Passwang auf.

Weissenstein-Kette: Südwestlich von Balsthal ist die Laeviuscula-Zone, d.h. das ungefähr zeitliche Äquivalent der Waldenburg-Schichten, im oberen Teil des zwischen 0,8 und 1,7 m mächtigen Eisenooliths enthalten, der – wie sein Gegenstück im östlichen Aargauer Jura – die Zeitspanne zwischen der mittleren, stellenweise wahrscheinlich sogar der gesamten Murchisonae-Zone und der Laeviuscula-Zone umfasst. Dieser Eisenoolith (Fazies 6a), dessen unterer Teil charakteristisch weinrot ist, wird nach oben grau und zunehmend apatithaltig (Apatit-Intraklasten, -Ooide, z.T. auch -Matrix). Nördlich des Delsberger Beckens und im Gebiet des Laufentals fehlt die Laeviuscula-Zone sehr wahrscheinlich.

7.5 Brüggli-Schichten

7.5.1 Charakterisierung

Das *Typusprofil* Tiergarten (Profil 62, vgl. Burkhalter 1989) liegt am Ostrand des Oberen Brüggli am Grenchenberg. Es wird durch das Referenzprofil Rüschergraben (01), das die Ausbildung der Basis zeigt, ergänzt (Taf. 1).

Die Brüggli-Schichten beinhalten die sandig-biotritischen unteren Brüggli-Schichten («Sauzei-Schichten») und die eisenschüssigen und eisenoolithischen, lokal koralligenen oberen Brüggli-Schichten («Humphriesi-Schichten»). Die Bezeichnung «Humphriesi-Schichten» wird in dieser Arbeit für die informelle, lithofaziell definierte Untereinheit der Brüggli-Schichten beibehalten. Die «Humphriesi-Schichten» gehen meist fliessend aus dem Liegenden hervor und sind deshalb nicht scharf und einheitlich von diesem abzutrennen. Ebenso schwierig ist die biostratigraphische Abgrenzung, da Ammoniten, besonders in den plattformnahen Aufschlüssen im W des Untersuchungsgebietes, selten sind.

Untergrenze: Siehe Kapitel 7.4.1 (Horizont 7). Im Profil Rüschergraben wurde aus der Basis der Brüggli-Schichten eine *Emileia (Otoites)* sp. geborgen, welche die Sauzei-Zone belegt (vgl. Martin 1984). Moesch (1867) erwähnt einen «A. Sauzei» aus der Basis der «neutralen Zone» in der Betznau. Im Profil Sous les Roches beim Mont Terri, d.h. westlich des Geltungsbereiches der Brüggli-Schichten, wurde 0,25 m über der Basis ihres möglichen Äquivalents ein *Euhoploceras* sp. gefunden, welches auf die Laeviuscula-Zone hinweist, die Sauzei-Zone aber nicht ausschliesst.

Die **Obergrenze** ist identisch mit der Obergrenze der Passwang-Afm. (Kap. 5.3).

Die unteren Brüggli-Schichten sind die Tiefstandablagerungen, die oberen Brüggli-Schichten die transgressiven Ablagerungen der Parasequenz, die mit den oberen Waldenburg-Schichten als Hochstandablagerungen beginnt.

Die charakteristische mittlere Korngrösse des detritischen Quarzes liegt in den basalen Brüggli-Schichten bei ca. 60–70 µm, nimmt gegen oben normalerweise auf Werte zwischen 75 und 95 µm zu, um gegen das Dach der «Humphriesi-Schichten» hin auf 25–45 µm zurückzugehen. Meist setzen mit dem Beginn der Abnahme der mittleren Quarzkorngrösse nach oben limonitische Komponenten (Fazies 5) ein. Dieser Übergang ist die lithofazielle Grenze zwischen den unteren und den oberen Brüggli-Schichten. Im Vergleich zu den makroskopisch fast identischen Sandkalken und sandig-biotritischen Kalken der Sissach-Schichten sind diejenigen der Brüggli-Schichten durch ihren höheren Anteil an Crinoidendetritus und besonders durch die mittlere Korngrösse des terrigenen Quarzes charakterisiert, die den Wert von 95 µm kaum übersteigt (Fig. 6).

7.5.2 Vergleich

Die Brüggli-Schichten entsprechen den in der Literatur beschriebenen «Sauzei-» und «Humphriesi-Schichten», von den in Kapitel 5.3 erwähnten Ausnahmen abgesehen (vgl. auch Kap. 7.4.2).

7.5.3 Beschreibung

Typusprofil: Im Tiergarten messen die Brüggli-Schichten 50,4 m. Sie bestehen aus (tonigen) Sandkalkei, die nach oben fliessend in sandig-biodetritische Kalke übergehen. 2,6 m unterhalb des Daches treten limonitische Komponenten auf, erst limonitisierter Biodetritus, dann weiter hangendwärts auch limonitische Aggregatkörper, Onkoide und schliesslich vereinzelte Eisenooide. Die Brüggli-Schichten schliessen mit einer 0,5 m mächtigen eisenoolithischen Dachbank (Fazies 6a) ab (Burkhalter 1989). Da ihre Basis im Typusprofil schlecht aufgeschlossen ist, wird zur Ergänzung das rund 3 km nordöstlich gelegene Referenzprofil Rüschgraben herangezogen. Dort beginnen sie mit einem fossilreichen (Gryphäen, Belemniten, Ammoniten), apatit- und glaukonothaligen Horizont unmittelbar über dem Eisenoolith, in welchem der Abschnitt zwischen Murchisonae- und Laeviuscula-Zone kondensiert ist. Der basale Horizont der Brüggli-Schichten wird von 2,0 m sandigen Mergeln überlagert, über denen die ersten Sandkalkbänke folgen.

Weissenstein-Kette: Im Grenchenbergtunnel erreichen die Brüggli-Schichten im Südschenkel der Weissenstein-Antiklinale mit ca. 62 m ihre grösste Mächtigkeit (Fig. 14a, 21). Im Nordabschnitt des Tunnels, in den beiden Schenkeln des Graity, sind sie je rund 50 m mächtig (vgl. Buxtorf & Troesch 1917). Ihre fazielle Ausbildung scheint im ganzen Tunnel grundsätzlich wie im Typusprofil zu sein. Bemerkenswert ist, dass an der Basis des Profils 65 (Fig. 1, 14a) ein für den Dogger des Juras untypischer Glaukonit-Sandstein auftritt.

Im Profil Fikigraben am Weissenstein sind die Brüggli-Schichten noch 38,0 m mächtig (Taf. 1). Hier setzt die eisenschüssige, z.T. auch eisenoolithische Fazies der «Humphriesi-Schichten» bereits 8,7 m unterhalb des Daches der Abfolge ein (Meyer 1983). Obwohl durch Schüttungen von nichtlimonisiertem Biodetritus unterbrochen, liegt die charakteristische vertikale Faziesabfolge (s.o.) vor.

In Richtung ENE entlang der Weissenstein-Antiklinale nimmt die Mächtigkeit der Brüggli-Schichten weiter ab. Im Profil Voremberg bei Rumisberg messen sie noch 15,5 m, wovon 2,8 m auf die «Humphriesi-Schichten» entfallen (Martin 1984). Dort tritt zwischen die unteren und die oberen Brüggli-Schichten ein geringnächiger Aufarbeitungshorizont (Horizont 8) mit angebohrten und limonitisch umkrusteten Geröllen aus dem Material des Liegenden (Martin 1984).

Hauenstein-Gebiet: Von der Umgebung von Balsthal aus gegen NE keilt der untere, sandig-biodetritische Teil der Brüggli-Schichten aus. Die Brüggli-Schichten sind im Gebiet Homberg bei Olten – Unter Hauenstein – Waldenburg nur durch die durchschnittlich 1 m mächtigen «Humphriesi-Schichten» vertreten (Fig. 21). Deren Basis bildet wiederum der Aufarbeitungshorizont, der in dieser Gegend direkt über den Waldenburg-Schichten liegt. In Waldenburg führt der Horizont kalzitisch-apatitische Onkoide (Kap. 7.4.3) (Taf. 1), in deren Cortex Quarzkörner mit Korngrössen auftreten, wie sie für die unteren Brüggli-Schichten typisch sind. Im Hauenstein-Basistunnel, wo er wiederum von wenigen Metern sandig-kalkiger unterer Brüggli-Schichten unterlagert ist, führt derselbe Horizont Limonit-Onkoide (vgl. Leuthardt 1918).

Aargauer Faltenjura und Bohrung Schafisheim: Vom Gebiet des Unter Hauensteins nach ENE setzt der Sandkalkabschnitt der Brüggli-Schichten wieder ein; dementsprechend nehmen diese an Mächtigkeit zu. In der Umgebung von Aarau messen sie rund 15 m, wobei 14 m auf den sandig-biodetritischen unteren Teil («Polyschides-Zone») entfallen (Mühlberg 1908). Angebohrte Knollen (Mühlberg 1908) an der Basis der «Humphriesi-Schichten» weisen darauf hin, dass die Aufarbeitungslage hier auch auftritt. In der Bohrung Schafisheim messen die Brüggli-Schichten einschliesslich 2 m eisenoolithischer oberer Brüggli-Schichten 25,7 m. Der Abschnitt der «Humphriesi-Schichten» wurde gemeisselt, so dass nicht gesagt werden kann, ob der Aufarbeitungshorizont an ihrer Basis vorhanden ist. Im Gegensatz zu den meisten anderen Profilen nehmen in der Bohrung Schafisheim der Gehalt an Crinoidendetritus und die mittlere Quarzkorngrösse nur über die unteren rund drei Viertel der Abfolge zu, um im oberen Teil noch vor dem Einsetzen der «Humphriesi-Schichten» wieder zurückzugehen.

Gebiet Scheltenpass – Passwang: Im Profil Les Grands Terras am Mont Raimeux messen die Brüggli-Schichten bei gleicher fazieller Entwicklung wie im Typusprofil ca. 25 m. Im Profil Les Fornés (Fig. 9) zwischen

Mervelier und Schelten werden sandig-biotritische Kalke scharf von 2,7 m schrägeschichteten, groben Enkriniten überlagert, die nach 1,4 m tonigen, eisenschüssigen Kalken in 0,4 m knollige Eisenoolithe übergehen, über denen biotritische Rothenfluh-Schichten folgen.

Die stellenweise schrägeschichteten Enkrinite kommen im Raum Envelier – Passwang – Meltingen vor (Fig. 21). In diesem Gebiet überwiegen in den hangenden «Humphriesi-Schichten» die eisenschüssigen Kalke deutlich über die Eisenoolithe. Lokal ist der Top der «Humphriesi-Schichten» bloss als eisenoooidhaltiger eisenschüssiger Kalk ausgebildet (z.B. Profil Hirnichopf-2/3, Taf. 1).

Nordrand des Delsberger Beckens: Vom Passwang-Gebiet aus in Richtung E keilen die Enkrinite auf kurze Distanz aus, ebenso wie der sandig-biotritische untere Abschnitt der Brüggli-Schichten, der in der Umgebung von Waldenburg nicht mehr vorhanden ist (Fig. 14b).

Westlich des Passwang-Gebietes erreichen die Brüggli-Schichten in der Gegend von Soyhières mit 44 m ein lokales Mächtigkeitsmaximum. In einem etwa 12 km breiten, N-S verlaufenden Streifen zwischen Meltingen und dem Vorderen Rohrberg (südlich von Liesberg) kommen unterhalb der oberen Brüggli-Schichten keine Enkrinite vor (Fig. 14b), so z.B. im Profil Falchriedberg bei Bärschwil, wo sie mit einer 3,2 m messenden Lage aus eisenschüssigen Kalken einsetzen, die von ca. 5 m Mergeln mit dünnen Bänken aus tonigem, eisenschüssigem Kalk überlagert werden, über denen der wenige Dezimeter messende abschliessende Eisenoolith mit Stephanoceraten folgt. Der Mergelabschnitt ist in Richtung W bis nach Delsberg zu verfolgen, während die liegenden eisenschüssigen Kalke in derselben Richtung auskeilen. Vom Vorderen Rohrberg in Richtung W setzen wiederum lokal schrägeschichtete Enkrinite unterhalb der oberen Brüggli-Schichten ein. Im Creux du Vorbourg tritt an der Basis der dort die Sandkalke scharf überlagernden Enkrinite ein Eisenoolith (Fazies 6b) auf, der die «Humphriesi-Schichten» vortäuscht. Diese folgen aber, wie aus dem stratigraphischen Kontext hervorgeht, über den Enkriniten; ihre Ausbildung ist jedoch nicht mehr eisenoolithisch, sondern koralligen (Fazies 4c). Das Dach der Brüggli-Schichten liegt in den ca. 0,7 m mächtigen Mergeln, die über den Korallenbiomikriten folgen (Top der transgressiven Ablagerungen, Kap. 5.3, Fig. 9). Die Enkrinite westlich des Vorderen Rohrbergs sind die östlichsten Ausläufer der Burgunder Plattform im frühen Bajocien (Fig. 21). Im Creux du Vorbourg werden die oberen Brüggli-Schichten von wenigen Metern Enkriniten überlagert, über denen direkt Kalkoolithe in Hauptrogenstein-Fazies folgen. Nur knapp 2 km weiter östlich treten über den «Humphriesi-Schichten» noch mehrere Meter kalkoooidhaltiger Mergel und Mergelkalke der Rothenfluh-Schichten auf.

Gebiet Mont Terri – St-Hippolyte: Westlich von Delsberg werden die Enkrinite bzw. bioklastischen Kalke auf Kosten der liegenden Sandkalke zunehmend mächtiger. Im Profil Sous les Roches beim Mont Terri kommen nochmals (lokal?) Eisenoolithe (Fazies 6b) vor, die aber nicht datiert werden konnten. Der Vergleich mit dem Profil Creux du Vorbourg zeigt, dass diese nicht unbedingt dem Top der «Humphriesi-Schichten» entsprechen müssen. Im Profil Les Fosses in der westlichen Ajoie treten anstelle der bioklastischen Kalke Kalkoolithe (Grainstones) auf, in denen zwei Stephanoceraten gefunden wurden. Bei St-Hippolyte besteht das ungefähre Äquivalent der Brüggli-Schichten aus dem oberen Teil des geringmächtigen Niveau des marnes et calcaires argileux du Bajocien inférieur (Laeviuscula-Zone p.p. und untere Sauzei-Zone), aus 15 m Calcaires à entroques de Vesoul (obere Sauzei-Zone) und ebenfalls ca. 15 m Calcaires à Polypiers de Conliège (gesamte Humphriesianum-Zone) (Contini 1970, Tab. 4).

Laufental: Die koralligene Fazies der oberen Brüggli-Schichten erstreckt sich von Delsberg weiter nach NE zum Blauen. Während im Profil Hell wie im Creux du Vorbourg die Korallen *in situ* in biomikritischer Matrix (Fazies 4c) vorliegen, treten im Profil Uf Ried bei Metzerlen (Fig. 9) Korallen überwiegend als Schutt in den stark rekristallisierten biotritischen «Korallenkalken» (Fazies 4b) auf (Fischer 1965; vgl. Tobler 1897). Die weit auseinanderliegenden Aufschlüsse lassen keine genauere Korrelation der beiden Typen von Korallen vorkommen zu. Auch in den Profilen Hell und Uf Ried bilden nicht die «Korallenkalke», sondern darüber folgende, leicht eisenoolithische Mergel den oberen Abschluss der Passwang-Afm. (Kap. 5.3). Der «Korallenkalk» vom Blauen ist nach E bis zum Unterlauf der Birs zu verfolgen (Tobler 1897).

Umgebung von Basel: In Lörrach-Stetten setzt sich das Äquivalent der Brüggli-Schichten aus der 5,4 m messenden «Oberen Kalkserie» (Buck & Wittmann 1959, Ohmert et al. 1982; Tab. 4) und dem 7,6 m mächtigen «Humphriesi-Oolith» zusammen. Der «Humphriesi-Oolith» besteht aus zwei je gut 1 m mächtigen Eisenoolithbänken, dem «Roten Basis-Oolith» unten und den «Oberen Fossil-Knollen» oben, die durch die mergeligen und kalkigen, teilweise eisenschüssigen «Zwischen-Schichten» getrennt sind (Ohmert et al. 1995). In ähnlicher Ausbildung und mit Mächtigkeiten zwischen 10 und 16 m liegen die Brüggli-Schichten im zentralen Baselbiet vor (Strübin 1901, Buxtorf 1901, Suter 1915, Lusser 1980, Fig. 14c), wobei die Fortsetzung des «Roten Basis-Ooliths» in der Umgebung von Sissach ausdünnnt und in eine Aufarbeitungslage (Horizont 8) übergeht. Im Pro-

fil Schauenburg Bad, westlich von Frenkendorf, enthalten die hangenden Rothenfluh-Schichten an ihrer Basis aufgearbeitete Eisenooide und limonitische Komponenten.

Oberes Baselbiet: In den Bohrungen Wittinsburg und Rümlingen (Taf. 1) folgen über dem leicht eisenoolithischen, aufgearbeitete Konkretionen führenden Horizont 7 die je gut 6 m mächtigen unteren Brüggli-Schichten, anschliessend der oben erwähnte Horizont 8 mit Eisenonkoiden und -stromatolithen und schliesslich die je ca. 4,5 m messenden eisenoolithischen oberen Brüggli-Schichten. Die beiden unteren Abschnitte der Brüggli-Schichten, obwohl nahezu gleich mächtig, zeigen eine voneinander abweichende Ausbildung: Während sie in der Bohrung Rümlingen durchwegs aus Sandkalken bestehen, treten in der Bohrung Wittinsburg nur unten Sandkalke auf, oben hingegen Enkrinite. Diese führen an ihrer scharfen Basis Chamosit-Ooide und -Onkoide, vergleichbar mit dem in derselben stratigraphische Position auftretenden Eisenoolith im Profil Creux du Vorebourg. Es handelt sich um eine Verdoppelung der Regressionsdiskontinuität (Horizont 7).

Aargauer Tafeljura: Im Gebiet zwischen Fricktal und Schinznach weisen die Brüggli-Schichten Mächtigkeiten zwischen 20 und 27 m auf (Brändlin 1911, Braun 1920, Buser 1952). Im Profil Frickberg (wie auch in der Bohrung Schafisheim) geht die mittlere Quarzkorngrösse im Sandkalkabschnitt noch unterhalb des Übergangs zu den «Humphriesi-Schichten» wieder zurück. Im weiteren werden in diesem Profil die «Humphriesi-Schichten» von den ca. 2 m mächtigen tonigen «Giganteus-Schichten» (Buser 1952) unterlagert (Fig. 14c). Das Vorkommen dieser Tone deckt sich teilweise mit dem Gebiet erhöhter Mächtigkeit der Brüggli-Schichten im Aargauer Tafeljura.

Vom Fricktal gegen E und NE verlieren die Brüggli-Schichten an Mächtigkeit. Am Bürerhorn messen sie noch rund 8 m und bestehen aus 4,6 m knauerigen Sandkalken («neutrale Zone»), den vorwiegend tonigen «Giganteus-Schichten» sowie den «Humphriesi-Schichten» (Buser 1952). Im nordöstlichsten Aargauer Tafeljura schwankt ihre Mächtigkeit zwischen etwa 7 und 15 m, östlich des Unterlaufes der Aare beträgt sie um 5 m, wobei die «Humphriesi-Schichten» den grösseren Anteil an der Gesamtmächtigkeit haben (Bader 1925).

8. Meeresspiegelschwankungen

8.1 Konstruktion der Meeresspiegelkurven

Grundlagen

Die Konstruktion der Meeresspiegelkurven (Fig. 15) baut auf der Grundlage eines Fischer-Diagramms auf (Fischer 1964; vgl. z.B. Goldhammer et al. 1987, Einsele 1992), bei welchem die vertikale Veränderung von Sedimentoberfläche und Meeresspiegel auf eine Zeitachse abgetragen werden. Der hauptsächliche Unterschied zu einem Fischer-Diagramm besteht im vorliegenden Fall darin, dass die Zeitachse gegeben ist und somit die Zyklendauer variabel bleibt. In die Konstruktion wurden die folgenden, grösstenteils nur bedingt quantifizierbaren Parameter einbezogen:

Zeit: Die Zeitskala beruht auf der radiometrisch bestimmten Dauer des Aaléniens und des Bajociens und der daraus arithmetisch ermittelten Dauer der jeweiligen Chrons (= durch eine [Bio-]Chronozone repräsentierte Zeit, Hedberg 1976; s. Tab. 3). Sie ist pseudolinear, da sie auf der vereinfachenden Annahme einer konstanten Chrondauer fußt.

Subsidenz: Es wurde eine konstante Subsidenzrate angenommen, obwohl im Detail die Subsidenz zeitlich wie räumlich schwankte (Burkhalter 1993). Die bei der Konstruktion verwendete Subsidenzrate von 10 m/Ma wurde empirisch ermittelt. Sie liegt im Rahmen der Werte von 6–10 bzw. 11–15 m/Ma, die Wildi et al. (1989) für den Lias bzw. den Dogger des zentralen und östlichen Juras geben.

Sedimentmächtigkeit: Da die Mächtigkeiten der Parasequenzen der Passwang-Afm. stark variieren und die Parasequenzen zudem nur in der Umgebung von Sissach vollständig vorhanden sind, wurde ein synthetisches Profil mit durchschnittlichen Mächtigkeiten

aus dieser Gegend als Grundlage verwendet. Die dekompaktierten Mächtigkeiten wurden von J. Mátyás, Bern, berechnet (s.a. Mátyás 1994, Einsele 1992).

Relative Wassertiefe: Die in der Passwang-Afm. auftretenden Fazies lassen blos eine grobe Abschätzung der Ablagerungswassertiefe zu (Kap. 2). Für die Konstruktion wurden folgende Tiefenstufen verwendet: Top des Enkrinit-Intervalls: 5 m; Top des Intervalls mit sandig-biotritischen Kalken bzw. Sandkalken: 10 bzw. 15 m; Übergang von Tonstein-/Mergel-Intervall zu Sandkalk-Intervall (entspricht etwa der Sturmwellenbasis): 25 m; Tonsteine und Mergel: 30 m (bis 50 m).

Konstruktion

Zeitliche Fixpunkte der Kurve (4. Ordnung) sind die biostratigraphisch datierten Diskontinuitäten (vorwiegend Omissions-, seltener Regressionsdiskontinuitäten). Da diese die höchsten Änderungsraten des Meeresspiegels – am Wendepunkt («inflection point») der Kurve – widerspiegeln, sind sie als bathymetrische Fixpunkte jedoch nicht geeignet.

Die beste Kontrolle über die Bathymetrie bieten – bei niedrigen bis moderaten Sedimentationsraten (vgl. Einsele 1992) – die «absoluten» Tiefstände. Die dabei erreichten relativen Wassertiefen werden aus der die höchste Wasserenergie dokumentierenden Fazies einer Parasequenz ermittelt. Unter der Annahme eines sinusförmigen Verlaufs der Meeresspiegelschwankungen ist der Tiefstand dem Punkt der höchsten Anstiegsrate um eine Viertelperiode vorverschoben. Entsprechend folgt der Hochstand eine Viertelperiode nach dem genannten Wendepunkt. Aus der Verbindung aller Wendepunkte ergibt sich eine übergeordnete Meeresspiegeltendenz (3. Ordnung).

Zur Kontrolle und insbesondere auch zur Eingrenzung der Parameter diente eine qualitative Meeresspiegelkurve («field water-depth curve», Einsele & Bayer 1991), mit-

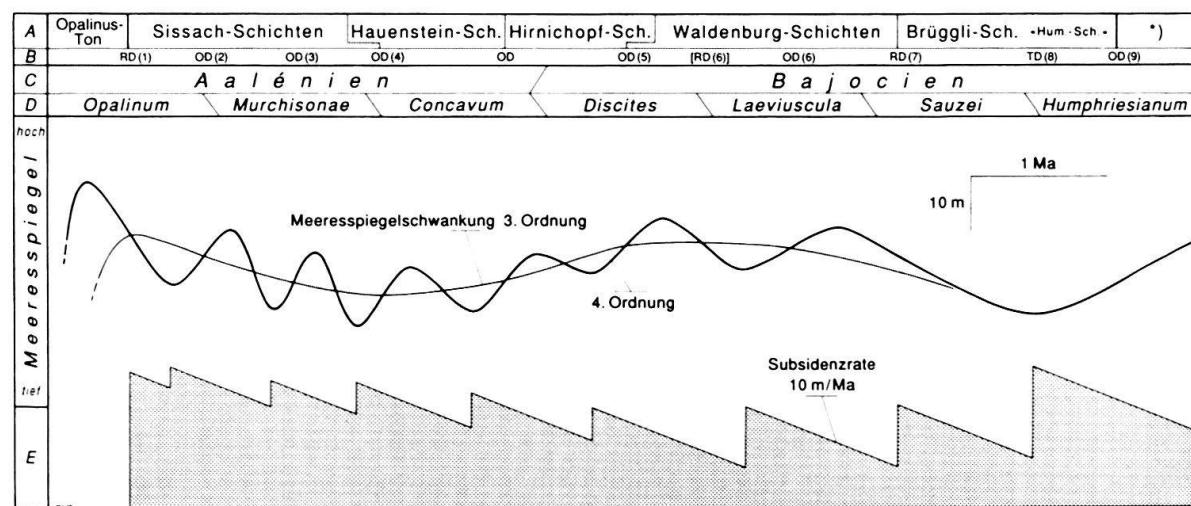


Fig. 15. Meeresspiegelschwankungen im untersuchten Zeitabschnitt.

A: Litho- und allostratigraphische Einheiten. «Hum.-Sch.»: «Humphriesi-Schichten»; *)Rothenfluh-Schichten (Gonzalez 1993). B: Diskontinuitäten; OD, TD, RD: Omissions-, Transgressions-, Regressionsdiskontinuität. Die Nummern beziehen sich auf die in Fig. 7 angegebenen Diskontinuitäten. C: Stufen. D: Chrons. E (bzw. Punktraster): Akkumuliertes Sediment pro (Teil-)Zyklus.

tels welcher die übergeordnete Tendenz aufgrund des unterschiedlichen Aufbaus über-einanderfolgender Parasequenzen und der vertikalen Korngrößenentwicklung des Sandes und Siltes ermittelt wurde (Burkhalter 1993, vgl. Fig. 6 u. 7).

8.2 Beschreibung

Meeresspiegelschwankungen 3. Ordnung

Während des frühen Opalinum-Chrons findet ein markanter Meeresspiegelanstieg statt. Der genaue Verlauf der Meeresspiegelkurve zu dieser Zeit bleibt mangels entsprechender Untersuchungen im Opalinus-Ton und dessen Liegendem offen.

Etwa ab der Grenze Opalinum-/Comptum-Subchron kommt es zu einem Rückgang des Meeresspiegels, der bis zum Übergang vom Murchisonae- zum Concavum-Chron dauert. Der anschliessende Anstieg endet in einem Hochstand in der zweiten Hälfte des Discites-Chrons. Danach folgen eine erneute leichte Absenkung bis an das Ende des Sauzei-Chrons und ein Wiederanstieg, der bis in das Acris-Subchron des Parkinsoni-Chrons (Obere Acuminata-Schichten bzw. Homomyen-Mergel) dauert (Gonzalez 1993).

Die zwischen den Tiefständen Ende Murchisonae- und Ende Sauzei-Chron gemessene Periodendauer beträgt knapp 5 Ma, die Amplitude der Schwankung zwischen Comptum- und Cycloides-Subchron bloss 5 m. Die Änderungsraten (= «Geschwindigkeiten») der Meeresspiegelfluktuationen 3. Ordnung wurden anhand der Verbindungsstrecken zwischen zwei benachbarten Wendepunkten der Kurve 4. Ordnung ermittelt. Sie betragen maximal 11 m/Ma, ein relativ geringer Wert im Vergleich zu den Anstiegsraten im frühen Opalinum-Chron (möglicherweise bis zu 60 m/Ma) und zwischen Humphriesianum- und Parkinsoni-Chron (20–30 m/Ma, Gonzalez 1993), der aber mit den von Pittet (1994) für das Oxfordien des zentralen Juras gegebenen 15 m/Ma vergleichbar ist.

Meeresspiegelschwankungen 4. Ordnung

Für den Abschnitt zwischen dem Comptum-Subchron und dem frühen Sauzei-Chron wurde eine Periodendauer der Meeresspiegelschwankungen 4. Ordnung von 0,6–1,1 Ma ermittelt (Schnitt 0,85 Ma), wobei eine deutliche Zunahme mit fortschreitender Zeit zu beobachten ist. Nach dem frühen Sauzei-Chron entspricht der Verlauf der Schwankungskurve 4. Ordnung bis in das Blagdeni-Subchron derjenigen der 3. Ordnung.

Der Durchschnitt der maximalen Änderungsraten beträgt ca. 25 m/Ma, d.h. das rund 2,5fache der entsprechenden Werte bei Schwankungen 3. Ordnung im untersuchten Zeitabschnitt. Dies bedeutet, dass nur Absenkungen 4. Ordnung die angenommene Subsidenzrate von 10 m/Ma deutlich übertrafen und somit effektive (relative) Absenkungen des Meeresspiegels verursachen konnten. Im wesentlichen waren denn auch Oszillationen 4. Ordnung für die vertikale Faziesentwicklung und insbesondere auch für die Bildung der Diskontinuitäten in der Passwang-Afm. verantwortlich, während die Meeresspiegelschwankungen 3. Ordnung nur einen geringen Einfluss ausübten.

Meeresspiegelschwankungen 5. Ordnung

Auswirkungen höherfrequenter Oszillationen (vgl. Strasser et al. 1996) sind – abgesehen von der lokalen Verdoppelung von Horizont 7 in den Brüggli-Schichten – in der Pass-

wang-Afm. selbst nicht feststellbar, hingegen dürften die Zyklen im Opalinus-Ton (Bläsi 1987) auf Meeresspiegelschwankungen 5. Ordnung (Dauer ca. 20–100 ka, Einsele 1992) zurückzuführen sein. Möglicherweise sind die von Gonzalez (1993) im Hauptrogenstein beschriebenen Parasequenzen aufgrund der vergleichsweise kleinen Amplitude und der kürzeren Perioden ebenfalls das Resultat von Oszillationen 5. Ordnung nach der hier vorgenommenen hierarchischen Einstufung.

8.3 Ergänzende Bemerkungen

Verglichen mit der «short term»-Kurve auf der «Mesozoic–Cenozoic cycle chart» von Haq et al. (1988) lässt die hier vorgestellte Meeresspiegelkurve 3. Ordnung einen ähnlichen Verlauf erkennen, wenn auch zeitlich leicht nachverschoben und mit deutlich kleinerer Amplitude. Die qualitativen Meeresspiegelkurven von Einsele & Bayer (1991) (basiert auf Bayer & McGhee 1984; Süddeutschland) und von Branger & Gonnin (1994) (Poitou-Schwelle, Westfrankreich) stimmen lediglich teilweise mit den hier vorgestellten Kurven überein. Inwieweit die Abweichungen tatsächlich sind, d.h. regionale Einflüsse widerspiegeln, oder aber auf unterschiedliche Konstruktionsmethoden, unterschiedliche hierarchische Einstufung von Sedimentzyklen oder unterschiedliche Gewichtung unge nau bestimmbarer bzw. quantifizierbarer Parameter zurückzuführen sind, bleibt vorläufig offen. Erst ein Vergleich der hier vorgestellten Meeresspiegelkurve mit solchen, die mittels vergleichbarer Methoden aus den Daten von Nachbargebieten erstellt wurden, kann hier Klärung bringen. Vorerst haben die beiden hier beschriebenen Kurven wegen des limitierten Einzugsgebietes der verwendeten Daten blass einen für das Untersuchungsgebiet und seine Umgebung gültigen, regionalen Wert (s.a. Pittet 1994).

Die Rekonstruktion der Meeresspiegelkurve wirft Fragen auf, die im Rahmen dieser Arbeit nicht beantwortet werden können. So ist der Grund für die deutliche Zunahme der Periodendauer von Meeresspiegelzyklen 4. Ordnung nicht klar (Artefakt?, vgl. Kap. 1.3.2). Weiter bleibt zu untersuchen, ob die gesteigerte Schaffung von Akkomodationsraum für die Ablagerung des Opalinus-Tons und des Hauptrogensteins allein auf eine erhöhte Meeresspiegelanstiegsrate zurückzuführen ist oder in welchem Umfang die Zunahme der Subsidenzrate (bzw. ein Subsidenzschub beim Opalinus-Ton) einen Einfluss ausübte.

9. Entwicklung des Ablagerungsraumes

9.1 Opalinus-Ton

Für den Opalinus-Ton berechneten Allia & Wetzel (1995) aufgrund der Kammabstände im gerippten Dach von als Tempestite interpretierten Silt- und Feinsandsteinlagen eine Ablagerungswassertiefe von 20–30 m. Die unvollständige Durchwühlung des Tons und sein z.T. erhöhter C_{org}-Gehalt sind die Folge der vergleichsweise hohen Sedimentationsrate und von zeitweilig dysaeroben Bedingungen (Etter 1990). Die spärlichen Daten zur lateralen Korngrößenentwicklung des Quarzes deuten auf einen W–E bis NW–SE ge richteten Transport des terrigenen Detritus hin.

Der sich im späten Opalinum-Subchron abzeichnende Meeresspiegelrückgang holte in der Folge die Subsidenz ein, was zur Bildung der erosiven (bzw. scharfen) Regressi

onsdiskontinuität an der Basis der Passwang-Afm. führte. Die unterschiedliche Entwicklung der obersten Partie des Opalinus-Tons ist das Resultat dieser Erosion. Aufgrund fazieller Kriterien (z.B. gehäuftes Auftreten exhumierter Konkretionen an der Basis der Passwang-Afm.) ist festzustellen, dass sie südlich der Linie Moutier – Passwang – Liestal – Schafisheim tiefer in das Liegende hinabgriff als nördlich davon, wo sie z.T. kaum wirkte. Allerdings umfasst – auch bei grösserer Erosionstiefe – der Hiatus zeitlich blass einen Teil eines Subchrons. Erosion und Aufarbeitung geschahen submarin, sehr wahrscheinlich durch Sturmwellen und sturminduzierte Strömung (vgl. Einsele 1985, Einsele & Bayler 1991). Wo der oberste Teil des Opalinus-Tons nicht gekappt wurde, liegt ein in mehrere kleine «coarsening upward»-Zyklen gegliedertes «shallowing upward» vor (z.B. Bohrung Riniken).

9.2 Sissach-Schichten (Fig. 16)

Südlich der Linie Moutier – Passwang – Unter Hauenstein – Riniken bestehen die unteren Sissach-Schichten (untere Parasequenz) aus Spatkalken, teilweise eisenoooidführenden bidetritischen Kalken und reliktisch schräggeschichteten Eisenoolithen (Riniken), die alle höhere Wasserenergie dokumentieren. Nördlich dieser Linie weisen Sandkalke mit *Zoophycos* isp. (Aargauer Tafeljura) und ein eisenoolithischer Kondensationshorizont (nördlich des Delsberger Beckens) auf vorwiegend ruhiges, etwas tieferes Wasser hin.

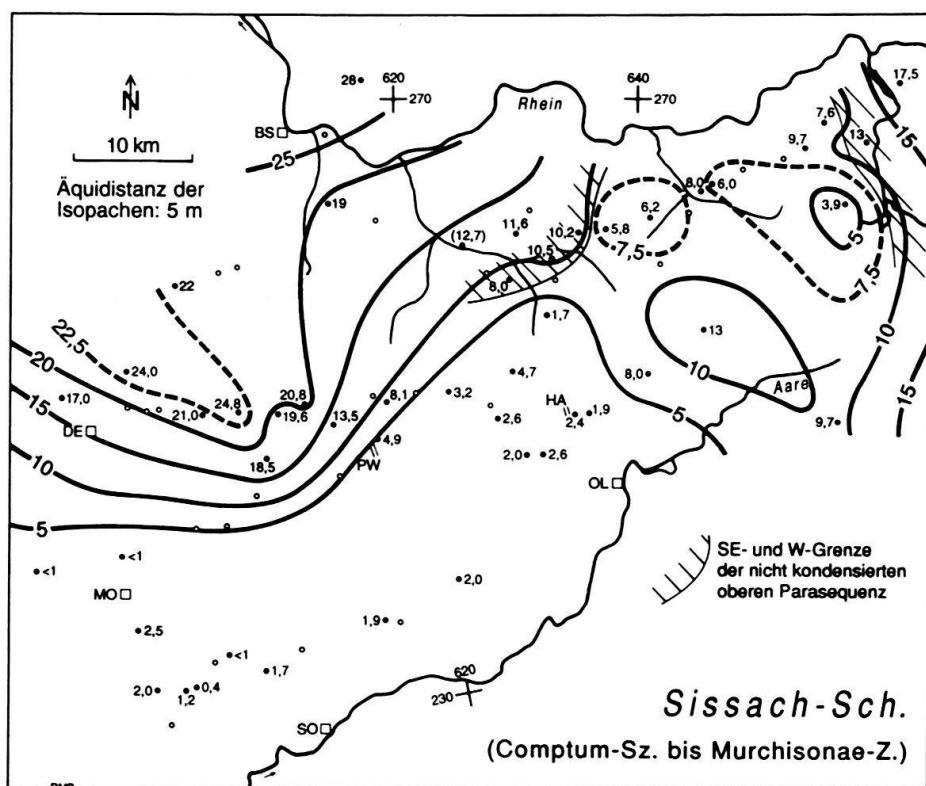


Fig. 16. Isopachenkarte der Sissach-Schichten. Kartengrundlage ist eine palinspastische Rekonstruktion nach dem Rotationsmodell von Laubscher (1965).

Das heisst, dass die Erosion des obersten Opalinus-Tons im Comptum-Subchron eine Hochzone im S kappte, während das tieferliegende Gebiet im N von der Erosion weitgehend verschont blieb. Isopachenkarten des Opalinus-Tons (Nagra 1988, Bitterli 1992) zeigen eine nach SE abnehmende, nach SW hingegen zunehmende Mächtigkeit, was bedeutet, dass es sich mindestens im SW nicht um eine alte, ererbte Hochzone gehandelt haben kann – dort wären geringere Mächtigkeiten zu erwarten –, sondern entweder um ein Depotzentrum (geschüttete Hochzone) oder um ein Gebiet, dessen Subsidenz sich ab dem Comptum-Subchron bezüglich seiner Umgebung verlangsamte und das sich dadurch relativ hob.

Im frühen Murchisonae-Chron (mittlere Parasequenz) wurden, wie aus der lateralen Entwicklung der mittleren Quarzkorngrösse hervorgeht, von N und NW her Sandkalke in das Oberelsässer Becken geschüttet. Diese Schüttung reicht in östlicher Richtung bis in den Aargauer Jura, wo die vorherrschenden sandigen Tone und Mergel auf einen nach wie vor relativ tiefen Ablagerungsraum hinweisen. Im S endet die Schüttung auf der Linie Tenniken – Passwang – Schelten – Südrand des Delsberger Beckens. Das südlich daran anschliessende Gebiet blieb als Hochzone bestehen.

Nichtkondensierte Sedimente aus dem späten Murchisonae-Chron (obere Parasequenz) sind nur in der Umgebung von Sissach und in den nördlich und nordwestlich anschliessenden Gebieten vorhanden. Nur zur Hälfte erhalten ist die obere Parasequenz östlich von Mandach, wo ihr höherer Teil kondensiert ist; im übrigen Untersuchungsgebiet ist sie entweder vollständig kondensiert, so im oberen Baselbiet, im Hauenstein-Gebiet und im Aargauer Jura, oder sie fehlt, so nördlich des Delsberger Beckens, im Weissenstein-Gebiet (?) und z.T. im Aargauer Tafeljura. Es ist anzunehmen, dass in diesen Gebieten der obere Teil der Sissach-Schichten entweder infolge eines Gleichgewichts zwischen Sedimentation und Erosion nicht zur vollständigen Ausbildung kam oder abgelagert und im Zuge der fortschreitenden Meeresspiegelabsenkung noch im Murchisonae-Chron wieder erodiert wurde. Erosionsrelikte sind z.B. im Weissenstein-Gebiet (Profile 61, 63), wo die liegende Spatkalkbank stellenweise nahezu vollständig erodiert wurde, sowie in den Profilen Ghei und Laubberg im Aargauer Tafeljura zu beobachten. Am Laubberg weist ein cm-grosser Klast mit der typischen groben Quarzfaktion der oberen Sissach-Schichten darauf hin, dass diese dort einmal vorhanden gewesen sein müssen (Burkhalter 1993).

Es stellt sich die Frage nach der Gestalt des Ablagerungsraumes im späten Murchisonae-Chron. Wurden die lateral stellenweise unvermittelt in Kondensationshorizonte übergehenden sandig-biotritischen Kalke der oberen Parasequenz als topographisch positiver Sedimentkörper geschüttet oder stellen sie die Füllung einer Senke dar?

Die Kondensationshorizonte sind durch das letzte bzw. stärkste hochenergetische Ereignis vor ihrer endgültigen Zudeckung durch Sediment geprägt. Der Normalzustand ihres Bildungsmilieus wird nicht oder nur unvollständig abgebildet und ist deshalb schwierig zu interpretieren.

Die Sedimentkörper hingegen sind fast vollständig verwühlt, was bedeutet, dass nahezu alle Spuren hochenergetischer Ereignisse gelöscht wurden – Spuren, die wegen des schmalen Korngrössen- und Materialangebots ohnehin nie deutlich in Erscheinung traten (kaum Bildung von graduierten Lagen, Schillhorizonten usw.). Das heisst, dass die Fazies der sandig-biotritischen Kalke im wesentlichen den hydrodynamischen Normalzustand des Ablagerungsmilieus abbildet.

Die bathymetrische Stellung der Bildungsmilieus von Kondensationshorizonten und Sandkalkkörpern kann nur annähernd bestimmt werden (Kap. 2: Fazies 2, 3 und 6); sie muss zwischen Sturm- und Normalwellenbasis gelegen haben.

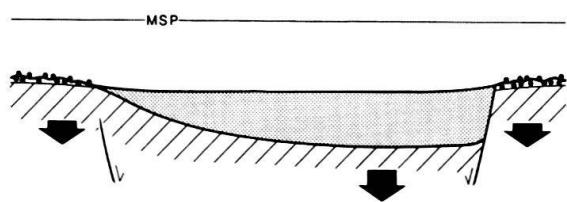


Fig. 17. Sandkalkkörper als Füllung eines bezüglich seiner Umgebung rascher subsidierenden Areals, das durch synsedimentäre Abschiebungen (rechts) bzw. dadurch gebildete Monoklinale (links) begrenzt sein kann. Schraffiert: Älteres Substrat; Punkte: Eisenoolithische Kondensationshorizonte; MSP: Meeresspiegel. Überhöhte Darstellung.

Wird ein Sedimentkörper mit positivem Relief bezüglich des umgebenden Kondensationshorizontes während eines Meeresspiegeltiefstands unter relativ hochenergetischen Bedingungen geschüttet und anschliessend bei einem Meeresspiegelanstieg inaktiviert und verwühlt, so werden allfällige Schüttungsstrukturen von oben her durch Bioturbation verwischt. Dies ist jedoch nirgends zu beobachten, vielmehr sind die Sandkalke durchwegs bioturbiert, was auf eine kontinuierliche, mit der Sedimentation Schritt haltende Verwühlung und somit auf generell ruhige Ablagerungsbedingungen hinweist.

Es ist deshalb bemerkenswert, dass die Sandkalkkörper, die in sich eine grosse laterale fazielle Konstanz aufweisen, oft auf kurze Entfernung, z.T. sogar abrupt auskeilen und lateral in einen Kondensationshorizont übergehen.

Die laterale Konstanz innerhalb der Sandkalke spricht dafür, dass sie als reliefarme Sedimentdecke abgelagert wurden. Aus dem z.T. unvermittelten Enden dieser Decke lässt sich auf die Ablagerung der Sandkalke in einer Senke schliessen, während gleichzeitig auf den Flanken Kondensationshorizonte gebildet wurden. Hinweise auf ein deutliches Relief zwischen Flanken und Senke fehlen. Somit dürfte es sich bei der Senke im wesentlichen um ein bezüglich der allenfalls leicht erhöhten Flanken rascher subsidierendes Gebiet gehandelt haben, welches die Bewahrung des Sediments vor Aufarbeitung ermöglichte (Fig. 17).

9.3 Hauenstein-Schichten (Fig. 18)

Im S ihres Verbreitungsgebietes, wo ihre Basis mergelig oder tonig ist, lag der Ablagerungsraum der Hauenstein-Schichten zu Beginn der Sedimentation etwa in der Tiefe der Sturmwellenbasis, während zur selben Zeit in der Umgebung von Sissach die sandig-kaligen «Zunzger-» oder «Praeconcavaschichten» in flacherem Wasser abgelagert wurden. Sowohl das Verhältnis von sandig-biotritischen Kalken zu Mergeln als auch die maximale mittlere Korngrösse des Quarzes im Dach der Hauenstein-Schichten nehmen nach S hin ab und zeigen so eine Schüttungsrichtung aus N an. Bei Ende der Sedimentation lag der Ablagerungsraum etwas unterhalb der Normalwellenbasis, was aus dem verhältnismässig hohen Anteil von Crinoidenklasten am gesamten Biotritus und den relikтивischen Rippelstrukturen als Flachwasserindikatoren, sowie den Ammoniten und *Zoophycos isp.*, die generell ruhige hydrodynamische Bedingungen unterhalb der Normalwellenbasis anzeigen, gefolgt werden kann.

Die Hauenstein-Schichten wurden also, wie die Sissach-Schichten, von N her in eine flache, N-S verlaufende Senke bzw. in ein bezüglich der Umgebung rascher subsidierendes Gebiet in der Gegend des heutigen Baselbiets und der Umgebung des Unter Hauensteins geschüttet. Deutliche Mächtigkeitsschwankungen auf kurze horizontale Distanz weisen auf ein präexistentes Relief im Ablagerungsraum oder auf differentielle Subsidenz während der Ablagerung hin.

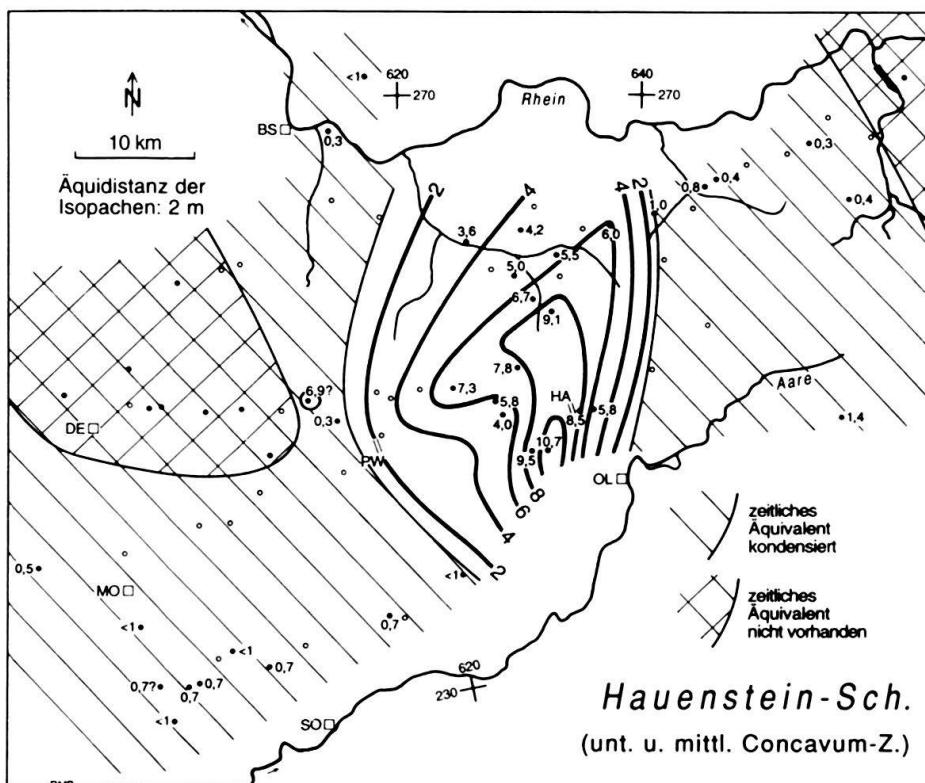


Fig. 18. Isopachenkarte der Hauenstein-Schichten.

Die kondensierten lateralen Äquivalente der Hauenstein-Schichten treten vorwiegend als Eisenoolithe der Fazies 6a auf, die ein generell ruhiges Ablagerungsmilieu dokumentieren, was auch hier auf ein geringes Relief zwischen Senke und Flanken hinweist.

9.4 Hirnichopf-Schichten (Fig. 19)

Die Hirnichopf-Schichten wurden grösstenteils unterhalb der Sturmwellenbasis abgelagert. Eine Abnahme der Wassertiefe im Ablagerungsraum kommt durch vereinzelte ge ringmächtige Abschnitte mit sandig-biotritischen Kalken, eisenschüssigen Kalken oder Spatkalken im obersten Teil der Abfolge zum Ausdruck.

Die als Aufarbeitungshorizont ausgebildete abschliessende Omissionsdiskontinuität zeigt an, dass am Ende der Ablagerung dieser Parasequenz der gesamte Sedimentationsraum in den Bereich der Sturmwellenbasis gelangte. Der mancherorts erosive Charakter dieses Horizonts ist das Resultat der wiederholten Aufarbeitung der Sedimentoberfläche durch sturminduzierte Strömungen bei ausbleibender Sedimentzufluss.

Im Passwang-Gebiet treten im Dach der Hirnichopf-Schichten Spatkalke auf; sie dokumentieren den flachsten Ablagerungsbereich bei Ende der Sedimentation und zeichnen die spätere Ausbildung dieses Gebietes als Hochzone vor (Kap. 9.5).

Für die kondensierten lateralen Äquivalente der Hirnichopf-Schichten können die gleichen Bildungsbedingungen wie für die kondensierten Hauenstein-Schichten angenommen werden.

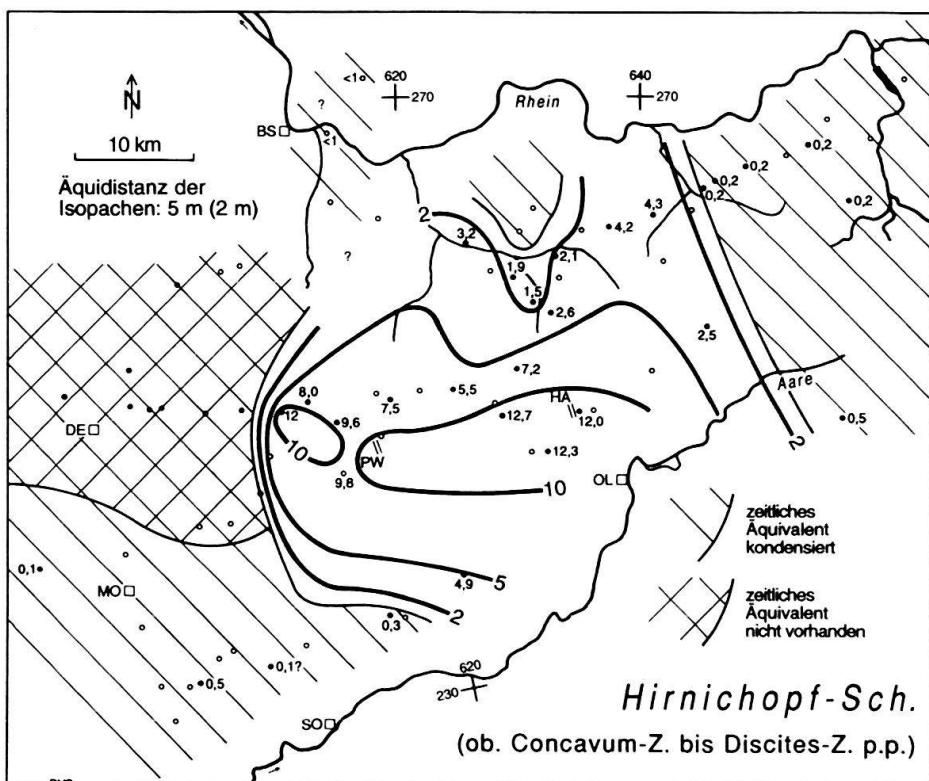


Fig. 19. Isopachenkarte der Hirnichopf-Schichten.

9.5 Waldenburg-Schichten (Fig. 20)

Der Grossteil der Waldenburg-Schichten gelangte unterhalb der Sturmwellenbasis unter vorwiegend aeroben Bedingungen zur Ablagerung. Nur die im N des Verbreitungsgebietes etwa in der Mitte der Abfolge auftretende und nach S und E auskeilende «mittlere Kalkserie» wurde im zeitweilig bewegten Wasser oberhalb der Sturmwellenbasis sedimentiert; sie stellt die Tiefstandablagerungen der unteren Parasequenz der Waldenburg-Schichten dar. Der «Sowerbyi-Oolith» (sensu Buck & Wittmann 1959) an der Basis der «mittleren Kalkserie» repräsentiert eine Regressionsdiskontinuität, der Hartgrund an ihrem Top ist als Omissionsdiskontinuität anzusehen.

Gegen S und E geht das Äquivalent der «mittleren Kalkserie» in die «Obere Sublobata-Bank», einen geringmächtigen Aufarbeitungshorizont, über. Dieser zeigt an, dass während des relativen Meeresspiegeltiefstandes in der Endphase der Bildung der unteren Parasequenz der grösste Teil des Ablagerungsraumes nur knapp in den Bereich der Sturmwellenbasis gelangte, was bedeutet, dass das Gebiet um Basel bezüglich des oberen Baselbiets, der Umgebung des Unter Hauensteins und des westlichen Aargauer Juras bathymetrisch höher lag. Im weiteren deutet diese Faziesverteilung auf eine Schüttung aus N.

Bei Lörrach gehört der untere mergelig-tonige Teil der Waldenburg-Schichten bis hinauf zum «Sowerbyi-Oolith» zur Discites-Zone, im oberen Baselbiet hingegen setzt die Laeviuscula-Zone bereits unterhalb der «Oberen Sublobata-Bank» ein. Daraus lässt sich schliessen, dass im N während der Meeresspiegelabsenkung, die zur Bildung des «Sowerbyi-Ooliths» führte, Sedimente der untersten Laeviuscula-Zone nicht zur Ablagerung gelangten oder erodiert wurden, während zur selben Zeit im südlich gelegenen tieferen Be-

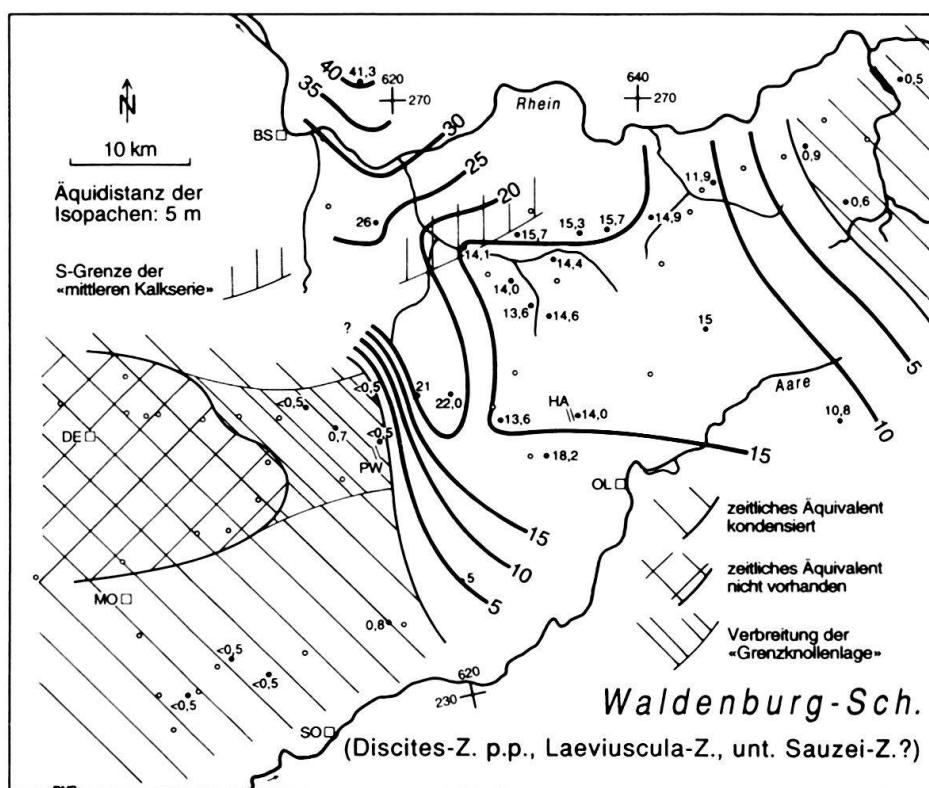


Fig. 20. Isopachenkarte der Waldenburg-Schichten.

reich die Sedimentation von Tonen anhielt. Das heisst, dass der im «Sowerbyi-Oolith» enthaltene Hiatus gegen S kleiner wird. In der «Oberen Sublobata-Bank» sind die bei Lörrach durch die «mittlere Kalkserie» getrennten Diskontinuitäten amalgamiert (Fig. 7, 14c).

Der obere tonig-mergelige Abschnitt der Waldenburg-Schichten dokumentiert die Rekurrenz der Tiefwasserbedingungen im gesamten Verbreitungsgebiet.

Das westliche Ende des Ablagerungsgebietes der Waldenburg-Schichten ist von besonderem Interesse: In Waldenburg wurden ca. 22 m siltig-kalkige Tone unterhalb der Sturmwellenbasis abgelagert. Gleichzeitig wuchsen rund 5 km weiter westlich Eisen-Endostromatolithen in geringer Wassertiefe im nur dm-mächtigen oberen Teil der «Grenzknotenlage». Als Ursache für die deutliche bathymetrische Differenz zwischen Becken und Flanke dürften Abschiebungsbewegungen in Frage kommen (Burkhalter 1993).

Das Verbreitungsgebiet der «Grenzknotenlage» zwischen dem Passwang und der NE-Ecke des Delsberger Beckens zeichnet eine Hochzone nach. Weiter im W und NW, im Gebiet des Delsberger Beckens und des Laufentals, folgen über der mittleren Parasequenz der Sissach-Schichten direkt die Brüggli-Schichten. Es ist möglich, dass sich die Hochzone auch über dieses Gebiet erstreckte und dass während ihrer Entstehung eventuell vorhanden gewesene Äquivalente der oberen Sissach- bis Waldenburg-Schichten erodiert wurden. Es bliebe zu prüfen, ob dieses Areal während Meeresspiegeltiefständen zwischen dem späten Murchisonae- und dem frühen Sauzei-Chron auftauchte.

Am Ostende des Verbreitungsgebietes der Waldenburg-Schichten scheint der topo-

graphische Unterschied zwischen Becken und Flanke nicht ausgeprägt gewesen zu sein, ebensowenig wie im SW, im Gebiet der Weissenstein-Antiklinale, wo das kondensierte Äquivalent der Waldenburg-Schichten generell niedrigenergetische Verhältnisse dokumentiert.

9.6 Brüggli-Schichten (Fig. 21)

Die unteren Brüggli-Schichten wurden unter mehrheitlich ruhigen, nur von sporadischen hochenergetischen Ereignissen unterbrochenen Bedingungen oberhalb der Sturmwellenbasis abgelagert. Der Übergang von Sandkalken zu sandig-biotritischen Kalken zeigt eine Verflachung des Ablagerungsraumes an, die dort ausgeprägter ist, wo über den sandig-biotritischen Kalken noch Enkrinite oder rekristallisierte bioklastische Kalke folgen, die in der Nähe der Normalwellenbasis abgelagert wurden. Die hangenden eisen-schüssigen Kalke und Eisenoolithe (Fazies 6a) der «Humphriesi-Schichten» dokumentieren die Vertiefung des Ablagerungsraumes und eine Abnahme der Sedimentationsrate (Kap. 2).

Die grosse horizontale und vertikale fazielle Konstanz der Sandkalke und sandig-biotritischen Kalke widerspiegelt zeitlich und räumlich gleichbleibende Ablagerungsbedingungen und ein geringes Relief im Ablagerungsraum. Aufgrund dieser Konstanz ist keine Schüttungs- bzw. Progradationsrichtung der Sandkalke auszumachen. Nicht konstant ist hingegen die Mächtigkeit, die zwischen 0 und > 60 m variiert.

Die folgenden Gründe sind für diese Mächtigkeitsunterschiede denkbar: (a) Aufschüttung eines topographischen Hochs (z.B. «sand ridge») oder (b) Auffüllung einer entweder präexistenten oder sich synsedimentär bildenden Senke. Die erste Möglichkeit scheint aus den bereits bei der Interpretation der Ablagerungsverhältnisse der Sissach-Schichten beschriebenen Überlegungen (Kap. 9.2) wenig wahrscheinlich; die Brüggli-Schichten stellen ebenfalls generell eine uniforme Sedimentdecke dar. Nur die Akkumulationen von Crinoidendetritus (späteren Enkriniten) bildeten wahrscheinlich aufgrund der hohen Bioproduktion und der daraus resultierenden höheren Sedimentationsrate bezüglich ihrer Umgebung ein positives Relief. Enkrinite dokumentieren flaches Wasser und sind deshalb im höchstelegenen Bereich von genügend nahe an den Meeresspiegel heranreichenden Hochzonen zu erwarten. Bei aufgeschütteten Hochzonen müsste somit im Liegenden der Enkrinite die Mächtigkeit der Sandkalke am grössten sein. Dies ist jedoch bei den Brüggli-Schichten nur vereinzelt der Fall (Fig. 14b, 21).

Die Mächtigkeitsunterschiede sind deshalb im wesentlichen auf die Füllung von Senken zurückzuführen. Der Sedimentationsraum war während des Laeviuscula-Chrons topographisch gegliedert (Kap. 9.5), zu Beginn der Ablagerung der Brüggli-Schichten bestand also ein Relief. Die Hochzone im Passwang-Gebiet blieb auch während der Ablagerung der Brüggli-Schichten bestehen, wie das Auftreten von Enkriniten in dieser Gegend belegt. Im übrigen sind die Brüggli-Schichten im Passwang-Gebiet nicht besonders mächtig, was auch zu erwarten ist, wenn Mächtigkeitsunterschiede durch das Eindecken eines präexistenten Reliefs zustande kommen. Bemerkenswert ist aber, dass sie auch an solchen Stellen geringmächtig sind, die während des Laeviuscula-Chrons nicht als Hochzonen vorlagen.

Das heisst, dass – wie bereits in den liegenden Einheiten – vorwiegend differentielle Subsidenz für die Mächtigkeitsverteilung verantwortlich war. Darauf weist in erster Linie die von Mächtigkeitsunterschieden unabhängige konstante fazielle Ausbildung – als Ausdruck des geringen Reliefs der Sedimentoberfläche – hin.

Ein weiteres Indiz für differentielle Subsidenz liefern diejenigen Profile (z.B. Boh-

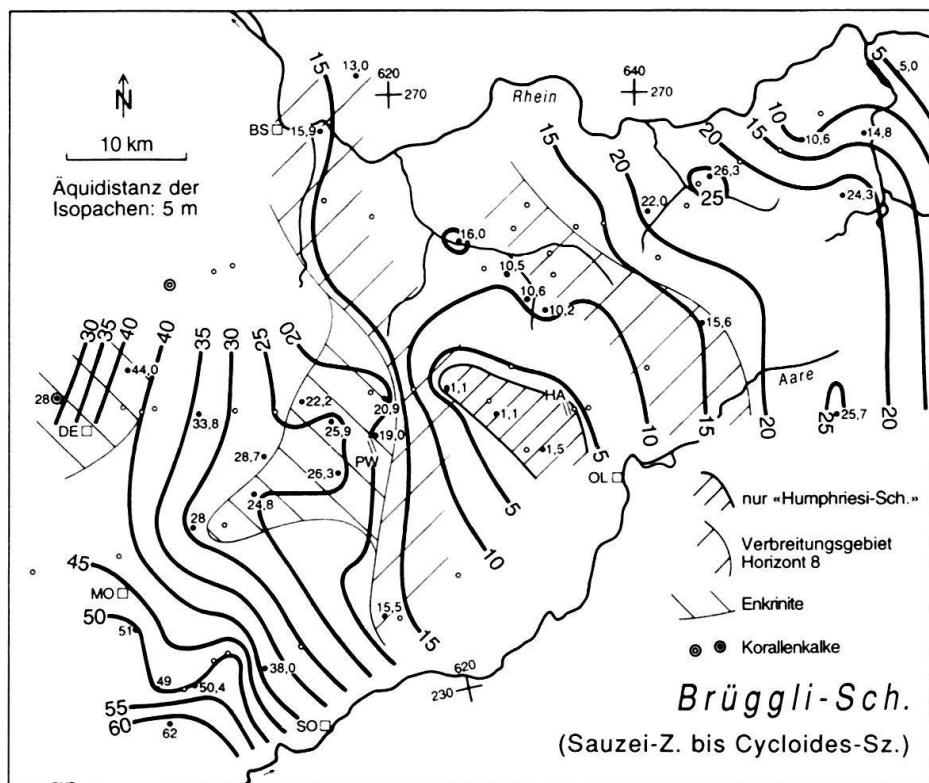


Fig. 21. Isopachenkarte der Brüggli-Schichten.

rung Schafisheim), in denen ein «deepening upward» noch vor dem Einsetzen der «Humphriesi-Schichten» zu beobachten ist. Dieses Phänomen tritt dort auf, wo die Mächtigkeit der Brüggli-Schichten relativ gross ist. Es dürfte sich um die Auswirkung einer bezüglich der Umgebung stärkeren Subsidenz handeln.

Schliesslich weist insbesondere die Transgressionsdiskontinuität zwischen den unteren und den oberen Brüggli-Schichten auf differentielle Subsidenz hin. Diese Diskontinuität schneidet erosiv in die unteren Brüggli-Schichten hinunter, im Zentrum ihres Verbreitungsgebietes sogar bis in die oberen Waldenburg-Schichten (Fig. 14a, b, 21). Daraus ist zu schliessen, dass ihr Auftreten eine Hochzone beschreibt, die während des tiefsten Meeresspiegelstandes erosiv gekappt wurde. Diese Interpretation wird durch die Eisen-Endostromatolithen als Bildungen flachen Wassers im Aufarbeitungshorizont selbst und durch die westlich daran anschliessenden Enkrinitvorkommen gestützt. Diese Hochzone deckt sich mit einem grossen Teil des Gebietes, das zwischen Concavum- und Laeviuscula-Chron durch eine im Vergleich zur Umgebung stärkere Subsidenz gekennzeichnet war. Es handelt sich somit um eine Inversion dieses Senkungsareals.

Im W des Untersuchungsgebietes (zwischen Delsberg und dem Grenchenberg) und im E (zwischen Frick und Schafisheim) bildeten sich zwei ungefähr N-S verlaufende, durch eine erhöhte Subsidenz charakterisierte Zonen (Fig. 21), während das Gebiet dazwischen sich relativ hob. Die Sandkalke der Brüggli-Schichten wurden also in einen bathymetrisch gegliederten Ablagerungsraum geschüttet, der im Verlauf der Sedimentation infolge differentieller Subsidenz (z.T. synsedimentäre Bewegungen an Abschiebungen, Burkhalter 1993, s.a. Gonzalez 1993, Pittet 1994) grundlegend umgestaltet wurde.

Mit der Meeresspiegelabsenkung gegen Ende des Sauzei-Chrons progradierten von W her Enkrinite bzw. bioklastische Kalke der Burgunder Plattform bis wenige Kilometer über Delsberg hinaus. Gleichzeitig bildete sich auf der Hochzone im Passwang-Gebiet ein von der Plattform isoliertes Vorkommen von Enkriniten, während die Kulmination dieser Hochzone erodiert wurde. Keine bioklastischen Kalke sind auf der Ostflanke der östlichen Zone grosser Subsidenz vorhanden (z.B. Bürerhorn), was auf die Entwicklung des leichten W-E-Gefälles im Ablagerungsraum hindeutet, das diesen fortan prägte.

Die Ausbildung der während des erneuten Meeresspiegelanstiegs gebildeten «Humphriesi-Schichten» zeichnet die Topographie des Ablagerungsraumes am Ende des Sauzei-Chrons nach. So treten in den Zonen erhöhter Subsidenz Eisenoolithe teilweise mit Tonen vergesellschaftet auf, wogegen auf den Hochzonen, besonders im Verbreitungsbereich der Enkriniten, eher eisenschüssige Kalke und – lokal am Ostende der Burgunder Plattform – von geringmächtigen «transgressiven» Mergeln überlagerte Korallenrasen und -fleckriffe vorliegen. Die Dominanz der Eisenoolithe im östlichen Untersuchungsbereich zeigt eine dort ausgeprägtere Mangelsedimentation an und unterstreicht die generelle Zunahme der Wassertiefe in Richtung E.

Auch die Fazies des Hangenden der «Humphriesi-Schichten» ist durch die topografische Gliederung des Ablagerungsraumes geprägt. Während sie normalerweise von Mergeln überlagert werden, folgen über ihnen u.a. im Passwang-Gebiet bidetritische Kalke, die lokal aufgearbeitete Eisenooide führen. Die Verhältnisse bei der Vorbourg nördlich von Delsberg, wo die mergeligen Rothenfluh-Schichten gegen W unvermittelt auskeilen und Kalkoolithe über den «Humphriesi-Schichten» folgen, zeigen einen Punkt in der Ausgangslinie der Progradation der Hauptrogenstein-Fazies im späten Humphriesianum-Chron.

10. Zusammenfassung

(1) Die Passwang-Alloformation besteht aus einer Serie von Parasequenzen, die zur Hauptsache das Resultat sich überlagernder zyklischer Meeresspiegelschwankungen unterschiedlicher Frequenz sind, wobei Oszillationen mit einer Periode von 0,6–1,1 Ma einen dominierenden Einfluss auf das Sedimentationsgeschehen ausübten.

Die Parasequenzen werden durch Omissionsdiskontinuitäten begrenzt. Innerhalb einer Parasequenz kann zudem eine Regressions- und eine Transgressionsdiskontinuität ausgebildet sein. Die drei Diskontinuitätstypen treten an meist eisenoolithischen Horizonten auf. Omissionsdiskontinuitäten werden vorwiegend durch Brutto-Omission («starvation») gebildet, Transgressions- und Regressionsdiskontinuitäten vorwiegend durch Netto-Omission (Sediment-«bypassing»).

(2) Die *Etablierung* und *Gliederung* der Passwang-Afm. beruht auf dem allostratigraphischen Ansatz, wonach die drei Diskontinuitätstypen als Grenzdiskontinuitäten herangezogen werden.

Der biostratigraphische Rahmen der Passwang-Afm. stützt sich auf Ammoniten und Palynomorphen.

(3) *Ablagerungsgeschichte* und *wichtigste stratigraphische Neuerungen*: Die fazielle Entwicklung der Passwang-Afm. ist durch Meeresspiegelfluktuationen und differentielle Subsidenz – z.T. infolge synsedimentärer Abschiebungen – geprägt.

Sissach-Schichten (untere und mittlere «Murchisonae-Schichten»): Der Sedimentati-

onsraum dieser mehrheitlich sandig-kalkigen Schichten war in einen generell tieferliegenden Bereich im heutigen Aargauer Tafeljura und eine Hochzone zwischen Hauenstein und Weissenstein, die bis in das frühe Bajocien bestehen blieb, gegliedert. Im frühen Murchisonae-Chron erreichte eine mächtige Sandkalkschüttung aus N den nordwestlichen Bereich des Untersuchungsgebietes. Die gesamte Murchisonae-Zone in nichtkondensierten Sedimenten ist nur in der Umgebung von Sissach und nördlich davon vorhanden; am Westrand des Untersuchungsgebietes und im Aargauer Tafeljura umfassen die nichtkondensierten Sissach-Schichten dagegen nur die Comptum-Subzone (Opalinum-Zone) und teilweise die untere Murchisonae-Zone. Die von Mühlberg (1900) als «Sowerbyi-Schichten» ausgeschiedenen Sandkalke am Nordrand des Delsberger Beckens gehören zu den Sissach-Schichten.

Hauenstein-Schichten (oberer Teil der «Murchisonae-Schichten» bzw. «Concava-Schichten»), *Hirnichopf-Schichten* und *Waldenburg-Schichten* (untere und obere «Sowerbyi-Schichten»): Das Verbreitungsgebiet dieser vorwiegend tonig-mergeligen Einheiten ist auf einen jeweils unterschiedlich breiten, etwa N-S verlaufenden Streifen stärkerer Subsidenz mit Zentrum im oberen Baselbiet beschränkt. Ausserhalb dieser Senke wurden die zeitlichen Äquivalente entweder durch nachfolgende Erosion entfernt, oder sie sind kondensiert und liegen als Eisenoolithe vor. Während des Laeviuscula-Chrons bildete sich im Passwang-Gebiet eine bis in seichtes Wasser reichende Hochzone. Die nördlich von Sissach im mittleren Abschnitt der Waldenburg-Schichten auftretenden biotritische Kalke dokumentieren einen vorübergehend bathymetrisch höherliegenden Bereich. Südlich von Sissach sind diese Kalke durch einen eisenoolithischen Horizont vertreten.

Brüggli-Schichten: Im Verlauf der Ablagerung der sandig-kalkigen unteren Brüggli-Schichten («Sauzei-Schichten») veränderte sich das Subsidenzgeschehen grundlegend. Es entstanden im W und E (zwischen Delsberg und Grenchen bzw. Frick und Schafisheim) zwei annähernd spiegelsymmetrisch angeordnete Senken, während sich das ehemalige Senkungsareal relativ hob. Gegen Ende des Sauzei-Chrons progradierte von W her die Burgunder Plattform bis in die Gegend östlich von Delsberg. Gleichzeitig bildeten sich – von der Plattform isoliert – am Westrand des Hebungsgebietes Enkrinite, während dessen Kulmination submarin erodiert wurde. Der untere Teil der Brüggli-Schichten fehlt in der Umgebung von Waldenburg infolge dieser Abtragung. Zwischen dem späten Sauzei-Chron und dem Cycloides-Subchron wurden die eisenschüssigen und eisenoolithischen oberen Brüggli-Schichten («Humphriesi-Schichten») abgelagert, deren vertikale fazielle Entwicklung eine Zunahme der Wassertiefe im Ablagerungsraum nachzeichnet. Zur selben Zeit wuchsen am Ostrand der Burgunder Plattform Korallen, die anschliessend von Mergeln überlagert wurden. Im NW des Untersuchungsgebietes verläuft die Grenze zu den hangenden Rothenfluh-Schichten nicht im Dach der dort koralligenen oberen Brüggli-Schichten, sondern in darüberliegenden, z.T. leicht eisenoolithischen Mergeln.

Verdankungen

Dieser Artikel ist Teil meiner Dissertation unter der Leitung von Prof. A. Matter und H.-R. Bläsi am Geologischen Institut der Universität Bern. Einen grossen Beitrag zur Arbeit haben Prof. H. Rieber, Zürich, (Bestimmung wichtiger Ammoniten) und S. Feist-Burkhardt, Darmstadt, (Datierungen mittels Palynomorphen) geleistet. Prof. A. Strasser, Freiburg, und Prof. A. Wetzel, Basel, haben das Manuskript begutachtet und durch ihre Anregungen zum Gelingen des Artikels beigetragen. Unterstützung verschiedenster Art habe ich von Prof. A. Matter, H.-R. Bläsi, K. Ramseyer, F. Zweili, J. Mátyás, A. Werthemann, V. Greco, H. Bärtschi, H. Fischer, W. Flück, R. Allenbach und R. Burkhalter-Huber erhalten. R. Kocher (CSD Liestal), H.P. Oertli (Ingenieurgemeinschaft Wisenbergtunnel/SBB) und W.H. Müller (Nagra) haben mir Zugang zu Kernmaterial gewährt. Ihnen allen herzlichen Dank!

LITERATURVERZEICHNIS

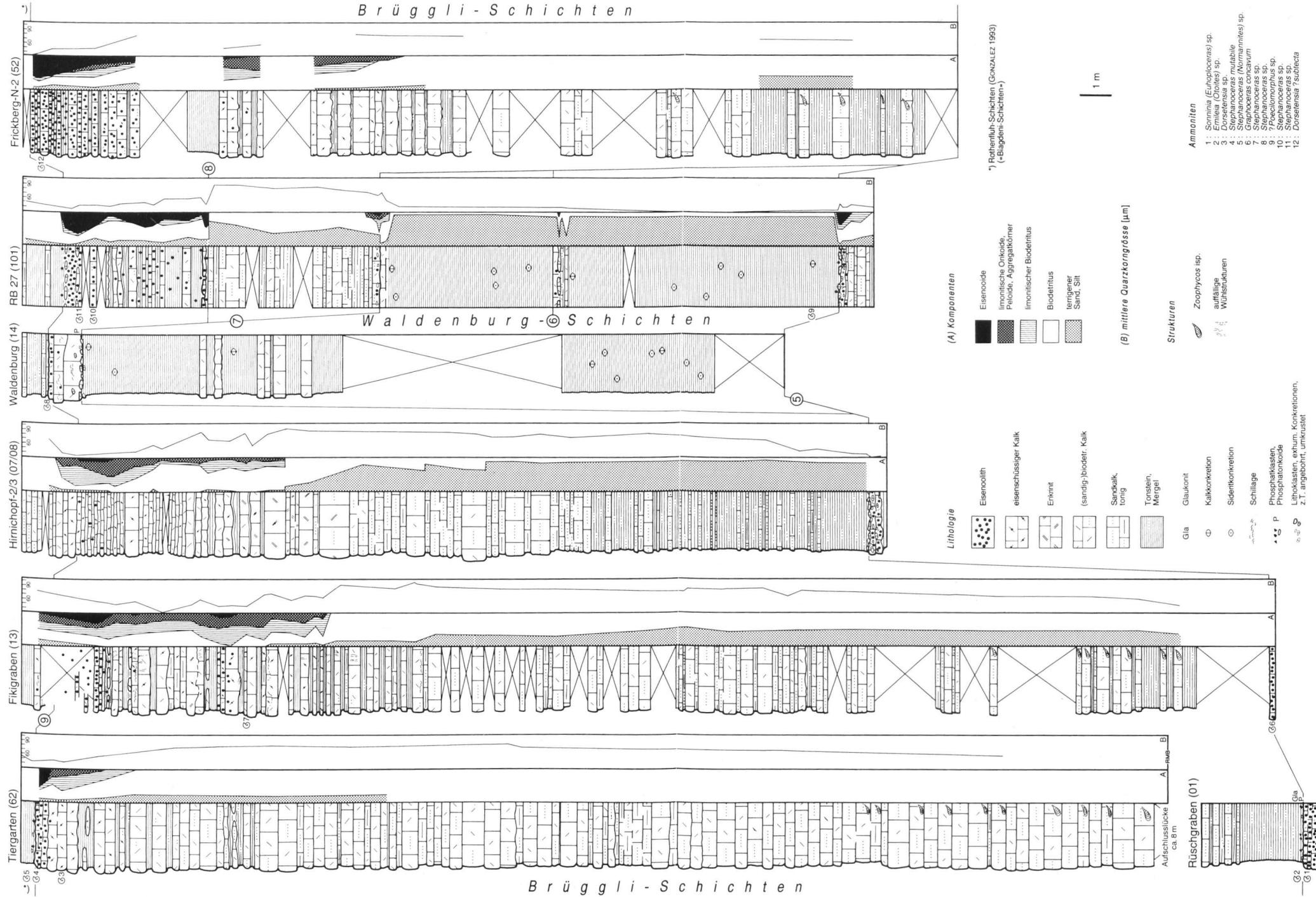
- AIGNER, T. 1985: Storm depositional systems. Lecture Notes in Earth Sciences 3.
- ALLIA, V. & WETZEL, A. 1995: Sedimentology of shallow marine muds – an example from the Middle Jurassic (Jura mountains, northern Switzerland). *Terra Abstr.* 1/7, 263.
- BADER, F. 1925: Beiträge zur Geologie des nordöstlichen Tafeljura zwischen Aare und Rhein. Diss. Univ. Zürich.
- BARTHOLET, H.U. 1964: Geologie des Tafel- und Faltenjuras zwischen Eptingen und Oltingen. Tätber. natf. Ges. Basell. 23.
- BASSOULET, J.P., POISSON, A., ELMI, S., CECCA, F., BELLION, Y., GUIRAUD, R., LE NINDRE, Y.M. & MANIVIT, J. 1993: Middle Toarcian palaeoenvironments (184–182 Ma). In: *Atlas Tethys, palaeoenvironmental maps; maps* (Ed. by DERCOURT, J., RICOU, L.E. & VRIELYNCK, B.). BEICIP-FRANLAB, Rueil-Malmaison, France.
- BAYER, U. & McGHEE, G.R. 1984: Iterative evolution of Middle Jurassic ammonite faunas. *Lethaia* 17, 1–16.
- 1985: Evolution in marginal epicontinental basins: The role of phylogenetic and ecological factors (ammonite replacements in the German Lower and Middle Jurassic). In: *Sedimentary and evolutionary cycles* (Ed. by BAYER, U. & SEILACHER, A.). Lecture Notes in Earth Sciences 1, 164–220.
- BITTERLI, P.H. 1977: Sedimentologie und Paläogeographie des oberen Doggers im zentralen und nördlichen Jura. Diss. Univ. Basel.
- BITTERLI, T. 1992: Die Anwendung der tektonischen Massenbilanz im östlichen Faltenjura. Modellierung der dreidimensionalen Kinematik der Weissenstein-, Farisberg- und Passwang-Antiklinalen und Rückschlüsse auf Sockelstrukturen. Diss. Univ. Basel.
- BLÄSI, H.-R. 1987: Lithostratigraphie und Korrelation der Doggersedimente in den Bohrungen Weiach, Rinken und Schafisheim. *Eclogae geol. Helv.* 80, 415–430.
- BLOOS, G. 1976: Untersuchungen über Bau und Entstehung der feinkörnigen Sandsteine des Schwarzen Jura α (Hettangium u. tiefstes Sinemurium) im schwäbischen Sedimentationsbereich. *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart [N.F.]* 71, 1–269.
- BRÄNDLIN, E. 1911: Zur Geologie des nördlichen Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal. Verh. natf. Ges. Basel 12.
- BRANGER, P. & GONNIN, C. 1994: Distribution des ammonites et dynamique sédimentaire sur le seuil du Poitou de l'Aalénien au Bajocien. Proc. 3rd int. meeting on Aalenian and Bajocian stratigraphy; Marrakesh, 25.–31.5.1994. *Misc. Serv. geol. naz.* 5, 293–295.
- BRAUN, L. 1920: Geologische Beschreibung von Blatt Frick (1:25 000) im Aargauer Tafeljura. Verh. natf. Ges. Basel 31.
- BUCK, E. & WITTMANN, O. 1959: Ein neues Profil aus dem Untereren und Mittleren Braunen Jura in den Ziegeleigruben in Lörrach-Stetten. *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 41, 47–81.
- BURKHALTER, R.M. 1989: Zur Geologie der Grenchenberg-Kette zwischen Obergrenchenberg und Hasenmätt. Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- 1993: Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Jura – Sequenzstratigraphie, synsedimentäre Tektonik, Genese von Eisenoolithen und -stromatolithen. Diss. Univ. Bern.
- 1995: Ooidal ironstones and ferruginous microbialites: origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura mountains). *Sedimentology* 42, 57–74.

- BUSER, H. 1952: Beiträge zur Geologie von Blatt Bözen im Schweizerischen Tafeljura. Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (C), 41.
- BUXTORF, A. 1901: Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafeljura. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 11.
- 1908: Geologische Beschreibung des Weissensteintunnels und seiner Umgebung. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 21.
- BUXTORF, A. & TROESCH, A. 1917: Geologie des Grenchenbergtunnels mit Berücksichtigung der hydrographischen und thermischen Verhältnisse und der Tunnelbeben. Separatabdr. Schlussber. an das schweiz. Post- und Eisenbahndpt. über den Bau der normalspurigen Hauptlinie Münster – Lengnau, Berner-Alpenbahn-Gesellschaft Bern – Lötschberg – Simplon.
- CARTWRIGHT, J.A., HADDOCK, R.C. & PINHEIRO, L.M. 1993: The lateral extent of sequence boundaries. In: Tectonics and seismic sequence stratigraphy (Ed. by WILLIAMS, G.D. & DOBB, A.). Spec. Publ. geol. Soc. London 71, 15–34.
- CHRIST, H.A. 1995: Ammoniten der Gattung Graphoceras aus den Concavum-Schichten (Aalénien) des Schweizer Juras. Mitt. natf. Ges. beider Basel 1, 43–70.
- CONTINI, D. 1969: Les Graphoceratidae du Jura franc-comtois. Ann. sci. Univ. Besançon (3), 7, 1–95.
- 1970: L'Aalénien et le Bajocien du Jura franc-comtois. Ann. sci. Univ. Besançon (3), 11, 1–204.
- CONTINI, D., MOUTERDE, R. & RIOLU, M. 1991: Aalénien, Bajocien. Dans: Réactualisation des échelles d'ammonites (Groupe français d'Étude du Jurassique). 3rd int. Symp. Jurassic Stratigr., Poitiers.
- DELHAES, W. & GERTH, H. 1912: Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn). Geol. paläont. Abh. [N.F.] 11/1.
- EINSELE, G. 1985: Response of sediments to sea-level changes in differing subsiding storm-dominated marginal and epeiric basins. In: Sedimentary and evolutionary cycles (Ed. by BAYER, U. & SEILACHER, A.). Lecture Notes in Earth Sciences 1, 68–97.
- 1992: Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. Springer, Berlin.
- EINSELE, G. & BAYER, U. 1991: Asymmetry in transgressive-regressive cycles in shallow seas and passive continental margin settings. In: Cycles and events in stratigraphy (Ed. by EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A.). Springer, Berlin, 660–681.
- ELBER, R. 1921: Geologie der Raimeux- und der Velleratkette im Gebiete der Durchbruchäler von Birs und Gabiare (Berner Jura). Verh. natf. Ges. Basel 32.
- ERNST, M. 1989: Das Mesozoikum der Vorbergzone auf Blatt Kandern/Südbaden (TK 8211): Kartierung, Stratigraphie und Paläogeographie unter besonderer Berücksichtigung der Fazies des Braunjura, speziell des Hauptrogenstein. Diss. Univ. Freiburg i. Br.
- ETTER, W. 1990: Paläontologische Untersuchungen im unteren Opalinuston der Nordschweiz. Diss. Univ. Zürich.
- FISCHER, A.G. 1964: The Lofer cyclothsems of the Alpine Triassic. Bull. Kansas geol. Survey 169, 107–149.
- FISCHER, H. 1965: Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 122.
- FRANZ, M. 1986: Vergleichende Ökologie und Fazies der Oolithhorizonte im Bajocium Südwestdeutschlands. Diss. Univ. Heidelberg.
- FRÖHLICHER, H. 1974: N2, Belchentunnel. Aufnahme S-Seite, Bestandesaufnahme. Dossier Okt. 1974, z.H. Kanton Basel-Landschaft/Kanton Solothurn. SGD 21393.
- FÜCHTBAUER, H. 1988: Konglomerate und Breccien. In: Sedimente und Sedimentgesteine (Hrsg. v. FÜCHTBAUER, H.). Schweizerbart, Stuttgart, 69–96.
- GAGAN, M.K., CHIVAS, A.R. & HERCZEG, A.L. 1990: Shelf-wide erosion, deposition, and suspended sediment transport during cyclone Winifred, central Great Barrier Reef, Australia. J. sediment. Petrol. 60/3, 456–470.
- GENSER, H. 1966: Schichtenfolge und Stratigraphie des Doggers in den drei Faziesbereichen der Umrandung des Südschwarzwaldes (Bad. Oberrheingebiet – Schweizer Tafeljura, Klettgau, Wutachgebiet). Oberrh. geol. Abh. 15, 1–60.
- GEYER, O.F. & GWINNER, M.P. 1986: Geologie von Baden-Württemberg. 3. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart.
- GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P.A. & HARDIE, L.A. 1987: High frequency glacio-eustatic sealevel oscillations with Milankovitch characteristics recorded in the Middle Triassic platform carbonates in northern Italy. Am. J. Sci. 287, 853–892.
- GOLDSCHMID, H.O. 1965: Die Geologie des Faltenjura zwischen Olten und Unterem Hauenstein. Tätber. natf. Ges. Basell. 24.

- GONNIN, C., CARIOU, E. & BRANGER, P. 1992: Les facteurs de contrôle de la sédimentation au début du Jurassique moyen sur le seuil du Poitou et ses abords. *C. R. Acad. Sci. (Paris)* (2), 315, 853–859.
- GONZALEZ, R. 1993: Die Hauptrogenstein-Formation der Nordwestschweiz (mittleres Bajocien bis unteres Bathonien). *Diss. Univ. Basel*.
- GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VEEN, P. VAN, THIERRY, J. & HUANG, Z. 1994: A Mesozoic time scale. *J. geophys. Res.* 99/B12, 24051–24074.
- GREPPIN, J.B. 1867: *Essai géologique sur le Jura suisse*. H. Georg, Bâle.
- GRESSLY, A. 1838–41: *Observations géologiques sur le Jura soleurois*. N. mém. Soc. helv. Sci. nat. (tomes 2, 4 et 5).
- GSELL, F. 1968: Geologie des Falten- und Tafeljura zwischen Aare und Wittnau und Betrachtungen zur Tektonik des Ostjura zwischen dem Unteren Hauenstein im W und der Aare im E. *Diss. Univ. Zürich*.
- GYGI, R.A. 1981: Oolitic iron formations: marine or not marine? *Eclogae geol. Helv.* 74, 233–254.
- GYGI, R.A. & PERSOZ, F. 1986: Mineralostratigraphy, bio- and lithostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. *Eclogae geol. Helv.* 79, 385–454.
- GYGI, R.A. & RIEBER, H. 1987: Der Jura in der Nordschweiz. *Exkursionsführer Jahrestagung in Basel, Laufen, St-Ursanne, Wildegg, 27.–30.5.1987. DUGW stratigr. Komm., Subkomm. Jura-Stratigr.*
- HAHN, W. 1971: Der Jura. In: *Die Wutach* (Hrsg. v. SAUER, K.F.J. & SCHNEITER, M.). Bad. Landesverw. Naturk. Naturschutz, Freiburg i. Br.
- HALLAM, A. 1975a: *Jurassic environments*. Cambridge University press.
- 1975b: Coral patch reefs in the Bathonian (Middle Jurassic) of Lorraine. *Geol. Mag.* 112, 383–392.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1988: Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and the cycles of sea-level changes. In: *Sea-level changes – an integrated approach* (Ed. by WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G. ST.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C.). Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 42, 71–108.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G. 1990: *A geologic time scale 1989*. Cambridge University press.
- HAUBER, L. 1960: Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen. *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 112.
- HEDBERG, H.D. 1976: *International stratigraphic guide*. Wiley, New York.
- JOHNSON, H.D. & BALDWIN, C.T. 1986: Shallow siliciclastic seas. In: *Sedimentary environments and facies*. 2nd edition (Ed. by READING, H.G.). Blackwell, Oxford, 229–282.
- KARRENBERG, H. 1942: Paläogeographische Übersicht über die Ablagerungen der Dogger-β-Zeit in West- und Südwestdeutschland. In: *Zur Entstehung deutscher Eisenerzlagerstätten* (Hrsg. v. BROCKAMP, B.). Arch. Lagerstforsch. H 75, 78–79.
- KIDWELL, S.M. 1991: Condensed deposits in siliciclastic sequences: expected and observed features. In: *Cycles and events in stratigraphy* (Ed. by EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A.). Springer, Berlin, 682–695.
- LAUBSCHER, H.P. 1965: Ein kinematisches Modell der Juraformation. *Eclogae geol. Helv.* 58, 231–318.
- LEUTHARDT, F. 1918: Zur Paläontologie des Hauenstein-Basistunnels. *Eclogae geol. Helv.* 14, 674–677.
- LIEB, F. 1951: Die Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten im nordschweizerischen Juragebirge (vorläufige Mitteilung). *Eclogae geol. Helv.* 44, 450–458.
- 1953: Neue Beiträge zur Erforschung der Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten des schweizerischen Juragebirges (in Zusammenarbeit mit Walter Bodmer). *Eclogae geol. Helv.* 46, 286–294.
 - 1954: Die Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten des Aargauer Tafeljura westlich der Aare (in Zusammenarbeit mit Walter Bodmer). *Eclogae geol. Helv.* 47, 418–419.
 - 1955: Die Ammonitenhorizonte der Murchisonaeschichten im Tafeljura des oberen Baselbiets und des Aargaus westlich des Aare (in Zusammenarbeit mit Walter Bodmer). *Eclogae geol. Helv.* 48, 491–501.
 - 1957: Die Ammonitenhorizonte des Aalénien und des unteren Bajocien im Tafeljura des oberen Baselbiets und des Aargaus. *Eclogae geol. Helv.* 50, 568–581.
 - 1960: Die Murchisonae- und Sowerbyischichten bei Böttstein an der Aare (vorläufige Mitteilung). *Verh. schweiz. natf. Ges.* 140, 101–102.
- LIEBAU, A. 1980: Paläobathymetrie und Oekofaktoren: Flachmeer-Zonierungen. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 160, 173–216.
- LUSSER, C. 1980: Sedimentologie und Paläogeographie des unteren Doggers im zentralen und nördlichen Jura. *Diss. Univ. Basel*.
- MARTIN, B. 1984: Zur Geologie der Weissensteinkette zwischen Matzendorf (SO) und Wiedlisbach (BE). *Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.)*.

- MATTER, A., PETERS, T.J., BLÄSI, H.-R., MEYER, J. & ISCHI, H. 1987a: Sondierbohrung Weiach, Geologie. Nagra tech. Ber. NTB 86-01.
- MATTER, A., PETERS, T.J., ISENSCHMID, CH., BLÄSI, H.-R., ZIEGLER, H.-J. 1987b: Sondierbohrung Riniken, Geologie. Nagra tech. Ber. NTB 86-02.
- MATTER, A., PETERS, T.J., BLÄSI, H.-R., SCHENKER, F. & WEISS, H.P. 1988: Sondierbohrung Schafisheim, Geologie. Nagra tech. Ber. NTB 86-03.
- MÁTYÁS, J. 1994: Diagenesis and porosity evolution of Neogene reservoir sandstones in the Pannonian Basin (southeast Hungary). Diss. Univ. Bern.
- MENNING, M. 1989: A synopsis of numerical time scales 1917–1986. Episodes 12, 3–5.
- MEYER, C.A. 1983: Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen am Weissenstein. Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- 1987: Palökologie, Biofazies und Sedimentologie von Seeliliengemeinschaften aus dem unteren Hauptrogenstein des Nordwestschweizer Jura. Diss. Univ. Bern.
- MITCHUM, R.M. & VAN WAGONER, J.C. 1991: Parasequences and high frequency sequences in well logs, core, and outcrops. In: Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration (Ed. by PAYTON, C.E.). Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. 26, 205–212.
- MOESCH, C. 1867: Geologische Beschreibung des Aargauer-Jura und der nördlichen Gebiete des Kantons Zürich. Beitr. geol. Karte Schweiz 4.
- MÜHLBERG, F. 1908: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Aarau (Blatt 8). Geol. Komm. schweiz. natf. Ges.
- MÜHLBERG, M. 1900: Vorläufige Mitteilung über die Stratigraphie des Brauen Jura im nordschweizerischen Juragebirge. Eclogae geol. Helv. 6, 293–331.
- NACSN 1983: North American Stratigraphic Code. Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 67, 841–875.
- NAGRA 1988: Sedimentstudie – Zwischenbericht. Nagra tech. Ber. NTB 88-25.
- ODIN, G.S. & ODIN, C. 1990: Echelle numérique des temps géologiques. Géochronique 35, 12–21.
- OHMERT, W. 1988: Das Unter-Bajocium von Badenweiler (Oberrhein), verglichen mit Nachbargebieten. Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg 30, 315–348.
- OHMERT, W., SCHATZ, R.H. & STETTER, L. 1982: Das Mittel-Bajocium von Lörrach. 1. Die *sauzei*-Zone. Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg 24, 131–165.
- OHMERT, W., GASSMANN, G., SCHATZ, R.H. & STETTER, L. 1995: Das höhere Unter-Bajocium (ehemals Mittel-Bajocium) von Lörrach. II. Die *humphriesianum*-Zone. Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg 35, 25–264.
- PAVIA, G. 1984: Report of the Bajocian working group. In: International symposium on Jurassic stratigraphy, Erlangen (Ed. by MICHAELSEN, O. & ZEISS, A.). Geol. Surv. Denmark, Copenhagen.
- PERLMUTTER, M.A. & MATTHEWS, M.D. 1989: Global cyclostratigraphy – a model. In: Quantitative dynamic stratigraphy (Ed. by CROSS, T.A.). Prentice Hall, 233–260.
- PFIRTER, U. 1984: Zur Lithostratigraphie und Tektonik der Raimeux-Antiklinale (Kt. Bern, Kt. Jura). Diss. Univ. Basel.
- PITTET, B. 1994: Modèle d'estimation de la subsidence et des variations du niveau marin: Un exemple de l'Oxfordien du Jura suisse. Eclogae geol. Helv. 87, 513–543.
- POSAMENTIER, H.W. & JAMES, D.P. 1993: An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. In: Sequence stratigraphy and facies associations (Ed. by POSAMENTIER, H.W., SUMMERHAYES, C.P., HAQ, B.U. & ALLEN, G.P.). Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol. 18, 3–18.
- POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. 1988: Eustatic controls on clastic sedimentation. Conceptual framework. In: Sea-level changes – an integrated approach (Ed. by WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G. ST.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C.). Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 42, 109–124.
- PURSER, B.H. 1979: Middle Jurassic sedimentation on the Burgundy Platform. Publ. spéc. Ass. sédim. franç. 1, 75–84.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. 1971: Der Golf von Gaeta/Tyrrhenisches Meer. 3. Gefüge von Vorstrand- und Schelfsedimenten. Senckenbergiana marit. 3, 185–201.
- 1980: Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics. 2nd edition. Springer, Berlin.
- RIEBER, H. 1963: Ammoniten und Stratigraphie des Braunjura β der Schwäbischen Alb. Palaeontographica 122A.
- ROUX, M., BOURSEAU, J.-P., BAS, T., DUMONT, T., GRACIANSKY, P.-C. DE, LEMOINE, M. & RUDKIEWICZ, J.-L. 1988: Bathymetric evolution of the Tethyan margin in the western Alps (data from stalked crinoids): a reappraisal of eustatism problems during the Jurassic. Bull. Soc. géol. France (8), IV/4, 633–641.

- SANNS, M. & SCHWEIZER, V. 1987: Zur Fazies und Genese des Ober-Aalenium (Braunjura β) der südwestlichen Schwäbischen Alb. Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg 29, 125–143.
- SCHLEGELMILCH, R. 1985: Die Ammoniten des süddeutschen Doggers. Fischer, Stuttgart.
- SCHMASSMANN, H. 1967: Nationalstrasse N2, Abschnitt Sissach – Eptingen. Geologische Pläne Hang Edelweiss in Eptingen. Stand der Untersuchungen anfangs März 1967. SGD 22023.
- SCHNEIDER, J.F. & MATOUSEK, F. 1990: Geologische Standortabklärung für eine Deponie in Villigen (Gebiet «Unterboden»). Bericht vom 6.6.1990, D302B, z.H. Baudepartement des Kantons Aargau, Abt. Umweltschutz. SGD 26150.
- Schweizerische Geologische Kommission 1973: Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen, insbesondere der lithostratigraphischen Nomenklatur in der Schweiz. Eclogae geol. Helv. 66, 479–485.
- SMITH, A.G., HURLEY, A.M. & BRIDEN, J.C. 1982: Paläokontinentale Weltkarten des Phanerozoikums. Enke, Stuttgart.
- SPEARS, D.A. 1989: Aspects of iron incorporation into sediments with special reference to the Yorkshire Ironstones. In: Phanerozoic ironstones (Ed. by YOUNG, T.P. & TAYLOR, W.E.G.). Spec. Publ. geol. Soc. London 46, 19–30.
- STRASSER, A., PASQUIER, J.-B. & PITTEL, B. 1996: High-resolution sequence stratigraphy combined with cyclostratigraphy: a powerful tool in stratigraphic correlation. Abstr. 4th meeting of Swiss sedimentologists, Fribourg, 27.1.1996, 24.
- STRÜBIN, K. 1900: Ein Aufschluss der Sowerbyi-Schichten im Basler Tafeljura. Eclogae geol. Helv. 6, 332–342.
- 1901: Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie des Basler Tafeljura, speziell des Gebietes von Kartenblatt 28, Kaiseraugst (Siegfriedatlas). Diss. Univ. Basel.
- SUTER, R. 1915: Geologie der Umgebung von Maisprach (Schweizerischer Tafeljura). Verh. natf. Ges. Basel 12.
- SWIFT, D.J.P., PHILIPPS, S. & THORNE, J.A. 1991a: Sedimentation on continental margins, IV: lithofacies and depositional systems. In: Shelf sands and sandstone bodies (Ed. by SWIFT, D.J.P., OERTEL, G.F., TILLMAN, R.W. & THORNE, J.A.). Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol. 14, 89–152.
- 1991b: Sedimentation on continental margins, V: parasequences. In: Shelf sands and sandstone bodies (Ed. by SWIFT, D.J.P., OERTEL, G.F., TILLMAN, R.W. & THORNE, J.A.). Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol. 14, 153–187.
- TEYSSEN, T.A.L. 1984: Sedimentology of the Minette oolitic ironstones of Luxembourg and Lorraine: a Jurassic subtidal sandwave complex. Sedimentology 31, 195–211.
- 1989: A depositional model for the Liassic Minette ironstones (Luxembourg and France), in comparison with other Phanerozoic oolithic ironstones. In: Phanerozoic ironstones (Ed. by YOUNG, T.P. & TAYLOR, W.E.G.). Spec. Publ. geol. Soc. London 46, 79–92.
- THURMANN, J. 1832: Essai sur les soulèvements jurassiques du Porrentruy. Levrault, Strasbourg.
- TOBLER, A. 1897: Der Jura im Südosten der oberrheinischen Tiefebene. Verh. natf. Ges. Basel 11.
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991: The stratigraphic signature of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In: Cycles and events in stratigraphy (Ed. by EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A.). Springer, Berlin, 619–659.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.W., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J. 1988: An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Sea-level changes – an integrated approach (Ed. by WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S.T.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C.). Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 42, 39–45.
- WALKER, R.G. 1985: Geological evidence for storm transportation and deposition on ancient shelves. In: Shelf sands and sandstone reservoirs (Ed. by TILLMAN, R.W., SWIFT, D.J.P. & WALKER, R.G.). Soc. econ. Paleont. Mineral. short course notes 13, 243–302.
- WHEELER, H.E. 1958: Time-stratigraphy. Bull. amer. Assoc. Petroleum. Geol. 42, 1047–1063.
- WILDI, W., FUNK, H., LOUP, B., AMATO, E. & HUGGENBERGER, P. 1989: Mesozoic subsidence history of the European marginal shelves of the alpine Tethys (Helvetic realm, Swiss Plateau and Jura). Eclogae geol. Helv. 82, 817–840.
- WITTMANN, O. 1978: Neue Beobachtungen in den Lörracher Flexurschollen. Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg 20, 101–124.
- ZIEGLER, P.A. 1990: Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell int. Petroleum Mij.



Taf. 1. Typusprofile der Waldenburg-Schichten (14) und der Brüggli-Schichten (62, 01) sowie Referenz- und Vergleichsprofile.