

# Stratigraphie und Tektonik des Braunen Jura im Gebiet des Stuifen und Rechberg.

Von **Gerhard Stahlecker**, Tübingen.

## Einleitung.

In der vorliegenden Arbeit handelt es sich um eingehendere stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Braunen Jura eines Gebietes, dessen Eckpunkte durch Weilerstöffel im Nordosten, Rechberg im Nordwesten, Ramsberg im Südwesten und Nenningen im Südosten gegeben sind. Wenn im folgenden zur näheren Bezeichnung Himmelsrichtungsangaben verwendet werden, wurde stets Winzingen als Standort angenommen. Diese Abgrenzung des Gebietes wurde gewählt, um die Tektonik in der Umgebung des Stuifen und Rechberg, zweier isolierter Albvorberge, zu untersuchen. In stratigraphischer Hinsicht sollte die Lücke zwischen zwei Spezialarbeiten über den unteren Braunen Jura der Ostalb (GROPPER 1917 über deren westlichen Teil, SCHLEH 1924 über den östlichen Teil) ausgefüllt werden. Am Schlusse der einzelnen Unterabteilungen wird versucht werden, deren Unterschiede und Beziehungen zu der übrigen Alb, vor allem der Ostalb, nachzugehen. Es wurden hierzu im Westen die Arbeiten von GROPPER und R. STAHL-ECKER, in geringerem Umfange auch Bearbeitungen noch weiter im Westen gelegener Gebiete (RIEBER, H. und E. FISCHER) verwendet; im Osten wurden vor allem die Arbeiten von BENTZ, SCHLEH und die Bohrprofile der Eisenerzbohrungen von STIER benützt. Zur Darstellung dieser Beziehungen dient Tafel I. Die wesentlichste benützte Literatur ist jeweils im Text angeführt, in Braun Jura  $\beta$  erhielt ich vor allem aus den KLÜPFELSchen Arbeiten sehr viel Anregungen. Weitgehende Förderung in dieser Arbeit verdanke ich meinem sehr verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. HENNIG, ebenso bin ich Herrn ALLMENDINGER in Göppingen zu großem Dank verpflichtet.

## Stratigraphie.

### Braun Jura $\alpha$ .

Im Kartierungsgebiet ist, abgesehen von einigen Stellen im S (Lauter zwischen Donzdorf und Hagenbuch, und im Senftelbach, nahe seiner Einmündung in die Lauter), wo Mittel  $\alpha$  — Pentacrinenplatten — aufgeschlossen ist, nur Ober  $\alpha$  vertreten.

Gut und beinahe in jedem stärkeren Bachrisse aufgeschlossen ist das obere Ober  $\alpha$  (vgl. Profil), dessen Tone von einzelnen harten Mergelbänken und Toneisensteingeodenlagen durchsetzt sind.

Die Tone schwanken stark in ihrer Zusammensetzung.<sup>1</sup> Ganz schwach glimmer- und sandhaltige, schwarze, fette Tone wechseln mit sandigen, dunkel- bis gelbbraun gefärbten Sandtonen bzw. Sandmergeln. Im großen ganzen ist eine Zunahme des Sandgehaltes nach oben festzustellen. Die fetten Tone zeigen bessere Schieferung und geringere Widerstandsfähigkeit. Dies zeigt sich in den Bachrissen besonders schön, wo die härteren Sandtone in engen Rinnen mit steilen Wänden, häufig unter Wasserfallbildung, durchschnitten werden, während beim Übergang in die weicheren Tone sich oft tiefe Gumpen und Strudellöcher bilden, der Bachriß breiter, der Boden sumpfig und der Gehängewinkel flacher wird.

In den stärker sandigen Tönen sind häufig stengelige Gebilde, die, meist etwas abgeplattet, kreuz und quer die Tone durchziehen. RIEBER und H. MÜLLER erwähnen sie aus denselben Schichten. Noch häufiger kommen dieselben in den  $\gamma$  Mergeln vor. Außer diesen Gebilden kommen in den obersten 10 m von Ober  $\alpha$ , abgesehen von einigen Nestern sehr reicher Fossilführung, Fossilien nur spärlich vor; häufiger fanden sich nur *Posidonomya Suessi* und in den Mergelbänken *Belemnites sp.*; Opalinusknollen kommen nach GROPPER in dieser Höhe auch noch vor. Etwas tiefer wurden noch *Nucula Hammeri* DEF., *Cucullaea inaequalis* GF., *Belemnites conoideus* OPP., *Oxytoma sp.*, *Ludwigia opalina* REIN., *Trigonia navis* LAM. gefunden. Nach ENGEL wurde letztere beim Straßenbau Reichenbach—Winzingen noch etwa 40 m unter der Grenzbank gefunden, woraus sich für die Zone der *Trigonia navis* (Ober  $\alpha$ ) eine relativ große Mächtigkeit ergibt. Weißschalige Fossilien fand ich im obersten  $\alpha$  nicht.

Mergelbänke und Geodenlagen sind in den obersten 15 m von Ober  $\alpha$  recht zahlreich, verschwinden aber allmählich gegen unten. Sie sind häufig stark sandig und  $\text{FeS}_2$ -reich, zeichnen sich durch ihre Widerstandsfähigkeit aus, sind im Anschlag von muscheligem Bruch und meist dunkelblau gefärbt. Als Verwitterungserscheinung finden sich stellenweise rotbraune Außenflächen. Ihre Fossilführung ist sehr gering.

Die Mächtigkeit und Ausdehnung der Bänke schwankt stark. Auf weite Erstreckungen lassen sich nur 2 je etwa 30 cm mächtige, Wasserfälle bildende Bänke durchverfolgen, deren Abstand voneinander ziemlich gleichbleibend 10 m beträgt. Über der oberen dieser 2 Bänke folgen

<sup>1</sup> Wenn im folgenden von Toneisensteinbänken oder -geoden die Rede ist, so ist hiermit nicht Toneisenstein im mineralogischen Sinne ( $\text{Fe CO}_3$ ) gemeint, sondern es ist hierunter hartes, stark eisenhaltiges (aber nicht oolithisches), meist auch kalkreiches Gestein zu verstehen, das daneben noch relativ viel Ton enthält. Hierbei sind bei uns 2 verschiedene Ausbildungen scharf zu trennen: 1. die gemeinhin als Toneisenstein bezeichneten, rostig und schalig verwitternden Geodenlagen von Ober  $\alpha$  und Unter  $\beta$ , die aber unverwittert im frischen Anschlag grau sind, und 2. auch unverwittert schon intensiv rot gefärbte Bänke, die meist mit Sandsteinen zusammen vorkommen. In ihnen scheint das Eisen größtenteils in Form von Roteisenstein vorzukommen. Besonders hingewiesen sei auch auf solche, schon ursprünglich rot gefärbten Geoden im untersten  $\beta$ , die sich durch reichlichen Gehalt an Zinkblende auszeichnen.

dann nur noch wenige Meter Tone mit Mergelbänken wie im Liegenden, doch steigert sich der Sandgehalt jetzt rasch, und zum Teil schon nach 2 m treten die ersten Sandkalkplatten (Unter  $\beta$ ) auf.

Dieser Ausbildung von Ober  $\alpha$  entsprechen in der West- und Mittelalb die sogenannten Wasserfallschichten. Es ergibt sich dies aus der großen faunistischen und petrographischen Ähnlichkeit der harten Bänke und aus der genau gleichen Lage innerhalb des Komplexes des unteren Braun Jura; nur sind, im Zusammenhang mit der großen Mächtigkeitzunahme von Ober  $\alpha$  (45 m in unserem Gebiet gegenüber etwa 26 m bei Kirchheim), bei uns die „Wasserfallbänke“ durch mächtigere Tonlagen getrennt, während sich im Kirchheimer Gebiet nur 2 bis 3 mächtige Bänke auf etwa 1 m zusammengedrängt finden. Im Vergleich zum Balingen—Hechinger Gebiet fällt bei etwa gleicher Mächtigkeit — Pentacrinenplatten bis Oberkante der Wasserfallschichten etwa 45 bis 50 m, wobei auf die Wasserfallschichten je etwa 15 m entfallen — die größere Anzahl und massigere Ausbildung der Bänke in der Westalb auf.

Als praktisch verwendbare  $\alpha/\beta$ -Grenze, die sich zugleich möglichst den faunistischen und faziellen Verschiedenheiten zwischen Braun Jura  $\alpha$  und  $\beta$  anpaßt, scheint nach dem Vorbild von GROPPER und SCHLEH die obere der 2 vorerwähnten, durchgehenden Bänke unserer „Wasserfallschichten“ am geeignetsten. Sie liegt annähernd an der Grenze der Ton- zur ausgesprochenen Sandsteinfazies im obersten Teil der Wasserfallschichten, weiterhin in der Nähe der *Ludwigia opalina*/*Ludwigia costosa* - „Grenze“ und ist schließlich beinahe überall durch eine 0,20 bis 0,70 m über ihr folgende, sehr charakteristische Bank mit *Ostrea calceola* und kleinen Geröllen besonders markiert.

Die  $\alpha/\beta$ -Grenzbank in der Ostalb Bei BOLL noch in der beschriebenen Ausbildung und Lage vorhanden (nach GROPPER), ist sie, wie schon erwähnt, weiter nach W etwa dem Oberrand der dort besser ausgeprägten Wasserfallschichten gleichzusetzen. Gegen O führt SCHLEH sie bis Lautern (NO von Heubach) in derselben Ausbildung und Mächtigkeit an. Ihr Abstand zur Sandsteinbank  $\beta$  3 b ( $\beta$  3 bei SCHLEH, siehe S. 63) beträgt dort etwa 19 m gegen 24 m am Stuifen. In anderen Profilen — weiter nach Osten z. B. Oberallingen — scheint dagegen SCHLEH fälschlicherweise eine zu hoch gelegene Bank mit der Grenzbank zu verwechseln, und so ist auch seine Zuteilung der Grenzbank zur Zone der *Ludwigia Murchisonae* abzulehnen. Ich fand bei Winzingen noch *Ludwigia opalina* REIN. in ihrem Hangenden. Weitere Ammonitenfunde in der Grenzbank liegen nach GROPPER bei Gingen vor. Pholadomyen fanden sich in der Ostalb nirgends in der Grenzbank, so daß der Begriff der „*Pholadomya-triquetra*-Grenzbank“ nicht aus dem Frankenjura zu uns übernommen werden kann.

Jedenfalls ist diese Bank auf weite Strecken in der Ostalb als Grenzbank verwendbar. Hierbei muß aber ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß mit dieser Grenzziehung ein gewisser Gegensatz zur Mittel- und Westalb entsteht, wo meist die Unterkante der Wasserfallregion als Grenze verwendet wird.

Die Mächtigkeit von  $\alpha$ , die KOMMERELL (Literaturstudie, Geologisches Institut Tübingen) mit 120 m angibt, ist wohl zu hoch gegriffen. Unter Berücksichtigung des Fallens ergibt sich ein Wert von 100 bis 110 m, da die  $\alpha/\beta$ -Grenze bei Donzdorf bei etwa 460 m liegt, die Schwarz Jura  $\zeta$ /Braun Jura  $\alpha$ -Grenze bei Süßen (nach GROPPER) auf etwa 357 m. Wenn nach RIEBER und R. STAHLER die Pentacrinenplatten als Mittel  $\alpha$ /Ober  $\alpha$ -Grenze verwendet werden, entfallen nach deren Lage und den *Trigonia navis*-Funden (siehe oben) allein etwa 40 bis 45 m hiervon auf Ober  $\alpha$ .

### Braun Jura $\beta$ .

Besondere Aufmerksamkeit wurde  $\beta$ , dem auffallendsten und nach  $\alpha$  mächtigsten Gliede des Braun Jura, zugewendet. Im folgenden wird eine möglichst ins einzelne gehende Unterteilung versucht, da die strandnahen Bildungen von  $\beta$  für paläogeographische Feinuntersuchungen besonders geeignet scheinen und Grundlage einer solchen späteren Untersuchung eben nur möglichst genaue Stratigraphie der einzelnen Gebiete sein kann. Erleichtert wurde die Aufgabe dadurch, daß in den vorerwähnten Arbeiten von GROPPER und SCHLEH sich „Vorpostenprofile“ bis in unser Gebiet befanden, die teilweise mitverwendet werden konnten, teilweise allerdings auch anders aufgefaßt werden mußten. Weiterhin standen noch 3 Bohrprofile von STIER zur Verfügung. So konnte in  $\beta$  das Gebiet genauer stratigraphischer Untersuchungen bis Gingen und Herdtlinsweiler ausgedehnt und versucht werden, alle diese  $\beta$ -Arbeiten der Ostalb auf einen gemeinsamen Nenner zu bringen.

Die Unterteilung mußte meist auf petrographischer Grundlage fußen, da die sonst zur Horizontbestimmung so wichtigen Ammoniten selten und meist schlecht erhalten sind. Große Schwierigkeiten machte hierbei der außerordentlich rasche Wechsel in der Schichtausbildung im großen und kleinen; fernerhin die Gleichartigkeit der mehrfach auftretenden Sandstein- bzw. Tonkomplexe mit ihrer ziemlich gleichbleibenden Begleitfauna. Aus diesen Gründen konnten kleinere Teilaufschlüsse kaum verwendet werden, ja noch recht weitgehend aufgeschlossene Profile waren nur in beschränktem Umfange benutzbar. Aus denselben Gründen war auch Kombination mehrerer Teilaufschlüsse zu einem Profil zu vermeiden, da hierbei sehr leicht Irrtümer unterlaufen. Weiterhin ist die oft außerordentlich große Anzahl der kleinen Bänken und Lagen (vgl. Profil) störend, die wohl zu vorwiegend tonigen bzw. sandigen Einheiten zusammengefaßt werden können, aber eine genaue Grenzziehung zwischen diesen Einheiten oft unmöglich machen.

Es wurde versucht, diese Fehlerquellen möglichst auszuschalten durch Massierung von Profilen in einem relativ kleinen Gebiet, eben Winzingen—Wißgoldingen, wo  $\beta$  breit flächenhaft zutage steht und der Alb- rand reich gegliedert ist. Dadurch konnten wohl die wesentlichen Änderungen von nur lokalen getrennt werden. Die verwendbaren Profilaufnahmen (2 von SCHLEH, 4 von GROPPER und 14 eigene) ließen sich alle in die im folgenden näher ausgeführte Stratigraphie einordnen; sie wurden

STAHLECKER	SCHLEH	HENNIG	GROPPER
eigentliche Sowerbyibank	$\gamma$ -Flöz (Sowerbyibank)	Sowerbyibank	eigentliche Sowerbyibank
$\beta/\gamma$ -Grenzregion			$\beta/\gamma$ -Grenzbank
$\beta$ 7b: oberer Trümmeroolith	Pectinidenbank	obere Donzdorfer Bank	oberer Grenztrümmeroolith
$\beta$ 7a: fehlt im Staufengebiet	$\beta$ 11b		
$\beta$ 6d: oberer Donzdorfer Sandstein	$\beta$ 11a		obere Bausandsteinbank
$\beta$ 6c: unterer Trümmeroolith	$\beta$ 10: oberes Zwischenflöz		unterer Trümmeroolith
$\beta$ 6a+b: Phosphoritknollenschicht	$\beta$ 9	Murchisonae-Knollenschicht	
$\beta$ 5c: oberes Flöz	$\beta$ 8: oberes Flöz	Sandsteinbänke	
$\beta$ 5a+b	$\beta$ 7		
$\beta$ 4c	$\beta$ 6: unteres Zwischenflöz		Region
$\beta$ 4b	$\beta$ 5b: untere Donzdorfer Bank		der
$\beta$ 4a	$\beta$ 5a		Trigonia
$\beta$ 3e: unteres Flöz	$\beta$ 4: unteres Flöz		striata-
$\beta$ 3d			Platten
$\beta$ 3c: Stauffensibank	$\beta$ 3: Personatensandstein	unterer	
$\beta$ 3b		Bausandstein	
$\beta$ 3a			
$\beta$ 2b: untere Donzdorfer Bank	$\beta$		untere Donzdorfer Bank
$\beta$ 2a	2		Unter- $\beta$
$\beta$ 1b: Zopfplatten		Zopfplatten	
$\beta$ 1a		Tone	
$\alpha/\beta$ -Grenzbank (Oberstes der Wasserfallsschichten)	$\alpha/\beta$ -Grenzbank	Pholadomya triquetra-Grenzbank	$\alpha/\beta$ -Grenzbank

im Geologischen Institut Tübingen hinterlegt, da eine vollständige Mitveröffentlichung den Rahmen dieser Arbeit überschritten hätte.

Das Hauptergebnis dieser stratigraphischen Untersuchung war die Feststellung der mehrfachen Wiederholung einer gesetz-

mäßigen Sedimentfolge in  $\beta$ . Bei vollständiger Ausbildung besteht ein solcher Sedimentationszyklus, wie KLÜPFEL diese Erscheinung bezeichnet, aus Ton—Mergel—Sandstein-Dachbank (Flöz oder Sandkalkbank oder Muschellagen usw.) mit Geröllen. Zum Teil finden sich aber auch nur Teilzyklen. Ähnliche Sedimentationszyklen beschreiben KLÜPFEL und BRINKMANN aus der Lothringer Sandsteinfazies bzw. den Callovientonen von England. Die Ursache dieser Zyklenbildungen sehen diese Autoren in periodischen Undationen, also epirogenetischen Bewegungen. Mit diesen Undationen hängen dann aber natürlich wieder kleinere Regressionen und Transgressionen zusammen, was für ein so küstennahes Gebiet, wie das unsere, besonders wichtig ist. Ebenso wie in Lothringen folgt bei uns über der Dachbank meist sofort ein toniges Sediment zum Teil mit Geröllen an der Basis. Wir müssen also meist relativ rasche und kräftige Senkung gegenüber langsamer Hebung oder wenigstens Erlahmen der Senkung annehmen. Neben den tektonischen Bewegungen, die diese großen, weit reichenden Änderungen bedingten, hatten sicher auch Schwankungen der Zufuhr, der Strömungsverhältnisse, der chemischen und klimatischen Bedingungen usw. einen großen Einfluß auf die Sedimentation und deren Mannigfaltigkeit. SCHLEH glaubt sogar alle Verschiedenheiten der Sedimentation mit solchen erklären zu können.

Die Einteilung von  $\beta$  wurde auf Grund dieser Sedimentationszyklen durchgeführt. Die Bezeichnung der Unterabteilungen wurde, um Lokalnamengebung zu vermeiden, nach dem Vorbilde SCHLEHS, aber nicht damit übereinstimmend, mit Zahlen und Buchstaben durchgeführt, wobei jeder Zyklus eine Zahl erhielt und innerhalb des Zyklus mit Buchstaben weiter untergeteilt wurde. Zur Orientierung über die Gleichsetzung mit früheren Bezeichnungen (GROPPER, HENNIG, SCHLEH) dient eine Übersichtstabelle (siehe S. 63). Um Vergleiche mit Gebieten anderer Fazies zu ermöglichen, wird, trotz des geringen Ludwigienmaterials, am Schlusse von  $\beta$  versucht werden, die einzelnen Unterabteilungen den von HOFFMANN ausgeschiedenen Ludwigien-subzonen zuzuteilen.

Am Schluß der Beschreibung jedes Zyklus soll, soweit möglich, ein Bild der jeweiligen Oberfläche mit ihren Rücken und Mulden entworfen werden. Über die Entstehung dieser Formen kann nichts Sicheres gesagt werden, doch sind sie wohl wegen der ziemlich konstanten Gesamtmächtigkeiten von  $\beta$  größtenteils als Bildung der Meeres- und Küstenströmungen anzusehen. Es ist hierbei z. B. an die Erscheinung des Küstenversatzes in heutigen Meeren zu denken. Auch Windverwehungen mögen eine Rolle gespielt haben. Interessant ist bei diesen Oberflächenbildungen die stets wiederkehrende NO/SW bis ONO/WSW-Richtung. Da bei solchen Sandbarren häufig Aufschüttung etwa parallel zur Küste beobachtet wird, könnte dadurch ein gewisser Anhaltspunkt für den Verlauf der damaligen Küste oder einer ihr vorgelagerten Schwelle gegeben sein. Nur bei einzelnen, immer wieder als Rücken in Erscheinung tretenden Stellen, verbunden mit Besonderheiten der Gesamtmächtigkeit (z. B. Gammelshausen), sind tektonische Kräfte anzunehmen, ebenso natürlich auch bei Abnahme der Gesamtmächtigkeit gegen O.

Gesamtprofil von Braun Jura  $\beta$  am Krähberg  
(südöstlich Wißgoldingen)

Unter- $\gamma$	m	typische Sowerbybank	<i>Belemnites Gingensis</i> usw.
$\beta/\gamma$ -Grenz-region	0,30		
	0,55	weiche gelbe Sandsteine, in der Mitte Sandkalklage	
	0,10	dichter Sandkalk	
$\beta$ 7b	0,30	rote, zum Teil spätige Sandkalke mit vielen, kleinen Fe-Ooiden, vereinzelt Gerölle, gegen oben und unten Ooidgehalt abnehmend (unten Ca-Ooide)	
	0,05	grobspätiger Sandkalk, viele Schalenreste, ganz vereinzelt Ca-Ooide: <i>Pseudomonotis</i>	
$\beta$ 6d	1,75	gelbweiße bis rotbraune, zum Teil schwarz getupfte Sandsteinbank	
$\beta$ 6c	0,65	spätiger Sandkalk, viele Schalentrümmer, unten oolithisch, aus dem anderen Sandstein weit hervorragend: <i>Pseudomonotis</i>	
$\beta$ 6b	1,40	rotbraune Sandsteinbank	
	1,00	Wechsel von Sandtonen (wie unten) und gelben Sandsteinbänken, letztere gegen oben immer mehr überhandnehmend	
$\beta$ 6a	4,60	blaue, rauhe, stark sandige Sandtone, zum Teil schon in stark tonigen Sandkalk übergehend, oben vereinzelt gelbe Sandsteinlinsen, unten oolithische Sandkalkknollenlage, Phosphoritknollen mit Fossilien: <i>Ludwigia concava</i> usw.	
	0,35	Sandkalk, in der Mitte stark Fe-oolithisch	
	0,55	brauner, Fe-reicher Sandmergel, gegen unten allmählich in Sandton übergehend	
$\beta$ 5c	0,10—0,20	oolithischer, spätiger, roter Sandkalk mit zahlreichen, großen Sandkalkgeröllen — konglomeratisch	
oberes Flöz	0,05—0,10	oolithische Sandmergel mit vereinzelt Geröllen	
	0,10	rote, oolithische, spätige Sandkalkbank mit vereinzelt Geröllen aus dichtem Sandkalk	
	1,20	gelbe Sandsteinbank, oben härter und Ca-reicher	
$\beta$ 5b	0,40	rötliche Sandkalkbank	
	0,60	gelbe Sandsteinbank	
$\beta$ 5a	2,60	$\beta$ 5a: siehe Seite 78.	
	0,26	stark oolithischer, roter Sandkalk	
$\beta$ 4c	0,16	schwach oolithischer, spätiger Sandkalk	
	0,10	dichter, rötlicher Sandkalk	
	0,50	braune Sandmergel, zum Teil in flaserigen, weichen Sandstein übergehend	
	3,60	Sandsteinbank:	
$\beta$ 4b	1,00 m	rötlicher Sandstein bis Sandkalk, härter und Ca-reicher als die untere Bank	
	0,05 m	Tonlage	
	2,55 m	gelbe bis braune, kompakte Sandsteine	
	4,20	vorwiegend Sandmergel und Sandtone, zum Teil in weiche, tonige Sandkalkbänke übergehend, Toneisensteinschmitzen, im obersten Meter mehrfach gelbe Sandsteinbänke (mangelhaft aufgeschlossen)	
$\beta$ 4a	0,80	blaugraue, rauhe, stark sandige und glimmerhaltige Sandtone: Wurmsspuren?	

$\beta$ 3d	3,00	weicher, gelber, oben toneisenreicher Sandstein, zum Teil kompakt, zum Teil unten 2 bis 3 Tonlagen (etwa 50 m entfernt ist diese Bank schon 4 m mächtig, wahrscheinlich auf Kosten der 0,80 m Sandtone oben)
	0,40	gelber Sandstein mit dünnen Ton- und Toneisensteinzwischenlagen: <i>Variamussium pumilum</i> , <i>Pseudomonotis</i> , <i>Trigonia aalensis</i> , <i>Inoceramus</i> (50 m entfernt durch Sandtone mit Toneisen- und Sandsteinzwischenlagen vertreten)
	0,20	gelber Sandstein: <i>Variamussium pumilum</i> , <i>Pseudomonotis</i> , häufig
$\beta$ 3c	0,15	Wechsel von Ton-, Toneisen-, Sandkalk- und gelben Sandsteinlagen, letztere mit zahlreichen Wülsten (Kriechspuren?)
	0,80	Sandmergel mit tonigen Sandkalkplatten bis zu 30 cm Mächtigkeit, zum Teil Wellenfurchen; den Abschluß nach oben bildet eine Geröllbank von harten Sandkalkgeröllen
$\beta$ 3b		von sehr mannigfaltiger Form, verkittet durch weißen, flaserigen Sandstein mit wellenförmigen Tonschmitzen; Fe S <sub>2</sub> -reich: Längsbruchstück eines Belemniten
$\beta$ 3a	4,50	Sandtone mit einigen dünnen, stark tonigen Sandkalklagen bzw. -linsen: <i>Pseudomonotis</i> , vereinzelt
$\beta$ 2b	5,50	(etwa) gelber, kompakter Sandstein mit einigen ganz dünnen Tonzwischenlagen
$\beta$ 2a	0,30	stark sandige Tone mit Toneisenstein
	0,10	gelbe Sandsteinbank
	7,00	(etwa) Sandtone mit Toneisenstein- und Kalkmergelgeodenlagen, vereinzelt Sandkalkplatten, ganz oben bunter Wechsel von Ton, Toneisen und Sandkalk
$\beta$ 1b	1,20	verdeckt (höchstwahrscheinlich Tone)
	1,00	harte, blaugraue, plattige Sandkalke bis Sandsteine, zum Teil Kreuzschichtung: <i>Pseudomonotis elegans</i> , <i>Variamussium</i> , <i>Modiola gregaria</i> .
	2,30	oben: harte blaue Sandkalkplatten (Ca-reicher als in „1,00 m“ oben), Platten oft unten mit Wülsten, Kriechspuren, Zöpfen usw.; gegen unten Tone überhandnehmend
$\beta$ 1a	2,70	verdeckt
	1,00	Sandtone mit Kalkmergel- und Toneisensteingeodenlagen mit ganz wenigen Kalkmergelbänken
	0,07	erste Sandkalkbank
	1,30	Sandtone mit Geodenlagen usw., wie oben
	0,10	<i>Ostrea-calceola</i> -Bank (unteres Austernlager)
$\alpha/\beta$ -Grenz-bank	0,40	Sandtone mit Kalkmergelbänken
	0,30	harte, blaue, sandige Kalkmergelbank
Ober- $\alpha$	10,00	Sandtone bis Schiefertone mit Mergelbänken, -geodenlagen und Fe S <sub>2</sub> -Knollen
	0,25	Mergelbank wie oben

### Erster Sedimentationszyklus: $\beta$ 1.

Die Tone über der  $\alpha/\beta$ -Grenzbank ( $\beta$  1a): Die ersten Meter über der Grenzbank sind, wie schon erwähnt, eigentlich noch zu den Wasserfallsschichten zu rechnen und genau wie im Liegenden der Grenzbank entwickelt. Als gewisse Andeutung der sich ändernden Verhältnisse kann die etwa  $\frac{1}{2}$  m über der Grenzbank folgende *Ostrea-calceola*-



B a n k gelten. Es ist dies ein 0,04 bis 0,10 m starkes, sehr fossilreiches Bänkchen, das vor allem *Ostrea calceola*, daneben aber noch andere Zweischallerreste und Belemnitenbruchstücke, kleine, aber oft zahlreiche Gerölle und viel  $\text{FeS}_2$  enthält (genauere Beschreibung siehe GROPPER, S. 15). Erstmals 1,5 m über der Grenzbank können Sandkalkbänke auftreten, die die Mergelbänke zwar nicht sofort verdrängen, aber gegen oben immer häufiger werden und im Liegenden des ersten Sandstein- bzw. Sandkalkkomplexes ( $\beta$  1b) zum Teil nur noch durch dünne Tonlagen getrennt sind. Die glimmer- und tonreichen Sandkalkbänke werden kaum einmal stärker als 0,10 m. Die Höhenlage des ersten Auftretens der Sandkalkbänke schwankt, ebenso wie deren Anzahl, in den einzelnen Profilen stark. So reichen an Stellen schwacher Ausbildung des ersten Sandsteinkomplexes ( $\beta$  1b), wie z. B. im W und NW, die Mergelbänke der Wasserfallregion ganz bis zu  $\beta$  1b heran, wogegen hier dann kaum Sandkalkbänke ausgebildet sind. Neben diesen Mergel- und Sandkalkbänken treten in  $\beta$  1a in geringerer Anzahl noch Toneisensteinbänke und -geodenlagen und im obersten  $\frac{1}{2}$  m auch schon gelbe Sandsteinbänke auf.

An Fossilien fanden sich in den Tönen selbst nur *Posidonomya Suessi*. Der Fund eines Kalkmergelknollens mit mehreren *Ludwigia opalina* var. *costosa* Qu. etwa 2 m über der Grenzbank zeigt deutlich die Unstimmigkeit der notwendigen praktischen  $\alpha/\beta$  - Grenzziehung gegenüber den geologischen Anforderungen an eine solche. Abgesehen von diesen Opalinusknollen herrscht in den Mergelbänken noch dieselbe Fossilarmut wie in Ober  $\alpha$ . Die Sandkalkbänke, die ebenfalls größtenteils fossilarm sind, lieferten erstmals *Variamussium pumilum* = *Pecten personatus* und in einzelnen Bänken zahlreiche *Pseudomonotis elegans*. Wülste, Kriechspuren, Wellenfurchen usw. werden gegen oben recht häufig.

Die Mächtigkeit von  $\beta$  1a schwankt zwischen 4,50 m und 6 m. Der gegen oben wachsende Sandgehalt, der rasche Wechsel von Tonlagen und Sandkalkplättchen, die Bildungen von Wellenplatten usw. oben, machen einen langsamen Hebungsvorgang und zunehmende Wirkung der Wellenbewegung deutlich.

„Zopfplatten“ ( $\beta$  1b): Der Höhepunkt der in  $\beta$  1a erwähnten Hebung wird durch Bildung einer weithin durchgehenden Sandablagerung  $\beta$  1b gekennzeichnet, die den Zopfplatten der West- und Mittelalb entspricht. Das Vorkommen von „Zöpfen“ darf in der Ostalb nicht als Schichtcharakteristikum aufgefaßt werden, da ähnliche Bildungen auch in höheren  $\beta$  - Horizonten vorkommen.

Eingeleitet wird  $\beta$  1b meist durch die erwähnte Häufung der Sandkalkplatten im obersten  $\beta$  1a. Die Sandbank selber ist in dem doch relativ kleinen behandelten Gebiet außerordentlich großen Schwankungen unterworfen. (Vgl. Tafel II: arabische Zahlen.) Im W — am Lauxenhof — nur durch Anhäufung mehrerer blauen Sandkalkplatten markiert, im NW dann schon etwa 1 m mächtig, schwillt sie gegen SO zu einer bis 5 m starken, gelben Sandsteinbank an. Diese Zunahme erfolgt nicht durchaus gleichmäßig. Abnorm geringe Mächtigkeit

herrscht z. B. auch unmittelbar nördlich Winzingen, wo  $\beta$  1b ebenfalls nur 0,40 m stark ist, 900 m nördlich davon dagegen wieder etwas über 1 m. An Stellen geringerer Mächtigkeit haben wir es mit einem leicht plattenden, glimmerreichen Sandkalke zu tun, bei stärkerer Entwicklung mit rein gelbem, geflammtem, geflecktem oder schwarz getupftem, recht weichem, glimmerhaltigem Sandstein, der plattig oder kompakt ausgebildet sein kann. Tongallen sind darin recht häufig. Seltener können auch Tonlagen oder rote Toneisensteinbänke eingeschaltet sein. Beim Zerfall zeigen diese Platten zum Teil „Zöpfe“, Wellenfurchen und Wülste. Fossilien sind im großen Ganzen recht selten. Häufiger gefunden wurden nur *Variamussium pumilum* und *Pseudomonotis elegans*, das stellenweise sehr zahlreich vorkommt; daneben fanden sich *Modiola gregaria*, *Ostrea calceola*, *Inoceramus fuscus* und nicht näher bestimmbare *Ludwigien*, fernerhin  $\text{FeS}_2$ -Knollen. Stellenweise war Kreuzschichtung zu beobachten. Die ähnlichen Entstehungsbedingungen der Kalkmergelbänke und der Sandkalkbänke beweist ein Stück aus  $\beta$  1b, wo Sandkalklage und Kalkmergellage in einer Bank vereinigt sind.

„ $\beta$  1“ in der Ostalb In der Kirchheimer Gegend (Oberkante Wasserfallregion bis Oberkante Zopfplatten gemessen 14 bis 16 m mächtig) sind zwischen die Wasserfallbänke und die Zopfplatten etwa 12 m vorwiegend toniges Gestein eingeschaltet. Doch schon bei Gammelshausen ist mit nur noch 7 m die Mächtigkeit von  $\beta$  1 gleich geworden wie im W und NW unseres Gebietes. Bis hierher sind die Zopfplatten ( $\beta$  1b) als Sandkalk entwickelt. In unserem Gebiet tritt, wie schon erwähnt, auf etwa 4 km Entfernung in 1b ein Fazies- und Mächtigkeitswechsel von 0,5 m auf maximal 5,5 m ein. Dementsprechend schwankt auch die Gesamtmächtigkeit von 6 bis 10 m. Dieselbe verstärkte Ausbildung von 1b findet sich wieder bei Weiler in den Bergen mit 4 m und Gingen (2 m). Es ergibt sich daraus das Bild einer mächtigen SSO—NNO streichenden Sandablagerung mit der größten Mächtigkeit in einer Linie Hagenbuch—Weiler. Diese Sandablagerung kann unter Umständen aufgefaßt werden als Anlagerung an die Flanke einer Schwelle, die von Gammelshausen etwa nach NO sich erstreckend in höheren  $\beta$ -Schichten klarer hervortritt, aber auch in  $\beta$  1 durch die schwache Ausbildung der „Zopfplatten“ bei Gammelshausen und Slich des Rechberg, verbunden mit geringer Abnahme der Gesamtmächtigkeit dort angedeutet zu sein scheint. Westlich dieser Schwelle wachsen in der „Bissinger Rinne“ die Zopfplatten wieder auf 1,8 m an. Der *Ostrea*-Bank, die bei uns die Grenzbank kennzeichnet, entspricht in der Mittelalb wohl eines der Muschel- oder Breccienbänkchen im untersten  $\beta$ ; nach O kann sie bis Herdtlinsweiler durchverfolgt werden. Scharfe Trennung in  $\beta$  1a und  $\beta$  1b ist zum letztenmal in Weiler möglich. Bei Bargau ist  $\beta$  1a noch als mehrere Meter starke Tone erkennbar,  $\beta$  1b dagegen nicht mehr eindeutig. Mit zunehmender Versandung und der allgemeinen Mächtigkeitsabnahme nach O zu verschwindet  $\beta$  1 als ausgeprägter Zyklus.

Zum erstenmal ist in  $\beta$  1, wie später noch oft, zu beobachten, daß bei allgemein stärkerem Sandgehalt im O (Heubach—Aalen) die Gegensätze

zwischen Ton- und Sandsteinkomplexen sich verlieren, indem letztere trotz der absoluten Zunahme des Sandgehaltes durch Ton- und Mergel-lagen verschmiert werden. Zum Verständnis hierfür kann die Beobachtung an rezenten Meeren dienen, daß am nächsten der Küsten und an ruhigen Stellen wieder mehr Detritus abgelagert wird. Der Zerfall der kompakten Bänke von 1 b in Zopf- und Wellenplatten beweist, daß es sich bei diesen nicht um eine einheitliche Ablagerung, sondern um periodische Sedimentation handelt: Zu Zeiten toniger Materialzufuhr fand an Stellen stärkerer Strömung keine wesentliche Ablagerung statt, sehr wohl konnten aber z. B. an ruhigeren Stellen Tone sedimentiert werden. Für reichlichen Tongehalt des Wassers auch im Bereich von kompaktem 1 b sprechen die zahlreichen Tongallen.

### Zweiter Sedimentationszyklus: $\beta$ 2.

$\beta$  2a Die Tone zwischen den „Zopfplatten“ ( $\beta$  1b) und der „unteren Donzdorfer Bank“ ( $\beta$  2b). Auf 1 b folgen dunkle, zum Teil schieferige, stark sandige Tone, die meist ziemlich schlecht aufgeschlossen und durchschnittlich 8 bis 9 m mächtig sind. Zwischen die Tone schalten sich Sandkalk-, Kalkmergel-, Toneisensteinbänke und ebensolche Geodenlagen ein. Die Anzahl und Beschaffenheit der Bänke wechselt in den einzelnen Profilen stark. Abgesehen vom NW sind jedoch Sandkalkbänke am häufigsten. Die Bänke werden bis 0,20 m dick und sind in ihrer Mehrzahl fossilarm, doch fanden sich in jedem Profil wenigstens 2 bis 3, bisweilen erheblich mehr, sehr fossilreiche vor, worin vor allem *Pseudomonotis* in zahllosen Exemplaren, vereinzelter *Nucula variabilis* und *Variamussium pumilum* gefunden werden. Auch in Kalkmergelgeoden kommen zahlreiche *Pseudomonotis* vor.

Sehr fraglich erscheint, ob, wie bei SCHLEH und GROPPER, eine besondere Bank als „oberes Austernlager“ ausgeschieden werden kann. An Fossilfunden ist noch ein Knollen mit *Ludwigia costosa* Qu. im obersten Drittel besonders erwähnenswert.

$\beta$  2b: Untere Donzdorfer Bank. Zunahme der Sandkalkbänke und des Sandgehaltes der Tone, weiterhin Einschaltung von gelben Sandsteinbänken vermitteln, wie in 1 b, den Übergang zum nächsten Sandsteinkomplex:  $\beta$  2b. Es ist dies die Bank, die GROPPER als untere Donzdorfer Bank bezeichnet, weil sie gerade in dieser Gegend eine der mächtigsten Bänke von  $\beta$  ist. Die von SCHLEH und HENNIG so bezeichnete Bank liegt höher. (Siehe S. 63.)

Die Mächtigkeit von  $\beta$  2b schwankt zwischen 2,50 m und 5,50 m. Auf Grund des Kalkgehaltes, der Farbe, Härte, Korngröße, Fossilführung, des Glimmergehaltes und der Art der Bankung lassen sich lokal viele Unterabteilungen machen. Doch ändern diese Faktoren sich auf kurze Entfernungen sehr rasch. Im allgemeinen ist das Gestein ein gelber, brauner oder roter, überall recht stark Fe-haltiger Sandstein, der leicht verwittert. Nur selten trifft man widerstandsfähigere Lagen. Im O und S kommen häufig fleischrote, zum Teil sehr fossilreiche Toneisensteinbänke vor, die aber auf die oberen und unteren Lagen beschränkt sind.

Sehr starken Schwankungen ist der Tongehalt unterworfen: Während  $\beta$  2b im N und W eine beinahe einheitliche, bis zu 5,5 m starke Sandsteinbank mit vielen Tongallen ist, schalten sich im SO zum Teil recht mächtige Tonlagen und Tonschmitzen ein; nur das Mittelstück bleibt stets als kompakte Bank erhalten. Die einzelnen Tonschichten scheinen keine größere horizontale Erstreckung zu haben. Ob es sich bei diesen Schwankungen um ganz lokale Unterschiede handelt, oder ob die bei  $\beta$  1b erwähnte Verwischung der Gegenstände in einer bestimmten Richtung schon hier in der SO-Richtung in Erscheinung tritt, kann wegen der relativ kurzen, der Beobachtung zugänglichen Strecke nicht gesagt werden.

Die Fossilien sind meist nester- oder bankweise angereichert; vor allem unten findet man solche Fossilbänke, doch dürfte es sich hierbei nicht um horizontbeständige Lagen handeln. Die Artenzahl ist sehr gering. Weitaus dominierend ist wieder *Pseudomonotis elegans*, die durch ganz  $\beta$  2b vorkommt, daneben ist *Variamussium pumilum* und *Modiola gregaria* häufig; *Ostrea calceola* und *Nucula variabilis* können ab und zu gefunden werden. *Ludwigien* sind sehr selten: ein unbestimmbares Bruchstück und eine Jugendform — etwa vom Typus der *Ludwigia Sinon* BAYLE — war die ganze Ausbeute, weiterhin ist der Fund von Bohrmuscheln wichtig. GROPPER führt noch drei weitere Arten an. Die Sandsteine zerfallen ab und zu in Wellenplatten und nach GROPPER auch in Zopfplatten; stellenweise war Kreuzschichtung zu beobachten. Tongallen sind häufig. Die Fossilien sind oft „rußig“ erhalten, wodurch die fossilreichen Lagen schwarzbraun gefärbt sind.

Vorgang der Ablagerung und Ausbildung von  $\beta$  2 in den Nachbargebieten: Rasche Senkung und damit verbunden ein Zurückweichen der Küste nach O führte zur Bildung des vorwiegend tonigen  $\beta$  2a, das sich von Kirchheim bis Bargau 5 bis 10 m mächtig durchverfolgen läßt. Östlich Bargau versanden die Schichten wieder stark und nehmen zugleich an Mächtigkeit ab. Muschelbänke sind darin von Kirchheim ab vorhanden, doch können diese nicht sicher einander gleichgesetzt werden.

Langsame Hebung bedingt erneute Versandung und führt beinahe im ganzen Albgebiet zur Bildung von Sandsteinbänken. Diese der *Ludwigia Sinon* und *Ludwigia tolutaria* Subzone zuzurechnenden Bänke sind in der Kirchheimer Gegend als Sandkalk entwickelt und durch ziemlich mächtige Tonschichten in eine *Sinon*- und eine *Tolutaria*-Bank getrennt. Schon bei Weilheim—Neidlingen haben sich diese Bänke zu einer einheitlichen, gelben Sandsteinbank zusammengeschlossen, die südwärts von Boll an Mächtigkeit zunimmt und von einer fossilreichen Trümmerschiebebänk ( $\beta$  2c) abgeschlossen wird. Diese Gesschiebebänk treffen wir wieder am Bärenhöfle bei Salach und am Hasenhof, nordöstlich Reichenbach. Auf diesem Höhenzug ist eine Zunahme der Sande nach S und O festzustellen: Bärenhöfle bei Rechberg 4 m, Hasenhof 5,3 m, Lauxenhof 6,2 m, östlich vom Bärenhöfle etwa 5,20 m. Bei Wizingen—Weilerstöffel sinken die Mächtigkeiten wieder auf

3,5 bis 4,5 m. Im Osten bei Herdtlinsweiler und Weiler in den Bergen und — wie schon im speziellen Teil erwähnt — im SO des Kartengebietes beginnt die kompakte Bank durch Tone und Mergel „verschmiert“ zu werden und verschwindet dann mit der Versandung und allgemeinen Abnahme der Schichten gegen O als ausscheidbare Bank. Die Hebung mag, entsprechend der gesteigerten Sandzufuhr, die von  $\beta$  1 noch übertroffen haben, und möglicherweise zeigt das frühzeitige Aufhören von  $\beta$  2 b als kompakte Bank ein zeitweiliges Vorrücken der Küste bis in die Gegend der heutigen Ostalb an, obwohl konkrete Anhaltspunkte für eine Verlandung in dieser Gegend bis jetzt noch fehlen.

Die größten Mächtigkeiten des Sandsteines liegen nur etwa 2 km nordwestlich von dem in  $\beta$  1 b erwähnten Vorkommen und ebenfalls SW/NO bis SSW/NNO streichend auf einer Linie Lauxenhof—Südseite des Stuifen. Die allmähliche Abnahme der Sande und das Auftreten von Geröllen als Dachbank von  $\beta$  2 b im W und NW weisen wieder auf eine Schwelle in der Nähe hin, die zu Zeiten höchster Hebung Anlaß zu Bildung von Geröllen war, welche letztere dann ebenfalls an den Flanken sich ablagerten. Bei Gammelshausen ist der stark reduzierten Mächtigkeit nach wieder die Schwelle selbst zu suchen, dementsprechend scheinen hier auch die Gerölle im Hangenden zu fehlen, welche dann auf der anderen Flanke bei Neidlingen—Eckwälden wieder auftreten, wo auch die Sande wiederum auf etwa 6 m angeschwollen sind.

### Dritter Sedimentationszyklus: $\beta$ 3.

$\beta$  3 a: Die tonigen Schichten über der unteren Donzdorfer Bank ( $\beta$  2 b). Im Hangenden von 2 b folgt durchschnittlich 4,5 m mächtiges, vorwiegend toniges Gestein. Unten schwarz und stark glimmerig nehmen diese Tone immer mehr an Sandgehalt zu und gehen so langsam in rauhes, braunes, stark sandiges, ungeschichtetes Gestein über, das in horizontaler und vertikaler Richtung auf kurze Entfernung sehr große Verschiedenheit zeigt und den Eindruck sehr unruhiger Sedimentation macht. Häufig treten darin reine Tonlinsen, andererseits wieder reine Sandlinsen auf. Weiterhin ist es reich an Eisen ( $\text{Fe S}_2$  und Toneisen). Seine Standfestigkeit ist recht groß. Es wird wohl am besten wegen seines großen Kalkgehaltes als Sandmergel bezeichnet. Stellenweise führt der Kalkgehalt zur Ausscheidung von Gipsschnüren, die weiße Streifung verursachen. Sandkalk- und gelbe Sandsteinbänke, die ab und zu Wellenfurchen und Wülste zeigen, kommen vereinzelt darin vor, werden aber erst ganz oben häufig. *Pseudomonotis* ist in diesen Bänken oft angereichert, ebenso *Modiola gregaria*; die Tone lieferten mehrfach *Inoceramus fuscus* und nach GROPPER *Pinna mitis*.

Bis  $\beta$  3 a ist die Durchführung von Unterabteilungen im eigenen und in den Nachbargebieten wegen der leichten Trennungsmöglichkeit in Ton- und Sandsteinkomplexe relativ einfach. Von hier ab wird dieser Gegensatz aber, vor allem im SO unseres Gebietes, viel weniger deutlich. Erst etwa 17 m höher bietet das obere Flöz ( $\beta$  5 c) wieder einen scharf begrenzten, weithin durchverfolgbaren Horizont. Diese schwer

gliederbaren Mittel- $\beta$ -Schichten wurden von GROPPER und BEISSWENGER als „Region der Trigonienlagen“ zusammengefaßt wegen der zahlreichen in Bänken und Nestern angereicherten *Clavotrigonia aalensis* LEBKÜCHNER, ohne daß aber die Muschel auf diese Schichten beschränkt wäre. Die in den Sammlungen als Heininger Muschelplatten bezeichneten Stücke entstammen teilweise diesen Schichten, zum Teil aber auch dem „unteren Trümmeroolith“ ( $\beta$  6 c). Im Aalener Gebiet konnte dann SCHLEH auf Grund der verschiedenen Flöze eine weitere Unterteilung „ $\beta$  4 bis  $\beta$  7“ seiner Buchstabeneinteilung durchführen. Trotz der größtenteils stark sandigen Ausbildung dieser Schichten konnten auch bei uns auf Grund der Flöze, soweit diese noch vorhanden, sowie der immer noch feststellbaren Schwankungen des Tongehaltes, diese Schichten 3 verschiedenen Sedimentationszyklen zugeteilt werden. Den Schlüssel für die Stratigraphie lieferten hierbei die westlichen und nördlichen Profile, wo noch scharfe Gegensätze zwischen mächtigen Ton- und Sandsteinkomplexen sind (vgl. Profil), und in der „Region der Trigonienlagen“ unterschieden werden kann: eine auf  $\beta$  3 a folgende Sandbank mit Geröll-Lagen ( $\beta$  3 b + c + d + e), weiterhin ein vollständiger Zyklus ( $\beta$  4 a Ton —  $\beta$  4 b Sandstein —  $\beta$  4 c Flöz) und das tonige und sandige Glied ( $\beta$  5 a und  $\beta$  5 b) des nächsten Zyklus, dessen Dachbank das schon als durchgehender Horizont erwähnte obere Flöz ( $\beta$  5 c) ist. Schon in der Winzinger Gegend sind, wie in den vorherbesprochenen Zyklen erst weiter im O, in diesen Schichten die Tone großenteils durch Sandmergel ersetzt, der Sandstein aber durch Tone und Mergellagen auseinandergerissen. Die unteren Flöze, weiter im O leitende Horizonte, sind hier nur noch schlecht oder gar nicht ausgebildet, dazu wirken lokale Oolithlinsen störend und verwirrend. Trotzdem konnten durch Verfolgung von Profil zu Profil die oben erwähnten Unterabteilungen in allen Profilen durchgeführt werden. Vor allem hier gilt aber das in der Einleitung zu  $\beta$  Gesagte, daß es sich bei Abgrenzung der einzelnen Unterabteilungen nur um annähernde Grenzen handeln kann. Die große Mannigfaltigkeit der Ausbildung auf engem Raume ermöglicht hier auch nur ganz allgemein zusammenfassende Beschreibung.

$\beta$  3 b + c + d + e In einem jetzt verwachsenen Profil im NO des Stuifen nach GROPPER nur etwa 1 bis 2 m mächtig, ist dieser Sandsteinkomplex südlich des Stuifen (vgl. Profil) auf 4 m angewachsen und schwankt im übrigen Gebiete zwischen 4 und 6 m. In diese Mächtigkeit sind auch recht starke Mergellagen, die sich vor allem in der Mitte befinden, miteingerechnet.

In den meisten Profilen läßt sich eine Dreiteilung durchführen. Unten eine Sandsteinserie —  $\beta$  3 b —, die durch Wellenplatten, Kreuzschichtung, Tonschmitzen die Ablagerung in geringer Tiefe und bewegtem Wasser zeigt. *Nucula*, *Modiola*, *Pseudomonotis*, *Variamussium pumilum*, *Lucinopsis trigonalis*, kleine gerippte, aber nicht näher bestimmbare Ludwigienbruchstücke, kommen darin vor. In der Mitte die „Stauffensischichten“:  $\beta$  3 c. Etwas tonigere Schichten,

die meist als Mergel ausgebildet sind. Die Gesteinsbeschaffenheit wechselt auf kürzeste Entfernung. Die Bildung von zum Teil oolithischen Geröllbänken und Schalenentrümmeranreicherungen, Längsbruchstücken von Belemniten und kleinen Ludwigientrümmerchen scheint noch eine Steigerung der Wasserbewegung gegenüber  $\beta$  3 b anzuzeigen. Kriechspuren und Wülste zeigen die geringe Wassertiefe. Im oberen Teil dieser Region treten erstmals in unserer Gegend im SO oolithische Bänke auf, die sich durch ihren großen Fossilreichtum, vor allem an *Clavotrigonia aalensis*, auszeichnen und wohl mit den etwas tiefer liegenden Geröllbänken einiger Profile nördlich Winzingen (vgl. Profil) gleichzusetzen sind. Genau untersucht wurde diese insgesamt  $\frac{1}{2}$  m mächtige Oolithbank bei Hagenbuch.

### Stauffensisbank $\beta$ 3 c bei Hagenbuch.

m	
0,25	oben: oolithischer, spätiger, unten: dichter Sandkalk: $\beta$ 3 e
2,05	gelbe, kompakte Sandsteinbank: $\beta$ 3 d
$\beta$ 3 c	0,15 Sandton, weicher Sandstein und Toneisenstein wechsel-lagernd
	0,20 sandige Eisenoolithbank
	0,30 stark sandige Fe-Oolithbank, durchsetzt mit Toneisenstein, Sandkalkknollen, Bindemittel
	0,35 harter grauer Sandkalk (schwarzbraun, grusig verwitternd); viele Schalenentrümmer und ganze Schalen von <i>Variamussium pumilum</i> , <i>Pseudomonotis elegans</i> , selten <i>Clavotrigonia aalensis</i> , <i>Modiola gregaria</i> , 1 Bruchstück von <i>Ludwigia tolutaria</i> , Wurmrohren
1,40	(mindestens) dünne, gelbe Sandstein- und Tonlagen, langsam übergehend in stark sandige Sandmergel: $\beta$ 3 b

Auffallend ist in der 0,30 m Oolithbank der sehr große Gehalt an Toneisen, das in Schlieren und Bändern und in richtigen Knollen im Gestein liegt, auch oft Hohlräume bis zu Hühnereigröße umschließt mit Warzen- oder Stalaktiten-artigen Auswüchsen nach innen, so daß die Gesteinsstruktur oft an Schlacken erinnert. In den oberen 0,20 m ist das Toneisen beinahe verschwunden, der Sandgehalt stark zurückgetreten. Beide Ausbildungen sind außerordentlich reich an Fossilien, die oft recht dickschalig und stark zertrümmert sind. An Pectinidenschalen wurde neben der üblichen flachen, auch steile Einbettung der Schalen beobachtet. Die wichtigsten Funde sind *Ludwigia Stauffensis* OPPEL in mehreren großen Exemplaren bis 15 cm Durchmesser mit Kalkspatausfüllung der zentralen Kammern, während die Wohnkammer mit dem gleichen oolithischen Gestein wie die Umgebung ausgefüllt ist, und in der gleichen Höhe ein kleines aber vollständiges Exemplar von *Ludwigia Sehndensis* HOFFMANN (*discoidea?*), fernerhin kommen noch ziemlich häufig höchstens 2 cm große Bruchstücke einer gerippten Ludwigienart vor. Die Skulptur dieser Bruchstücke ist meist noch recht deutlich, doch sind niemals beide Flanken eines Stückes beisammen, während

meistenteils die Flanke bis zum Rücken, ja öfters bis zum Kiel erhalten ist. Es handelt sich höchst wahrscheinlich um *Ludwigia tolutaria*. An Stelle der Schale ist oft nur eine dünne Haut über den Ooiden, an einem Stück aber war die Schale noch kalkig erhalten. Nach dem verschiedenen Erhaltungszustand der Schalen dürfte es sich bei der *Ludwigia Stauffensis* und *Sehndensis* um primär und autochthon abgelagerte Stücke handeln, während für die gerippten Formen Einschwemmung oder, was nach dem Fund ähnlicher Stücke in der Sandkalkbank im Liegenden („0,35 cm“) der Oolithbank wahrscheinlicher, Aufarbeitung noch nicht zu lange eingebetteter, also noch nicht versteinerter *Ludwigia tolutaria*, anzunehmen ist. Es würde sich in diesem Falle also nicht um eine Faunenvermischung zwischen *tolutaria* und *Stauffensis* handeln. Eine unwahrscheinlichere Annahme wäre, das verschiedene Verhalten auf rein mechanischem Wege mit verschiedenem Schalenwiderstand der beiden Arten zu erklären.

Weiterhin zeichnet sich  $\beta$  3 c durch zahlreiche *Clavotrigonia aalensis* aus, die sich in den Flözen recht häufig vorfinden, aber auch in den Profilen ohne Oolith- oder Geröllbänke ganze Fossilbänke bilden, die wohl den Flözen entsprechen. Weiterhin fanden sich: *Belemnites spinatus*, *Inoceramus fuscus*, *Pseudomonotis elegans*, *Variamussium pumilum*, *Nucula*, *Leda*, *Ostrea calceola*, *Astarte minima*, *Modiola gregaria*, *Entolium demissum*, *Lima contracta*, *Dentalium*, *Pleurotomaria*, *Chemnitzia*, *Trochus*, Wurmsspuren, Fischschuppen in Knollen. In den Toneisensteinpartien waren keine Fossilien.

Der Hebungsphase nach entsprechen eventuell diese Flöze und Geröllbänke von  $\beta$  3 c einem Kulminationspunkte, wobei dann das Flöz als Dachbank von  $\beta$  3 b aufzufassen wäre. Die in ihrem Hangenden folgende Hauptsandsteinbank —  $\beta$  3 d — würde dann teilweise einer allerdings recht geringfügigen Senkungsphase angehören und mit ihrem Flöz im Hangenden ( $\beta$  3 e) theoretisch einen neuen, aber unvollständigen Zyklus darstellen. Praktisch glaubte ich beide Bänke noch mit  $\beta$  3 zusammenfassen zu dürfen, um verwirrende Trennungen in einem so einheitlichen Komplex zu vermeiden.

Die nur in seltenen Fällen durch eine bald wieder auskeilende Tonlage unterbrochene, meist aber kompakte gelbe Sandsteinbank  $\beta$  3 d wird bis zu 3 m mächtig. Sie ist ebenfalls in sehr geringer Wassertiefe entstanden, da sie Kreuzschichtung und Wellenplatten zeigt, doch ist die Ablagerung viel gleichmäßiger als in  $\beta$  3 c vor sich gegangen.

Das Dach dieser Bank bildet oft eine Sandkalkbank ( $\beta$  3 e), die stellenweise Ooide enthält oder als Trigonienlage entwickelt ist. Die Fauna ist wieder recht eintönig geworden: *Pseudomonotis*, *Variamussium*, *Clavotrigonia*, *Hettangia*, Wurmrohren.

$\beta$  3 in den Nachbargebieten In der Kirchheimer Gegend folgen über  $\beta$  2 b 35 m Tone, denen  $\beta$  3 a bis  $\beta$  5 b der Sandsteinfazies entspricht. Erstmals in Weilheim und Eckwälden wird eine etwa 1,6 m mächtige Sandsteinbank erwähnt, die  $\beta$  3 b + 3 c + 3 d + 3 e (?) entspricht und von  $\beta$  2 b durch 5,2 m Tone — also unser  $\beta$  3 a — getrennt



wird. Bei Gammelshausen sinkt die Mächtigkeit von  $\beta$  3 a unter dem Einfluß der Schwelle stark, steigt bis Gingen wieder auf 3,5 m und nimmt von hier weiter gegen Norden erheblich zu (in den verschiedenen Profilen auf dem Höhenzug westlich Reichenbach von S nach N 5,80 m — 6,00 m — 7,00 m). Also gerade der entgegengesetzte Vorgang, wie im sandigen  $\beta$  2 b. Ein Beweis, daß der in  $\beta$  2 b hier liegende Sandrücken keine lokale tektonische Grundlage hatte, sondern wahrscheinlich auf Strömungen zurückzuführen ist und deshalb bei Tonsedimentation wieder ausgeglichen wird. Unberührt von dieser Feststellung bleibt aber die für  $\beta$  2 erörterte Möglichkeit, daß diese Sandbarre mit ihrer Geröllbank sich in Lage und Ausbildung nach einer NO—SW streichenden tektonischen Schwelle richtet, die von Gammelshausen herkommend nordwestlich dieser Sandbarre liegen würde. Doch kann diese Frage erst durch genaue stratigraphische Aufnahmen im Hohenstaufengebiet gelöst werden.

Östlich von Rechberg nimmt  $\beta$  3 a bis auf 4 m bei Winzingen—Wißgoldingen ab und ist dann weiterhin noch bis Lautern (südwestlich Aalen) bemerkbar, allerdings schon von Heubach ab stark versandet, ebenso wie im SO unseres Gebietes.

Die Sandsteinbänke von  $\beta$  3 sind von Weilheim bis Baiershofen (nordöstlich Wasseralfingen) durchverfolgbar. Bei Weilheim und Eckwälden bildet eine Trümmergeröllbank ( $\beta$  3 e?) den Abschluß, die eventuell nach Westen zu ihre Fortsetzung in einer der dort mehrfach in den Tonen vorkommenden Muschelbänke hat. Bei Gammelshausen ist diese Dachbank als Trigonienlage entwickelt. Kaum festzustellen ist, ob diese Dachbank weiter gegen O bei Winzingen—Wißgoldingen,  $\beta$  3 c oder  $\beta$  3 e, der Dachbank von  $\beta$  3 d, entspricht. Ebenso wenig kann die Frage mit Sicherheit beantwortet werden, ob im weiteren Verlauf nach O das untere Flöz ( $\beta$  4 bei SCHLEH) unserem  $\beta$  3 c oder der bei uns schwach oolithischen Dachbank  $\beta$  3 e entspricht. Doch möchte ich mich wegen der Lage der mächtigen Sandsteinbank für letztere Lösung aussprechen, wobei dann  $\beta$  3 c nur eine mehr oder weniger lokale Erscheinung wäre.

Von Gingen nach Rechberg (S nach N) nimmt, wie in  $\beta$  2 b, der Sandstein von etwa 7 m auf 3,6 m ab; am Stuifen und bei Winzingen dann 4 bis 6 m mächtig sinkt die Mächtigkeit wenig nordöstlich dieser beiden Punkte auf 1 bis 3 m; bei Herdtlinsweiler wieder 3,7 m stark, findet er sich bei Weiler nur mit 1,7 m. Diese starken Schwankungen können unmöglich auf tektonischer Grundlage beruhen, sondern müssen lediglich als Sedimentationsrücken bzw. -mulden auf dem Meeresboden aufgefaßt werden.

Das Dach von  $\beta$  3 d bildet erstmals bei Hagenbuch und Herdtlinsweiler ein schwaches Flöz (unteres Flöz bei SCHLEH?), das weiter nach O stark anschwillt, bei Bargau schon 1,2 m mächtig ist und bis Baiershofen, von wo die östlichsten Vergleichsprofile vorliegen, als meist recht mächtiges Flöz durchverfolgt werden kann. In ihrem Liegenden sind bis Baiershofen die schon besprochenen Bänke von  $\beta$  3 b + d als ein-

heitliche, mächtige gelbe Sandsteinbank entwickelt. Erst bei Lauchheim und Bopfingen scheint auch diese Bank durch Tone verschmiert zu werden, da hier im Liegenden des unteren Flözes 2 bis 4 m mächtige, stark sandige Tone erwähnt werden. 9 km südlich von Aalen bei Bohrung Königsbronn wurde das untere Flöz nur noch als roter Sandstein ausgebildet gefunden und ebenso ist es nach Bohrung Eybach dort nur schwach entwickelt. Die Hauptentwicklung liegt also etwa in der NO—SW-Richtung, die uns schon von den Sandbarren her bekannt ist.

Die bei Winzingen gelungene Ausscheidung eines festen Horizontes mit *Ludwigia Stauffensis* OPPEL ermöglicht auch Vergleiche mit der Westalb. Hierbei fällt in der Ostalb besonders die mächtige Entwicklung der Schichten über der Stauffensis-Zone bis zur Sowerbybank auf mit etwa 25 m, gegenüber etwa 12 m in der Balingen Gegend, bei einem Gesamtmächtigkeitsunterschied in  $\beta$  von nur etwa 5 m. In dieser Zone selbst ( $\beta$  3 c) ist eine größere Übereinstimmung zwischen Lochen- und Staufengebiet als mit dem Kirchheimer Gebiet festzustellen. RIEBER beschreibt z. B. bei Balingen ebenfalls *Trigonia striata* (= *Clavotrigonia aalensis* Lbk.) und Gerölle; bei Kirchheim dagegen konnten Stauffensisplatten bis jetzt überhaupt nicht ausgeschieden werden. Diese größere Übereinstimmung macht sich auch im oberen Dogger wieder bemerkbar.

#### Vierter Sedimentationszyklus $\beta$ 4.

$\beta$  4 a, das unterste Glied dieses neuen Sedimentationszyklus, ist meist schlecht aufgeschlossen. Abgesehen von den Profilen am Stufen selbst, wo es ziemlich einheitlich ausgebildete, blaugraue, rauhe Sandtone bis Sandmergel sind (vgl. Profil), ist dieses Schichtglied stark von Mergellagen und vor allem in der Mitte von bis zu 1 m starken gelben Sandsteinbänken durchsetzt. Es müssen hier ganz uneinheitliche Ablagerungsverhältnisse geherrscht haben, wie man sie wohl am ehesten in der Wattenregion antrifft, welche starke Vermischung, ja beinahe Verknüpfung von Tonen, Mergeln und Sandsteinen bedingten. Wulst- und Wellenplatten passen gut mit diesen Erscheinungen zusammen. Die Gesamtmächtigkeit schwankt zwischen 4 bis 6 m. Die Fauna ist recht eintönig: *Variamussium pumilum* und *Pseudomonotis elegans* sind häufig; *Clavotrigonia aalensis* kommt vereinzelt oder lagenförmig vor; selten sind *Anisocardia minima*, *Hettangia*, *Leda*, *Haifischzähne*, Phosphatknollen.

$\beta$  4 b: Diese mächtige gelbe Sandsteinbank bezeichnet SCHLEH im Gegensatz zu GROPPER als „untere Donzdorfer Bank“ (siehe Tabelle S. 63). Doch ist die SCHLEHSche Namensumänderung nur geeignet, Verwirrung hervorzurufen, vor allem da er sich stellenweise in der Gleichsetzung seiner Bänke mit denen GROPPERS täuscht.

$\beta$  4 b, nordöstlich des Stufen eine kompakte Bank von etwa 2,7 m, ist am Kräbberg (südöstlich Wißgoldingen, vgl. Profil) auf 4 m, bei Winzingen unter Einschaltung einiger Tonlagen sogar auf 4,5 m angeschwollen. In einem nur 150 m östlich von Profil 1 gelegenen Profil ist

sie dann aber nur noch 2,70 m bis 3 m mächtig. Da in demselben Profil auch in  $\beta$  3 b + d und in  $\beta$  5 b die Mächtigkeit abnorm gering ist, muß hier eine ausgesprochene Strömungsrinne liegen. Tektonische Ursachen sind auch hier nicht anzunehmen, da im oberen  $\beta$  durch Mächtigkeitssteigerungen der Ausfall in Mittel  $\beta$  wieder ersetzt wird. Mit ganz geringer Verlagerung dieser Rinne wäre auch die minimale Entwicklung von  $\beta$  1 b nördlich Winzingen (vgl. Tafel I) zu erklären. Fossilien sind recht spärlich: *Pseudomonotis elegans*, *Variamussium pumilum*, *Entolium demissum*, *Modiola gregaria*, *Ludwigienbruchstücke*.

$\beta$  4 c: Das Dach von  $\beta$  4 b bildet ein bis zu 0,40 m starkes Flöz, eine eisenreiche Sandkalkbank oder eine Trigonienlage. Ooide kommen in dieser Dachbank bis zum Bärenhöfle südlich Rechberg vor. Beim Hasen- und beim Lauxenhof scheint eine ausgesprochene Dachbank zu fehlen. An Fossilien sind zu nennen: *Clavotrigonia aalensis* (vereinzelt und in Lagen), *Pseudomonotis elegans*, *Entolium demissum*, *Lima proboscidea*, *Belemnites breviformis*. Gerölle scheinen sehr selten, nur GROPPER erwähnt solche.

Ablagerungsvorgang und Ausbildung von  $\beta$  4 in der Ostalb: Erneute rasche Senkung und langsame Hebung führte zur Ausbildung dieses vollständigen Sedimentationszyklus, der aber erst östlich Gammelshausen deutlich in Erscheinung tritt. Die doch immerhin recht geringfügigen Niveauschwankungen machen sich anscheinend nur in bestimmten Übergangsgebieten wirklich deutlich bemerkbar. Die Hauptrolle spielt hierbei wohl die wechselnde Küstenentfernung, so daß bei Hebung schon Sandablagerung, bei Senkung aber noch Tonsedimentation vorherrschte. Diese optimalen Bedingungen scheinen grobenteils eben in unserem Gebiete eingetreten zu sein, weiter östlich stand die Ablagerung zu sehr unter dem dauernden Einfluß der Küstennähe, wo auch lokale und jahreszeitliche Schwankungen der Sedimentzufuhr schon stark in Erscheinung treten und die großen Züge stark verwischt werden.

Stark sandig entwickelt ist ganz Mittel  $\beta$  bei Gammelshausen, wo wegen der schon mehrfach erwähnten tektonischen Schwelle die Schichten stark zusammengedrängt sind, so daß  $\beta$  4 und  $\beta$  5 nicht getrennt werden können. Gut ausgebildet ist die regelmäßige Sedimentfolge erst auf dem Höhenzuge westlich Reichenbach und bei Gingen. Die Gesamtmächtigkeit von  $\beta$  4 beträgt westlich Reichenbach etwa 4 bis 5 m, wobei eine schwache Abnahme von S nach N festzustellen ist. Bei Winzingen—Wißgoldingen ist  $\beta$  4 bis zu 9 m mächtig. Jenseits der dann hier in  $\beta$  4 b erwähnten Rinne, der in südwestlicher Fortsetzung geringmächtige Entwicklung bei Gingen, in nordöstlicher bei Herdtlinsweiler entspricht, ist es bei Grünbach—Unterweckerstell wieder etwa 8 bis 9 m. Bei Hausen (westlich Geislingen) bildet noch ein schwaches Flöz den Abschluß, das bei Eybach schon fehlt. Von Wißgoldingen dem Albrand entlang ist bis Bargau noch gut in  $\beta$  4 a — 4 b — 4 c zu scheiden. Weiterhin ist  $\beta$  4 bei Essingen vorwiegend sandig und etwa 9 m mächtig; bei Wasseralfingen—Oberalfingen (nur noch 3 m und relativ tonig) sind die Sandsteine an-

scheinend im Flöz enthalten. Bei Heidenheim und Königsbronn, wo die Schichtserie 7 m und 5 m stark ist (vorwiegend tonig), entspricht dem Flöz noch ein eisenreicher, rötlicher Sandstein.

### Fünfter Sedimentationszyklus $\beta$ 5.

$\beta$  5 a: Am Stuifen selbst findet man als unterstes Glied einen ziemlich einheitlich, vorwiegend tonig ausgebildeten Komplex, dagegen erfolgte in vielen anderen Profilen keine eigentliche Tonablagerung mehr. Hier besteht  $\beta$  5 a beinahe vollständig aus Sandmergeln, zwischen die zum Teil recht mächtige, gelbe Sandsteinbänke und lokal Echinodermenbreccien und Flözchen, deren eines an der Grenze 5 a/5 b auf etwas weitere Entfernung verfolgt werden kann, sich einschalten. Recht eigenartig ausgebildet ist  $\beta$  5 a am Krähhbach.

#### $\beta$ 5 a mit Sandsteinkugellagen Unterkrähberg.

m	
1,00	blaugraue, rauhe, stark sandige und glimmerhaltige Sandtone, vereinzelt Ooidpartien, Sandgehalt nach oben zunehmend
0,08	fette Tone
0,02	Sandtone mit zahlreichen, meist wohlgerundeten und gleichgroßen Sandsteinkugeln, die nach Farbe, Größe und Gestalt am besten mit Schafmist zu vergleichen sind
0,14	gelber Sandstein mit zahlreichen <i>Pseudomonotis elegans</i> und vereinzelt <i>Clavotrigonia aalensis</i>
0,10	Sandmergel bis toniger Sandstein, zum Teil stark oolithisch; in den oberen 5 cm Toneisengeoden und Sandsteinkugeln, wie oben beschrieben
0,10	weicher, brauner, eisenreicher Sandstein
0,10	Ton
0,85	rotbraune, stellenweise stark oolithische, toneisenreiche Sandmergel
0,20	Tone mit dünnen Sandsteinplatten
0,26	sehr stark oolithischer, roter Sandkalk: $\beta$ 4 c

Ähnlich gestaltete „Kugellager“ fanden sich schon in  $\beta$  3 c. Auch bei Kirchheim fand R. STAHLCKER solche Kugeln, die meist als Schlickkonkretionen unter dem Einfluß organischer Substanz aufgefaßt werden, wofür am Krähhbach auch die schwarze Färbung spricht. Stellenweise muß man aber wohl auch an Bildungen denken, wie sie DEECKE am Sandstrand beobachtete, wo nach einem Regen der vorher trockene Sand sich zu regelmäßigen Kugeln zusammenballte. Ein zeitweiliges Trockenliegen, etwa bei Ebbe, ist vor allem in  $\beta$  3 c leicht denkbar, und die horizontmäßige Lagerung und beinahe gleichmäßige Ausbildung der „Kugeln“ ist durch die zweite Annahme viel leichter erklärlich. Bei den in allen Bänken vereinzelt auftretenden Sandsteinkugeln mag es sich dagegen um Konkretionen handeln.

Die Mächtigkeiten von  $\beta$  5 a sind: nordöstlich Stuifen 5 m; Krähhbach 3,5 m; Winzingen (Profil I) 4,0 m; 150 m östlich hiervon noch 2 bis 3 m (siehe oben  $\beta$  4 b); Donzdorf, Grünbach 1,8 m; westlich Reichenbach, wo die Abgrenzung gegen 5 b schwierig ist, nimmt es bis zu 1,2 m ab. An Fossilien fanden sich, außer den in  $\beta$  immer wieder auf-

tretenden, noch: *Pholadomya Murchisonae*, Jugendform von *Ludwigia Murchisonae* Sow., *Pentacrinus spinatus*, und nach STIER bei Unterweckerstell *Korallen* und *Serpeln*.

$\beta$  5 b: Im Hangenden folgt eine 1,5 bis 3 m mächtige, gelbe Sandsteinbank, lokal mit einigen Tonlagen oder oolithischen Sandkalkbänken. Abnorm geringe Mächtigkeiten sind in dem schon in  $\beta$  4 b und  $\beta$  5 a erwähnten Profil nahe bei Winzingen mit nur etwa 1 m und bei Herdtlinsweiler mit 1,15 m. Weiter im O ist  $\beta$  5 b noch geringmächtiger (Weiler nur noch etwa 0,5 m). Fossilien wurden selten und nur die allgewöhnlichsten Formen gefunden.

$\beta$  5 c: Oberes Flöz. Ein in der ganzen Ostalb leichter erkennbarer Horizont ist diese Dachbank von  $\beta$  5, obwohl sie lokal große Ausbildungsunterschiede zeigt. Bei Staufenneck schon als Geröllbank ausgebildet, ist vom Höhenzug westlich Reichenbach ab, wo allerdings noch kein eigentliches Flöz entwickelt ist, sondern roter, eisenreicher Sandkalk an dessen Stelle tritt, der große Eisengehalt für sie charakteristisch. Erstmals bei Winzingen—Wißgoldingen finden wir ein richtiges Flöz. Hier und nach NO bis Herdtlinsweiler oder Aalen — die Gleichsetzung der Schichten kann hier nicht eindeutig durchgeführt werden — ist es noch in 2 recht dünne, durch Sandstein oder Ton getrennte Oolithlagen geteilt. Gegen SO dagegen treten diese sehr rasch zu einer mächtigen Oolithbank zusammen: Donzdorf etwa 1,4 m; Grünbach 1 m; Gingen 1,7 m und noch weiter südöstlich bei Kuchen und nordwestlich Geislingen sogar noch etwas mächtiger. Gegen NO tritt erst bei Himmlingen—Wasseralfingen ähnliche Entwicklung wie bei Kuchen und Gingen auf.

$\beta$  5 c ist überall stark Geröll führend, doch wechselt die Höhenlage, Häufigkeit und Beschaffenheit auf kürzeste Entfernung, oft im gleichen Profil, sehr stark. Das Hauptgeröllvorkommen kann sogar erst in den Tonen im Hangenden, als ausgesprochenes Basiskonglomerat von  $\beta$  6 a, liegen. Zum Teil sind die Oolithbänke oder Zwischenschichten als typisches Konglomerat entwickelt, dessen Bindemittel dann meist ein oolithischer Sandkalk mit vielen Schalentrümmern ist, das gewöhnlich weniger eisenhaltig als die Gerölle ist. In einem Profil war regelmäßige Abnahme der Geröllgröße nach oben festzustellen.

Die Gerölle können nun aus grauem, rot anwitterndem Sandkalk oder stark eisenschüssigem Sandstein, aus beinahe reinem Oolith oder aus Toneisenstein bestehen; sie sind oft von einer Toneisensteinhaut überzogen, die manchmal Schrammen zeigt, und erscheinen dann wie glasiert. Bewachsungen mit Serpeln habe ich nie gesehen und nur einmal ein Loch, das ein Pholadenbohrloch sein könnte. Schalenquerschnitte sind häufig, wogegen eigentliche Bildungskerne kaum einmal beobachtet wurden. Wohlgerundete Stücke überwiegen, doch sind auch langgestreckte und gelappte Formen nicht selten. Eine bestimmte Ablagerungsrichtung der gestreckten Formen war nirgends festzustellen. Ihre Größe wechselt stark von ganz kleinen bis zu faustgroßen Stücken. Außer den erwähnten Schalentrümmern fanden sich Längsbruchstücke

von Belemniten und abgerollte Haifischzähne und Ludwigien (letztere nur im unteren Teil von  $\beta$  5 c). Spätig erhaltene, wenig abgerollte Stücke konnten als *Ludwigia Murchisonae* bestimmt werden, als Toneisenstein erhaltene Stücke waren dagegen stark abgerollt, zeigten aber teilweise noch, daß es ursprünglich Lobenbruchstücke waren.

Die Gerölle und Ammonitenfragmente sind wohl, soweit es sich nicht um abgerollte Konkretionen handelt, durch Aufarbeitung in der Nähe ihres Lagerungsortes entstanden, da im eigentlichen Sinne ortsfremdes Material vollständig fehlt. Ein gewisser Transport ist natürlich schon nach den durch Zusammenschwemmung zu erklärenden Lagerungsverhältnissen anzunehmen. So liegen neben Stücken, die unmittelbar an der Lagerungsstelle entstanden sein können, oft etwas abweichende Stücke, wie z. B. Sandsteingerölle im Hangenden einer Oolithbank, doch muß nirgends Transport auf große Strecken angenommen werden. Fluviale Entstehung der Geröllbank kommt nicht in Frage, vor allem auch wegen der weiten, flächenhaften Verbreitung, die eine Sortierung der Gerölle in einer bestimmten Himmelsrichtung nicht erkennen läßt.

**Fossilführung:** Die Fossilführung ist außerordentlich reichhaltig. Vor allem hat GROPPER in seinem Profil III eine sehr ausführliche Fossiliste gegeben (50 Arten und Unterarten), allerdings bei ganz falscher stratigraphischer Auffassung der Fundbank, die er unserem obersten  $\beta$  6 = „oberer Trümmeroolith“ zurechnet.

SCHLEH führt neben vielen schon bei GROPPER erwähnten Formen noch 16 weitere Arten auf.

Nach eigenen Funden kann ich diese Liste noch erweitern mit: *Ludwigia* vom Typus der *concava* Sow. БУКМ. (ganz oben), *Entolium Gingense*, *Chlamys ambigua*, *Astarte elegans*, *Perna sp.*, *Cerithiensteinkerne*, *Hybodus sp.* (Zahn).

Viele Sammlungsstücke mit Fundortsangabe Wasseralfingen stammen wohl aus diesem Horizonte, wobei vor allem sehr schöne Stücke von *Ludwigia Murchisonae* zu finden sind, auch die Korallen dieser Schicht sind bemerkenswert.

$\beta$  5: In den Nachbargebieten. Unserem  $\beta$  5 entspricht wohl in der Kirchheimer Gegend der obere Teil der Mittel- $\beta$ -Tone und vielleicht die unterste, geröllführende Lage des Concavasandkalkes, wobei das Basalkonglomerat der Concavabank dann mit den Geröllbänken von  $\beta$  5 c zu identifizieren wäre. Diese Gleichsetzung stimmt auch mit den Ludwigienfunden überein. Bei Gammelshausen ist ganz  $\beta$  5 dann stark sandig und nicht von  $\beta$  4 zu trennen.  $\beta$  5 c ist hier durch eine zum Teil oolithische Fossilage vertreten. In unserem Gebiet ist, wie schon im speziellen Teil behandelt, der Zyklus stellenweise vollständig ausgebildet. In  $\beta$  5 a und 5 b tritt im weiteren Ostverlauf, wie in allen früheren Zyklen, Verwischung der Gegensätze bei teilweise recht stark toniger Ausbildung ein. Das fortlaufende, wenn auch zum Teil geringmächtige Vorkommen des Flözes am Albrand von Winzingen bis Oberalfingen berechtigt auch zu der Annahme eines durchgehenden Zusammenhanges

in SW—NO-Richtung zwischen dem Geislinger und Wasseralfinger Maximum, wie es auch FLUHR vermutet hat. Im SO dieser Maxima hat am Saubuckel bei Geislingen und bei Eybach das Flöz schon wieder stark abgenommen; bei Heidenheim und Königsbronn wird  $\beta$  5 c nur noch durch roten Sandkalk vertreten. Für die beiden letztgenannten Orte ist bemerkenswert, daß  $\beta$  5 a und 5 b recht mächtig und stark tonig ausgebildet sind.

Zum Verständnis des Ablagerungsvorganges des Flözes erscheint wichtig, daß die hauptsächlichsten Geröllvorkommen am NW-Rande des Flözes liegen, während an Stellen der Maximalentwicklung Gerölle meist fehlen. Auf der SO-Seite fehlen leider Anhaltspunkte, abgesehen von Eybach—Königsbronn—Heidenheim, wo Gerölle überhaupt nicht erbohrt wurden, und von Überkingen—Saubuckel (bei Geislingen), wo nur ein schwach entwickeltes Basalkonglomerat in  $\beta$  6 a vorhanden ist.

Ablagerungs- und Entstehungsbedingungen der Flöze und im Zusammenhang damit Betrachtungen über die Braun-Jura-Paläogeographie. Nach den Untersuchungen SCHLEHS und seiner Gewährsleute scheint primäre Entstehung der Eisenooide (eine Ausnahme bilden meiner Ansicht nach eventuell die Ooide der  $\beta/\gamma$ -Grenzregion, siehe dort) und Anreicherung derselben in Flözen durch Zusammenschwemmung sicherzustehen. Die Frage nach der Lokalisierung der Flöze und nach den Bildungsbedingungen der Ooide mußte er dagegen noch offen lassen.

Vor Behandlung dieser Fragen muß zuerst, als wichtigste Voraussetzung, eine ungefähre Darstellung der  $\beta$ -Paläogeographie der Ostalb versucht werden (vgl. Abb. 1). In rohen Zügen mag die von POMERCKY ungefähr in einer Linie Regensburg—Bopfingen—Ebingen angenommene Küste des  $\beta$ -Meeres als Grundlage dienen. Stärkster Einfluß des Landes bzw. zeitweiliges Trockenliegen (Medusenfund von „Wiesensteig“ siehe unten; Trockenrisse bei Bopfingen nach BENTZ) ist in der Ostalb einmal bei Gammelshausen—Neidlingen, zum anderen bei Bopfingen—Lauchheim—Baiershofen festzustellen. Weitere Grundlagen für diese Annahme sind starke Reduktion der Mächtigkeiten (Gammelshausen 41 m, Bopfingen usw. 30/35 m) und stärkste Versandung der dortigen Schichten. Ein wichtiger Faktor für paläogeographische Rekonstruktion scheint mir auch die relativ geringe Änderung der Mächtigkeit und der Versandung von Lauchheim nach WSW bis Heubach, im Gegensatz zu dem genau im S gelegenen Königsbronn—Heidenheim zu sein.

In der Abbildung wurden keine festen Küstenlinien eingezeichnet, sondern, schon in Anbetracht der dauernden Verschiebungen während eines so langen Zeitraumes, Orte und Richtungen verstärkten Landeinflusses während der Hebungsphasen durch Pfeile markiert. Es ergibt sich etwa folgendes Bild: Eine Verlandungszone bei Bopfingen—Lauchheim, deren weites Vorspringen nach N die ebenso geringmächtige Ausbildung am Hesselberg beweist. Gefestigt wird diese

Annahme noch durch die Lage auf der SSO—NNW streichenden Gammelsfelder (nicht Gammelshausen!) Barre im Muschelkalk, die nach HENNIG und BEURLEN auch im Jura noch eine Rolle spielt. Der westlichste nachweisbare Punkt dieser Zone ist Baiershofen. Nach der mächtigen, tonigen Ausbildung von  $\beta$  bei den genau südlich gelegenen Orten Königsbronn und Heidenheim muß auch in vorgeschrittenen Phasen in dieser Höhe die Küste erheblich östlicher gelegen sein. Ein

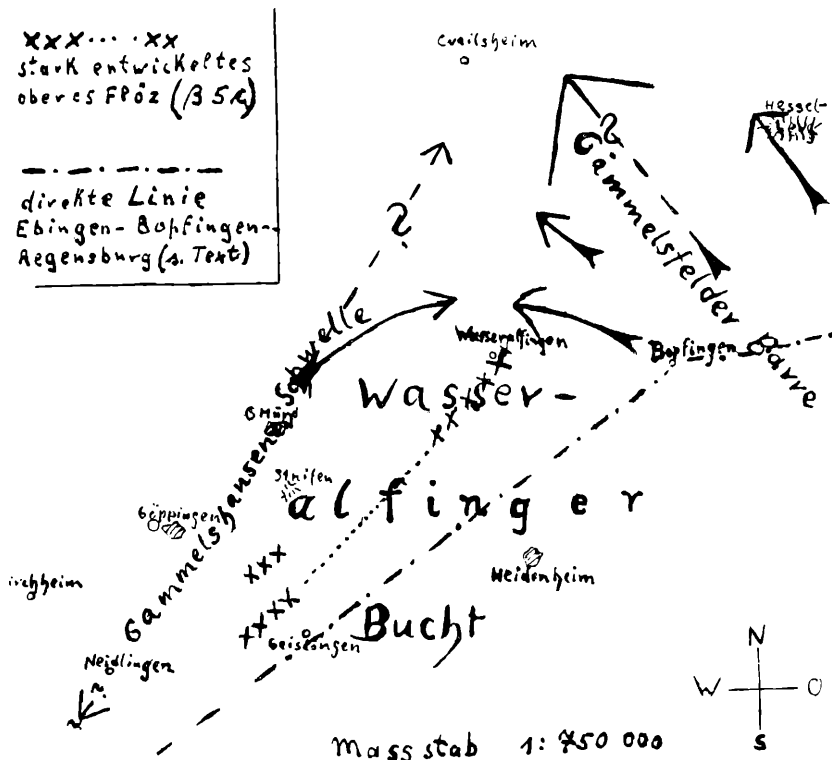


Abb. 1.

Zurückspringen hier nach O ergäbe sich ja schon aus dem Streichen der Gammelsfelder Barre. Doch glaube ich, daß dem abnorm weiten Vorspringen nach W bei Baiershofen und wie anzunehmen, wenn auch wegen der Erosion hier nicht mehr nachweisbar, auch nördlich davon noch andere Ursachen zugrunde liegen. Grund zu dieser Annahme gibt mir die vorerwähnte Untiefe bei Gammelshausen—Neidlingen, deren Fortsetzung in SW—NO- bis SSW—NNO-Richtung bis westlich des Rechberg ich bereits früher (S. 71) aus den Geröllvorkommen und der Abnahme und Änderung von  $\beta$  zwischen Gingen und dem Rechberg zu beweisen suchte. Eine Meduse mit Fundortsangabe



Wiesensteig im Geologischen Institut Tübingen (beschrieben von Professor von HUENE im Neuen Jahrbuch für Mineralogie usw. 1901, Band 1) stammt, da bei Wiesensteig selbst kein Braun Jura ansteht, aller Wahrscheinlichkeit nach vom benachbarten Albrand zwischen Gammelshausen und Neidlingen. Ich möchte nun eine weitere Fortsetzung dieser Schwelle nach NO, ja sogar zeitweilige Landverbindung mit der Gammelsfelder Barre etwa bei Ellwangen annehmen und darauf auch die stärker sandige Ausbildung der Schichten von Heubach bis Oberalfingen dem Albrand entlang zurückführen. Unter dem Einfluß des Überschneidens dieser beiden Richtungen wäre dann auch ein besonders weites Vorspringen bei Baiershofen und nördlich davon verständlich. Das ganze Gebiet von Geislingen—Aalen—Heidenheim müssen wir also als zeitweilige Bucht ansprechen, im NW, N und O von den genannten Schwellen begrenzt, — ein Befund auf den schon HENNIG 1923 auf Grund der reichen Fischfauna als Parallele zur Crailsheimer Muschelkalkbucht hinwies. Verständlicher erscheinen uns nun auch die mit Vorliebe NO—SW streichenden Rinnen und Sandsteinrücken, deren Ursache wir in Strömungen sehen zu dürfen glaubten, da letztere in diesem Becken sich sicher stark in ihrem Lauf nach der Umrandung richteten.

Genau denselben Tendenzen folgt das Flöz, das sich ebenfalls SW—NO streichend auf etwa 45 km Länge verfolgen läßt. Sein Querschnitt scheint linsenförmig zu sein (im SO nicht sicher nachweisbar). Das erwähnte Vorkommen der Gerölle hauptsächlich auf der NW-Seite, und zwar beinahe der ganzen Länge des Flözes nach läßt einen Geröll-Lieferanten im NW suchen und scheint wieder auf die vorerwähnte, nordwestlich vorgelagerte Schwelle hinzuweisen, die, soweit feststellbar, wieder selbst geröllfrei ist. Der Ablagerungsort des Flözes scheint eine Kombination der beiden von SCHLEH erörterten Möglichkeiten (Aufschüttung am Strand oder in einer Rinne nach dem Tiefsten) zu sein: nämlich eine Strömungsrinne, deren Verlauf sich nach der nicht allzuweit entfernten Gammelshausener Schwelle richtete. Diese Beziehung zwischen Schwelle und Stromrinne bedingte dann auch die immer gleiche geographische Lage aller mächtigen  $\beta$ -Flöze, während sonst doch sicher im Lauf der Zeiten wesentliche Verlagerungen der Rinne stattgefunden hätten. Zur Annahme einer Strömungsrinne komme ich, wie SCHLEH, durch das gemeinsame Vorkommen bzw. die Tatsache der gegenseitigen Vertretung von Flöz, Geröll- und Muschelbank, indem die schwersten bzw. größten Bestandteile durch Wegschwemmen der leichteren Tone und Sande in den Stromrinnen angereichert wurden.

Die Frage, ob dauernde oder nur zeitweilige Oolithbildung, kann auch in  $\beta$  wohl ziemlich sicher mit HUMMEL dahin entschieden werden, daß starke Oolithbildung nur unter bestimmten Bedingungen und daher periodisch erfolgte, da in allen zugänglichen Profilen die Hauptflöze stratigraphisch immer dieselbe Höhe einhalten und nirgends Anhaltspunkte für anderweitige Flözablagerung während der oolithfreien

Perioden vorhanden sind. Für geringfügige dauernde Oolithbildung mögen allerdings die lokalen Flözchen und Oolithlinsen sprechen. Für besonders lebhaft Oolithbildung war nicht allein der jeweilige Eisen-gehalt maßgebend, da ja ganz  $\beta$  größtenteils eisenreich ist. Besonders wichtig hierfür scheint mir der Nachweis zu sein, daß die Periodizität der Flöze parallel geht mit den tektonischen Bewegungen, wobei alle Hauptflöze in eine Kulminationszeit fallen. Selbstverständlich hatte die dadurch erhöhte Zufuhr vom Lande große Bedeutung, daneben spielten aber sicher auch die verstärkte Bewegung und die Besonderheiten des flacheren und wärmeren Wassers eine Rolle. Außerdem war die Nähe der Küste und vielleicht auch die erhöhte Abgeschlossenheit in der Bucht von Bedeutung. Der letzte Punkt kann nicht eindeutig geklärt werden, da wegen des Nördlinger Rieses usw. nicht festgestellt werden kann, ob die Flöze in unmittelbarem Zusammenhang mit den fränkischen stehen oder nur in der Bucht gebildet wurden, und in Franken eben zufällig ähnliche Bildungsbedingungen vorlagen. Das Auskeilen des Flözes von Baiershofen gegen Bopfingen spricht nicht unbedingt gegen einen direkten Zusammenhang, da es nur der gewöhnlichen Vertaubung gegen SO entspricht.

Auch die Fauna der Flöze zeigt Besonderheiten: So ist in den kalkig-oolithischen Lagen beinahe stets *Entolium demissum* anzutreffen, das im eigentlichen Sandstein fehlt, während *Variamussium pumilum* sich umgekehrt verhält, ein Beweis der ganz verschiedenen optimalen Lebensbedingungen dieser beiden Pectinidenarten.

#### Sechster Sedimentationszyklus: $\beta$ 6.

$\beta$  6 a: Phosphoritknollentone und  $\beta$  6 b. Erneute Senkung bedingte dann in unserem Gebiete und weit darüber hinaus Ablagerung ziemlich mächtiger Tone. Diese werden oft durch Gerölle eingeleitet, die als Basiskonglomerat im Sinne KLÜPFELS eine stärkere Transgression anzuzeigen scheinen. Die Tone sind sehr wenig fett, meist blaugrau, rau und stark sandig. Nach oben gehen sie in braune Sandmergel über, zwischen die sich weiterhin gelbe Sandsteinbänke einschalten, und die obersten 2 m etwa sind schon richtige Sandsteine. Mächtigkeit und Beschaffenheit dieser Sandsteine schwankt erheblich. Meist ist es ein ziemlich weicher, buntgefleckter Sandstein; neben gelbweißen und braunen sieht man oft violette, öfters auch intensiv rot gefärbte Lagen. Ganz oben leitet stellenweise oolithischer Sandkalk zum Teil mit Crinoideenstielgliedern zur nächstfolgenden Schicht über. Die Gesamtmächtigkeit von  $\beta$  6 a + b ist durchschnittlich 6 bis 7 m bei Schwankungen von 4,5 bis 9 m. Typisch für die Tone (6 a) sind Phosphoritknollen, die in stark wechselnder Anzahl, meist allerdings recht selten, in allen Profilen gefunden wurden. Es sind dies grauschwarze, glimmerreiche, schwach sandige Konkretionen aus phosphorsaurem Kalk, fast stets reich an organischen Einschlüssen, worunter häufig Ludwigien, und zwar stets *Ludwigia concava*, die erstmals in  $\beta$  5 c sicher nachgewiesen werden konnte. Diese Konkretionen dürfen nicht mit dem

Basiskonglomerat aus Sandkalkgeröllen verwechselt werden. Das Vorkommen dieser Knollen ist recht weit verbreitet; so führt SCHLEH in Profil Wasseralfingen aus den Tonnen im Hangenden des oberen Flözes (5 c) ebenfalls Phosphoritknollen an.

Das charakteristische Fossil dieser Knollen ist die *Posidonomya Buchi*, die oft in zahllosen Exemplaren darin enthalten ist; weiterhin führt GROPPER (S. 17) noch 12 Arten daraus auf. Aus eigenen Funden kann ich dessen Aufzählung noch mit *Fisch-* und *Krebsresten*, *Pentacrinen* und *Pholadomya sp.* erweitern.

In  $\beta$  6 b fand ich außer den gewöhnlichsten Fossilien und Wurmröhren unmittelbar unter dem Trümmeroolith (6 c) eine *Ludwigia*, die eventuell schon zu *discites* gestellt werden muß. Die Nachbestimmung eines von SCHLEH im Sandstein  $\beta$  6 b gefundenen „*Leioceras actum*“ ergab eine *Ludwigia concava* Sow. BUCKM.

$\beta$  6 c: Unterer Trümmeroolith. Stellenweise durch Sandkalke eingeleitet, zum Teil aber auch plötzlich auftretend, folgt durchweg über dem Sandstein von  $\beta$  6 b eine in natura vorspringende, harte, kalkreiche Bank ( $\beta$  6 c). Von GROPPER „unterer Trümmeroolith“ getauft, da sie reich an Schalenentrümmern und oolithisch sei. Nach Ooiden wird man hier allerdings manchmal vergeblich suchen. Erst gegen O nimmt der Fe-Oolith-Gehalt zu, und entsprechend ihrer Ausbildung in der Aalener Gegend wird dieselbe Schicht dort als oberes Zwischenflöz bezeichnet. Die Ausbildung dieser 0,05 bis 0,60 m starken Bank ist sehr mannigfaltig. Gemeinsam allen Profilen ist der im Vergleich zum Liegenden und Hangenden gesteigerte Kalkgehalt und das Vorkommen von Schalenentrümmern und verspateten Crinoideen. Ooidgehalt und Geröllführung können auf kurze Entfernung stark schwanken oder ganz ausfallen. Wo Gerölle vorhanden, sind dieselben meist aus ähnlichem Sandstein wie das Liegende, also wohl autochthon und ein Aufarbeitungsprodukt. Daneben finden sich dann öfters noch kleine Kalkgerölle, die auch von weiterher stammen können. An der „Röte“ bei Winzingen ist auffallend, daß die Sandsteingerölle mit der stark sandigen, „trümmer“-armen Hüllmasse so fest und innig verbunden sind, daß sie sich durchaus nicht aus dieser lösen lassen. Weiterhin ist bemerkenswert, daß diese Gerölle dort stets abgeplattet und parallel angeordnet sind. Vielleicht handelt es sich um nachträgliche Druckdeformation infolge starken Tongehalts, womit auch die innige Verbindung erklärbar wäre. In seltenen Fällen ist die Hauptmasse der Bank ein kalkiger Sandstein mit wenig „Trümmern“. Meist tritt aber der Sand- gegenüber dem Kalkgehalt stark zurück; letzterer kann vorwiegend anorganisch sein oder aber in Form von Muschelbreccien (vorwiegend *Pseudomonotis*) bzw. Echinodermenbreccien (*Pentacrinen*) auftreten. Größere, erhaltene Petrefakten kommen selten darin vor (z. B. bei Donzdorf). Die Ablagerung scheint bei sehr stark bewegtem Wasser erfolgt zu sein.

An Fossilien führen GROPPER und SCHLEH 17 Arten an. Durch eigene Funde kann deren Liste noch mit *Astarte minima* und *Ludwigia concava* (*discites*?) erweitert werden.

$\beta$  6 d: Obere Donzdorfer Bank. Wie im Liegenden von 6 c ist auch im Hangenden der Übergang zur folgenden Schicht, der letzten mächtigen Sandsteinbank, nicht scharf ausgeprägt. Die Schalenführung zwar hat ziemlich plötzlich aufgehört, dagegen nimmt der Kalkgehalt langsam ab. Die nun folgende Sandsteinbank (6 d) ist meist 2 bis 3 m mächtig. Der Sandstein ist gewöhnlich weich, weißlich bis braun mit kleinen schwarzen Tupfen, seltener rot oder violett gefleckt. Fossilien sind selten: *Pseudomonotis elegans*, *Wurmrohren*, einmal auch verspatete *Crinoideen*.  $\beta$  6 d bildet, durch die überlagernden Sandkalke der  $\beta/\gamma$ -Grenzregion noch besonders geschützt, den am meisten ins Auge fallenden, steilsten Teil und zugleich den Abschluß des von  $\beta$  gebildeten Steilabfalls. Die etwa 10 m höher entspringenden, durch die  $\gamma$ -Tone bedingten Quellen, die sich unscheinbar und friedlich durch die Wiesen von Mittel- $\gamma$  als kleine Wasserrinnsale ihren Weg suchen, schaffen sich von Unter- $\gamma$  ab imposante und, im Verhältnis zur Wassermenge, unwahrscheinlich tiefe und breite Schluchten, an deren Wänden die Trümmeroolith (6 c und 7 b) als 2 vorspringende Leisten auffallen. Schon aus weiter Ferne ist dieser oberste Teil von  $\beta$  an einer scharfen Geländekante erkennbar. Verstärkt wird diese Fernwirkung noch durch die teilweise Bewaldung des Steilhanges, die sich oft beinahe vollständig mit der Unter- und Obergrenze von  $\beta$  deckt. Auf freiem Felde verdeutlicht der Anbau diese Grenze. In  $\beta$ , wo der Geländewinkel den Ackerbau überhaupt noch zuläßt, die rotgefärbten Äcker (daher sehr oft „Röte“ oder ähnliche Namen als Gewandnamen), darüber die flachen, nassen Wiesen der  $\gamma$ -Tone, und an der scharfen Kante zwischen  $\beta$  und  $\gamma$  meist eine Hecke, um eine Entblößung von  $\beta$  6, und damit möglichst die hier häufigen Rutschungen zu verhindern.

$\beta$  7 b: Oberer Trümmeroolith. Ganz oben wird 6 d kalkreicher und leitet in den „oberen Trümmeroolith“ GROPPERS über. Dieser wird 0,10 bis 0,45 m mächtig und ist dem unteren Trümmeroolith in jeder Hinsicht sehr ähnlich. Gerölle sind meist selten und recht klein und bestehen aus dichtem Sandkalk. Ein gewisser Unterschied bei typischer Entwicklung mag das noch häufigere Vorkommen von *Pentacrinen* und *Pectiniden* und dagegen ein Zurücktreten von *Pseudomonotis* sein; fernerhin die große Dickschaligkeit der Fossilien (Stücke mit bis zu 2 cm dicker Kalkschale). Dadurch erhält  $\beta$  7 b eine gröbere Struktur, wodurch es sich auch oft von den Sandkalkbänken der Grenzregion im Hangenden unterscheidet, ohne daß überall hier eine scharfe Trennung möglich wäre. An Stellen, wo  $\beta$  7 b stark Fe-haltig ist, sieht es mit den starken Kontrasten von rotem (Fe-oolithischem) Bindemittel und den weißen Kalkspateinsprenglingen (Schalentrümmer und Crinoideen) genau wie eine angeschnittene Speckwurst aus. Die Bank kann, wie der teilweise übliche Name „Grenztrümmeroolith“ besagt, als Grenzbank benützt werden. Mit Recht kann sie als oberste einwandfreie  $\beta$ -Bank angesehen werden, da GROPPER und WAAGEN *Harpoceras Murchisonae* daraus anführen. (Da WAAGER schon einen *Ammonites discites* [= *Ludwigia discites*] ausgeschieden hat, er aber aus  $\beta$  6 e einen *Ammo-*

*nites Murchisonae* anführt, kann es sich hier nur um den Fund einer *Murchisonae* ähnlichen Form, also wohl *concava* in  $\beta$  6 e handeln.) Auch die übrige Fauna widerspricht einer Stellung zu  $\beta$  nicht.

GROPPER führt daraus 8 Arten an. Zu erweitern ist diese Liste noch durch *Pseudomonotis elegans*, *Cucullaea oblonga*, *Pentacrinus Württembergensis*, *Astarte aalensis*, *Variamussium pumilum*.

### $\beta/\gamma$ - Grenzregion.

Eine scharfe Grenzziehung zwischen  $\beta$  und  $\gamma$  oder besser gesagt *Murchisonae*- und *Sowerbyi*-Schichten ist in unserem Gebiete größtenteils nicht möglich, da sich zwischen die beiden letzten typischen Vertreter ihrer Schicht, den oberen Trümmeroolith ( $\beta$  7 b) und die eigentliche *Sowerbyibank*, eine Serie von Sandkalken und Sandsteinen einschoben kann, die von GROPPER als Grenzbank bezeichnet wird. Mächtigeren Tonbänke fehlen und die Sandkalke gehen von  $\beta$  7 b bis zur *Sowerbyibank* meist gleichmäßig ineinander über. Siehe z. B. das Profil Gefällholz (südöstlich Winzingen) auf folgender Seite.

So günstig auch eben diese Region wegen ihrer außerordentlich zahlreichen Aufschlüsse zu kartographischen Zwecken ist, wobei ihre stratigraphisch unsichere Stellung, ihrer geringen Mächtigkeit wegen, bei der Grenzeinzeichnung keinerlei Rolle spielt, so schwierig ist deren stratigraphische Einordnung, vor allem wegen des kolossalen Wechsels in der Ausbildung und Mächtigkeit, ihrer stellenweisen Ähnlichkeit mit dem Liegenden, fernerhin wegen des sehr seltenen Vorkommens von Ammoniten und dem Fehlen von Tonen, die eine etwas schärfere Grenzlinie zu geben pflegen. Alle Schwierigkeiten wären umgangen, wenn man erst die überall typisch ausgebildete eigentliche *Sowerbyibank* als Grenzbank nehmen könnte. Doch widersprechen dieser Lösung die von GROPPER angeführten Funde von *Sonninien* in eben dieser Grenzregion. So muß man sich eben mit einer, wenn auch sehr geringmächtigen, Grenzregion behelfen. Der sehr starke Wechsel ist wohl durch starke Wasserbewegung mit teilweiser, verschieden intensiver Aufarbeitung zu erklären. Für starke Wasserbewegung spricht, daß lokal diese Grenzschichten vollständig fehlen können (zum Beispiel im Profil Gingen von WAAGEN).<sup>1</sup> WAAGEN beschreibt ebendort (S. 520): „Bei Gingen hatte ich zu beobachten Gelegenheit, daß die typische Form des *Ammonites Murchisonae*“ (siehe S. 52) „hier in einer Lage angetroffen wird, in welcher es mit der Unterseite in die eigentlichen *Murchisonaesandsteine* eingebacken ist, auf seiner Oberseite aber bereits von den sandig knolligen Thonbildungen der Zone des *A. Sowerbyi* überzogen wird, unmittelbar darauf liegt *A. patella* n. sp. und *A. jugifer* n. sp. ...“ Im einzelnen ist diese Grenzregion meist sehr kalkreich und beinahe stets Oolith und Gerölle führend, allerdings in sehr schwankender Mächtigkeit. Ca- und Fe-Ooide kommen nebeneinander darin vor. An einem Handstück konnte schön beobachtet werden, daß eine äußere Schale

<sup>1</sup> WAAGEN, W.: Über die Zone des Ammoniten *Sowerbyi*.

# Profil Gefällholz (südöstlich Winzingen).

	Verwitterte, braune, sandige, schwach glimmerige ) Mittel-γ- Tonmergel, ohne scharfe Grenze übergehend in ) Tone	
0,30 m	oolithische Mergel mit nach oben zunehmendem Tongehalt und abnehmendem Ooidgehalt	<i>Sonninia Gingensis</i> WAAG.; <i>S. iugifera</i> WAAG.; <i>S. adicfra</i> WAAG.; <i>S. polyacantha</i> WAAG. Unter-γ
0,35 m	blaue sandige Kalke mit wolkig verteilten Fe-Ooiden und vereinzelt kleinen Kalkgeröllen bis zu Kaffeebohnengröße. Fossilien häufig: <i>Belemnites Gingensis</i> , <i>Megatheutis giganteus</i> , <i>Entolium Gingensis</i> , <i>Myacites</i> usw.	
„eigentliche Sowerbybank“		
0,15 m	rote, stark eisenoolithische Mergel von schwankendem Ca-Gehalt mit kleinen Toneisensteingeröllen. <i>Belemnites Gingensis</i> , <i>Megatheutis giganteus</i> , dicke Kalkschalen mit <i>Serpula flaccida</i> , <i>Lima</i> sp.	
0,25 m	Geröllbank Grundsубstanz zum Teil rotbraun, stark Fe-oolithisch, zum Teil sandiger Kalk. Gerölle aus hartem, oolithischem Sandkalk und Toneisenstein (Ooid- bis Kartoffelgröße); oft angebohrt und die Pholadenlöcher wieder mit oolitischem Kalk gefüllt: <i>Serpula</i> sp., <i>Belemnites Gingensis</i> , <i>Belemnites breviformis</i> , <i>Gryphaea sublobata</i> , <i>Ctenostreon pectiniforme</i> , <i>Ostrea eduliformis</i> , <i>Lima</i> sp., Schalenrümmer.	β/γ- Grenz- region
0,18 m	Geröllbank: Grundsубstanz oben oolithische Mergel, unten Fe-oolithische, sandige, zum Teil kristalline Kalke; Gerölle aus hartem Sandkalk, meist Ca- oder Fe-oolithisch mit Fossilresten, zum Teil angebohrt: <i>Belemnites breviformis</i> , Schalenrümmer.	
0,70 m	dichter Sandkalk, zum Teil rot durch viele, kleine Fe-Ooide, zum Teil blaugrau Ca-oolithisch (siehe Text); Kalkgerölle ganz vereinzelt: <i>Pseudomonotis elegans</i> , <i>Entolium demissum</i> , <i>Variamussium pumilum</i> , wenig abgerolltes Bruchstück von <i>Ludwigia concava</i> , viele Wurmröhren. Gegen oben und unten keine scharfen Übergänge.	
0,17 m	kristalline Sandkalke (Echinodermenbreccie) mit wolkig verteilten Fe-Ooiden: <i>Pseudomonotis elegans</i> , <i>Astarte aalensis</i> , dicke Kalkschalenrümmer.	
3,00 m	(mindestens) gelbe bis gelbbraune, weiche Sandsteinbank; Fossilien sehr selten: <i>Pseudomonotis elegans</i> . Unterkante verdeckt.	β 6 d

Fe-Ooide führte und ganz rot war, der Kern des Handstückes aber noch grau und Ca-oolithisch war, womit wohl die sekundäre Umwandlung der Ca- in Fe-Ooide für dieses spezielle Stück erwiesen ist. Nach HUMMEL besteht aber auch die Möglichkeit gleichzeitiger Entstehung von Ca- und Fe-Ooiden, daß also nicht in allen Fällen des Nebeneinander-vorkommens Metasomatose angenommen werden muß. Stellenweise ist diese Grenzregion nur durch ein typisches Flöz vertreten, anderen Orts

ist es wieder als Echinodermenbreccie ausgebildet. Nur auf kurze Entfernung sind Unterabteilungen durchverfolgbar. Die Gerölle sind ebenso verschiedenartig: Apfelkern- bis über faustgroße Stücke aus Ton-eisenstein oder Sandkalk kommen vor. Diese sind teilweise oolithisch, oft angebohrt, und die wieder ausgefüllten Bohrlöcher zum Teil wieder angebohrt.

An Fossilien fanden sich: Wurmröhren, *Serpula flaccida*, Korallen, Crinoideen, *Entolium demissum*, *Variamussium pumilum*, *Pseudomonotis elegans*, *Velopecten Gingensis*, *Lima spinatus*, Pholadenbohrlöcher, *Gryphaea sublobata*, *Ostrea calceola*, *Ostrea eduliformis*, *Ctenostreon pectiniforme*, *Megatheutis giganteus* var. *longus*, *Belemnites Gingensis*, *Belemnites breviformis*, eine abgerollte *Ludwigia concava*, und nach GROPPER *Sonninien*. Der Ludwigienfund spricht recht deutlich für Aufarbeitung und beweist fernerhin, daß *Ludwigia concava* Sow. BUCKM. bis ins oberste  $\beta$  geht. Im übrigen unterscheidet sich die Fauna kaum mehr vom eigentlichen  $\gamma$ .

$\beta$  6 und  $\beta$  7 in den Nachbargebieten. Nach den Vorkommen der *Ludwigia concava* in dieser Schichtserie entspricht  $\beta$  6 wohl dem Hauptteil des Concavasandkalkes und einem Teil der folgenden Tone der Kirchheimer Gegend. Bei Neidlingen ist die ganze Serie wieder sandig ausgebildet. Erstmals bei Gammelshausen finden wir ähnliche Ausbildung, wie sie im vorhergehenden für unser Gebiet beschrieben wurde. Bis Kuchen und Weiler in den Bergen bleiben die Verhältnisse auffallend gleich: 6 bis 8 m  $\beta$  6 a + b, oben zum Teil schon richtiger Sandstein, dann  $\beta$  6 c, ab und zu mit Geröllern, dann 2 bis 3 m Sandstein  $\beta$  6 d. Von Weiler weiter nach O schrumpft  $\beta$  6 a + b zusammen und wird immer sandiger. Der untere Trümmeroolith ( $\beta$  6 c), der bisher nur schwach oolithisch war, ist erstmals bei Bargau als richtiges, wenn auch geringmächtiges Flöz entwickelt, und kann, fernerhin als oberes Zwischenflöz bezeichnet, bis zu 1 m mächtig werden. Gleich wie bisher bleibt  $\beta$  6 d, das überall über dem oberen Zwischenflöz als bis zu 3 m mächtige Sandstein- oder Sandschieferbank zu finden ist.

Der obere Trümmeroolith (7 b) scheint in der beschriebenen Ausbildung nur dort zu finden sein, wo zwischen ihm und der oberen Donzdorfer Bank mächtigere Tonablagerungen ( $\beta$  7 a) fehlen. Diese Fazies scheint an ein Gebiet gebunden zu sein, das im NW durch eine Linie Neidlingen—Gammelshausen—Lauxenhof, im SO durch eine Linie Kuchen—Weiler in den Bergen ungefähr begrenzt wird. Weiter gegen O entspricht  $\beta$  7 b die „Pectinidenbank“ SCHLEHS. Dieser ist sich nicht klar darüber bzw. hebt nicht scharf hervor, daß auch in der Ostalb nach allen seinen Profilen scharf zwischen Pectinidenbank und einer eigentlichen Sowerbyibank, seinem „ $\gamma$ -Flöz“ getrennt werden kann. (Siehe Tabelle S. 63.) Er schreibt zwar selbst von der Pectinidenbank Seite 5: „*Sonninia Sowerbyi*, die schon ENGEL eifrig suchte, kann aus ihr nicht angegeben werden“ Trotzdem bezeichnet er aber eben sie als „Sowerbyibank“, während er die folgende, kalkige, oolithische Bank, die überall *Sonninien* führt, als besonderen, höheren Horizont,

sein „ $\gamma$ -Flöz“, ausscheidet. Dieses erst scheint mir die Sowerbybank im üblichen Sinne zu sein. Möglich ist, daß die Pectinidenbank auch unserer  $\beta/\gamma$ -Grenzregion noch mitentspricht, da sie oft Gerölle enthält, und *Belemnites breviformis*, der bei uns für die Grenzregion typisch ist, geradezu ihr Leitfossil zu sein scheint.

Die Tone (7a) zwischen 6d und 7b sind im NW erstmals angedeutet am Lauxenhof. Weiterhin werden in der Staufenegend, am Bärenhöfle bei Salach und am Lothenberg südlich Heiningen solche Tone angeführt, doch handelt es sich hierbei immer nur um höchstens 2 m mächtige Sedimente. Erst weiter gegen W nehmen die Mächtigkeiten zu. Im O ist  $\beta$  7a bei Heubach etwa 2,9 m mächtig und nimmt bis Aalen—Unterkochen auf 6 bis 8 m zu, um nordwärts gegen Baiershofen wieder abzunehmen. Im S bei Königsbronn—Heidenheim dagegen scheint es recht mächtig zu sein. Südöstlich Kuchen finden wir diese Tone in Bohrung Hausen, Lengetal und Eybach, wenn auch recht geringmächtig, wieder.

**Ablagerungsvorgang seit  $\beta$  6a.** Die auf die Transgression von 6a folgende langsame Regression bringt wieder wie früher Bildungen flachen und flachsten Wassers, 6b—6c—6d. Dagegen scheinen sich die Hebungsverhältnisse seit 6d geändert zu haben. Die Gammelshausener Schwelle ist in 7a, 7b und der  $\beta/\gamma$ -Grenzregion (zeitlich genommen), anscheinend etwas nach SO verlagert, erheblich mächtiger als früher geworden und gibt Anlaß zu mächtiger Geröllbildung und Aufarbeitung ( $\beta/\gamma$ -Grenzschichten). Südöstlich und nordwestlich dieses Rückens dagegen herrschen nach  $\beta$  6d im allgemeinen Senkungstendenzen, die bis weit nach O zur Bildung teilweise mächtiger Tonsedimente führen ( $\beta$  7a), während auf dem Rücken Tone vollständig fehlen. Erst in  $\beta$  7b ist der Einfluß der Hebung wieder allgemein geworden und führt auch im O zur Bildung der „Pectinidenbank“ mit Geröll, die zum Teil unserem oberen Trümmeroolith entspricht, da auch dieser im Staufengebiet beinahe nur Pectiniden enthält (siehe vorne). Die Gammelsfelder Barre bei Bopfinger usw. scheint nicht mehr die dominierende Rolle wie sonst in  $\beta$  zu spielen; so finden wir bei Baiershofen noch  $\beta$  7a ausgebildet und auch bei Ablagerung von  $\beta$  7b und dem untersten  $\gamma$  scheint sie keine solche Ausnahmestellung mehr zu haben, doch sind diese Schichten dort sehr schlecht aufgeschlossen. Auch die Oolithbildung ist entsprechend der Hebung im ganzen Gebiet seit 7b wieder besonders stark geworden (einschließlich der Sowerbyischichten), doch ist entsprechend den veränderten paläogeographischen Verhältnissen die Ablagerungsstelle nicht mehr so einheitlich wie früher.

### Versuch einer Einteilung nach Ludwigien.

Die vorbeschriebenen Unterabteilungen beruhen wegen des Mangels von Leitfossilien vor allem auf petrographischen Unterschieden. Dieser Mangel an Ludwigien ist nur ein zahlenmäßiger und ich möchte zu zeigen versuchen, daß eine Einteilung nach Ludwigien, wie sie Hoffmann erstmals in Norddeutschland, später auch mehrere Autoren in der



Schwäbischen Alb durchführen konnten, auch in der Küsten- und Sandsteinfazies der Ostalb ihre Richtigkeit hat. Die große Schwierigkeit hierbei ist einmal, bei der gleichmäßigen Ausbildung der einzelnen Bänke, das genaue stratigraphische Sammeln der Ludwigien, fernerhin deren schlechter Erhaltungszustand und ihr verhältnismäßig seltenes Vorkommen. So konnten noch nicht alle Unterabteilungen Hoffmanns aus- geschieden werden; ja es können bei der kleinen Anzahl der verwend- baren Ludwigien auch noch größere Verschiebungen eintreten. Die Ludwigenangaben GROPPERS und SCHLEHS konnten leider nur sehr be- dingt benützt werden. Ersterer mußte aus Mangel an Spezialarbeiten noch die QUENSTEDTSchen Benennungen benützen. Letzterer führt aller- dings schon G. HOFFMANN in seinem Literaturverzeichnis an, scheint aber vor allem nach HORN bestimmt zu haben und führt z. B. aus dem untersten  $\beta$  schon „*Ludwigia Murchisonae*“ an, im obersten  $\beta$  dagegen noch „*Lioceras acutum* HORN“ (= *Ludwigia tolutaria* oder *Sinon* nach der HOFFMANNSchen Synonymliste). Bei Nachbestimmung nach HOFFMANN ergab sich letzteres Stück allerdings als *Ludwigia concava* (siehe oben). Gefunden wurden in fast allen Schichten Ludwigien, ebenso Stücke von fast allen HOFFMANNSchen Subgenera außer *discoidea* Qu. und *discites* (?) WAAGEN. Faunenvergesellschaftung konnte zwischen *Ludwigia Stauffen- sis*, *Sehndensis* und vielleicht *tolutaria* (siehe  $\beta$  3 c) festgestellt werden.

Nach den wenigen Funden können etwa an Subzonen aus- geschieden werden:

Subzone der <i>Ludwigia opalina</i>	Braun Jura $\alpha$ ; $\beta$ 1 a (unten) bis ?
<i>costosa</i>	von ? bis $\beta$ 2 a
<i>Sinon</i> und <i>tolu- taria</i>	$\beta$ 2 b bis $\beta$ 3 b
<i>Stauffensis</i> und <i>Sehndensis</i> ..	$\beta$ 3 c bis ?
<i>Murchisonae</i>	? bis $\beta$ 5 c
„ <i>concava</i>	$\beta$ 5 c (oben) bis zur Grenzregion
<i>Sonninien</i> sp. sp.	der $\beta/\gamma$ -Grenzregion ab.

### Idealprofil von Braun Jura $\beta$ in der Ostalb.

Zone der	
<i>Sonninien</i>	<div> <div> <math>\gamma</math>: Sowerbyibank. Von Kirchheim bis Bopfingen durch- gehend.  <math>\beta/\gamma</math>-Grenzregion: Stellenweise ausscheidbar.  <math>\beta</math> 7 b: Grenztrümmeroolith bzw. Pectiniden- bank. Von Gammelshausen bis Bopfingen durchgehend.  <math>\beta</math> 7 a: Tone bis Mergel. Östlich Bargau, südlich Geis- lingen, nordwestlich Gammelshausen—Lauxenhof.  <math>\beta</math> 6 d: Oberer Donzdorfer Sandstein. Von Neid- lingen bis Bopfingen durchgehend.  <math>\beta</math> 6 c: Unterer Trümmeroolith bzw. oberes Zwi- schenflöz. Von Neidlingen bis Baiershofen erkenn- bar. Scheint bei Geislingen zu fehlen. </div> </div>
<i>Ludwigia concava</i>	



<i>Ludwigia Murchisonae</i>	{	$\beta$ 6 a + b: Phosphoritknollentone + Sandstein. Von Gammelshausen bis Baiershofen durchgehend.
		$\beta$ 5 c: Oberes Flöz bzw. Muschellage. Wahrscheinlich von Kirchheim, sicher von Neidlingen bis Bopfingen durchverfolgbar.
		$\beta$ 5 a + b: Ton + Sandstein bzw. Sandmergel. Von Gingen—Lauxenhof bis Baiershofen und Heidenheim ausscheidbar. Trennung in 5 a (Ton) und 5 b (Sandstein) bis Bargau.
		$\beta$ 4 c: Unteres Zwischenflöz bzw. Muschellage. Von Lauxenhof bis Baiershofen durchgehend.
<i>Ludwigia Stauffensis</i>	{	$\beta$ 4 a + b: Ton + Sandstein bzw. Sandmergel. Von Gingen—Lauxenhof bis Weiler in den Bergen in 4 a (Ton) und 4 b (Sandstein) trennbar. Weiterhin bis Baiershofen nur noch als 4 a + b ausscheidbar.
		$\beta$ 3 e: Unteres Flöz bzw. Muschelbank. Von Weilheim (?) bis Bopfingen durchgehend.
		$\beta$ 3 b + c + d: Sandsteinbank. Von Weilheim bis Baiershofen durchgehend. In der Winzinger Gegend lokal (?) durch ein kleines Zwischenflöz, die Stauffensbank $\beta$ 3 c getrennt.
		$\beta$ 3 a: Tone bzw. Mergel. Von Weilheim bis Heubach.
<i>Ludwigia Sinon und tolutaria</i>	{	$\beta$ 2 b: Unterer Donzdorfer Sandstein. Von Kirchheim bis Weiler in den Bergen.
		$\beta$ 2 a: Tone. Von Kirchheim bis Weiler in den Bergen.
<i>Ludwigia costosa</i>	{	$\beta$ 1 b: Zopfplatten-Sandstein. Von Kirchheim bis Weiler in den Bergen.
		$\beta$ 1 a: Tone. Von Kirchheim bis Weiler in den Bergen. Großenteils darin noch besonders die <i>Ostrea-calceolabank</i> ausscheidbar.
<i>Ludwigia opalina</i>	{	$\alpha/\beta$ -Grenzbank: Kalkmergelbank. Von Weilheim bis Attenhofen sicher nachweisbar. Bei Kirchheim den oberen Wasserfallschichten entsprechend.
		Opalinustone.

### Mittlerer und oberer Brauner Jura.

#### Gesamtprofil Braun Jura $\gamma$ bis Grabacker—Lehr (bei Winzingen).

Grenzbank	<sup>m</sup> 0,18	harte Kalkbank, ganz vereinzelt Glaukonitkörner und W. J. $\alpha$ grüne Platten.
Glaukonit- tone	0,12 $\zeta$	schwach glaukonitische, graubraune Tonmergel.
	0,15	sehr weiche, fossilreiche, schwach glaukonitische Kalkmergelbank: <i>Divisosphinctes</i> sp., <i>Prososphinctes</i> sp., <i>Oppelia</i> sp., <i>Cardioceras</i> sp., <i>Ochetoceras canaliculatum</i> BUCH., <i>Oppelia</i> sp., <i>Hecticoceras</i> sp.
	3,90	Glaukonittone.
Cordatum-, Lamberti-, Ornatum- u. Castor-Zone	0,10—0,15	Lambertiknollenschicht.
	0,27	Zwischentone.

Jason-Zone	{	0,04—0,07	1. (untere) Phosphoritknollenlage.
		8,00	(etwa) graubraune bis gelbbraune, ziemlich fette, schwach bis mittelsandige Tonmergel. Selten Ca- und Phosphatknollen. <i>Posidonia ornati</i> unten sehr häufig. (Zum Teil verdeckt, aber durch Grabungen nachgewiesen.) Unten
Makrocephalen-Zone	{	ζ	ganz allmählich übergehend in
		0,80 ε	oben schwach, unten stark Fe-oolithische und dadurch rotbraun gefärbte, sehr fossilreiche Tonmergel: <i>Makrocephalenoolith</i> .
Aspidoides-Zone	{	0,15	<i>Aspidoidesbank</i> .
Württembergicus-Zone	{	0,90	braune, zum Teil oolithische Tonmergel: „M; x“.
		0,09	weiche, stark tonige, schwach Fe-oolithische Kalkmergelbank: „P; 6“.
		0,08	oolithische Tonmergel: „Zw. M; b“
obere Parkinsoni-Schichten	{	0,23	dunkelgraue Kalk(mergel)bank mit vielen großen, wolkg verteilten Fe-Ooiden: „P; 5“
		0,01	Zwischenmergel.
		0,40	wie P; 5: „P; 4“
untere Parkinsoni-Schichten	{	0,05	oolithische Tonmergel: „Zw. M; a“
		0,10	wie P; 5: „P; 3“
		0,01	Tonmergellage.
		0,18	blaugraue Kalk(mergel)bank, oben oolithisch, unten Fucoiden: „P; 1“ und „P; 2“
ob. u. untere Subfurcaten-Schichten	{	5,00 δ	blaugraue bis gelbbraune, sandige Ton(mergel): „M; w“
		0,55	schwarzblaue, fossilreiche, Fe-oolithische Kalk(mergel)bank, in 2 Lagen zerfallend: „B; 22“
	{	0,35	ziemlich fette Tonmergel: „M; v“.
		0,28	harte, blaue, sandige Kalk(mergel)bank: „B; 21“
		0,13	wie M; v: „M; u“.
		0,10	wie B; 21: „B; 20“
		0,21	wie M; v: „M; t“
		0,20	wie B; 21: <i>Teloceras Blagdeni</i> SOW., „B; 19“
		0,27	wie M; v: „M; s“.
		0,20	schwach sandige, graublaue Laibsteinbank, härter als B; 16: <i>Teloceras Blagdeni</i> , „B; 18“
		0,30	wie M; v: „M; r“
		0,10	hellblaugraue, sandhaltige Kalkmergelbank: <i>Astarte minima</i> , „B; 17“.
		0,47	helle, sandhaltige, ziemlich stark tonige Tonmergel: „M; q“
		0,24	ganz helle, stark tonige, sandhaltige Kalkmergelbank: <i>Astarte minima</i> , „B; 16“.
		0,24	verdeckt, aber ziemlich sicher Tonmergel „(M; p)“
		0,20	wie B; 16: <i>Stephanoceras Humphriesi</i> SOW., <i>Astarte minima</i> , „B; 15“
		0,25	Tonmergel, nur verwittert aufgeschlossen, wohl toniger als die Tonmergel bis M; k: „M; o“.
		0,17	hellgraublaue, stark tonige Kalkmergelbank, kaum Sandgehalt: „B; 14“, in Laibsteine zerfallend, <i>Astarte minima</i> .
		0,37	Tonmergel wie M; o: „M; n“
(Coronaten-Schichten)	{	0,21	harte, dichte, stark kalkige, blaue Kalk(mergel)bank, Sandgehalt gering, in Laibsteine zerfallend: <i>Teloceras Blagdeni</i> , <i>Astarte minima</i> , „B; 13“
		0,30	Tonmergel wie M; o: „M; m“.
		0,33	hellgraublaue, stark tonige Laibsteinbank, kaum Sandgehalt: <i>Stephanoceras</i> sp., <i>Astarte minima</i> , „B; 12“

Hum- phriesi- Zwischen- Schichten	{	0,23	Tonmergel wie M; o: „M; l“.
		0,17	blaue, stark kalkige, dichte, harte Kalk(mergel)bank, Sandgehalt gering: <i>Teloceras Blagdeni</i> , <i>Astarte minima</i> , „B; 11“
		1,13	gelbe, sandige Tonmergel: <i>Stephanoceras Humphriesi</i> sehr häufig, <i>Stephanoceras Braikenridgei</i> SOW. (?), <i>Teloceras Blagdeni</i> (erstmal): „M; k“.
		0,24	blaue Kalk(mergel)bank, wie B; 11: <i>Stephanoceras</i> sp., „B; 10“
		1,63	gelbbraune, stark sandige Tonmergel: <i>Stephanoceras Humphriesi</i> (erstmal), <i>Stephanoceras Braikenridgei</i> (erstmal), <i>Dorsetensia</i> sp. (mehrfach), „M; i“
		0,20	harte, stark kalkige, sandreiche Kalk(mergel)bank: „B; 9 c“, <i>Dorsetensia</i> sp.
		0,15	hellbraune, ziemlich sandige Tonmergel: „M; h 2“
		0,13	wie B; 9 c: <i>Dorsetensia</i> sp. (häufig), „B; 9 b“
		0,15	wie M; h 2: „M; h 1“
		0,10	wie B; 9 c: <i>Dorsetensia</i> sp., „B; 9 a“
Unter- $\delta$ : Dorsetensien- Schichten	{	1,20	wie M; h, Fossilien in bestimmten Lagen, stark angereichert: <i>Dorsetensia complanata</i> BUCKM., <i>Dorsetensia</i> sp., „M; g“.
		0,40	stark tonige Kalkmergelbank: <i>Dorsetensia liostraca</i> BUCKM., „B; 8“.
		0,27	gelbliche, sandige Tonmergel: <i>Dorsetensia</i> sp., „M; f 2“
		0,09	stark tonige Kalkmergelbank, kaum hervortretend: <i>Dorsetensia</i> sp. (häufig), „B; 7“
		0,40	wie M; f 2: <i>Dorsetensia</i> sp., „M; f 1“
		0,08	sandige Kalkmergelbank: häufig orangerote, spätige <i>Cidariten</i> stachelquerschnitte, „B; 6“
		0,40	braune, stark sandige Mergel mit dünnem Zwischenbänken: <i>Ammonites Tessonianus falcatus</i> QU. = <i>Dorsetensia</i> sp.?, „M; e“
		0,15	feine, graue, stark tonige Kalkmergelbank: „B; 5“
		0,04	Tonmergel.
		0,09	grobkörnige, zum Teil spätige, blaugraue Kalkbank: „B; 4“
Ober- $\gamma$ : Blaukalk	{	0,54	Tonmergel, oben ähnlich M; b, unten wie M; c: „M; d“.
		0,08	ziemlich stark sandige, schalenreiche Kalkmergelbank: „B; 3“, <i>Spathulatus</i> bank.
		0,14 $\delta$	gelbbraune, ziemlich fette Tonmergel: „M; c“
		0,36 $\gamma$	graublaue, ziemlich fossilreiche, sandige, schwach glimmerige Kalkmergelbank, zum Teil Fe-Ooide darin zerstreut: „B; 2“.
		0,23	rotbraune, sehr fossilreiche Tonmergel: „Mikrobreccie“ (siehe Text), „M; b“.
		0,18	schalenreiche, dunkle Kalkmergelbank, Tonlinsen, Sandgehalt gering: „B; 1“
		15,00	(etwa) Mittel- $\gamma$ -Tone: „M; a“, zum Teil verdeckt, aber andernorts vollständig aufgeschlossen, oben einige weiche Mergelbänke.
		0,33	Ca- und Fe-oolithische Sandkalkbank, Kalkgeröllchen: <i>Belemnites Gingensis</i> ; <i>Sowerbyoolith</i> .
		0,11	rote Eisenoolithbank: <i>Belemnites breviformis</i> .
		0,25 $\beta$	Fe-oolithische, spätige Sandkalkbank: Schalenrümmer, Gerölle.
$\beta/\gamma$ - Grenzregion			gelbe, weiche Sandsteinbank.
$\beta$ 7 b			
$\beta$ 6 d			

Mit Aufhören der Sandsteinfazies, also mit der eigentlichen Sowerbyibank beginnend, ist dann den ganzen Dogger über auch in der Ostalb die Schichtausbildung wieder auf weite Strecken hin ziemlich gleichbleibend. Wesentlichen Schwankungen ist nur die Mächtigkeit unterworfen, wobei sich in allen Schichten, vor allem aber in den großen Tonkomplexen, eine Mächtigkeitsabnahme nach Osten ergibt.

### Braun Jura $\gamma$ .

Sowerbyibank (vgl. Profil). Das Dach der schon früher besprochenen  $\beta/\gamma$ -Grenzregion bildet die „eigentliche Sowerbyibank“. Diese Schicht ist überall in typischer und weit nach O und W gleichbleibender Ausbildung zu finden und kann als Ariadnefaden in dem Labyrinth der  $\beta/\gamma$ -Grenzregion dienen. Es ist eine 0,15 bis 0,30 m starke, selten in 2 Lagen gespaltene, sandige Kalkbank, die stets oolithisch ist, und zwar meist Ca-oolithisch, doch kommen auch Fe-oolithische Stellen vor. Typisch für die Bank sind *Belemnites Gingensis* und dickschalige Muscheln, ebenso gelblichweiße oder graue, meist recht kleine Kalkbrocken bzw. Gerölle, die oft noch etwas eckig sind. Ihr ortsfremdes Aussehen erklärt GROPPER durch Transport vom Lande her, wofür auch ihre weite gleichartige Verbreitung spricht. Sonninien, deren Hauptlager diese Bank und der unterste  $\frac{1}{2}$  m der folgenden Tone sind (vgl. Profil S. 88), kommen im großen Ganzen recht selten vor, können aber lokal häufig sein. Bei einem Hausbau in Wißgoldingen wurden Korallen gefunden, die aus dieser Schicht oder der  $\beta/\gamma$ -Grenzregion stammen müssen. Die starken Änderungen der Fauna und des Gesteins gegenüber  $\beta$  können wohl nur erklärt werden durch Veränderungen des Klimas und Vergrößerung des Küstenabstandes (Verschwinden der Gammelsfelder Barre?), wobei in unserem Gebiet die Tiefenverhältnisse sich gegenüber  $\beta$  nicht einmal wesentlich geändert haben müssen. Eine Fossilliste erübrigt sich durch die reichhaltigen Angaben WAAGENS über die Sowerbyibank bei Gingen, wenn auch anderswo Fossilien bei weitem nicht so häufig sind, wie dort.

Die Sowerbyibank ist in der ganzen Ostalb, von Kirchheim bis Bopfingen, relativ gleichförmig. Bei Aalen entspricht ihr aber, wie schon erwähnt, erst das  $\gamma$ -Flöz, nicht aber die Pectinidenbank. Bei Kirchheim wird sie eingeleitet nach R. STAHLCKER durch „10 bis 20 cm, durch Kalkinfiltration knollig und unregelmäßig ausgebildete Sandmergel. Bis walnußgroße Gerölle liegen häufig darin, sie sind zum Teil allseitig angebohrt“. Diese Bank lieferte meines Wissens noch keine Sonninien. Ich möchte sie mit  $\beta$  7 b oder der  $\beta/\gamma$ -Grenzregion identifizieren und erst die folgenden oolithischen Kalkbänke unserem Sowerbyioolith gleichsetzen.

Mittel- $\gamma$ -Tone. Im Hangenden der Sowerbyibank folgen insgesamt etwa 12 bis 14 m Tonmergel. Die ersten 0,50 m hiervon sind noch Ca- oder Fe-oolithisch und führen mehrfach große Sonninien und andere Fossilien (vgl. Profil S. 88). Weiter oben sind diese Tone meist ungeschichtet, gelb- bis dunkelbraun gefärbt, mit zahlreichen dunkleren, tonigeren Schmitzen. Der stets recht große Sandgehalt schwankt lokal

stark. In den obersten Metern erhärten sie stellenweise zu ganz weichen Mergelbänken. Fossilien sind darin sehr schlecht erhalten, was bisher den Eindruck großer Fossilarmut erweckte. Bei genauerem Durchsuchen kann aber doch mancherlei gefunden werden. Allerdings ist die Fauna ziemlich eintönig. Häufig und überall kommen die schon in  $\alpha$  (siehe S. 60) erwähnten, stengeligen Gebilde vor. Die obersten 3 m der Tone wurden (vgl. Profil S. 95: „M; a“) genauer durchsucht, wobei sich folgende Fossilliste ergab: *Pentacrinus cristagalli* Qu., *Rhabdocidaridaris horrida* Ag., *Cucullaea* sp., *Astarte elegans* Sow., *Entolium demissum* PHILL., *Camptonectes lens* Sow., *Modiola cuneata* Sow., *Modiola plicata* Sow., *Pseudomonotis elegans* MÜNST., *Nucula* sp., *Greblya depressa* Sow., *Myaciten*, *Megatheutis giganteus* SCHLOTH., *Megatheutis quinesulcatus* BLAINV., *Belemnites Gingensis* OPP., *Sonninia* sp. (kleines verdrücktes Exemplar). Besonders bemerkenswert ist das zahlreiche Vorkommen von *Astarte* sp., das beinahe als charakteristisch für diese Schicht im Vergleich zu den Unter- $\delta$ -Tonen gelten kann.

Landschaftlich unterscheiden sich die Mittel- $\gamma$ -Tone mit ihren sanft ansteigenden, oft sumpfigen Wiesen deutlich von der Steilstufe von  $\beta$ . Ackerbau wird auf ihnen kaum getrieben. Sie sind ein wichtiger Quellhorizont, und die Quellen vieler der in  $\beta$  so tief eingeschnittenen Bachrisse entspringen erst auf ihnen. Häufig sind in Mittel- $\gamma$  verfallende Mergelgruben zu finden, da noch vor wenigen Jahrzehnten diese Tone allgemein zum „Mergeln“ der Ca-armen Sandböden verwendet wurden.

Ausbildung in der übrigen Ostalb. Wedelsandsteine in typischer Entwicklung scheinen in der eigentlichen Ostalb nicht ausgebildet zu sein. Erstmals bei Neidlingen werden 1,20 m Wedelsandsteine angeführt. Unseren 12 m Tönen entsprechen dort 20 m Tone + 1,20 m Wedelsandstein + 1,80 m Ton; bei Bissingen 21 m Ton + 4 m Wedelsandstein + 4 m Ton. Der allgemeinen Höhenlage nach könnten die erwähnten, stark sandigen Mergelbankbildungen oben in den Tönen den Wedelsandsteinen entsprechen. Nach O zu nehmen die Tone weiterhin regelmäßig ab: Weilerstoffel 10 m; Geislingen 8 bis 11 m; Heubach 8,5 m; Essingen 6,5 m; Aalen etwa 4,5 m; Königsbronn und Bopfingen etwa 1,6 m. Die Zahlen wurden aus den STIERSCHEN Bohrprofilen und den Arbeiten von BENTZ, GROPPER und R. STAHLCKER entnommen.

Blaukalk. Als oberste  $\gamma$ -Schicht und damit zugleich geeignete  $\gamma/\delta$ -Grenze sind, wie in der West- und Mittelalb, immer noch die Blaukalke vorhanden. Diese treten in zwei Ausbildungen auf, die scheinbar willkürlich auftreten. In den meisten Fällen als einheitliche, allerdings gerne in zwei oder drei Lagen zerfallende Bank, deren Mächtigkeit und Beschaffenheit schon auf kurze Entfernungen, manchmal im Aufschluß selbst, recht beträchtlich schwankt: 0,60 bis 0,70 m beim Wißgoldinger Wasserreservoir und im Hohlenbach bei Nenningen; 0,60 m „Röte“; 0,80 m Weilerstoffel; 0,80 bis 1,20 m beim Lauxenhof und Gingen. In selteneren Fällen besteht der Blaukalk aus zwei durch eine oolithische Mergellage („M; b“)¹ getrennten Bänken. Die Gesamt-

¹ Wegen der Bezeichnung „M; b“ siehe Seite 99.

mächtigkeit bleibt hierbei mit 0,60 bis 1,00 m ähnlich dem anderen Vorkommen. Die Mergel „M; b“ sind hierbei meist 0,20 bis 0,40 m mächtig. Das Gestein der Blaukalkbänke ist ein stellenweise schwach oolithischer, leicht verwitternder, unverwittert blaugrauer, sandiger Kalkmergel bis Sandkalk, der in verwittertem Zustande, in dem seine Färbung etwas ins Grünliche hinüberspielt, ziemlich unverkennbar ist. Die Zwischenmergel sind eine außerordentlich fossilreiche, rotbraune, schwach Fe-oolithische Schicht, die aus zahlreichen Schalenentrümmern, ganz kleinen „Geröllen“ und ähnlichem, Fe-Ooiden, Sandkörnern durch mergeliges Bindemittel zusammengebacken ist; dazwischen treten aber auch Schmitzen dunklen, glimmerigen Tons auf. Eigentliche Fe-Ooide sind recht selten, die braunen rundlichen Körper, die den Eindruck einer stark oolithischen Bank erwecken, sind meist kleine, abgerollte Brauneisensteinstücke.

Bei dieser zweiten Art der Ausbildung scheinen Fossilien häufiger zu sein, besonders, wie schon erwähnt, in den Mergeln „M; b“ selbst, aber auch in der oberen Bank „B. 2“. Es wurden gefunden: „Stengelige Gebilde“, *Serpula socialis* Gr., *Cidaridenstacheln* (*Rhabdocidaris horrida* Ag.), *Terebratulula perovalis* Sow., *Rhynchonella* sp., *Pholadomya Murchisoni* Sow., *Pholadomya* sp., *Pleuromya ferrata* Qu., *Thracia* sp., *Ctenostreon pectiniforme* SCHL., *Ostrea eduliformis* SCHL., *Lima duplicata* Sow., *Lima semicircularis* MÜNST., *Pseudomonotis elegans* MÜNST., *Pseudomonotis echinata* SMITH, *Oxytoma inaequalis* Sow., *Modiola cuneata* Sow., *Modiola plicata* Sow., *Modiola (gregaria?)* ZIET., *Pinna* sp., *Inoceramus* sp., *Clavotrigonia signata* Ag., *Astarte* sp., *Entolium demissum* PHILL., *Camptonectes lens* Sow., *Camptonectes aratus* WAAG., kleiner Gastropodensteinkern, *Stephanoceratiden* sp., *Megatheutis giganteus* SCHLOTH, *Megatheutis quinquesulcatus* BLAINV., *Belemnites Gingensis* OPP., Zahn aus der Familie der *Plesiosauridae*. Während bei uns Ammoniten fast ganz fehlen, führt WAAGEN aus dem Blaukalk von Gingen an: „*Ammonites Sauzei* ORB., *Ammonites polyschides* n. sp., *Ammonites falcogigas* Qu., *Ammonites mesacanthus* n. sp., *Gervillia* sp. indet., Pecten und Stücke mit vielen Fucoiden.“ Bei den Pectiniden war zu beobachten, daß die einzelnen Familien nesterweise beisammen lagen.

Der Blaukalk wird öfters in kleineren Brüchen abgebaut. In der Geländeform tritt er uns als Beginn einer neuen Stufe, die etwa bis zu den Aspidoidesschichten geht, entgegen.

Vergleich mit den Nachbargebieten. Gegenüber den im W in der Kirchheimer Gegend etwa 3 bis 4 m mächtigen Blaukalkschichten ist im Stufengebiet schon eine starke Abnahme festzustellen. Weiter nach O ergeben sich aus den Bohrprofilen als Werte der 1. Kalkbank über den Mittel- $\gamma$ -Tonen: bei Geislingen 0,5 m; Heubach 0,3 m; Essingen 0,5 m; Aalener Gegend 0,8 bis 1,2 m; Attenhofen bis zu 1,8 m. Bei Attenhofen führt diese Bank Korallen. Bei Königsbronn wurde eine oolithische und sofort darüber eine Kalkmergelbank von zusammen etwa 1,2 m in dieser Höhenlage erbohrt. Aus der Bopfinger Gegend führt BENTZ in dieser Höhe eine, unten stellenweise oolithische, bis zu 1,4 m mächtige Kalkbank an.



Zu der GROPPERSchen Annahme also, daß der Blaukalk nach O zu verschwindet, sehe ich an und für sich keinen Grund ein, da wir dort doch dieselbe Schichtfolge, wie am Stuifen haben, daß über einem mächtigen Tonkomplex eine ziemlich mächtige Kalkbank folgt. Auch die Fossilfunde von BENTZ in dieser 1. Kalkbank widersprechen in keiner Weise meiner Annahme, daß im O die 1. Kalkbank über den Tonen ein Äquivalent des Blaukalkes ist. Ebenso finden sich schon am Stuifen Andeutungen für die oolithische Ausbildung dieser untersten Bank, wie wir sie weiter im O haben. Es ist natürlich wahrscheinlich, daß in der Attenhofen—Bopfinger Gegend in dieser starken 1. Kalkbank durch das Ausfallen der Zwischentone auch schon teilweise unsere Unter- $\delta$ -Bänke enthalten sind. Ja es kann bei den meisten Bopfinger Schichtgliedern (Ostreenkalk, Coronatenkalk, Württembergicus-Oolith) beobachtet werden, daß mit der Abnahme der Schichtmächtigkeit durch Ausfall der Tone und Verringerung der Anzahl der Bänke eine Mächtigkeitszunahme der einzelnen Bänke verbunden ist. In der Praxis ist deshalb weiter im O die günstigste  $\gamma/\delta$ -Grenze die Unterkante dieser 1. Kalkbank, wie es BENTZ vorschlägt, doch muß man sich darüber im Klaren sein, daß in ihr auch unser Blaukalk enthalten ist und somit wohl nicht ein Verschwinden des Blaukalkes, sondern nur ein Zusammenfallen mit Teilen von  $\delta$  angenommen werden darf.

### Braun Jura 8.

Dorsetensien- und Coronatenschichten. Über dem Blaukalk folgen etwa 14 bis 16 m Tone bis Mergel wechsellagernd mit Kalkmergelbänken. Wegen der großen Anzahl und geringen Verschiedenheit der Bänke und Mergelzwischenlagen wurden dieselben im beiliegenden Profil einfach durchnumeriert: B; 1, B; 2 ... bzw. M; a, M; b M; w. Das beigegefügte, sehr gut aufgeschlossene Profil wurde sehr gründlich durchgeklopft und das Material Bank für Bank, Mergellage für Mergellage stratigraphisch genau aufgesammelt und gesondert bestimmt, um zu versuchen, ob nicht an Stelle der ziemlich weit durchgehenden Ammoniten irgendwelche andere Fossilgruppen als Leitfossilien in den einzelnen Unterabteilungen auftreten. Das Ergebnis war beinahe vollständig negativ. Wohl aber ergab sich, daß äußerlich sehr ähnliche Bänke in ihrer Fossilführung recht große Unterschiede zeigen können. Im großen Ganzen fiel auf, mit welcher eintönigen Gleichmäßigkeit von B; 1 bis B; 21 immer wieder dieselben, der Zahl nach ziemlich beschränkten Arten auftreten, nur durch seltene besondere Funde unterbrochen. Die Individuenanzahl war dagegen stellenweise sehr groß.

Beim Vergleich zweier etwa 2 km voneinander entfernten Profile ergab sich, daß auf diese Entfernung die Schwankungen der Anzahl und Beschaffenheit der Bänke ziemlich gering sind, so daß, mit Ausnahme von 4 oder 5 dünneren Lagen, alle Unterabteilungen wiedergefunden wurden, während deren Mächtigkeit, auch im Verhältnis zueinander, zum Teil schwankt.

Die häufigsten, bis zum Subfurcatenoolith durchgehenden Arten sind: *Megatheutis giganteus*, *Cidaritenstacheln*, *Modiola*, *Pholadomya*, *Lima*, *Monotis*, *Myaciten*. *Alectryona Marshii* und die anderen Austern kommen ebenfalls schon in Unter- $\delta$  vor, haben aber ihre Hauptverbreitung erst in Mittel- $\delta$  und dem Subfurcatenoolith. Ostreenkalk oder Giganteustone können auf Grund eines besonders häufigen Vorkommens dieser Arten in Unter- oder Mittel- $\delta$  nicht ausgeschieden werden, ebensowenig besondere Isocardien- oder Cerithienbänke. Die einzige, besonders markierte Bank ist die 1.  $\delta$ -Kalkbank „B; 3“, die stellenweise beinahe ganz aus *Entolium-demissum*-Schalen besteht und eventuell mit den *Spathulatusknollen* und -bänken der Mittel- und Westalb in Zusammenhang zu bringen ist. Die Fauna ist kennzeichnend für nicht allzu tiefes Wasser. Die Zunahme der Austern nach oben spricht wohl für Verflachung. Ein Beweis zeitweiliger, starker Wasserbewegung sind Bänke, die mit Schalenentrümmern ganz erfüllt sind (B; 3, M; f); langsame Sedimentation beweisen angebohrte und mit Serpeln, Austern und *Berenicea* bewachsene Belemniten.

Unterabteilungen, allerdings nicht scharf gegeneinander abgrenzbar, können nur auf Grund der Ammonitenfauna gemacht werden. Der unterste in  $\delta$  gefundene Ammonit: *Ammonites Tessonianus falcatus* QU. = *Harpoceras alsaticum* HAUG = *Dorsetensien* sp.? lag in „M; e“ In den folgenden Schichten bis in die Mitte von „M; i“ treten ausschließlich *Dorsetensien* auf. Sie sind teilweise recht häufig wie z. B. in „B; 9“, aber schwer aus dem Gestein herauszubekommen. In den folgenden Schichten werden sie abgelöst von *Stephanoceraten* vom Typus des *Stephanoceras Humphriesi* und *Braikenridgei*, die erstmals im oberen Teile von „M; i“ mit den letzten, selten gewordenen *Dorsetensien* zusammen auftreten. Dominierend sind die *Humphriesianer* in „M; k“, wo aber auch schon die ersten „*Teloceras Blagdeni*“ auftreten. Letztere können dann bis zum Subfurcatenoolith, neben spärlichen *Humphriesianern*, ab und zu gefunden werden und als Leitfossil für die Schichten von „B; 11“ ab gelten.

Es können also hiernach zwei ziemlich scharf trennbare Zonen ausgeschieden werden: 1. Unter- $\delta$ , etwa  $\frac{3}{5}$  des Komplexes zwischen Blaukalk und Subfurcatenoolith, mit vorwiegend *Dorsetensien*; 2. Mittel- $\delta$  mit *Teloceras Blagdeni* (= *Ammonites coronatus*); dazwischen eventuell noch eine 3. Zwischen- oder Grenzzone mit vorwiegend *Stephanoceras Humphriesi*, das aber in keiner Weise nur in diesem Horizont vorkommt und dessen Anreicherung in „M; k“ auch nur ganz lokal sein kann. Die Grenze Unter- $\delta$  (*Dorsetensien*-schichten)/Mittel- $\delta$  (*Coronatensien*-schichten) ist also etwa in „M; k“ zu ziehen. Eine solche Grenzziehung wird auch noch durch Änderungen der petrographischen Beschaffenheit und der übrigen Fauna gerechtfertigt.

Die in Unter- $\delta$  mehr blauen Kalkbänke bekommen meist eine etwas graure Farbtönung. Der Sandgehalt scheint ab-, der Tongehalt zuzunehmen. Die Bänke oben zerfallen zum Teil in Laibsteine und machen, rein äußerlich betrachtet, einen viel „staubigeren“ Eindruck. Die Coro-

naten liegen öfters an Stelle eines Laibsteins in diesen Lagen. An einer Stelle ragte der Ammonit noch mit etwa  $\frac{1}{4}$  seiner Dicke über das übrige Niveau der Bank in die Tone des Hangenden. Die obersten Bänke sind zum Teil sehr weich und tonreich. Die Mergel in Mittel- $\delta$  scheinen fetter und weniger sandig zu sein. In der Fauna wird dieser Umschwung noch besonders deutlich durch das 1. Auftreten der *Astarte minima* in „B; 11“, die dann fernerhin beinahe als Leitfossil der Coronatenbänke gelten kann. Die in Unter- $\delta$  so häufigen Pectiniden, vor allem durch *Entolium demissum*, daneben auch *Camptonectes lens* vertreten, werden in Mittel- $\delta$  selten. Ebenso nehmen die Pholadomyen, die in „M; i“ noch außerordentlich häufig sind, stark ab. Sehr interessant ist, daß auch BENTZ direkt unter seinen Coronatenkalken ein Mergelbänkchen voll mit *Pholadomya Murchisoni* anführt, das dort anscheinend sein Lager recht gut einhält und wohl dem häufigen Pholadomyen-Vorkommen in unserem oberen Unter- $\delta$  entspricht. Die Fossilführung der Bänke ist in den Dorsetensischichten am stärksten und läßt in den unteren und noch mehr den oberen Blagdenischichten erheblich nach.

Besonders sensibel gegen die anscheinend veränderten Lebensbedingungen in Unter- und Mittel- $\delta$  scheinen also neben den Ammoniten wieder die Pectiniden und Astarten zu sein. (Vgl. Braun Jura  $\beta$ ; M; a Mittel- $\gamma$ -Tone; M; x.)

Fossiliste von Unter- und Mittel- $\delta$ : *Pentacrinus cristagalli* QU., *Cidaritenstacheln*, *Serpula tetragona* SOW., *Serpula lumbricalis* SCHL., *Serpula convoluta* GF., *Serpula gordialis* SCHL., *Serpula socialis* GF., *Berenicia* sp., *Pholadomya fidicula* SOW., — *angustata* SOW., *Pholadomya reticulata* AG., — *Murchisoni* SOW., *Pleuromya iurassi* AL. BRONGN., *Greßlya striatopunctata* MÜNST., — *gregaria* ZIET., — *abducta* PHILL., — *depressa* SOW., *Thracia lata* GF., *Modiola cuneata* SOW., *Myoconcha (Modiola) striatula* MÜNST., *Lima semicircularis* MÜNST., *Lima subrigidula* SCHLIPPE, *Lima alticosta* CHAP. et DEW., *Radula (Lima) duplicata* SOW., *Placunopsis (Anomya) Gingensis* QU., *Pseudomonotis elegans* MÜNST., — *echinata* SMITH, *Oxytoma inaequalis* MÜNST., *Entolium demissum* PHILL., *Camptonectes lens* SOW., *Chlamys ambigua* GF., — *Rosimon* D'ORB., *Velopecten abjectus* PHILL., *Nucula variabilis* SOW., *Anisocardia minima* SOW., *Gervillia* sp., *Pinna cuneata* PHILL., *Astarte minima* PHILL., *Lucina bellona* D'ORB. (*Lucina zonaria* QU.), *Macrodon* sp., *Cucullaea* sp., *Alectryonia Marshii* SOW., *Ctenostreon pectiniforme* SCHL., *Ostrea eduliformis* SCHL., *Clavotrigonia signata* AG., *Pleurotomaria (Palaemon?)* sp., Gastropodensteinkern, *Ammonites Tesonianus falcatus* QU. = *Dorsetensia* sp.?, *Dorsetensia liostraca* BUCKM., *Dorsetensia* sp., *Stephanoceras Humphriesi* SOW., — *Braikenridgei* SOW., *Teloceras Blagdeni* SOW., *Megatheutis giganteus* SCHL., — *quinquesulcatus* BLAINV., *Belemnopsis canaliculatus* SCHL., *Belemnites Gingensis* OPP., *Orthacodus longidens* AG. (Zahn), versteinertes Holz, „stengelige Gebilde“

Vergleich mit den Nachbargebieten. In der Kirchner Gegend sind die unseren Dorsetensien- und Blagdenischichten entsprechenden Schichtglieder noch viel stärker tonig und etwa 26 m

mächtig ausgebildet. Die Blagdenischichten, die auch dort etwa  $\frac{2}{5}$  der Gesamtmächtigkeit ausmachen, sind ebenfalls als Laibsteinbänke ausgebildet.

Nach SO zu haben wir bei Geislingen für Unter- und Mittel- $\delta$  immer noch etwa 15 m Mächtigkeit, aber schon mit oolithischen Lagen. Eine ausgesprochene Oolithbank finden wir erstmals bei Weilerstöffel im NO des Kartengebietes, in den sonst ganz ähnlich ausgebildeten Schichten von Unter- $\delta$ . Die Mächtigkeiten weiter nach ONO sind: Heubach 14,5 m; Aalen 10 m; Unterkochen 7 m; Wasseraltingen und Königsbronn 6,5 m und in Bopfingen schließlich nur noch 4 m. Die Abnahme geht vor allem auf Kosten der Zwischenmergel. Mit Abnahme der Mächtigkeit nach O zu nimmt der Ooidgehalt und, wie schon beim Blaukalk erwähnt, die relative Mächtigkeit der Kalkbänke zu. Auch hier also wieder die Tatsache, daß auf alle Fälle mit Abnahme der Wassertiefe und vielleicht mit größerer Landnähe günstigere Bedingungen für Oolithbildung gegeben sind.

Subfurcatenoolith („B; 22"). Der hierüber folgende Subfurcatenoolith (= untere Subfurcatenschichten) ist schon seinem äußeren Habitus nach eine im Gelände unverkennbare Bank. Es ist ein blauer, dichter, schwarzblau verwitternder Kalk mit wolzig verteilten, großen Limonitoiden, teilweise in 2 Lagen gespalten und insgesamt 0,50 bis 0,60 m mächtig. Mit der geänderten Gesteinsausbildung tritt auch eine neue Ammonitenfauna auf, die durch das Vorherrschen von *Stephanoceratennachkommen* mit extern unterbrochener Skulptur gekennzeichnet ist. Der Leitammonit dieser Bank — *Strenoceras* — ist recht selten und wurde in 3 genau durchsuchten Profilen nur einmal gefunden und ebenso nur eine, nicht ganz genau bestimmbare, „ältere *Garantiana*“ Die übrige Fauna, die sich größtenteils aus ganz dickschaligen Muscheln (*Alectryonia*, *Ostrea*, *Trichites*) zusammensetzt, ist recht typisch für diese Schicht. Charakteristisch und beinahe als Leitfossil zu bezeichnen ist die in großen Exemplaren ziemlich häufig auftretende *Chlamys ambigua*. Aus anderen Gegenden fand ich zwar nirgends eine ähnliche Beobachtung erwähnt, und so kann es sich ebensogut um eine rein lokale Eigentümlichkeit im Staufengebiet handeln. Technisch verwertet wird diese Bank wegen ihrer geringen Wetterfestigkeit kaum.

Fossilliste. *Rhynchonella acuticosta* ZIET., — *concinna* Sow., *Terebratula* sp., — *intermedia* Sow., *Serpula* sp., *Trigonia* sp., *Alectryonia Marshii*, *Ostrea eduliformis*, *Ctenostreon pectiniforme*, *Arca texturata* MÜNST., *Trichites* LYC., *Astarte depressa* MÜNST., *Entolium demissum*, *Camptonectes lens*, *Chlamys ambigua* GOLDF., *Corbula musculata* QU., *Perna isognomoides* STAHL, *Modiola cuneata* Sow., *Lima* sp., *Monotis* sp., *Strenoceras subfurcatum* ZIET., *Garantiana* (*Garantiana* oder *Orthogarantiana*) sp., *Megatheutis giganteus*.

Obere Subfurcatentone („M; w"). Über dem Oolith folgen etwa 5 m ziemlich fette, schwach glimmerige und sandige Tonmergel oder Tone, die ganz oben und unten ab und zu oolithisch sind. Charakteristisch ist ihre ins Violette hinüberspielende Färbung und die Klein-

wüchsigkeit der Fauna, die bei allen Gattungen auftritt und vor allem bei den Ammoniten die genaue Bestimmung erschwerte, da viele Stücke unter 1 cm Größe waren. Der  $\text{Fe S}_2$ -Gehalt ist größer als im Hangenden und Liegenden, ohne aber gewöhnlich abnorm groß zu sein. Vielleicht ist die Kümmerfauna mit dem  $\text{Fe S}_2$ -Gehalt in Zusammenhang zu bringen. An der Grenze zu „B; 22“ wurde ein „Belemniten-schlachtfeld“ von kleinen, zerbrochenen Belemniten gefunden, wie es BENTZ aus denselben Schichten beschreibt. An Ammoniten wurden in „M; w“, außer zwei Stenoceraten in den untersten 0,30 m, nur Garantianen gefunden, und zwar allermeist „ältere Garantianen“ (*Garantia* [*Garantiana*] sp., und *Garantiana* [*Orthogarantiana*] sp.). Erstmals etwas über der Mitte von „M; w“ treten in *Garantiana* (*Garantiana*) *dubia* Qu. Formen auf, die nach BENTZ in etwas höheren Schichten — den Pseudogarantianenschichten — heimisch sind. Im obersten Meter schließlich sind schon die ersten Vertreter der jüngeren Garantianen — *Garantiana* (*Subgarantiana*) — mit auf dem Rücken vorgeschwungenen Rippenästen zu finden, daneben aber auch noch eine *Orthogarantiana*, die nach BENTZ meist den oberen Subfurcatenschichten im engeren Sinne zugehören. Parkinsonier wurden in den Tonen nicht gefunden, ebensowenig Perisphincten oder Stücke der Untergattung *Pseudogarantiana*. Beim geringen Umfang und dem schlechten Erhaltungszustand des Materials können unmöglich scharfe Grenzen z. B. zwischen den oberen und den unteren Subfurcatenschichten gezogen werden, ebensowenig bieten sich der Fauna nach für die neuen Subzonen von BENTZ (1928) — Pseudogarantianen- und Perisphinctenschichten — sichere direkte Anhaltspunkte, weshalb nur in untere und obere Subfurcatenschichten im Sinne von BENTZ (1924) eingeteilt werden konnte. Doch ist eine zeitliche Übereinanderfolge der einzelnen Garantianenarten festzustellen, die mit der von BENTZ beinahe vollständig übereinstimmt. Nach dem Auftreten von Subgarantianen und *Garantiana* (*Garantiana*) *dubia* Qu. im oberen Teile ist anzunehmen, daß die „M; w“ größtenteils den oberen Subfurcatenschichten im engeren Sinne und wahrscheinlich in ihrem oberen Teile schon den Pseudogarantianen- und vielleicht Perisphinctenschichten zeitlich entsprechen, aber noch nicht bis in die Parkinsonschichten reichen. Ein umfangreicheres Material von einem Ort mit besserer Ausbildung dieser Schicht wird vielleicht auch im Schwäbischen Jura die vollständige Bestätigung der norddeutschen Ergebnisse ermöglichen.

Von der übrigen Fauna scheint noch das häufige Vorkommen von Astartearten bemerkenswert. Ihr Auftreten ist wieder, wie wir schon bei „M; a“ gesehen haben, an stärker tonige Schichten gebunden. Es lassen sich daraus gewisse Schlüsse auf die für diese Gattung günstigen Lebensbedingungen ziehen. Auch der Fund eines Hamiten mag besonders erwähnt werden.

Fossilliste der Subfurcatentone („M; w“): *Serpula gordialis* SCHL., *Thecidium* sp., *Myacites* sp., *Pholadomya Murchisoni* Sow., *Astarte Parkinsoni* Qu., — *minima* PHILL., *Modiola* sp., *Monotis*

sp., *Nucula variabilis* Sow., *Leda lacrymale* Sow., *Entolium demissum* PHILL., — *Renevieri* OPP., *costate Trigonie*, *Dentalium* sp., *Trochus* sp., *Turritella* sp., *Pleurotomaria* sp., *Natica* sp., *Belemnites Gingensis* OPP., *Belemnites Beyrichi* OPP., *Megatheutis giganteus* SCHL., *Strenoceras subfurcatum* sp., *Hamites* sp., *Garantiana (Garantiana)* sp., — (*Orthogarantiana*) sp., — (*Subgarantiana*) sp., *Hecticoceras* sp., *Krebsschere*.

### Braun Jura ε und ζ.

**P a r k i n s o n o o l i t h b a n k.** Über den Subfurcatentonon folgt eine 1,20 bis 1,35 m mächtige Schichtserie von größtenteils oolithischen Kalkbänken, die durch geringmächtige Mergelzwischenlagen getrennt sind. Unter diesen Zwischenlagen zeichnen sich 2 („Zw. M; a“ und „Zw. M; b“) durch etwas größere Mächtigkeit und ihre gleichbleibende Höhenlage innerhalb der Gesamtbank in allen Profilen aus. Die Anzahl der Bänke und die Lage der anderen Schichtfugen ist nicht durchweg gleichbleibend, doch kann durch „Zw. M; a“ und „Zw. M; b“ und dem Gesamthabitus noch eine 6-Teilung durchgeführt werden, wenn auch manchmal lokal 2 Bänke zusammenfallen. Eine derartig weitgehende Unterteilung war erstrebenswert, um die interessante Frage, wie weit sich in dieser Kalkbank faunistisch unterschiedene Zonen ausscheiden lassen, zu lösen. (Vgl. Profil.)

Die unterste Bank „P; 1“ ist noch nicht oolithisch und wegen der zahllos darin vorkommenden *Fucoiden* (*Chondriten*?) überall unverkennbar. Diese treten durch ihre etwas grünliche Farbe in dem blaugrauen Kalke schön hervor und durchsetzen diesen nach allen Richtungen, am häufigsten horizontal. Körperlich treten sie erst nach Behandlung mit verdünnter HCl hervor, gegen die sie etwas widerstandsfähiger sind. Stellenweise war größerer FeS<sub>2</sub>-Gehalt und etwas gröbere Struktur zu beobachten. Neben einfacheren, bis zu 0,5 cm breiten Streifen kommen ab und zu reichverzweigte Formen vor. Ooide und Fossilien fehlen in der eigentlichen *Fucoidenbank*, weswegen ihre genaue Stellung in der Zonengliederung nach *Ammoniten* dahingestellt bleiben muß.

Es folgt darüber eine zum Teil oolithische, blaue Kalkbank „P; 2“, die ebenfalls noch ab und zu *Fucoiden* führt und in angewittertem Zustand durch zahlreiche, braune Platten auffällt. Es werden in ihr erstmals, und zwar ziemlich zahlreich, *Parkinsonier* gefunden. Fossiliste: 3 *Parkinsonia subarietis* WETZ., *Parkinsonia acris* WETZ., 9 nicht genau bestimmbare *Parkinsonier* (ausnahmslos ältere, evolute Formen), 3 *Garantiana (Subgarantiana)* sp., *Belemnites Beyrichi*, *Pecten* sp., *Lima* sp., *Pinna cuneata* PHILL., *Rhynchonella* sp., *Serpula* sp., *Fucoiden*. Nach dieser Fauna von älteren *Parkinsoniern* und jüngeren *Garantianen* kann „P; 2“ zweifelsohne als „untere Parkinsonischichten“ angesprochen werden. Bemerkenswert ist das große zahlenmäßige Überwiegen der *Parkinsonier* gegenüber den immer noch kleinwüchsigen *Garantianen*.

In der folgenden Bank „P; 3“ — einer ebenfalls blauen Kalkbank mit zahlreichen, wolkig verteilten, großen Fe-Ooiden — hat sich die Fauna nicht wesentlich geändert. Fossiliste: 3 *Parkinsonia sub-*

*arietis*, — *arietis* WETZ., — *acris*, 7 *Parkinsonia* sp. (darunter aber keine *Parkinsonia Neuffensis*), *Garantiana* (*Subgarantiana*) *alticosta* (?) WETZ., *Belemnites canaliculatus* SCHLT., — *Beyrichi* OPP., *Megatheutis giganteus* (zum letztenmal), *Opis similis* Sow., *Trigonia denticulata* AG., *Modiola* sp., *Ostrea* sp., *Myacites* sp., *Pholadomya* sp., *Aulacothyrus carinata alveata* LMCK., *Serpula* sp. Also ebenfalls noch untere Parkinsonischichten.

Petrographisch sind die folgenden Bänke („P; 4 und 5“) noch recht ähnlich dem durch „Zw. M; 1“ von ihnen getrennten „P; 3“. Doch schon in „P; 4“, das leider sehr wenig Funde geliefert hat, macht sich eine Änderung der Fauna bemerkbar. Brachiopoden werden häufiger; Garantianen werden nicht mehr gefunden. Es fanden sich: 3 *Parkinsonia* sp. (darunter keine *Parkinsonia Württembergica*), *Belemnites canaliculatus*, *Perna isognomoides* STAHL (mehrfach), *Modiola* sp., *Pholodomya* sp., *Rhynchonella* sp. (häufig), *Terebratula Württembergica* OPP., — *perovalis* Sow.

Deutlich wird dieser Umschwung in „P; 5“ mit: 3 *Parkinsonia Neuffensis* OPP., *Parkinsonia* sp. (nicht *Württembergica*), *Oppelia fusca* (?) QU., 2 *Oppelia* sp., *Bigotites* ex aff. *Martiusi* D'ORB., *Belemnites* sp., — *subhastatus* ZIET., *Entolium demissum*, *Trigonia intralaevigata* QU., *Posidonia Parkinsoni* QU., *Terebratula bullata* QU., *Pleurotomaria Palaemon* var. *serpentina* SIEB., *Cryptaulax echinata* BUCH., *Serpula* sp. Die evoluten Parkinsonier sind stark zurückgetreten oder ganz verschwunden, also schon die typische Fauna der „oberen Parkinsonischichten“.

In den Bänken „P; 2“ bis „P; 5“ ist ein Vorherrschen der Ammoniten gegenüber der anderen Fauna festzustellen. Anders wird dies in den folgenden, fossilreichen Mergeln „Zw. M; b“, in denen Lamellibranchiaten und Brachiopoden wieder das Übergewicht haben. Neben zahlreichen Fe-Ooiden finden sich auch Ca-oolithische Stellen. Fossiliste: Wohnkammerbruchstück einer *Parkinsoni Württembergica* OPP., 2 *Parkinsoni* sp., *Belemnites Beyrichi*, *Entolium demissum*, *Camptonectis lens*, *Ostrea Knorri* ZIET., *Posidonia Parkinsoni*, *Lima duplicata*, *Oxytoma inaequalvis*, *Monotis* sp., *Pholodomya* sp., — *Murchisoni*, *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp., — *bullata* QU., *Dentalium* sp., *Serpula* sp. Dem Fund einer *Parkinsoni Württembergica* nach muß also die Grenze zwischen den oberen Parkinsonischichten und den Württembergicusschichten noch innerhalb des Komplexes des „Parkinsonooliths“ gezogen werden.

Die oberste Bank „P; 6“ führt vorwiegend Brachiopoden und bietet keinen Anhaltspunkt für die Zoneneinteilung des obersten „Parkinsonooliths“. Es fanden sich nur: *Posidonia Parkinsoni*, *Lima* sp., *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp.

Zusammenfassend kann also gesagt werden, daß der 1,2 m mächtige „Parkinsonoolith“ 3 paläontologische Subzonen vertritt: die unteren und oberen Parkinsonischichten und den unteren Teil der Württembergicuszone.

Die folgenden, von einigen Geodenlagen durchsetzten 0,9 bis 1,2 m mächtigen Mergel „M; x“ sind zum Teil schwach Ca-oolithisch und sehr fossilarm: *Belemnites Württembergicus* OPP., *Camptonectes lens*, *Oxytoma inaequalvis*, *Lima* sp., *Pholadomya* sp., *Terebratula* sp., *Pentacrinus pentagonalis*. Sie sind wohl teilweise noch den Württembergicusschichten zuzurechnen. Für Ausscheidung einer Arbustigerussubzone, ähnlich wie in Norddeutschland, ergaben sich keinerlei Anhaltspunkte.

„*Aspidoidesbank*“. Diese sehr harte, blaue, wenig oolithische Bank im Hangenden der Mergel bietet dann wieder einen festen Anhaltspunkt. Die Parkinsonier sind verschwunden; Makrocephalen folgen erst im Hangenden. Die spärlichen Ammoniten, die kaum aus dem Gestein herauszubekommen sind, sind Perisphinkten und Oppelien: *Oppelia* sp., — *aspidoides* OPP., *Perisphinctes laeviplex* QU., — sp., *Pholadomya* sp., *Rhynchonella* sp. (mehrfach), *Terebratula* sp.

Die große Brachiopodenzahl seit „P; 6“ rechtfertigt also auch am Stufen den teilweise hierfür üblichen Namen Variansschichten. Auch das einzige in  $\varepsilon$  gefundene Dentalium entspricht seiner Höhenlage nach den andern Orts in  $\varepsilon$  vorkommenden Dentalientonen.

Beim Vergleich unseres Ober- $\delta$  und  $\varepsilon$  mit der sonstigen Alb sehen wir, daß die Subfurcatenschichten, allerdings unter Reduktion der Gesamtmächtigkeit, bei Bopfingen ebenfalls unten kalkig-oolithisch, oben mergelig-oolithisch ausgebildet sind. Aus folgender Tabelle ergeben sich die durchgehenden Tendenzen der Mächtigkeitsschwankungen:

	Neumarkt (nach Reuter)	Bopfingen (nach Bentz)	Stufen (nach G. Stahlecker)	Beuren (nach R. Stahlecker)	Eningen (nach Krimmel — Wetzell)	Hechingen (nach Müller)	Zillhausen (nach Rieber)	Lochengebiet (nach E. Fischer — Rieber)	Gosheim (nach Wetzell)	Thalheim (nach Krimmel)
Makrocephalenoolith . .	ca. 1,0	0,8	0,6	ca. 0,6	0,2(?)					
Aspidoidesbank	0,1	0,3	0,2	ca. 0,5	0,5	10,0	17,0	28	32	40
Braun-Jura-Tone (Dentalientone)	0,3	0,5	0,9 bis 1,3	6,7	10,0					
Parkinsonoolithbank	0,4	ca. 1,0	1,2	0,7	0,7	0,5	0,4	?	0,5 bis 1,2	0,6
Subfurcatenton . . . . . (Schwefelkieston)		0,5 bis 0,3	5,0	20 bis (27?)	(32?)	10	7	3,3(?)	6,6	6,1
Subfurcatenoolithbank .	0,2	0,1 bis 0,4	0,5	—	—	1,5	2	2	1,4	3,0



Es fällt hierbei auf, daß an Stelle der mächtigsten Entwicklung der dort als Clavellaten- oder Schwefelkiestone bezeichneten Ober- $\delta$ -Tone die Subfurcatenoolithbank ausfällt. Weiterhin ist bemerkenswert, daß im Gegensatz zu der großen Verschiedenheit in der Mittelalb, bei Balingen—Gosheim Fazies und Mächtigkeit von Ober- $\delta$  auffallend ähnlich dem Staufengebiet sind. Es ergibt sich hieraus eine etwa NO—SW streichende Linie gleicher Fazies und ähnlicher Mächtigkeit, die WETZEL (Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des mittleren Braun Jura von Nordwesteuropa, Paläontographica 65, Seite 199) auf Grund der Sedimentabnahme und der Bildung von Limonitoiden durch Annahme einer NO—SW-Untiefe des Doggermeeres, „einer submarinen Hebungszone, die nicht unbedingt litoral sein müßte“, eventuell erklären zu können glaubt. In der südlichen Frankenalb und bei Bopfingen wären dann Kulminationspunkte dieser Untiefe anzunehmen. Ebenso gut kann es sich aber bei dieser Limonitfazies um die küstennächsten Bildungen eines im SO liegenden Landes handeln.

Recht gleichmäßig ausgebildet ist in der Ostalb Braun Jura  $\epsilon$ . So läßt sich z. B. zwischen dem Ries und dem Staufengebiet eine genaue Gleichsetzung ermöglichen:

Profil am Südfuß des Ipf (nach BENTZ).	$\epsilon$ -Profil SO-Hang des Stufen.
0,33 m mit <i>Makrocephalites makrocephalus</i> .	0,30 m oolithische Mergel mit <i>Makrocephalites makrocephalus</i> .
0,20 m knollige Kalke: <i>Makrocephalites makrocephalus</i> .	0,10 m oolithische Kalkbank: <i>Makrocephalites makrocephalus</i> .
0,30 m oolithische Mergel: <i>Makrocephalites makrocephalus</i> .	0,12 m oolithische Mergel: <i>Makrocephalites makrocephalus</i> .
0,12 m oolithische Kalkbank: <i>Oppelia fusca</i> .	0,16 m schwach oolithische Kalkbank: <i>Oppelia aspidoides</i> .
0,12 m braune oolithische Mergel.	1,00 m braune, schwach oolithische Mergel: „M; x“
0,38 m oolithische Kalkbank: <i>Parkinsonia Württembergica</i> , <i>Oppelia</i> sp.	0,12 m oolithische Kalkbank: „P; 6“
0,07 m oolithische Mergel: <i>Parkinsonia Württembergica</i> (erstmals), <i>Oppelia</i> sp.	0,12 m oolithische Mergel: <i>Parkinsonia Württembergica</i> ; „Zw. M; b“
0,90 m oolithische Kalkbänke: <i>Parkinsonia Neuffensis</i> , <i>Parkinsonia Parkinsoni</i> usw.	1,00 m oolithische Kalkbänke: „P; 1 bis P; 5“; <i>Parkinsonia</i> sp. sp.

Diese Schicht- und Faunenfolge bei Bopfingen beweist meines Erachtens auch die Richtigkeit unserer Grenzziehung zwischen oberen Parkinsonischichten und Württembergicusschichten und des teilweisen Einbeziehens der „M; x“ in die Württembergicuszone. Auch auf die erneute Tendenz zu mächtigerer Bankbildung bei Bopfingen sei hingewiesen.

Die Parkinsonoolithbank ist, ebenso wie die Aspidoidesbank, im ganzen Albgebiet ausgebildet, doch umfaßt sie nicht überall

genau dieselbe Zonenfolge. So sind nach R. STAHLCKER bei Beuren noch die untersten 2 m der Tone in ihrem Hangenden den oberen Parkinsonischichten zuzurechnen, während bei uns die Oolithbank die unteren und oberen Parkinsonischichten vollständig und noch einen Teil der Württembergicusschichten vertritt.

Das Maximum der Mächtigkeit der  $\varepsilon$ -Tone hat sich gegenüber den Ober- $\delta$ -Tonen weit nach SW verschoben (siehe Tabelle). Erst bei Geisingen a. D. herrscht nach WETZEL wieder Ähnlichkeit mit dem Stuifen. Unter Zugrundlegung der vorerwähnten Annahmen WETZELS würde dies eine Verlagerung des Rückens um einige Grade nach NNO bedeuten, womit dann auch die Verlagerung des Minimums nach HENNIG in der Ostalb etwas nach W ( $\varepsilon$  bei Aalen etwa 1 bis 2 m, am lpf und am Stuifen etwa 3 m) gut zusammenstimmen würde.

**Makrocephalenoolith.** Im Hangenden der Aspidoidesbank folgen etwa  $\frac{1}{2}$  m oolithische Sedimente, deren Ausbildung auf kurze Entfernung erheblich schwankt. Bei Winzingen sind es durchgehend Mergel, am Stuifen haben wir Mergel mit 1 bis 2 weichen Kalkbänken. Die Fossilführung ist außerordentlich reich, stellenweise besteht das Gestein beinahe vollständig aus großen, verdrückten Triplicaten und allerdings viel weniger häufigen Makrocephalen, deren innere Windungen zum Teil noch verkalkt sind. Auch die Ooide sind meist stark abgeplattet. Im oberen Teile dieser Mergel trifft man stellenweise Anhäufungen von *Rhynchonella Fürstenbergensis* in einem kleinen Bänken und recht häufig stark phosphorhaltige Kalkknollen, die oft einen organischen Rest umschließen — also schwache Anklänge an die von REUTER beschriebene Phosphoritfazies dieser Schichten im nördlichen Frankenjura. Im Vergleich zum Individuenreichtum ist die Artenzahl recht gering. Die Fossilführung und der Ooidgehalt nehmen nach oben ab, nach etwa  $\frac{1}{2}$  m sind die Ooide verschwunden; also wieder dieselbe Beobachtung wie in  $\beta$ , daß Ooidgehalt und starke Fossilführung in Zusammenhang stehen.

**$\zeta$ -Tone.** An Stelle der rötlichen, oolithischen Mergel treten dann allmählich graubraune bis gelbbraune Tonmergel mit schwankendem Sandgehalt. Diese Tonmergel sind etwa 8 bis 9 m mächtig und finden ihren Abschluß durch die „erste Phosphoritknollenlage“ mit *Cosmoceras* (*Zugocosmoceras*) *Jason*. Ihre Grenzregion zu den Oolithtonen ist durch zahlreiche weiße Flitterchen ausgezeichnet. ZAKREZEWSKI erwähnt dieselbe Erscheinung direkt über den Makrocephalenbänken vom Linsengraben bei Glems. Auch in höheren Lagen der Tone kommen diese kleinen weißen Stellen oft massenhaft vor. Es handelt sich wohl um zertrümmerte Schalen.

Eine Grabung durch diese Tone lieferte leider nur stark zerdrückte, stets tonig, höchstens schwach rostig erhaltene Fossilien. Der  $\text{FeS}_2$ -Gehalt ist bei uns recht gering. In Boll dagegen fand ALLMENDINGER (siehe S. 110) schon herrlich verkieste Fossilien vor. Der Erhaltungszustand machte eine genaue Bestimmung größtenteils unmöglich. Ab-

gesehen von der zum Teil massenhaft auftretenden *Posidonia ornati* treten in der Fauna die Lamellibranchiaten stark zurück, und die Ammoniten nehmen eine dominierende Stellung ein. Daneben sind auch Brachiopoden noch recht häufig.

*Hecticoceraten*, *Perisphincten* und *Macrocephalen* (?) sind die häufigsten und von der Aspidoidesbank bis zur „ersten Phosphoritlage“ durchgehenden Arten. In den ersten Metern über dem Oolith ist die Fauna recht kleinwüchsig, etwa in  $\frac{1}{3}$  Höhe fand sich dann am Stufen eine Anhäufung großer Perisphincten, weiter nach oben waren dann die Fossilien wieder meist sehr selten, um erst in der Nähe der Phosphoritbänke wieder häufiger zu werden. Große Macrocephalen wurden nur in den Oolithen gefunden, die in den Tonen vorkommenden sind meist recht klein und wohl größtenteils zu *Macrocephalus tumidus* zu stellen, doch konnten keine genauen Bestimmungen gemacht werden. Von den für diese Schicht zur Einteilung so wichtigen Cosmoceraten (im weiteren Sinne) wurde im Macrocephalenoolith, trotz des großen Materials, keiner gefunden. Auch im Material aus den  $\zeta$ -Tonen konnte kein Stück ganz einwandfrei als Cosmocerat (einschließlich Kepplerites) bestimmt werden. Auf alle Fälle sind diese im Vergleich zu anderen Familien nur sehr spärlich vorhanden. Nach unsicheren Bestimmungen zu schließen, reichen *Cosmoceras* (*Kepplerites*) vom Ende der Oolithfazies bis in etwa  $\frac{1}{3}$  Höhe der  $\zeta$ -Tone. Aus deren obersten Metern liegen dann Funde vor, die am ehesten zu *Cosmoceras* (*Cosmoceras*) *Jason* zu stellen sind. Von anderen Arten sind noch Reineckien zu nennen, die eine weitere Verbreitung haben, und aus dem obersten Teile der Tone ein *Oecoptychius refractus*.

*Variamussium penninicum* NEUMAYR. Besonders erwähnenswert scheint ein *Variamussium* sp., das mehrfach gefunden wurde. Es unterscheidet sich gegenüber *Variamussium pumilum* und *nonarium* durch die stärkere Außenskulptur, gegenüber *nonarium* auch noch durch die Dreizehnzahl der Innenleisten. Genau stimmt es überein mit *Variamussium penninicum* NEUMAYR, das dieser aus dem unteren Oxfordton in Galizien anführt und als für sein „mediterranes Oxfordien eigentümlich“ erklärt. Im süddeutschen Jura wurde, soweit mir die Literatur zugänglich war, bisher noch kein *Variamussium penninicum* gefunden. Es ist dies somit ein neues Belegstück für den seit dem oberen Braun Jura angenommenen Zusammenhang zwischen dem schwäbisch-fränkischen und dem polnisch-galizischen Jurabecken.

1. (untere) Phosphoritknollenlage. Über den beschriebenen Tonen folgt eine Lage mit zahlreichen Phosphoritknollen und Belemnitenbruchstücken, die durch den einwandfreien Fund eines *Cosmoceras Jason* besonders wichtig ist. Die Phosphoritknollen enthalten, ebenso wie die der 2., oberen Phosphoritlage, häufig Fossileinschlüsse. Sie haben eine oft ganz unregelmäßige, warzige Oberfläche und sind zum Teil stark abgerieben. Von der oberen Phosphoritknollenlage sind sie durch 0,30 m Tone getrennt, die nur eine ganz indifferente Fauna ge-

liefert haben, aber durch das erste, allerdings recht spärliche Glaukonitvorkommen bemerkenswert sind. Herr ALLMENDINGER<sup>1</sup> zeigte mir ein reintoniges, gut erhaltenes *Cosmoceras Castor*, das er in Höhe der Knollenschicht am Stuifen gegraben hatte, und das seiner Erhaltung nach aus diesen Zwischentonen sein könnte.

2. (obere) Phosphoritknollenlage (Lambertiknollenschicht). Diese Schicht ist durch die zahlreichen Quenstedticeraten gekennzeichnet, die entweder in den Knollen stecken oder in kleinen, ebenfalls phosphoritischen Lobenbruchstücken im Tone liegen. Wichtig ist, daß auch tonig erhaltene Stücke in dieser Schicht vorkommen: 3 Quenstedticeraten und ein großes *Peltoceras faustum*. Cosmoceraten waren nur in Knollen und sehr selten zu finden, und zwar nur Formen, die nach BRINKMANN den Ornatenschichten im engeren Sinne (Ober-Callovium) angehören. Die ganze Schicht ist stark glaukonitisch. Für kräftige Wasserbewegung zur Zeit ihrer Bildung sprechen die vielen Belemnitenbruchstücke und abgerollten Fossilien.

Fossillisten. 1. Phosphoritknollenlage *Cosmoceras* (*Zugcosmoceras*) *Jason* REIN., *Cosmoceras* sp., *Stephanoceras coronatum* BRUG., *Perisphinctes* sp., *Peltoceras* sp. (?), *Reineckia* sp., *Nucula ornati* QU.; Zwischentone *Hecticoceras* sp., *Ammonites* sp., *Lima* sp., *Posidonia ornati* QU., *Terebratula* sp., Seeigel sp.; Lambertiknollenschicht: *Cosmoceras* (*Cosmoceras*) *spinosum* SOW., *Cosmoceras* (*Cosmoceras*) *Duncani* SOW. oder *Cosmoceras* (*Anacosmoceras*) *compressum* BRINKM., *Cosmoceras* sp., *Peltoceras faustum* BAYLE (*Ammonites Bakeriae* QU.), *Peltoceras caprinum* SCHLT., — *athleta* PHIL., *Perisphinctes convolutus* sp., *Quenstedticerates Lamberti* SOW., — *Mariae* D'ORB., *Ammonites* sp., *Belemnites semihastatus* BLAINV., *Belemnites* sp., *Posidonia ornati* QU., *Astarte* sp., *Mecochirus socialis* v. MEY., fernerhin führt QUENSTEDT (Ammoniten, Tafel 90 Fig. 10) ein *Cardioceras cordatum* SOW. aus der Lambertiknollenschicht am Stuifen auf.

Aus denselben Schichten, aber nicht genau horizontiert, sind weiterhin anzuführen: *Cardioceras cordatum* SOW., *Reineckia* sp., und nach ALLMENDINGER: *Oppelia* sp. (*flexuosa*?), *Cosmoceras ornatum* SCHLT., *Cosmoceras Castor* REIN., *Cosmoceras* sp., viele Quenstedticeraten, *Peltoceras athleta*, *Reineckia anceps* REIN., *Reineckia Fraasi* OPP., *Stephanoceras coronatum* BRUG., Pleurotomarien, Korallen, Scherenballen, Haifischzähne.

Glaukonittone. Über der Lambertiknollenschicht folgen, bis zur 1. Weiß-Jura- $\alpha$ -Kalkbank, etwa 4 m ziemlich fette, fossilarme Tone,

<sup>1</sup> Ein Göppinger Sammler, Herr ALLMENDINGER, Göppingen, Quäkerstraße, der durch mehrfache Grabungen sehr reichhaltiges, zum Teil wundervoll erhaltenes und stratigraphisch einwandfrei gesammeltes Material dieser Schichten besitzt und auch verkauft, stellte mir in liebenswürdiger Weise die Fossilliste seiner Grabungen in meinem Gebiet (siehe Fossilliste) zur Verfügung. Leider ist hierbei innerhalb der 2 Phosphoritlagen keine Unterteilung mehr gemacht worden. Derselbe überließ mir auch zu Vergleichszwecken sein in der Nähe von Boll gewonnenes Grabprofil dieser Schichten.

die sich von den Tönen unter den Phosphoritlagern durch größeren Glimmergehalt, geringeren Sandgehalt und dadurch dichtere Struktur unterscheiden. Auch ihre Farbe ist etwas mehr ins Graue gehend. ZAKREZEWSKI führt eine Steigerung des Glimmergehalts in dieser Höhe auch von anderen Gegenden an. Der Glaukonitgehalt dieser Töne ist sehr verschieden, doch sind nur etwa 0,60 m in der Mitte ganz frei von Glaukoniten. Phosphoritknollen kommen sehr spärlich darin vor. Die mir vorliegende Fauna ist so indifferent, daß eine Einordnung dieser Töne in eine bestimmte Zone ausgeschlossen ist. ENGEL (siehe unten) führt *Belemnites semihastatus rotundus* daraus an.

Den Abschluß dieser Glaukonittöne bildet eine weiche, glaukonitische Kalkmergelbank mit *Cardioceras* sp., *Hecticoceras*, *Perisphincten* und *Oppelien* (siehe Profil). Vom Heldenberg bei Winzingen bringt ENGEL (Geognostischer Wegweiser durch Württemberg, Seite 375) ein Profil von Unter-Weiß  $\alpha$ , das in der Nähe von unserem Profil liegt und genau dessen Fortsetzung nach oben ist, heute aber verwachsen ist. Die 1. Weiß-Jura- $\alpha$ -Kalkbank wird hier schon zur Transversariusschicht gezogen.

Vergleich mit anderen Gebieten. Ehe versucht wird, auf Grund der geschilderten Faunenverhältnisse den Schichtkomplex über der *Aspidoides*bank bis zur 1. Weiß-Jura- $\alpha$ -Kalkbank, dessen Untergrenze mit der Bathonium-Callovium-Grenze zusammenfällt, nach Zonen zu gliedern, scheint es von Vorteil, mit einigen benachbarten oder ähnlich ausgebildeten Vorkommnissen zu vergleichen.

Eine ausführliche Behandlung hat in jüngster Zeit das Callovium durch BRINKMANN erfahren, die zu folgender Einteilung führte:

#### Einteilung des Callovien (nach BRINKMANN).

Oxford	{ Zone des <i>Cardioceras cordatum</i>   Zone des <i>Cardioceras tenuicostatum</i>
Ober-Callovien	{ Zone des <i>Quenstedticeras Lamberti</i>   Zone des <i>Cosmoceras spinosum (ornatum)</i>
Mittel-Callovien . . . . .	{ Zone des <i>Cosmoceras Castor</i> und <i>Pollux</i>   Zone des <i>Cosmoceras Jason</i>
Unter-Callovien	Zone des <i>Makrocephalites makrocephalus</i> mit <i>Cosmoceras (Kepplerites)</i>
Bathonien	Zone der <i>Oppelia aspidoides</i> .

Auffallende Ähnlichkeit herrscht zwischen unserem Gebiet und der Frankenalb, die erstmals von REUTER beschrieben wurde, dessen Ergebnisse dann von MODEL und GREIF noch etwas abgeändert wurden. Es folgt dort über der *Aspidoides*bank oolithisches Gestein mit zahlreichen, großen *Perisphincten* und *Macrocephalen*; darüber bis zu 9 m Töne, die ebenfalls noch *Macrocephalen* — sogar *Macrocephalites macrocephalus* —, daneben aber auch ziemlich bald schon *Cosmoceras Jason* enthalten; darüber dann bis zu 2 m mächtig glaukonitische Töne

mit Phosphoritgeröllen, aus denen *Cosmoceras Jason* bis zu den jüngsten Cosmoceraten angeführt werden; es folgen schließlich glaukonitische, fossilarme Tone bis zu 1 m Mächtigkeit und als deren Abschluß eine glaukonitische Kalkbank mit *Perisphinctes plicatilis*, die zur Zone des *Peltoceras transversarium* gerechnet wird.

Von der Schwäbischen Alb liegen derartig zusammenfassende und ausführliche Beschreibungen bis jetzt nicht vor, doch scheinen die Phosphoritknollen mit Quenstedticeraten, einer Gattung, die im Frankensjura anscheinend nicht von Bedeutung ist, einen guten, weithin durchgehenden Horizont zu bilden. Hierüber kommen nach ZAKREZEWSKI mindestens bis in die Tübinger Alb Glaukonittone vor, deren Hangendes wieder die „neun Kalkbänke“ der Transversariuszone bilden, aus deren 2 untersten ZAKREZEWSKI ebenfalls *Ammonites plicatilis* anführt. Unter der Lambertiknollenschicht wird größtenteils eine Ornaten- und eine Jasonzone unterschieden. Ein genau untersuchtes Profil dieser Schichten, das aber bis jetzt noch nirgends veröffentlicht ist, hat Herr ALLMENDINGER (vgl. Anmerkung Seite 110) bei Boll gegraben. Dort folgen über einer Makrocephalenbank und 0,90 m Makrocephalenoolith etwa 11 m Tone, die unten *Keplerites* und *Makrocephalites tumidus* führen. *Reineckien* und *Cosmoceras Jason* treten spätestens nach 4 m auf. Bei 4,40 m (also etwa  $\frac{1}{3}$  der Höhe) wird ein sehr fossilreiches Lager als Hauptlager des Jason ausgeschieden, in dem keine Makrocephalen mehr gefunden wurden. Bei etwa 5,50 m scheint *Cosmoceras Jason* aufzuhören und von 7,00 bis 7,50 m finden sich fossilreiche Tone mit „Ornaten“, Peltoceraten, Krebsen in Knollen usw.; 7,50 m bis 11,00 m sind fossilarme Tone, deren Hangendes die Lambertiknollenschicht ist.

Im Vergleich mit diesen Vorkommnissen glaube ich, trotz des schlecht erhaltenen Materials, auch am Stufen noch genauere Zonen etwa folgendermaßen ausscheiden zu können: Der Oolith und der untere Teil der vorerwähnten 8 bis 9 m „ζ-Tone“ (siehe Profil) gehören der „Zone des *Makrocephalites makrocephalus*“ (nach BRINKMANN) an, womit auch die zwar fraglichen Kepleritenfunde zusammenstimmen; der obere Teil dieser 8 m Tone wäre wohl, obwohl *Cosmoceras Jason* nicht sicher darin gefunden, schon zur *Jasonzone* zu ziehen, deren oberster Teil die 1. Phosphoritknollenlage ist. Die 0,30 m Zwischenzone entsprechen der durch besondere Verhältnisse stark zusammengeschrunpften Castor-Pollux- und zum Teil der Ornatenzone. Die 2. Phosphoritknollenlage umfaßt, den Funden nach, zeitlich den größten Teil der Ornatenzone, die Lambertizone und die Cardioceraszone.<sup>1</sup> Es kann somit hier im Callovium nur eine scharfe Grenze nach unten gegen das Bathonium, nicht aber nach oben gegen die Oxfordstufe gezogen werden.

<sup>1</sup> Durch die getrennte Anführung einer Lamberti- und Cordatuszone soll nur dem Vorbild BRINKMANNs gefolgt werden, ohne daß mir aber aus Württemberg ein Nachweis der Trennungsmöglichkeit dieser zwei Zonen bekannt wäre. Vielmehr wird bis jetzt noch eine seitliche Vertretung der Quenstedticeraten durch Cardioceras z. B. im Randengebiet angenommen. REUTER gibt Cardioceras allerdings auch als jünger gegenüber den Quenstedticeraten an.

Die starke Zusammenschrumpfung im oberen Callovium beruht wohl auf Aufarbeitungserscheinungen, wofür die Faunenvermischung, die lagenweise Anhäufung der Phosphoritknollen, und deren starke Abrollung sprechen. Für die Zeitbestimmung der Aufarbeitung ist das Vorkommen von tonig erhaltenen Peltoceraten und Cardioceraten wichtig, da diese dann also frühestens zur Lambertizeit, wahrscheinlich aber erst zur Cardioceratenzeit erfolgen konnte, was genau mit den Beobachtungen im Frankenjura zusammenstimmt, wo REUTER die Aufarbeitung zur Biarmatenzeit annimmt.

Die Glaukonittonen geben keinerlei faunistische Anhaltspunkte. Ich möchte sie, da ZAKREZEWSKI aus den Tonen direkt unter den Weiß-Jura- $\alpha$ -Mergelbänken stellenweise noch *cordatum* und *Lamberti* anführt, nach dem Vorbild REUTERS, ebenfalls noch zur Lambert i - C o r d a t u m - Z o n e zählen. Es wäre dann also die 1. Kalkbank als Untergrenze der Transversariuszone anzunehmen, die wahrscheinlich auf sehr weite Entfernungen im ganzen Schwäbischen und Fränkischen Jura einen durchgehenden Horizont bildet.

$\epsilon/\zeta$  - Grenze? Da die Makrocephalen nicht absolut als Zonenfossil zu benützen und ebensowenig etwa eine Kepplerites-Jason-Grenze wegen der rein tonigen Ausbildung dieser Schichten als  $\epsilon/\zeta$ -Grenze praktisch verwendbar ist, ist es sehr schwer, eine genau fixierte  $\epsilon/\zeta$ -Grenze zu ziehen. Am günstigsten wäre paläontologisch die auch als Bathonium-Callovium-Grenze benützte Aspidoidesbank, doch widerspricht dies der Tradition in Württemberg, wo sie auch zum Teil petrographisch sehr nahe zusammengehörige Sedimente auseinanderreißen würde. So darf wohl, wie bisher, die Obergrenze der oolithischen Ausbildung der Makrocephalenschichten weiterhin als Grenze benützt werden, wobei man sich aber immer bewußt bleiben muß, daß eine derartige Grenzziehung auf rein petrographischer, aber nicht faunistischer Grenzziehung beruht.

Braun Jura/Weiß Jura-Grenze. Zur Abgrenzung wird wohl am besten nach dem Vorschlage ZAKREZEWSKIS die erste Kalkbank verwendet, da die faunistisch besser markierte und geeignetere Lamberti-knollenschicht meist sehr schlecht auffindbar ist.

Die Gesamtmächtigkeit ist bei der vorbeschriebenen Grenzziehung für  $\epsilon$  mit etwa 3 m, für  $\zeta$  mit 11 bis 12 m anzunehmen.

### Tektonik.

Das weithin flächenhaft ausgebildete  $\beta$  mit seiner recht häufig aufgeschlossenen Ober- und Untergrenze ermöglichte ein zum Teil recht engmaschiges Höhenpunktnetz aufzunehmen. So kann auf Grund einer Lagerungskarte mit Streichlinien von 5 zu 5 m auch ein ziemlich genaues tektonisches Bild des Kartierungsgebietes gegeben werden (Tafel II a). Die Fehlergrenze der verwendeten Punkte glaube ich auf Grund der Arbeitsmethode mit höchstens 2 m annehmen zu dürfen. Also Beträge, die nur im einzelnen kleine Fehler hervorrufen, die Hauptzüge der

Streichlinien aber nicht beeinflussen können. Bei Einzeichnung der Linien wurde immer dem einfachsten Verlauf der Vorzug gegeben, und scharfe Umbiegungen nur eingezeichnet, wenn in mehreren Linien derselbe Verlauf gesetzmäßig wiederkehrte. Das Einfallen wurde, soweit nicht Rutschungen in Betracht kommen konnten, mitberücksichtigt und eingetragen. Die Linien sind enggestrichelt, wo Beobachtungspunkte fehlen, der Verlauf aber ziemlich sicher steht. Die weite Strichelung an den Rändern soll nur ihre mutmaßliche, auf wenigen Punkten beruhende Fortsetzung andeuten.

Wir können das Gebiet in zwei zwar den tektonischen Hauptrichtungen nach einheitliche, aber in den Ausmaßen der Wirksamkeit der tektonischen Kräfte scharf unterschiedene Regionen trennen: Im weitaus größten Teil finden sich nur weitgeschwungene Mulden und Sättel. Im N daran anschließend ist dann aber am Rechberg und nördlich des Stuifen ein in sich wieder stark verworfenes Grabengebiet, ein Teil des weit durch Württemberg dem Albrand entlang SW—NO streichenden Bruch- und Grabensystems. Die beiden tektonischen Hauptrichtungen bei uns sind: WSW—ONO und etwa senkrecht dazu WNW—OSO, wobei erstere in ihren Ausmaßen und ihrer Bedeutung weitaus dominiert.

**Rechberggrabengebiet.** Wesentlich verschieden gegenüber der letzten Untersuchung (Karte 1 : 50 000 von E. FRAAS, 1907) ist der Verlauf der Verwerfungen am Rechberg durch den Nachweis eines Grabens hier. Die O bis ONO streichende nördliche Randverwerfung konnte größtenteils aus der FRAASSchen Karte übernommen werden.

Bei einer Durchschnittsmächtigkeit von  $\alpha$  mit 110 m und von  $\beta$  mit 50 m ergab sich hierbei nördlich des Rechberg ( $\beta/\gamma$ -Grenze auf etwa 550) eine Sprunghöhe von 55 m; zwischen<sup>1</sup> Hohenreute ( $\beta/\gamma$ -Grenze auf 485) und Gewand „Lange“ von 125 m; nördlich „Eichhölzle“ (Braun Jura  $\beta/\gamma$ -Grenze etwa 470) von 100 m. Die geringere Sprunghöhe beim „Eichhölzle“, trotz der tieferen Lage der  $\beta/\gamma$ -Grenze dort, ist auf die Lagerung des Lias außerhalb des Grabens zurückzuführen (Lias-Obergrenze bei Hohenreute etwa 450, bei Waldstetten etwa 410). Diese Lagerung ist wohl durch eine NNW-Mulde bedingt, die jünger als der Graben diesen durchsetzt, im Graben selbst die tiefere Lage des „Eichhölzle“ zwischen „Hohenreute“ und „Tannenwald“ verursacht, südlich des Grabens sich in der Streichlinienkarte bemerkbar macht und im Tal von Weilerstöffel nach Waldstetten morphologisch hervortreten scheint. Noch weiter östlich Waldstetten ist nach FRAAS beim Schafhaus Lindenhof der oberste Lias wieder auf 440, woraus sich nördlich des „Tannenwald“ eine Sprunghöhe von 60 m errechnen läßt. Morphologisch macht sich die Verwerfung nicht bemerkbar. Das nördliche Vorland fällt durchweg gegen die Verwerfung ein.

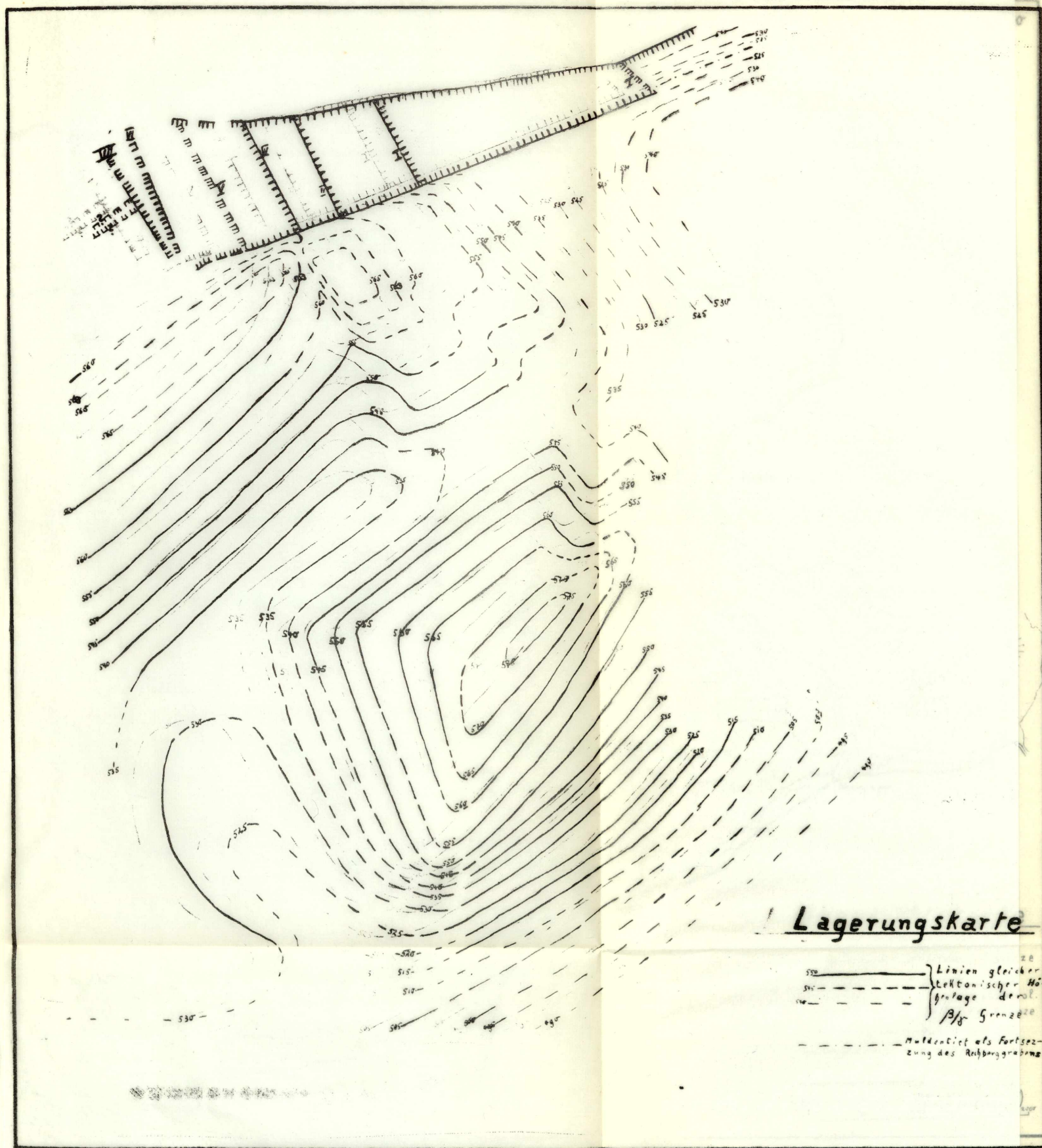
**Südliche Randverwerfung.** Dieselbe streicht etwa WSW—ONO. Die Sprunghöhen dieser Verwerfung schwanken ebenfalls stark.

<sup>1</sup> Die Namen beziehen sich auf die topographische Karte 1 : 25 000.



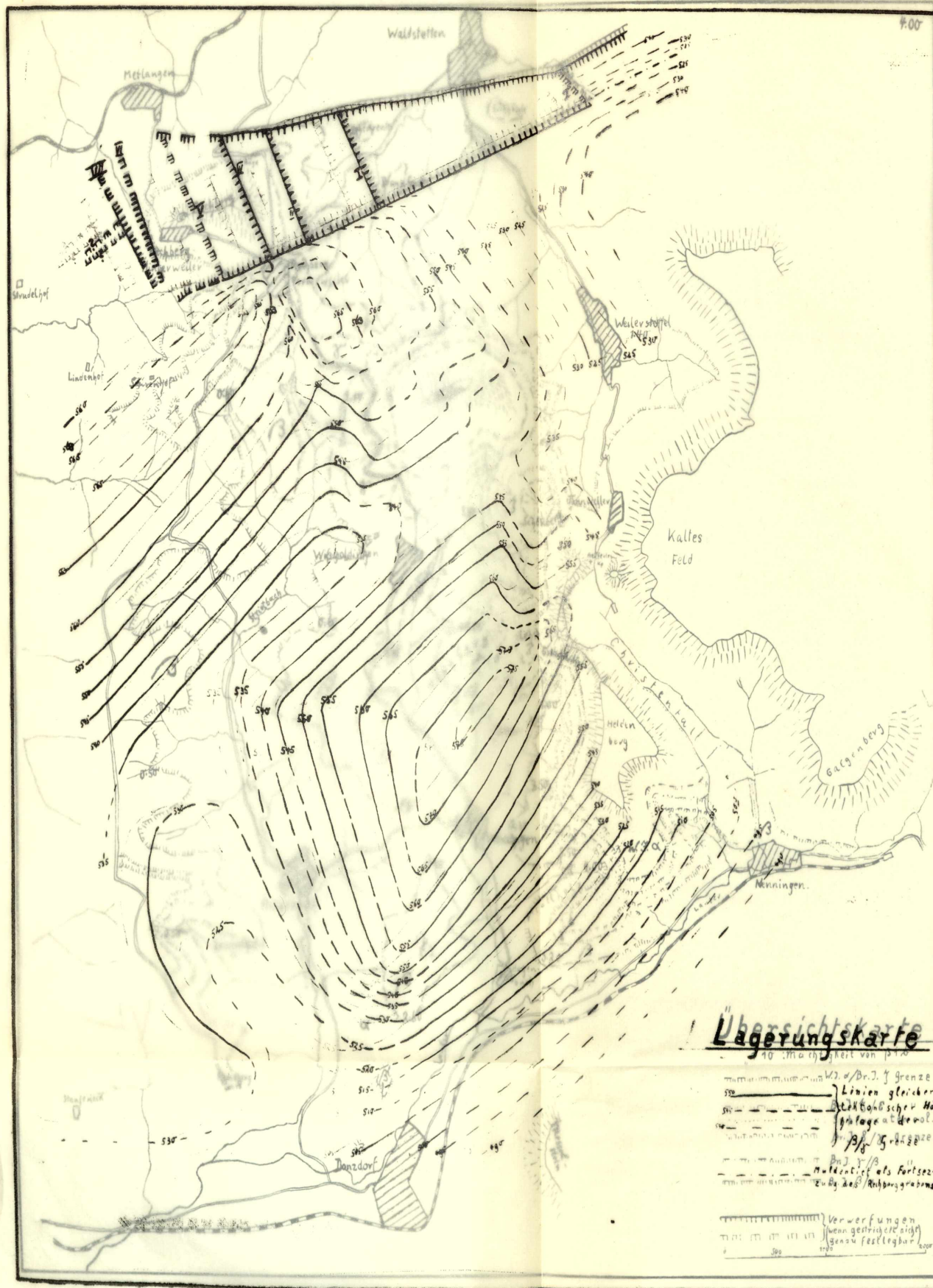














Sie beträgt westlich Vorderweiler etwa 30 m; nordöstlich Vorderweiler 5 bis 10 m; Gewand „Mordio“ mindestens 35 m; südlich „Bronnforst“ 60 bis 65 m (nach Abrechnen des Einfallens). Durchweg liegt aber der südliche Grabenrand etwa 55 m tiefer als der nördliche. Östlich „Eichhölzle“ tritt dann wahrscheinlich, entsprechend der Abnahme der Sprunghöhe der nördlichen Randverwerfung dort, an Stelle der südlichen Randverwerfung eine Flexur, an Stelle des Grabens also eine Mulde mit verworfenem Nordhang, die sich wohl in derselben Anordnung in das von RETTENMAYER bearbeitete Störungsgebiet am Rosenstein fortsetzt. Den entsprechenden Vorgang beschreibt BRÄUHÄUSER<sup>1</sup> vom Westende des Stauffengrabens.

Morphologisch macht sich diese Verwerfung nur südlich „Bronnforst“, wo  $\alpha$  gegen  $\beta$  verworfen ist, etwas bemerkbar.

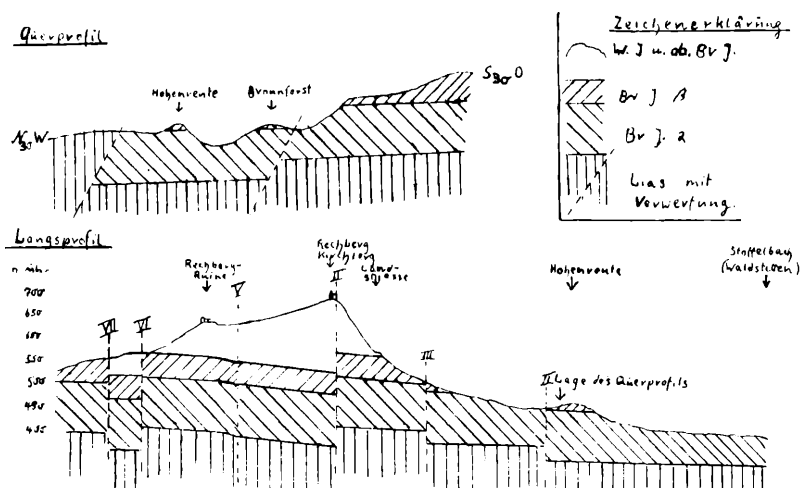


Abb. 2. Rechberggraben.

NNW—SSO-Sprünge. Die großen Sprunghöhenunterschiede der Grabenrandverwerfungen führen zur Annahme einer ganzen Reihe von NNW—SSO-Quersprüngen innerhalb des Grabens, die auch durch mehrere neue Punkte noch direkt bewiesen werden können. Zur Vorsicht muß hier gesagt werden, daß bei den stark zerrütteten Schichten und den schlechten Aufschlußverhältnissen innerhalb des Grabens manche kleinere oder größere Störung noch verborgen geblieben sein kann. Andererseits können auch durch das Fallen oder starke Flexuren die angenommenen Sprunghöhen der Querverwerfungen etwas gemildert werden, wenn auch nach Möglichkeit diese Faktoren berücksichtigt wurden und versucht wurde, die Anzahl der kartographisch festge-

<sup>1</sup> Jahresbericht und Mitteilungen des Oberrheinischen geologischen Vereins. N. F. Bd. VI, Seite 110.

legten Verwerfungen möglichst zu beschränken. Sicher ist auf alle Fälle, daß alle Verschiebungen innerhalb des Grabens etwa gleich gerichtet sind und beinahe senkrecht auf der südlichen Grabenlinie stehen. Westlich von Hohenrechberg—Kirchberg ist zu einer lückenlosen Lösung der Tektonik noch eine vollständige Kartierung des weiteren Vorlandes und des Weißen Jura notwendig; vor allem Weiterverfolgung des Grabens nach W, dessen Verlauf auch nördlich des Rechbergs selber, wegen der Ungunst der Aufschlußverhältnisse und der Schwierigkeit überhaupt in Braun Jura „Verwerfungen nachzuweisen, nicht genau festlegbar war. Eine solche Kartierung lag außerhalb des Rahmens dieser Arbeit, doch glaubte ich die bei mehrfacher Begehung hier beobachteten und genauer festgelegten Verwerfungen, trotzdem sie etwas in der „Luft hängen“ noch miteinzeichnen zu dürfen.

Ganz im O muß eine erste solche Querverwerfung zwischen „Tannenwald“ und „Eichhölzle“ angenommen werden, da der Höhenunterschied von 70 m zwischen diesen beiden Punkten nicht durch die vorerwähnte Mulde allein erklärlich ist.

Der 2. solche NNW-Sprung (II) hat nach den festgelegten Punkten eine Sprunghöhe von mindestens 35 m. Der abgesunkene Ostflügel der Verwerfung fällt in nächster Nähe des Sprunges gegen diesen ein, während das Gesamteinfallen dieser Scholle, wie das der meisten westlich anschließenden, nach O anzunehmen ist.

Ein weiterer Quersprung (III) muß zwischen „oberer Forst“ ( $\beta/\gamma$ -Grenze etwa 550) und „Rothalde“ ( $\beta/\gamma$ -Grenze etwa 530) im N des Grabens bzw. im S desselben zwischen Rechbach (oben) ( $\beta/\gamma$ -Grenze etwa 552) und südlich „Mordio“ ( $\beta/\gamma$ -Grenze etwa 533) angenommen werden. Die Sprunghöhe beträgt etwa 15 m.

Ein 4. Parallelsprung (IV) verläuft an der Ostkante des Rechbergs selbst. Zu dieser Annahme führt das starke Einfallen des ganzen „Kirchberges“ nach ONO. Da die  $\beta/\gamma$ -Grenze schon auf Gewand „Dorn“ (etwa südlich der Mitte des Berges) und ebenso auch am Nordhang nur noch zwischen 540 und 550 liegt, müßte sie bis zum Ostabfall allerwenigstens bis 525 gefallen sein. Nun liegt aber an dem scharfen Landstraßeneck bei „Häge“ diese Schicht nicht unter 550, nach mehrfachen  $\beta$ -Lesesteinen sogar wohl beim Oberhägehof über 560. So kann diese mindestens 25 m betragende, wahrscheinlich aber erheblich höhere Differenz nur durch eine Verwerfung mit abgesunkenem westlichem Flügel ausgeglichen werden. Für die genauere Lokalisierung der Verwerfung sprach ein später zu besprechendes, scharfes Umbiegen der Streichlinien im südlichen Vorland, und fernerhin eine kräftige Kluft in den verschwammten Schichten des Weiß Jura im äußersten NO-Eck der Hochfläche des Kirchberges, welche vielleicht die Verwerfung selbst markiert.

Sehr starkes Einfallen bis zu  $12^\circ$  (etwa 22%) nach ONO in Weiß-Jura- $\beta$ -Steinbruch in der Nähe des Sattels zwischen Ruine und Kirchberg und noch stärkeres Einfallen der Braun-Jura- $\beta$ -Sandsteine am Weg auf Gewand „Dorn“ (welch letzteres aber auch mit Rutschungen



zusammenhängen kann) führen zur Annahme einer Verwerfung oder mindestens einer sehr starken Flexur hier in der Nähe (V), deren Sprunghöhe aber wohl nicht so groß wie bei den vorhergehenden ist. Bei genauer Aufnahme des Weiß Jura muß dieselbe sich genauer festlegen lassen.

Eine weitere Parallelstörung (VI, VII) von recht beträchtlichem Ausmaße konnte dann westlich des Rechberges nachgewiesen werden. Es ist dies eine keilförmig nach S sich verschmälernde Scholle von anstehendem mittlerem und oberem Braun Jura, die zwischen Braun Jura  $\beta$  eingesunken ist.

Möglicherweise werden in diesem Teil die Verhältnisse noch durch Bruchlinien etwa parallel den Hauptverwerfungen kompliziert, die sich auch weiter am NNW-Hang des Rechbergs fortsetzen können, nur wegen der Verstürzungen hier nicht faßbar und keinesfalls von so großer Höhe wie die Quersprünge sind. Zu dieser Vermutung führen zwei ziemlich scharf ausgeprägte Linien, etwa in ONO—WSW, in der Nähe von G. P 550,4 westlich Hinterweiler, an denen gelblicher Sandboden gegen fetteren, grauen Boden abstößt, und zwar befindet sich der Sandboden nördlich bzw. südlich der punktiert eingezeichneten Linie, zwischen beiden der fettere, wohl stratigraphisch höheren Schichten zuzurechnende Boden.

Eine interessante Übereinstimmung zeigen das Rosensteingebiet (HENNIG, Geologie von Württemberg, S. 316), die Südverwerfung an der Spielburg (nach einer mündlichen Mitteilung von Herrn Dr. HEERMANN) und unsere südliche Randverwerfung in dem NW-Einfallen der Verwerfungsfläche. Es beweist dies deren Zusammengehörigkeit und die weithin gleichartige Bewegungsrichtung. Am Rosenstein wurde aus diesem Einfallen festgestellt, daß diese Störung „systematisch schon den Überschiebungen zuzurechnen“ sei. Dementsprechend mußte bei uns für die N-Verwerfung ein ähnliches Einfallen wie an der S-Verwerfung angenommen werden. (Vgl. Abb. 2.) Für Überschiebung sprechen auch die Einfallverhältnisse am S-Rand des Grabens, wo der abgesunkene und der stehengebliebene Flügel randlich nach NNW einfallen. Ebenfalls hierher gehört das bei einzelnen Schollen innerhalb des Grabens nachgewiesene Gesamteinfallen nach N, das allerdings neben dem üblichen Osteinfallen (vgl. auch BRÄUHÄUSER: Spielburgverwerfung) stark in den Hintergrund tritt.

Ob die Verwerfungsflächen der Querbrüche senkrecht oder geneigt sind, konnte nicht festgestellt werden. Möglicherweise hängt der eigenartige Horst, den die nur 5 bis 10 m tiefer als der Grabensüdrand liegende Scholle zwischen III und IV bildet (vgl. Abb. 2), mit einer Aufpressung zusammen. Hiermit würde auch das randliche Einfallen westlich Bronnforst auf die Verwerfung (II) zu übereinstimmen.

Als Fortsetzung des Grabens nach W möchte ich mit WERNER eine bis zum Staufen durchgehende Nordverwerfung

annehmen,<sup>1</sup> die sich wohl in den Opalinustonem zum Teil verbirgt. Hierfür sprechen die NNW-Verwerfungen westlich des Rechbergs (VI, VII), die denselben Typus, wie ihre wenig weiter östlich gelegenen Parallelsprünge, zu haben scheinen und wohl auch auf einer etwa O—W streichenden Spalte ihren Abschluß finden. Auch ist unwahrscheinlich, daß eine von Essingen an dem Albrand entlang verlaufende, durchgehende mächtige Verwerfung nun, wie auf der 1 : 50 000 - Karte angenommen, bei einer Sprunghöhe von noch 60 m nördlich des Rechbergs wenig mehr als 1 km hiervon ausgekeilt sein soll.

Eine Fortsetzung der Südverwerfung kann mindestens bis zu der auf der geologischen Karte 1 : 50 000 eingetragenen NNW-Verwerfung beim Strudelhof vermutet werden, die letztere dann gegen S begrenzen würde. Ganz bestimmt reicht aber die NNW-Verwerfung vom Strudelhof nicht bis in die nächste Nähe des  $\beta$ -Rückens beim Saurenhof, da weder die Streichlinien, die auf der  $\beta/\gamma$ -Grenze auf diesem Rücken fußen und schon auf kleine Mulden reagieren würden, irgendwelchen Ausschlag zeigen, noch die aus diesem Grunde kartierte  $\alpha/\beta$ -Grenze am NW-Abfall des Rückens von Rechberg bis zum Vayhingerhof, die nach der 1 : 50 000 - Karte auch mit verworfen ist, eine Unregelmäßigkeit zeigt. Darnach besteht auf keinen Fall eine ununterbrochene Verbindung aus  $\beta$  zwischen dem großen Braun-Jura- $\beta$ -Rücken, auf dem der Saurenhof steht, mit einem von FRAAS eingetragenen großen  $\beta$ -Vorsprung dieses Rückens in Richtung auf Lindenhof—Jackenhof. Nach einer allerdings kurzen Begehung dieser Gegend ist mir überhaupt ein Vorkommen von  $\beta$  in der Umgebung vom Lindenhof—Fuchshof sehr unwahrscheinlich. Falls sich das noch weiter westlich eingetragene  $\beta$ -Vorkommen beim Jackenhof, dessen Untersuchung zu sehr aus dem Rahmen der Arbeit gefallen wäre, bewahrheiten sollte, könnte ein isoliertes  $\beta$ -Vorkommen in dieser Höhenlage nach den sonstigen tektonischen Verhältnissen in der Umgebung nur als abgesunkener N-Flügel einer WSW-Verwerfung, also einer Fortsetzung unserer südlichen Hauptverwerfung, erklärt werden.

### Muldentektonik des südlichen Teiles.

Das südlich an den Graben anschließende Gebiet zeigt ganz ähnlich gerichtete, tektonische Leitlinien, die auf der Streichlinienkarte sehr deutlich heraustreten (siehe Tafel IIa), doch haben sich hier die tektonischen Kräfte in ihren Erscheinungsformen nicht entfernt so gewaltsam ausgeprägt. An Stelle der Sprünge tritt muldenförmige Lagerung mit allerdings ebenfalls recht großen Höhenunterschieden. Dominierend ist auch hier die SW—NO-Richtung. Die Hauptstreichrichtung hat sich gegenüber dem Graben um etwa  $10^\circ$  nach N, also etwa nach SW—NO verschoben. Eine deutlich ausgeprägte Mulde dieser Richtung finden wir im Strietbachtal, dem etwa NO verlaufenden Oberteil des Reichenbacher Tales; das Muldentief liegt hier, in  $\beta/\gamma$ -

<sup>1</sup> Eine von BRAUHÄUSER („Spielburgverwerfung“) für möglich gehaltene Fortsetzung der Staufenverwerfung in Richtung auf das Steinheimer Becken hätte sich südlich des Stuifen in unserem Kartierungsgebiet nachweisen lassen müssen.

Grenze ausgedrückt, bei 530 bis 535. Am Südfuß des Stuifen hat sie sich durch unten zu besprechende Komplikationen auf etwa 542 verflacht, um sich gegen Weilerstoffel zu wieder einzutiefen. Nordwestlich davon schließt sich ein Sattel an mit  $\beta/\gamma$ -Höhen bis zu 567, dessen NW-Abfall die südliche Randverwerfung bzw. ganz im O eine scharfe Flexur bildet.

Südlich der Strietbachmulde wölben sich die Schichten erneut zu einem Sattel auf (höchster Punkt etwa 575) oder besser gesagt zu einer Kuppel, da diese Erhöhung westlich und wahrscheinlich auch östlich durch NW—SO-Mulden verebnet bzw. abgeschnitten wird. Ihre Firstlinie verläuft NO—SW vom Reuterleskapelle über Gewand „Reutacker“ zum „Ramprecht“ auf dem „Rehegebirge“. Im SO dieser Kuppel fallen dann die Schichten zum Teil recht kräftig wieder zum Lautertal ein. Das Gebiet südlich der Lauter wurde nicht mehr genau aufgenommen, doch setzt sich das Einfallen auch südlich der Lauter noch fort:  $\beta/\gamma$ -Grenze am Messelstein noch bei 495; nach GROPPER im Seizenbach bei etwa 472; nach STIER, Bohrung Unterweckerstell, 456. Für eine Fortsetzung der Muldentektonik spricht die wieder höhere Lage dieser Schicht im Marrbach bei Gingen auf 490.

NW—SO - M u l d e n. Erheblich kompliziert wird der beschriebene, an sich recht einfache Muldenbau durch die Überkreuzung und Vergitterung mit NNW—SSO-Linien. Sehr auffällig durch das rechtwinklige Umbiegen der Streichlinien ist hierbei das Vorspringen des Sattels bei Vorderweiler nach SO, das in der direkten Fortsetzung des im Graben liegenden Horstes liegt. Richtung und Lokalisierung des Umbiegens stimmen beinahe genau mit den Querverwerfungen überein. Auch in der Mulde bedingt diese Erhöhung eine Stufe von etwa 10 m und der höchste Punkt der Kuppel nördlich Winzingen liegt noch genau in ihrer Fortsetzung. Augenscheinlich hat sogar jede der NW-Verwerfungen II, III und IV eine sinngemäße Fortsetzung in der Streichlinienkarte, zum Teil bis recht weit ins Vorland, auf alle Fälle aber auf dem nördlichen Sattel. Auf dem Hauptsattel machen sich nur noch die östlichen deutlich bemerkbar in der Einschnürung dieses Sattels etwa beim Schönbegle.

Die einem Parallelogramm sich nähernde Gestalt des Winzinger Hauptrückens wird durch NW—SO-Mulden bedingt: Die eine im Reichenbacher Tal, mit recht erheblichem Einfallen ihres Osthanges, verläuft schließlich ganz flach und breit und scheint nach dem von GROPPER auf Staufenneck erwähnten  $\beta/\gamma$ -Grenzpunkt auf 532 einen ganz gering entwickelten Westhang zu haben. Sie wird von der Hauptnordostmulde südlich des Stuifen gewissermaßen aufgesogen, an deren SO-Hang sie nicht einmal mehr andeutungsweise zu sehen ist. Die andere im Tal von Weilerstoffel wurde schon im Zusammenhang mit dem Graben besprochen. Ihre wahrscheinliche SO-Fortsetzung bis in die Nähe der Winzinger Kuppel fällt schon außerhalb des Kartierungsgebietes, macht sich aber auf dieser noch durch Schließen der obersten Linien bemerkbar. Das allerdings nur durch einen Punkt belegte Um-

biegen der 500-Kurve bei Nenningen läßt eine Fortsetzung dieser Mulde im Verlauf des Christentals vermuten. Mehrfache Begehungen des Ostabfalls des Heldenbergs führten leider zu keinen weiteren Anhaltspunkten, da hier alles verstürzt ist.

**Alter der Brüche.** Die Art des Abstoßens der Verwerfungen und des Überschneidens der beiden tektonischen Richtungen lassen gewisse Schlüsse auf deren Alter zu. Die ONO-Verwerfungen scheinen, wie schon HENNIG (Geologie von Württemberg, S. 317) hervorhebt, hohes Alter zu besitzen, da sie trotz der beträchtlichen Sprunghöhen morphologisch kaum hervortreten. Ein jüngeres Alter dürfen wir für die NNW-Richtung aus mehreren Gründen annehmen. Einmal setzt, wie schon erwähnt, die Mulde von Waldstetten—Weilerstöffel über den Graben hinweg. Weiterhin läßt das Aufhören aller Querverwerfungen an den weithin durchgehenden Grabenrändern diese als zu deren Entstehungszeit schon vorhandene Transformationsflächen erscheinen. Schließlich spricht auch das scharfe SO-Umbiegen der Streichlinien auf dem Vorderweiler Sattel und das Nachlassen des Einflusses dieser Richtung mit der Entfernung von dem Graben für eine nachträgliche Deformation eines weitreichenden primären ONO-Sattels im Zusammenhang mit den Querbrüchen. Die Gleichaltrigkeit der gleichgerichteten Sättel, Mulden und Brüche unter sich scheint die Möglichkeit der jeweiligen Vertretung von Verwerfung und Flexur zu beweisen.

### Morphogenie.

Die morphogenetischen Zusammenhänge zur Tektonik treten in der Streichlinienkarte schön hervor. So liegt der Unterlauf des Reichenbacher Tales beinahe im Muldentief einer NW-Mulde und biegt gegen oben genau an der Stelle nach NO um, wo die NO-Mulde sich geltend macht. Ebenso paßt der vorspringende Ramsberg mit dem hier vermuteten Vorspringen der Streichlinien sehr gut zusammen. Die Richtung des Lautertales entspricht ebenfalls genau dem Streichen. Morphologisch am wirkungsvollsten scheint sich diese Beziehung zur Tektonik im Stoffelbachtal—Christental gezeigt zu haben, — 2 Tälern, die sich zwischen die Vorberge St u i f e n—S c h ö n b e r g—H e l d e n b e r g und das eigentliche Albplateau des kalten Feldes hineingefressen und diese voneinander getrennt haben. Ihr einziger, engerer Zusammenhang, der Paß, auf dem das R e u t e r l e s k a p e l l e steht, zugleich die Wasserscheide zwischen Rems und Films, liegt genau in der Fortsetzung des Winzinger Sattels, und die etwas stärkere Abschnürung des Stufen von den anderen genannten Vorbergen fällt mit der NO-Mulde bei Wißgoldingen zusammen. Es handelt sich also hierbei um d u r c h w e g r e c h t j u n g e n d l i c h e F o r m e n.

Anders liegen die Verhältnisse beim R e c h b e r g. Er verdankt, entsprechend vielen anderen Albvorbergen, dem frühen Absinken als Grabenscholle und einer dadurch bedingten späteren Umkehrung des Reliefs seinen Fortbestand als Weiß-Jura-Kuppe weit entfernt vom

heutigen Albrand. Innerhalb des Grabens dagegen ist in bezug auf die NNW-Sprünge das Relief einigermaßen normal. Also auch hier wieder die gleichen Altersbeziehungen: Die NO-Verwerfungen führen zu einer Umkehr des Reliefs, zeichnen sich also durch alte Formgebung aus, während das etwa normale Relief entsprechend der Abstufung der NNW-Brüche jüngeren Ursprungs zu sein scheint. Weiterhin lassen diese Unterschiede mit einiger Wahrscheinlichkeit annehmen, daß die NNW-Sprünge das Rechberggebiet schon in stark abgetragenen Zustand, d. h. den Graben selbst schon als morphologischen Rücken oder wenigstens in eingeebnetem Zustand vorgefunden haben, da Verschiebungen innerhalb eines noch morphologisch vorhandenen Grabens noch im gleichen Sinne, wie die ersten Verschiebungen, hätten wirken müssen.

Eine Wiederholung der Umkehr des Reliefs findet sich dann bei den 3 isolierten Braun-Jura- $\beta$ -Kuppen innerhalb des Grabens: Hohenreute, Bronnforst und Eichhölzle. Dem viel weicheren Material entsprechend hat aber diese Erscheinung bei Braun Jura  $\beta$  bei weitem nicht die Ausmaße und Ausdauer wie im Weißen Jura.

---