download www.zobodat.at

Geologische Untersuchungen im Gebiet des oberen Filstales.

Von **Erwin Veit,** Winterstettenstadt (Württemberg).

Einleitung.

Das landschaftlich vielgestaltige und interessante Gebiet im Oberlauf der Fils hat mich schon immer besonders angezogen. Diese stark zertalte und reich gegliederte Landschaft habe ich daher, als mir Professor Dr. E. Hennig die Anregung dazu gab, gerne zum Arbeitsgebiet gewählt. Es bestand die Fragestellung, ob die reiche Gliederung des Geländes nicht im Zusammenhang stehe mit der Tektonik, wie von anderen Teilen des Albrandes bekannt war. Zur Erforschung der Tektonik mußte zunächst die Stratigraphie geklärt werden. Was diese anbetrifft, bestand unter anderem die lockende Aufgabe, zu untersuchen, ob die im letzten Jahrzehnt in verschiedenen Teilen der Alb über die obersten Schichten des Weißen Juras gewonnenen Ergebnisse sich auch auf das Filsgebiet übertragen lassen würden.

Bei der Durchführung der Arbeit wurde ich von verschiedener Seite mit Rat und Tat unterstützt. Ihnen allen möchte ich auch an dieser Stelle den Dank aussprechen. Vor allem danke ich meinem verehrten Lehrer Herrn Professor Dr. E. Hennig (Tübingen) für die vielen Anregungen und den Besuch im Gelände. Ebenfalls bin ich Herrn Dr. Roll für manche Anregung Dank schuldig. Herrn Oberlehrer Waidelich (Göppingen) danke ich für die Mitteilung der von ihm gemachten Fossilfunde und tektonischen Beobachtungen, sowie für die tätige Mithilfe bei gemeinsamen Geländebegehungen. Für die tätige und aufopferungsvolle Mithilfe bei den Profilaufnahmen an den steilen Wänden im Weißen Jura γ danke ich Herrn R. Oechsle (Kuchen) ganz besonders.

Die Umgrenzung des untersuchten Geländes ist aus den Kartenskizzen zu ersehen. Es ist auf der geognostischen Spezialkarte 1 : 50 000 von Württemberg (Blatt Göppingen) aus dem Jahre 1867 mit Begleitworten dargestellt. Die 2. Auflage mit Nachtrag stammt aus dem Jahre 1901. Das im Osten angrenzende Gebiet rund um die Stadt Geislingen wurde 1928 von W. Kehrer bearbeitet (Prüfungsarbeit Tübingen).

Übersicht über die Stratigraphie.

Weiß Jura α (W α).

Der untere Teil des W α und dessen Liegendes, die Schichten des oberen Braunen Juras, sind in dem näher untersuchten Gebiet nur wenig und schlecht aufgeschlossen. Im westlichen Teil kommen die Schichten in die Talsohle zu liegen und sind daher ziemlich vollständig mit Kalktuff oder jungen Flußschottern bedeckt. Bei Gosbach und Ditzenbach,

download www.zobodat.at

wo die geologische Karte 1 50 000 den Braunen Jura δ bis ζ in größerer Ausdehnung verzeichnet, konnte ich außer einer kleinen Stelle im Bachbett der Ditz bei Höhe 525, wo etwas Ornatenton herausschaut, nirgends die Schichten anstehend finden. Mächtige Lagen von Weiß-Jura-Schutt bedecken diese Zonen. Die Mineralquelle von Bad Ditzenbach soll nach Quenstedt (59): „Aus den Felsklüften des Braunen Jura entspringen, denn Braun Jura δ mit *Ostrea cristagalli* und *Belemnites giganteus* stehen deutlich darüber an" Heute ist davon nichts mehr zu sehen. Die Anwesenheit dieser Schichten verrät sich gelegentlich durch Rutschungen am Hang des Leimbergs bei Gosbach und am Galgenberg bei Ditzenbach, die nach größeren Regenfällen erfolgen.

An der Straße Deutsches Haus—Schanze waren im Herbst 1934 in Probelöchern, die die Bauleitung der Reichsautobahn anlegen ließ, die Grenzschichten Braun Jura—Weiß Jura aufgeschlossen. Die Probelöcher lagen an drei Stellen übereinander. Jeweils unten waren Schürfungen, die Braun Jura ε und Braun Jura ζ mit den Lamberti- und Athletaschichten zeigten, und wenige Meter darüber Löcher, die einige Meter von den untersten α-Bänken freilegten. Diese drei Punkte bestätigten den hier schon vorher ermittelten Verlauf der Streichlinien. Die Grenze Braun Jura—Weiß Jura konnte übereinstimmend bei Höhe 632—633 ermittelt werden. Daraus ergibt sich hier eine Gesamtmächtigkeit von 80 m für W α. Auffallend ist, daß gerade das über 1 km lange Straßenstück von der Schanze bis zu der Schlucht ziemlich genau dort verläuft, wo die Grenze Braun Jura—Weiß Jura angenommen werden muß. Das unterste α besteht aus 10 bis 15 cm dicken, dunkelgrauen Kalkbänken, die von 30 bis 40 cm starken Mergellagen getrennt sind. Die Bänke sind auffallend fossilarm. Nicht bestimmbare Bruchstücke von großen Perisphincten und Muscheln ergaben die ganze Ausbeute. Herr Oberlehrer Waidelich hat an der „Gammelshauser Rutsche" bei der Straße Gammelshausen—Grubingen die *Oppelia subclausa* Opp. gefunden, die in der Westalb für das untere α charakteristisch sein soll.

Höhere Schichten, die durch *Waldheimia impressa* gekennzeichnet sind, sind häufig zu finden. Beim Bahnhof Mühlhausen beginnen sie bei Höhe 550; die Grenze α/β liegt bei 612. Es ergibt sich hier eine Mächtigkeit von 60 m für die Impressamergel und den obersten α zusammen. Bei Gruibingen läßt sich diese Angabe bestätigen, wo Impressamergel 50 und 60 m unter der Grenze α/β noch anstehen. Die Schichten werden von 10 bis 20 cm mächtigen, dunklen, fossilarmen Kalkbänken, die von bis 2 m mächtigen Mergellagen getrennt sind, gebildet. Das Leitfossil *Waldheimia impressa* ist sehr häufig; verbreitet ist das Auftreten von auffallend dicken, „fetten" Formen, mit mehreren staffelförmigen Zuwachsstreifen. Die Fauna und ihre Erhaltung ist dieselbe, wie sie für ganz Schwaben bekannt ist. *Cardioceras alternans* tritt auf, jedoch nicht häufig. *Peltoceras Berrense* Favre, der von Dorn (21) in Franken von der den Impressamergeln wahrscheinlich entsprechenden Zone des *Peltoceras Uhligi* und *Aspidoceras hypselum* beschrieben wird, wurde gefunden. An Fossilien lieferten die Impressaschichten:

download www.zobodat.at

Perisphinctes trifurcatus QU.
„ *convolutus*-Gruppe QU.
Peltoceras Berrense FAVRE
Oppelia disca QU. (*A. flexuosus discus* QU.)
Cardioceras alternans VON BUCH
Waldheimia impressa BR.
Belemnites hastatus BLAINV.
Rhynchonella triloboides QU.
Nucula sp.

Bis 20 m unter der Grenze α/β läßt sich das Vorkommen von *Waldheimia impressa* verfolgen. Darüber tritt dieses Fossil nicht mehr auf; dagegen findet sich hier *Waldheimia friensis* SCHRÜFER häufig. GRÜNVOGEL (34) und VOLZ (77) haben auf das häufige Vorkommen von *Waldheimia friensis* hingewiesen. Die Terebratel kommt auch im mittleren γ noch vor; in den Impressaschichten wurde sie jedoch noch nicht gefunden. Das oberste α kann daher mit einer Mächtigkeit von 20 m von den Impressaschichten abgetrennt werden. (Siehe BEURLEN [8].)

Da für das ganze obere α 60 m Mächtigkeit ermittelt wurden, bleiben für die Impressaschichten 40 m. Petrographisch läßt sich hier keine Grenze ziehen. Die Kalkbänke treten nach oben enger zusammen und werden bis zu 50 cm mächtig. An der Steige Auendorf—Schrenkhalde sind diese Schichten gut aufgeschlossen; dort habe ich ein Profil aufgenommen (siehe Geologisches Institut Tübingen), von dem hier nur die charakteristischen Grenzbänke angeführt sein mögen:

4.	20 cm	Kalk
5.	35 cm	Kalk
6.	35 cm	Mergel; Fucoidengrenzbank
7.	50 cm	Kalk
8.	10 cm	Mergel
9.	10 cm	Kalk
10.	180 cm	Mergel
11.	45 cm	Kalk

Die kleinwüchsige Perisphincten- und Oppelienfauna der Impressaschichten hat im obersten α einer großwüchsigen Platz gemacht, die sich noch weit bis ins β hinein im Wachstum steigert. Die größten Dimensionen dürfte *Perisphinctes Berlieri* LOR. erreichen, der sich 1 m unter α/β-Grenze fand. Bei Ergänzung des gefundenen Bruchstückes erhalte ich einen Durchmesser von 22 cm. Bank 21 des Profils enthält *Cardioceras Bauhini* OPP., den OPPEL (54) aus den hellen Kalken vom Hundsrück bei Balingen beschreibt, die er dem Alter nach ins Oxford stellt. SALFELD stellt die OPPELschen Funde in den Weißen Jura β, und gibt als Fundortsangaben für seine Formen den Weißen Jura β und Unter-γ an. Der Fund, 10 m unter der α/β-Grenze, beweist, daß *Cardioceras Bauhini* OPP. schon im oberen α vorkommt.

Als Grenzbank α/β wurde der auf der ganzen Alb nachgewiesene Fucushorizont aus praktischen Gründen gewählt. Die Grenzbänke (5 bis 10 im Profil) sind faziell und in ihrer Mächtigkeit im ganzen Gebiet auffallend gleichbleibend und daher leicht zu erkennen. Vor der Abtragung durch die darüberliegenden harten β-Bänke geschützt, treten sie an vielen Stellen hervor. Besonders charakteristisch sind die 50 cm mächtige Bank 7 und die mächtigen Mergeltone bei 10. BEURLEN (8) stellt

download www.zobodat.at

fest, daß zwischen dem oberen α und dem β keine feste fazielle Grenze zu ziehen ist. Das stimmt wohl nicht ganz. Die mächtige Mergelzone (Bank 10), darüber die mächtige Kalkbank, der etwas weniger mächtige mergelige Fucoidengrenzhorizont und die geschlossenen β-Bänke darüber, scheinen in dieser Reihenfolge in ganz Schwaben wiederzukehren, wenn auch mit etwas wechselnder Mächtigkeit. (Siehe die Profile von GRÜNVOGEL [34], VOLZ [77], KEHRER [42].) Es ist daher lithologisch die Grenze sehr wohl zu ziehen. Im ganzen Gebiet des oberen Filstales ist diese Grenzzone gegenüber den anderen Schichtgrenzen im W. J.* die am besten aufgeschlossene und am leichtesten auffindbare; sie hat sich daher für die Herstellung der Schichtkurvenkarte als der brauchbarste Horizont erwiesen.

Balanocrinus subteres und *Waldheimia friesensis* sind im oberen sehr häufig. Eine Anreicherung von Fucoiden ist außer der Fucoidengrenzbank noch in den Bänken 9, 10 und 13 gefunden. Anzeichen von Verschwammung sind im W α nicht vorhanden.

Fossilien aus dem oberen

Perisphinctes cf. *orientalis* SIEMR.
Helenae DE RIAZ
cf. *obliqueplicatus* WAAG.
Berlieri LOR.
convolutus-Gruppe QU.
„ *bifurcatus* QU.
Peltoceras Berrense FAVRE
Oppelia costata QU.
litocera OPP.
lochense OPP.
disca (A. flexuosus discus QU.)
Haploceras lingulatum (expansum QU.)
Haploceras lingulatum QU.
„ *nimbatum* OPP.
Cardioceras Bauhini OPP.
„ *alternans* VON BUCH
Lamellaptychus sp.
Waldheimia impressa BR.
„ *friesensis* SCHR.
Rhynchonella triloboides QU.
Belemnites hastatus BLAINV.
Spinigera spinosa MÜNSTER
Balanocrinus subteres GOLDF.
Cidaris Orbignyanus QU.
Pholadomya acuminata HARTM.
Cucullaea concinna PHIL.

In der Landschaft sind die Schichten des W α meist unter einer mächtigen Schuttdecke begraben, die in den stärker ausgeräumten Talstrecken flache Hänge bildet; hier breitet sich ein Gürtel überaus steiniger Äcker aus, an den sich unmittelbar der Buchenwald oder in der Südauslage Heide anschließt. In den engen Talstrecken bei Wiesensteig, wo die Fils, nach dem sie nur wenig in den W α eingeschnitten hat, die Talsohle mit Kalktuff ausfüllte, bedeckt die steilen Hänge und den Talgrund ein ununterbrochener Wiesenteppich, der dem Landschaftsbild einen besonderen Reiz verleiht.

Die Grenze α/β zeichnet sich als ein immer wiederkehrender Quellhorizont aus. Die Mehrzahl der oft sehr stark fließenden Quellen entspringt diesem Horizont. Von den vielen α/β-Grenzen sollen nur zwei angeführt werden, die besonderes Interesse beanspruchen. Am Neidlinger Wasserfall liegt die Grenze α/β in Höhe 696. Die Quelle, deren Wasser den Wasserfall bilden, liegt genau 10 m darüber, entspringt also dem β. An der Austrittsstelle ist deutlich zu erkennen, daß das Wasser

* W. J. = Weiß Jura.

download www.zobodat.at

aus der Tiefe heraufstrudelt. Es ist daher anzunehmen, daß hier das Wasser an der α/β-Grenze gestaut, in einem unterirdischen Quelltopf gesammelt wird, und dann erst 10 m über dem Quellhorizont aus diesem überläuft. An kleinen seitlichen Ritzen dringt das Wasser direkt an der α/β-Grenze heraus. An einem Wasserfall am Sommerberg über Deggingen zeigt sich, daß diese Schichtgrenze auch dann, wenn sie an steilem Hang hoch über der Talsohle liegt, noch einen Quellhorizont abgibt. Hier entspringt eine Quelle an der Schichtgrenze α/β in Höhe 620. Dies ist 140 m über dem Filsbett, von dem die Quelle einen auf der Karte gemessenen Abstand von nur 700 m hat.

Weiß Jura β (W β).

Der W β wurde von mir stratigraphisch nicht näher untersucht, da zu gleicher Zeit E. Dieterich (19) die Stratigraphie dieses Schichtgliedes für ganz Schwaben aufs eingehendste bearbeitet hat. Es sollen daher nur die aufgefundenen Fossilien und die Art der Grenzziehung gegen das Hangende γ mitgeteilt werden. Die fossilarmen Bänke des unteren und mittleren β enthielten folgende Versteinerungen:

Perisphinctes polygyratus Rein.
Laufensis Siemr.
„ *colubrinus* Rein.
Idoceras planula Hehl.
Oppelia callicera Opp.
costata Qu.
flexuosa Qu.
Oppelia falcata (A. flexuosus falcatus Qu.)
litoceroides Weg.
„ *tenuinodosa* Weg.
Haploceras falcula Qu.
nimbatum Opp.
„ *lingulatum* Qu.
Pholadomya acuminata Hartm.

Das obere β, die Zone der *Oppelia Wenzeli* und der *Sutneria galar* nach Haizmann, ist an der alten Steige von Gosbach zum Aimer sehr gut aufgeschlossen und gibt hier folgendes Profil:

Unter-γ	65 cm Mergel 12 cm Kalk 15 cm Mergel 12 cm Kalk	Perisphincten-Lumachelle; Oppelien, Haploceraten, *Perisphinctes polygratus, Sutneria platynota.*	
β/γ			
Oberstes β 2,60 m	30 cm Kalk 15 cm Mergel 13 cm Kalk 15 cm Mergel 45 cm Kalk 60 cm Mergel 30 cm Kalk 30 cm Mergel	Perisphincten-Lumachelle *Perisphinctes Tiziana* Opp.	*Haploceras nimbatum* Opp. *Rasenia stephanoides* Opp. *Perisphinctes Vandelli* Choff.
Geschlossene Kalkbänke	20 cm Kalk	Starke Perisphincten-Lumachelle: *Perisphinctes Tiziani*, Gruppe des *Perisphinctes grandiplex* Qu.	
	27 cm Kalk 20 cm Kalk	Viele Oppelien, *Oppelia litocera, Sutneria galar, Physodoceras circumspinosum.*	

download www.zobodat.at

Wie das Profil zeigt, sind im oberen β zwei Perisphincten-Lumachellen vorhanden und eine dritte an der Grenze zum γ; letztere enthält schon *Sutneria platynota*, das Leitfossil für das Unter-γ. Es sind dies Ansammlungen von Perisphincten mit Haploceraten und Oppelien als Begleitfauna. Die stärkste Anreicherung von Ammoniten zeigt die unterste Lumachelle, die an der Grenze der geschlossenen Kalkbänke und der stärker mergeligen Zone darüber auftritt. Hierin sind Riesenformen von Perisphincten häufig, die QUENSTEDT als *Perisphinctes grandiplex* und *Perisphinctes gigantoplex* beschrieben hat. Die Perisphincten sind stark zerdrückt und öfters auch zerbrochen. *Sutneria galar* und *Physodoceras circumspinosum* treten schon darunter auf. Die beiden anderen Lumachellen sind weniger auffällig. Bei der Grenzziehung β/γ für die Kartierung habe ich die paläontologische der petrographischen Grenze vorgezogen und das erste Auftreten von *Sutneria platynota* dazu gewählt. Dieses Leitfossil für das untere γ habe ich in verschiedener Höhe über der unteren oder Hauptlumachelle zuerst auftretend gefunden, und zwar:

An der Steige:	Mühlhausen—Buch	2,00 m	über der Hauptlumachelle
	Gosbach—Aimer . . .	2,60 m	
	Ditzenbach — Schonterhöhe	3,00 m	
Hausener Wand		2,30 m	

Dies ist vielleicht darauf zurückzuführen, daß *Sutneria platynota* nicht überall leicht gefunden wird; es gibt Stellen, wo sie weniger häufig ist.

Die Grenze β/γ fällt also nicht mit dem Aussetzen der geschlossenen Kalkbänke zusammen. Die Mergelfazies, die im mittleren γ die stärkste Ausprägung erfährt, setzt hier schon im oberen β ein. Sehr häufig kommt es vor, daß das β eben bis zu den geschlossenen Bänken erschlossen ist, und die mergeligen Schichten darüber verrutscht oder verschüttet sind. In diesen Fällen wurde versucht, die Hauptperisphinctenlumachelle zu finden, und die Grenze β/γ wurde dann 2 bis 3 m höher angenommen. Im oberen β konnten folgende Fossilien gesammelt werden:

Perisphinctes colubrinus QU.
gredingensis WEG.
virgulatus QU.
Lusitanicus SIEMR.
Fontannesi CHOFF.
Tiziani OPP.
Vandelli CHOFF.
geron QU.
polygyratus REIN.
Witteanus OPP.
Gruppe *grandiplex* und *gigantoplex* QU.
Idoceras planula HEHL
Haploceras falcula QU.
nimbatum OPP.
„ *lingulatum* QU.
Oppelia Wenzeli OPP.
pseudo-Wenzeli WEG.
subnereus WEG.
costata QU.
„ *litocera* OPP.
Rasenia stephanoides OPP.
Sutneria galar OPP.
Physodoceras circumspinosum QU.
Patella sp.

Mit Hilfe des Horizontalglases konnten die Mächtigkeiten des β an folgenden Punkten ermittelt werden:

Steinbruch westlich am Kornberg (Angabe nach E. DIETERICH)	26 m,
Hang am Bahnhof Mühlhausen	26 m,

download www.zobodat.at

Steige Gosbach—Birkhau	24 m,
Alte Steige Gosbach—Aimer .	23 m,
Steige Ditzenbach—Schonterhöhe	23 m.

Diese Zusammenstellung zeigt, daß die Mächtigkeit des β im ganzen Gebiet nur einer geringen Schwankung unterliegt. Gegen Südosten zeigt sich eine schwache Abnahme.

Weiß Jura γ (W γ).

Über die Stratigraphie des W γ in Württemberg war bis in die jüngste Zeit nur die ältere Literatur mit ihren unsicheren und zum Teil widersprechenden Angaben bekannt. Es bestand immer ein hoher Grad von Unsicherheit in der Beurteilung der Faunenfolge. Dies hatte seine Ursache darin, daß diese Schichten wegen ihrer vorwiegend mergeligen Ausbildung wenig und fast ausschließlich nur in kleinen Teilprofilen aufgeschlossen und zudem noch die Fossilien schlecht erhalten sind, beim Auswittern häufig zerfallen und verrosten. Mit dieser Ungunst hatte ich auch im Filsgebiet zu tun. Ich konnte aber an vielen Teilprofilen und dreien beinahe vollständigen Profilen die Stratigraphie vorläufig klären und habe dies in meiner Prüfungsarbeit 1931 niedergelegt. Inzwischen habe ich noch im Jahre 1935 das gesamte γ, Bank für Bank, an drei steilen, fast nur mit dem Kletterseil zugänglichen Stellen durchgeklopft (zusammen mit Herrn R. Oechsle [Kuchen]). So war es mir möglich, die Stratigraphie des W γ wenigstens im Filsgebiet einer Klärung entgegenzuführen. (Siehe Tabelle 1 und 2.) Sämtliche Unterzonen mit einigen Unterbrechungen sind an den Steigen Gosbach—Aimer, Ditzenbach—Schonterhöhe und Gruibingen—Rößgumpe aufgeschlossen. Die drei genauesten Profile wurden aufgenommen an der Felswand bei Hausen, an der Großen Rutsche am Bosler und über dem Drachenloch bei Unterdrackenstein, wo Schürfungen anläßlich der Vorarbeiten für den Bau der Reichsautobahn ein vollständiges Profil bloßlegten. (Diese und andere Profile zu der Arbeit werden im Geologischen Institut in Tübingen aufbewahrt.)

Unter-γ Zone der *Sutneria platynota*.

Für das untere γ ist das Leitfossil *Sutneria platynota* ein auffallendes Glied der Fauna. Stets leicht erkennbar, ist es verhältnismäßig häufig zu finden. Man findet es vielfach mit Artgenossen in derselben Bank vergesellschaftet. In anderen Bänken findet sich wieder keine Spur davon. In dieser Art und Weise ist es durch das ganze Schichtenpaket hindurch verbreitet. Mit dem ersten Auftreten dieser Sutnerie lasse ich das Unter-γ beginnen. Die Grenzbänke β/γ sind häufig als Ammoniten-Lumachellen entwickelt. An der Obergrenze reichert sich das Leitfossil noch einmal stärker an, um dann gleich fast ganz zu verschwinden. Restlos ist *Sutneria platynota* an der Grenze zum Mittel-γ nicht ausgestorben. Einzelne sehr seltene Nachzügler haben der Art noch zu etwas längerer Lebensdauer verholfen. Einen solchen habe ich in einem

download www.zobodat.at

sicher bestimmbaren Exemplar im Mittel-γ 18 m über der β/γ-Grenze an der Rößgumpe bei Gruibingen gefunden. Auch Herr Oberlehrer WAIDELICH (nach einer freundlichen Mitteilung) hatte ihn schon an verschiedenen Stellen der Alb höher gefunden. Das Hauptauftreten beschränkt sich jedoch auf die unteren Schichten des und mit dem letzten Aufblühen lege ich die Grenze zur nächsten Zone. In derselben Bank treten auch schon (siehe Profil Hausen) die ersten echten Ataxioceraten: *Ataxioceras inconditum* und *Ataxioceras Lothari* auf, so daß hier eine ziemlich sichere Grenzziehung vorliegt. *Sutneria galar*, aus der die *Platynota* wahrscheinlich hervorgegangen ist, habe ich im nirgends mehr gefunden. Dagegen deren Begleiter im oberen β, *Physodoceras circumspinosum* QU. Der Fossilreichtum des oberen β hat im ganzen etwas abgenommen. Auffallend ist die Veränderung der Perisphinctenfauna. Es bilden sich Übergangsformen heraus zur Gattung Ataxioceras, und mit der ersten Platynota tritt auch schon diese neuartige Ammonitenwelt in Erscheinung. Die Fauna dieser Schichten hat WEGELE (83) für den Frankenjura eingehend beschrieben. Er hat dabei drei Formenkreise von Ammoniten herausgearbeitet:

1. Die Gruppe des *Perisphinctes uresheimensis* WEG. und *Perisphinctes wemodingensis* WEG.
2. Die Gruppe des *Ataxioceras desmoides* WEG.
3. Die Gruppe des *Perisphinctes Achilles* D'ORB.

Davon bilden die beiden ersteren getrennt auftretende Lokalfaunen in Franken. In unserem Gebiet kommen alle drei Gruppen zusammen vor und sind für die Zone kennzeichnend. Nur die Gruppe des *Perisphinctes Achilles* ist auch noch im Mittel-γ vertreten. Die Gruppe des *Ataxioceras desmoides* kündet das Einsetzen der Ataxioceraten an. Die systematische Stellung derselben ist noch unklar. „Es tritt hier erstmalig der Skulpturtypus in Erscheinung, den man früher allgemein mit polyplok zu bezeichnen pflegte; der für echte Ataxioceraten zu fordernde diversipartite Spaltungstypus ist noch nicht rein ausgeprägt" (83). VOLZ (77) hat diese Fauna im Reutlinger Gebiet und FUCHS (31) bei Egesheim nachgewiesen. Die häufigen Angaben in der schwäbischen Literatur, daß in der Platynotazone Ataxioceraten auftreten, weisen darauf hin, daß diese Fauna allgemein verbreitet ist. Diese Vorläufer der echten Ataxioceraten treten jedoch in unserem Gebiet hinter den Perisphincten an Zahl sehr zurück. Auf die Abwandlung der Perisphinctenfamilie hat auch schon ENGEL (23) hingewiesen, wenn er schreibt: „Auch nehmen zwei typische Ammoniten, *Ammonites polygratus* REIN. und *Ammonites colubrinus* REIN. hier oben eine etwas andere Gestalt an als in den eigentlichen wohlgeschichteten β-Bänken"

Petrographisch ist die Zone der *Sutneria platynota* gekennzeichnet durch einen ziemlich gleichmäßigen Wechsel von Kalk- und Mergellagen oben und unten, und durch dicht-gepackte, helle Kalke in den Mittellagen. Letztere geben das Bild einer geschlossenen Kalkmauer, wie das der β-Kalke, nur viel weniger mächtig. (Diese Mauer ist zum Beispiel an der Hausener Wand, von der Straße vor dem Ortseingang aus, in

download www.zobodat.at

etwa 1 km Entfernung noch gut erkenntlich.) Die Kalke sind denen des β sehr ähnlich. Sie haben mehr Mergelgehalt und springen daher weniger gut.

Über die Mächtigkeit der Zone kann ich folgende Angaben machen: Hausen 9 m, Bosler 10,7 m. In Mittelfranken (83) werden diese Schichten auf durchschnittlich 2 bis 3 m eingeengt.

Fossilliste des Unter-γ.

Perisphinctes uresheimensis WEG.
pseudobreviceps WEG.
postcolubrinus WEG.
wemodingensis WEG.
Achilles D'ORB
sub-Achilles WEG.
pseudo-Achilles WEG.
cf. *unicomptus* FONT.
Fontannesi CHOFF.
triplicatus albus QU.
(suevicus SIEMR.)
breviceps QU. (SIEMR.)
cf. *stenocyclus* FONT.
virgulatus QU.
Lictor QU. (Tafel 105, 1)
lictor evolutus QU.
lacertosus FONT.
gigantoplex QU.
Ataxioceras desmoides WEG.
proinconditum WEG.
crassacostatum WEG.
„ *Stromeri* WEG.
Rasenia fascigera QU.
Sutneria platynota REIN.
Physodoceras circumspinosum QU.
binodum OPP.
„ *Altenense* D'ORB.
Oppelia cf. *Broilii* WEG.
„ *sub-Nereus* WEG.
Hoploceras nimbatum OPP.
falcula QU.
„ *pseudo-Fialar* OPP.
Terebratula subsella Leymerie
Ostrea Roemeri QU.
Belemnites hastatus BLAINV.
Disaster granulosus MÜNST.

Mittel-γ-Zone des *Ataxioceras Güntheri* OPP.

Mit dem Einsetzen der „echten" Ataxioceraten (Definition siehe oben) lasse ich das Mittel-γ beginnen. Die Obergrenze lege ich dort, wo *Oecotraustes dentatus* zuerst auftritt. Häufig ist an der Stelle zugleich eine *Pseudomonotis-similis*-Bank vorhanden, in der diese Muschel stark angereichert sein kann.

Die in dieser Arbeit vorgeschlagene Gliederung im mittleren und oberen baut sich nur auf den im ganzen Filsgebiet (in Übereinstimmung mit KEHRER [42]) gewonnenen Ergebnissen auf. Sofern sie mit den neueren Literaturangaben über andere Gebiete übereinstimmt bzw. ihnen entgegensteht, werde ich im einzelnen darauf hinweisen. Es ist klar, daß erst eine genaue vergleichend-stratigraphische Untersuchung, die sich über das ganze Albgebiet erstreckt, endgültige Klärung schaffen kann. Bevor diese langwierige Arbeit geleistet ist, müssen wir eben versuchen, aus den vorläufig zur Verfügung stehenden Lokalergebnissen ein Bild zusammenzusetzen.

Das mittlere γ ist der am stärksten mergelige Teil des γ. Der prozentuale Anteil der Mergel beträgt an dem für diese Berechnung wohl am geeignetsten Profil von Hausen: Unter-γ 50%, Mittel-γ 70%, Ober-γ 50%. Während sich also im unteren und oberen Teil Mergel und Kalk etwa die Waage halten, sind im Mittel-γ die Mergel entschieden vorherrschend. Die Fazies bleibt sich durch die ganze Zone hindurch im großen Ganzen gleich: 10 bis 25 cm dicke Kalkbänke sind in starken, weichen Mergellagen eingebettet. Die Kalkbänke zuunterst sind noch

download www.zobodat.at

hell und spröd und gleichen denen der Platynotazone. Gegen die Mitte zu werden sie immer dunkler und zäher, also mergeliger, so daß sie besser als harte Mergelbänke bezeichnet. Gegen oben werden sie wieder heller und spröder. Der Anteil der Mergel ist jedoch noch stärker: unten 65% und oben 80% in Hausen. Die Fossilien sind besonders in den Mergeln häufig sehr klein, plattgedrückt und meist nur bröckeligen Bruchstücken erhältlich und zudem vielfach verrostet. All dies erschwert die Profilaufnahme dieser Schichten sehr. Petrographisch ist also das Mittel-γ im wesentlichen einheitlich. In der Faunenverteilung zeigen sich jedoch ganz deutliche und auffallende Unterschiede zwischen einem oberen und unteren Teil, so daß im folgenden die Fossilführung der beiden Teile getrennt beschrieben werden soll. Trotz der offensichtlichen Verschiedenheiten ist jedoch eine Unterteilung in zwei Zonen nicht gerechtfertigt.

„Ataxioceratenschichten" Dem unteren Teil, der etwa $^2/_3$ der Mächtigkeit des Mittel-γ einnimmt, geben die Ataxioceraten der Inconditum-, Lothari- und Güntheri-Reihe, die Kragenplanulaten Engels (23), das Gepräge. Sie sind hier das herrschende Faunenglied, alles andere tritt dahinter zurück. Daher möchte ich diese Schichtenreihe nach der von Volz (77) zuerst angewandten Bezeichnung „Ataxioceratenschichten" benennen. Es soll dies aber keine Zonenbezeichnung sein, sondern nur ein Kennwort und soll zur besseren Verständigung dienen. Nach der Literatur zu urteilen, ist diese Bezeichnung mindestens für die Mittlere und Ostalb anwendbar. In der Systematik der Gattung *Ataxioceras* Font. herrschte bis vor kurzem noch großes Durcheinander. Wegele (83) hat die mittelfränkische Fauna analysiert und genaue Beschreibungen gegeben, so daß jetzt für das Bestimmen sichere Anhaltspunkte gegeben sind. Die in der Fossilliste aufgeführten 8 Arten konnte ich im Filsgebiet ermitteln. Aus den drei genauen Profilen glaube ich eine übereinstimmende Reihenfolge im ersten Auftreten der einzelnen Arten erkennen zu können. Gleichzeitig miteinander in der ersten Bank erscheinen *Ataxioceras inconditum* und *Ataxioceras Lothari*. Als die Vorläufer der beiden vermute ich die Ataxioceraten der Platynotazone. Einige Bänke darüber (in Hausen 1 m) erscheinen dann *Ataxioceras hypselocyclum* und *polyplocum;* sodann die Effrenatum-Arten und *Ataxioceras discobolum*. Der letzte Vertreter ist *Ataxioceras Güntheri*, der z. B. in Hausen 2,4 m über der ersten Bank auftritt (siehe Tabelle 1). In der Reihenfolge der Entwicklung der Arten ist unzweifelhaft ein Engerwerden der Nabelweite zu erkennen, was Fuchs (31) zuerst festgestellt hat. Dem engnabligsten Vertreter *Ataxioceras Güntheri* steht am nächsten *Ataxioceras hypselocyclum* Font. und es liegt sehr nahe, den letzteren als die Stammform des *Güntheri* anzusehen.

Die Ataxioceratenfauna ist bis in das Ober-γ hinein verbreitet. Ihre Blüte hat sie jedoch entschieden im Mittel-γ und sie ist hier kennzeichnend. Daher hat man von jeher versucht, aus ihrer Reihe einen Leitammoniten herauszufinden. In der älteren Literatur (Haizmann, Engel) findet sich häufig die Bezeichnung „Polyplocus-Schichten", die

download www.zobodat.at

auch BEURLEN (8) übernommen hat. Nun ist *Ataxioceras polyplocum* REIN. eine etwas seltene und nicht ganz fest umrissene Art. WEGELE (83, S. 196) hält „die Aufstellung von *Ataxioceras polyplocum* als Zonenfossil bei der großen Variationsbreite dieser Formen für sehr unzweckmäßig" Die als solche geeigneten Arten, *Ataxioceras inconditum* und *Ataxioceras Lothari* möchte ich nicht nehmen, da sie die beiden Angehörigen der Gattung sind, die noch im oberen γ in Blüte stehen. Eher zu denken wäre an *Ataxioceras effrenatum*, der wohl hauptsächlich in der von WEGELE (83) beschriebenen Varietät des *Ataxioceras pseudo-effrenantum* bei uns vorkommt. WEGELE hat diese Art aus den von FONTANNES (30) abgebildeten *Ataxioceras - effrenatum* - Formen abgetrennt. Da aber die Unterschiede zwischen *Ataxioceras effrenatum* FONT. und *Ataxioceras pseudo-effrenatum* WEG. nur geringe sind (kleiner Unterschied im Querschnitt und in der Berippung der Innenwindungen) und beim Bestimmen die beiden Formen selten recht auseinandergehalten werden können, möchte ich sie als *Ataxioceras effrenatum* FONT. zusammenbehalten. *Ataxioceras effrenatum* FONT. ist gut erkenntlich an der Seitenskulptur: Kräftige, unregelmäßige Rippenbündel sind durch breite, bandförmige Einschnürungen getrennt. Ich habe ihn im Filsgebiet nur in den Ataxioceratenschichten gefunden. Das gleiche ist aus den Fossillisten von HAIZMANN (38), KEHRER (42), VOLZ (77) und FUCHS (31) zu entnehmen. Sollte sich dies an anderen Orten bestätigen, so könnte eine Unterzone des *Ataxioceras effrenatum* FONT. ausgeschieden werden, zumal diese Form hinreichend scharf abgegrenzt und zudem genügend häufig zu finden ist.

Als Leitform für das Mittel-γ möchte ich *Ataxioceras Güntheri* OPP. in Vorschlag bringen. Sie ist häufig, sicher und leicht erkennbar. Im unteren Fünftel kommt sie zwar noch nicht vor und geht noch ins Ober-γ hinein. Ihre Blütezeit hat sie aber im Mittel-γ, und zwar in den Ataxioceratenschichten. Im Ober-γ tritt sie nur noch einzeln auf; im Filsgebiet nur in unteren Bänken desselben. Bei der Aufstellung von Fossilzonen ist eben häufig mit unscharfen Fossilgrenzen zu rechnen. Maßgebend für die Wahl eines Leitfossils ist schließlich das Hauptauftreten, d. h. die Blütezeit desselben.

Die reiche Perisphinctenfauna des unteren γ ist stark zurückgegangen. Die Perisphinctes-Achilles-Gruppe, *Perisphinctes breviceps* QU. und *Perisphinctes virgulatus* QU. in wenig häufigem Auftreten, sind die Überbleibsel. Dieser Rückgang ist für das ganze Mittel-γ kennzeichnend. Unter den Rasenien tritt *Rasenia stephanoides* auf und ist bis in das untere Ober-γ verbreitet. *Oppelia Strombecki* ist für das Mittel-γ und Ober-γ eine bezeichnende Art. *Oppelia sub-Nereus* WEG., die im unteren γ häufig ist, entsendet noch in das Mittel-γ ihr nahestehende Formen. Besonders hervorheben möchte ich *Ochetoceras Gümbeli* mit seiner auffallenden Skulpturveränderung von der Jugend- zur Altersform. Er wurde bis jetzt als Seltenheit in den Sammlungen geführt. Ich glaube, dies ist hauptsächlich darauf zurückzuführen, daß er anscheinend einen engbegrenzten Horizont einhält. Ich habe ihn in mehreren Stücken nur

download www.zobodat.at

aus einer Bank in Hausen und aus der entsprechenden Bank am Bosler gewonnen. In Hausen liegt er mit dem ersten *Ataxioceras Güntheri* zusammen, also 2,40 m über der Grenzbank zum Unter-γ. *Ochetoceras Gümbeli* betrachte ich daher als eine Leitform der Ataxioceratenschichten.

Fossilliste der Ataxioceratenschichten.

Ataxioceras inconditum FONT.
Lothari OPP.
latisfasciculatum WEG.
Güntheri OPP.
hypselocyclum FONT.
effrenatum FONT.
pseudo-effrenatum WEG.
polyplocum REIN.
„ *discobolum* FONT.
Perisphinctes breviceps QU.
Achilles D'ORB.
pseudo-Achilles WEG.
virgulatus QU.
Sutneria platynota REIN.
Rasenia stephanoides OPP.
Oppelia cf. *sub-Nereus* WEG.
„ *Strombecki* OPP.
Haploceras pseudo-Fialar WEG.
„ *nimbatum* OPP.
Physodoceras binodum OPP.
„ *iphicerum* OPP.
Plicatula striatissima QU.
Terebratulina substriata SCHLOTH.
Waldheimia friesensis SCHR.
Disaster granulosus GOLDF.
carinatus QU.

„Physodoceratenschichten" Das obere Drittel der Zone des *Ataxioceras Güntheri* ist mit 80% Mergel am stärksten mergelig und zeigt ein anderes Faunenbild. Im allgemeinen kann gesagt werden, daß die Mergel, besonders dickere Schichten, recht fossilarm sind. Erscheint nach einer solchen mächtigen Mergelschicht wieder eine Kalkbank, so kann man mit Sicherheit darauf schließen, daß diese fossilreich ist. Die Fauna der Mergelschichten ist kleinwüchsig. Es sind hauptsächlich Jugendformen unter den Ammoniten, besonders Ataxioceraten eingebettet worden, die sich selten bestimmen lassen. Bei der Gattung *Ataxioceras* zeigt sich eine Vorliebe für die kalkige Fazies. BEURLEN (8) und VOLZ (77) weisen darauf hin. In den Ataxioceratenschichten finden sich schon die meisten in Kalkbänken. Es ist daher nicht verwunderlich, wenn diese Gattung in Zahl und Größe in den oberen Schichten stark zurücktritt. Nach dem raschen Aufblühen im Liegenden sind sie hier schon wieder auf absteigender Linie. Es finden sich fast nur kleine Lothari- und Güntheri-Arten.

Im Gegensatz zur Gattung *Ataxioceras* scheinen die Physodoceraten bei starker Mergelsedimentation zusagende Lebensbedingungen gefunden zu haben. Die Physodoceraten sind mit zum Teil sehr großwüchsigen Formen das beherrschende Faunenglied dieser Schichten und sind an die Stelle der Ataxioceraten getreten. Am häufigsten sind *Physodoceras binodum* OPP. und *iphicerum* OPP., die schon im Liegenden auftraten. Daneben kommen neuere und seltenere Formen wie *Physodoceras* cf. *circumspinosum* QU., *microplus* OPP. u. a. vor. Vielleicht läßt sich einmal aus dieser Gattung ein Leitammonit für eine Unterzone herausstellen. Meine Funde reichen dazu nicht aus. Bis dahin möchte ich diesen Schichten das Kennwort „Physodoceratenschichten" geben mit dem Hinweis, daß dies ebenfalls keine Zonenbezeichnung sein soll.

Eine seltene, jedoch wichtige Form ist die hier vorkommende *Sutneria cyclodorsata* MOESCH. Ich habe sie nur aus Bank 3 (siehe Profil) von

download www.zobodat.at

Hausen. In der Rippenskulptur besteht Ähnlichkeit mit *Sutneria galar;* sie läßt sich jedoch von dieser gut unterscheiden. Sie scheint mir die Gattung Sutneria als Nachkomme der Platynota weiter zu führen (siehe Tafel I). So kämen wir zu der Entwicklungsreihe *galar—platynota—cyclodorsata.* Übergangsformen von *galar* zu *platynota* sind bekannt (siehe auch BUBECK [14]). Unter den Rasenien sind *Rasenia striolaris* REIN. und *Rasenia involuta* QU. gute Arten und treten hier zum ersten Male auf. Bei den Oppelien sind die Lingulatenformen QUENSTEDTS, *Oppelia nuda* QU. und *nudocrassata* QU. häufig.

Ein gewisses Aufblühen erfährt im Mittel-γ die mergelliebende Brachiopodenfauna mit dem Schwerpunkt in den Physodoceratenschichten. Kennzeichnend ist darunter *Terebratulina substriata,* die häufig gefunden wird. Nicht selten finden sich auch „Nester" von irregulären Seeigeln in den Mergeln und härteren Bänken. Dies sind Anreicherungen von *Disaster granulosus* QU. und *carinatus* QU., die fast immer zerbrochen und zerdrückt, und so nicht bestimmbar sind. Daher werden sie auch leicht übersehen. Herr R. OECHSLE (Kuchen) hat guterhaltene Funde von Unterböhringen; es gibt also auch Fundorte mit besserer Erhaltung. QUENSTEDT (60) nennt *Disaster carinatus* als typischen irregulären Seeigel aus dem unverschwammten γ. Dieser hat wahrscheinlich im Mittel-γ sein Hauptlager.

In den oberen Bänken der Physodoceratenschichten erscheint eine neue Ammonitengattung, Streblites. Infolge der nur schwach in Erscheinung tretenden Skulptur und dem häufig schlechten Erhaltungszustand, lassen sich die dazu gehörigen Arten nur selten sicher bestimmen. So ist es vorerst nicht möglich, davon Leitformen zu gewinnen, obwohl sie individuenreich und vermutlich auch artenreich sind. Im oberen Mittel-γ konnte ich *Streblites tenuilobatus* OPP., *Frotho* OPP. und *levipictus* FONT. ermitteln.

Mächtigkeiten des Mittel-γ: Hausen 12,60 m, Unterdrackenstein 14,30 m, Bosler 15 m.

Fossilliste der Physodoceratenschichten.

Perisphinctes cf. *Vandelli* FONT.
Achilles-Gruppe D'ORB.
virgulatus QU.
Ataxioceras inconditum FONT.
Lothari OPP.
Güntheri OPP.
discobolum FONT.
latifasciculatum WEG.
„ *polyplucum* REIN.
Rasenia striolaris REIN.
involuta QU.
„ *stephanoides* OPP.
Streblites Frotho OPP.
tenuilobatus OPP.
„ *levipictus* FONT.
Sutneria cyclodorsata MOESCH.
Phyosodoceras binodum OPP.
iphicerum OPP.
Physodoceras cf. *circumspinosum* QU.
„ *microplus* OPP.
Oppelia Holbeini OPP.
nudocrassata (A. lingulatus
nudocrassatus QU.)
nuda (lingulata nuda QU.)
„ cf. *sub-Nereus* WEG.
Haploceras nimbatum OPP.
Rhynchonella lacunosa QU.
Terebratula subsella Leymerie
„ *Zieteni* LOR.
Terebratulina substriata SCHLOTH.
Waldheimia humeralis ROEMER
„ *friesensis* SCHR.
Disaster carinatus QU.
„ *granulosus* GOLDF.
Lamellaptychus sp.
Laevaptychus sp.

download www.zobodat.at

Zur Gliederung des Mittel-γ.

Die Bezeichnungen „Ataxioceratenschichten" und „Physodoceratenschichten" entsprechen etwa den „Polyplocusschichten" und „Aptychenmergeln" der älteren Literatur. HAIZMANN (38) stellt seine Polyplocusschichten zusammen mit den Aptychenmergeln und dem oberen in seine „Zone des *Ammonites tenuilobatus*" Von sämtlichen Profilen, die HAIZMANN gibt, enthält nur eines eine Angabe über das Auftreten von Strebliten in den Polypocusschichten. Es ist dies das alte HOCHSTETTERsche Profil vom Monkberg bei Salmendingen, das ENGEL (23) veröffentlichte. Die 4. Kalkbank führt „*Ammonites polyplocum, pictus* und *Lothari*" Nun liegt diese Bank ziemlich hoch im mittleren γ. HAIZMANN berichtet von derselben Stelle: „*Ammonites tenuilobatus* habe ich am Monkberg in Schichten, die diesem Horizont anzugehören scheinen, nicht aber zusammen mit den angegebenen Leitammoniten gefunden, so daß ich nicht ganz sicher bin, ob er hierher gehört", und weiter unten: „Seine Hauptentwicklung hat er jedenfalls erst höher." SCHALCH (67) gibt vom Randengebiet von verschiedenen Orten an, daß *Streblites tenuilobatus* erst in einem höheren Niveau auftritt als *Ataxioceras polyplocum*. Damit sind die Angaben der Gebrüder WÜRTENBERGER, auf die sich HAIZMANN beruft, entkräftigt. Die ganze übrige schwäbische Literatur (23, 34, 77, 42) berichtet einheitlich, daß Strebliten im wesentlichen erst im Ober-γ auftreten und steht so im Einklang mit den Ergebnissen im Filsgebiet. Die Zone des *Streblites tenuilobatus* im Sinne von HAIZMANN verliert damit ihre Berechtigung. Dazu kommt noch der oben erwähnte Erhaltungszustand, worauf schon OPPEL hinwies. Wenn BUBECK (14) letzteren Grund für ausschlaggebend hält, so möchte ich erwidern, daß ein Fossil, das erst im oberen Sechstel eines Schichtgliedes in den ersten Anfängen auftritt und seine Blütezeit in anderen Schichten hat, doch nicht als Leitfossil für das Ganze genommen werden kann.

Nach seinen Funden bei Egesheim unternimmt FUCHS (31) eine Unterteilung des Mittel-γ in drei Stufen mit den Leitammoniten *Ataxioceras incoditum, Lothari* und *Güntheri* (in der Reihenfolge von unten nach oben). In Übereinstimmung mit ihm konnte ich ermitteln, daß *Ataxioceras effrenatum, discobolum* und die *Güntheri*-Gruppe etwas später auftreten mit *Ataxioceras Güntheri* als letztem Vertreter. Doch kann ich die Ausscheidung der drei Stufen nicht vornehmen, da die Entwicklung aller Arten in den unteren Bänken doch in ziemlich kurzer Zeit nacheinander erfolgte und besonders deshab, weil *Ataxioceras inconditum* und *Lothari* bei mir gleichzeitig einsetzen und etwa in gleicher Artenzahl sich bis ins Ober-γ hindurchsetzen. Die Frage, ob *Ataxioceras Lothari* aus *Ataxioceras inconditum* hervorgegangen ist, kann nur eine genaue paläontologische Untersuchung lösen. Es ist mir dies deshalb nicht wahrscheinlich, weil schon bei den Vorläufern der Ataxioceraten in der Platynotazone eine Herausbildung der beiden verschiedenen Skulpturtypen in Erscheinung tritt.

BUBECK (14) diskutiert die Bezeichnung „Aptychenmergel" und glaubt aus meiner unfertigen Prüfungsarbeit zu entnehmen, ich hätte damit eine

download www.zobodat.at

Zonenbezeichnung aufgestellt. Dazu folgendes: Von jeher wurde der Name „Aptychenmergel" von den schwäbischen Geologen mehr als Faziesbegriff aufgefaßt und als solcher auch von O. Fraas (1858) für die stark tonige Fazies im Mittel-γ geschaffen. Weil in diesen Schichten Physodoceraten herrschend und die hauptsächlich von ihnen stammenden dicken Laevaptychen häufiger als in anderen Bänken sind und besonders auffallen, wurde der in diesem Sinne treffende Name geprägt. Ich selbst nahm den Namen nur als Kennwort, wie den Ausdruck „Physodoceratenschichten", bis sich ein Leitfossil für eine Unterzone gefunden haben würde. Wie aus der Literatur hervorgeht, ist diese Fazies mit ihrer besonderen Fossilführung weithin in Württemberg verbreitet und deshalb führt auch Haizmann die Aptychenmergel in seinem Profil. Sie ist also durchaus nicht lokal zu nennen, wie Bubeck schreibt.

Ober-γ Zone des *Oecotraustes dentatus*.

Mit dem Erstauftreten von *Oecotraustes dentatus* setzt eine neue Faunenverteilung ein. Zusammen mit dieser Bank findet man nicht selten eine Anreicherung von *Pseudomonitis similis*. Hier beginnt das Ober-γ, die Zone des *Oecotraustes dentatus*. In etwas mehr als $^2/_3$ der Höhe der Schichten tritt die Leitmuschel wieder an einzelnen Fundorten stark angereichert auf, dazwischen in Einzelformen. Ich möchte daher eine Unterzone der *Pseudomonotis similis* ausscheiden in Anlehnung an die ältere Literatur, wo diese Unterscheidung vielfach gemacht wurde. Darüber kommen Bänke mit *Physodoceras Uhlandi* Opp. und der Perisphinctes-Crussoliensis-Gruppe, die hier ihre größte Entfaltung hat. Zuletzt die Bänke mit *Idoceras Balderus*, ein scharfer und guter Leithorizont.

Das obere ist wieder stärker kalkig; der Anteil der Kalke ist etwa 50%. Unten sind es harte Kalkbänke, die noch von stärkeren Mergellagen abgelöst werden. Dann setzen dicht-gepackte Kalke ein, die nicht selten eine geschlossene Kalkmauer bilden und daher auch häufig aufgeschlossen sind. Es sind 10 bis 35 cm dicke, gleichmäßig gebankte, dunkelgraue und fossilarme Kalke mit 5 bis 10 cm mächtigen Mergelzwischenlagen. Die Schichten mit *Physodoceras Uhlandi* bestehen aus starken, bis 1 m mächtigen Mergellagen mit einzelnen fossilreichen Kalkbänken. Der Balderushorizont wird von geschlossenen Kalkbänken gebildet. Mächtigkeit des Ober-γ: Drackenstein 12,80 m, Bosler 13,25 m, Hausen 14,50 m.

Die Schichten mit *Pseudomonotis similis* umfassen den größten Teil der Zone. Die untere Muschelbank fand ich an folgenden Orten: Straße Wiesensteig—Schafhaus bei Höhe 677, in den Profilen von Drackenstein und Hausen, an der Bühlverwerfung bei Höhe 707. Die obere Similisbank konnte ich nachweisen im Profil von Hausen und am Wasserberg. Über der berühmten Pseudomonotisbank am Südwesthang des Wasserbergs, die schon Quenstedt gekannt hatte, konnte ich *Idoceras Balderus* 5 m darüber herausschlagen. Dazwischen stehen die Mergel mit *Physodoceras Uhlandi*. Es besteht also kein Zweifel, daß die obere Muschelbank vorliegt. Sie ist ein schönes Beispiel für eine

download www.zobodat.at

überaus reiche fossile Schillbank. In den inneren Lagen der 5 bis 7 cm dicken Bank ist Schale auf Schale dicht gepackt; gegen außen schieben sich kleine Mergellinsen dazwischen, was im Querschnitt gut ersichtlich ist. Die Bildung dieser auffallenden Bank denke ich mir wie folgt: Die Schalen haben sich durch Zusammenschwemmung, vielleicht auf einer Untiefe, zu einer mächtigen Schillbank angereichert, die dann durch starke Mergelsedimentation sehr rasch eingebettet wurde. Der Bildungsraum war also ein flaches Meer; damit soll nicht gesagt sein, daß es die Küste selbst war.

Die Gattung *Ataxioceras* gelangt in dieser Stufe wieder zu neuer Blüte, die jedoch die der Ataxioceratenschichten nicht erreicht. Häufiger erscheinen hier noch *Ataxioceras inconditum* und *Lothari*. Das Größenwachstum geht bei weitem nicht mehr so weit wie in den Ataxioceratenschichten. Einzelne Bänke sind damit stark angereichert, so daß man von Ammonitenlumachellenbänken sprechen kann; Haploceraten, *Oecotraustes dentatus*, und Strebliten spielen darin die Gesellschafter. Diese Lumachellenbänke sind dunkelgraue bis blaue Kalke, übersät mit braunen Eisenflecken. Andere Lagen wieder zeigen dunkelblaue bis schwarz gefärbte Flecken und Schuttkörper. Die blaue Farbe ist auf Eisensulfid zurückzuführen. Die Fossilien liegen ebenfalls rostig oder blauschwarz angefärbt in beliebiger Richtung wirr durcheinander gelagert. Wenige zerbrochene Formen sind auch darunter. Diese Bänke sind besonders schön entwickelt im Gießbachtobel bei Wiesensteig (die unteren der anstehenden Bänke). *Ataxioceras Güntheri, hypselocyclum* und *polyplocum* sind seltener und scheinen in diesen Schichten im Aussterben zu sein. Unter den Perisphincten ist die Achilles-Gruppe noch vertreten. Daneben treten die auffallenden und vielfach großen Formen der Crussoliensis-Gruppe auf. Sie sind in den Similisschichten noch selten und vereinzelt. Nach dem starken Rückgang in den Physodoceratenschichten bringen diese Perisphincten die Gattung zu neuer Entfaltung. Unter den Rasenien scheint *Rasenia stephanoides* hier zum letzten Male vorzukommen. Neu ist die Trifurcatenreihe, von denen ich *trifurcata* Rein. und *Frischlini* Opp. auffinden konnte. Daneben ist *Rasenia striolaris* nicht selten. Die Strebliten sind neben *Oecotraustes dentatus* am häufigsten vertreten und die beiden bilden eine Art Genossenschaft miteinander. Wo die einen recht häufig sind, sind es auch die anderen. *Streblites Weinlandi* Opp., eine Form mit ziemlich glatter Schale, scheint ein späteres Glied in der Entwicklungsreihe der Gattung zu sein; ich habe sie erst aus oberen Bänken bekommen. In den Lumachellenbänken sind gewisse Streblitenarten, die von Quenstedt (57, Tafel 120, Fig. 2—7; Tafel 119, Fig. 1—3) als *Ammonites pictus* beschriebenen Formen sehr nahe kommen. Von den 4 Arten, die Wegele (83) beschreibt, unterscheiden sich meine Stücke durch folgende Besonderheiten:

1. Der Rücken der Wohnkammer verbreitert sich von ihrem Einsetzen bis zum Mundrand sehr stark, so daß der Rücken am Mundrand durchschnittlich zwei- bis dreimal so breit ist wie zu Beginn.

download www.zobodat.at

2. Der Kiel ist nur schwach angedeutet; er ist nicht typisch sägeartig gezähnt.
3. Die Skulptur auf den Flanken fehlt vollkommen oder ist nur ganz schwach.

Nach den Beschreibungen von QUENSTEDT lassen sich die Stücke mit folgenden Formen vergleichen:

1. *Streblites pictus* QU. (57, Tafel 120, Fig. 7).
2. *Streblites nudo-pictus* QU. (Tafel 120, Fig. 2 und 6).
3. *Streblites pictus nudus* QU. (Tafel 119, Fig. 1 und 2).
4. *Streblites pictus tegulatus* QU. (Tafel 120, Fig. 3).

Infolge des schlechten Erhaltungszustandes lohnt sich eine genauere Einzelbeschreibung nicht. Ich glaube nicht, daß es sich hier nur um die Außenwindungen der obigen vier von WEGELE beschriebenen Streblitenarten handelt. Es sind selbständige Arten, die anscheinend eine schwäbische Besonderheit darstellen.

Zum ersten Male im Weißen Jura zeigt sich in unserem Gebiet im Ober-γ eine Verschwammung. Schwämme werden häufiger und es kommt zur Bildung von Schwammbänken, deren Zusammenhang mit den unverschwammten Nachbarschichten überall deutlich zu erkennen ist. Anzeichen von Verschwammung in den Similisbänken finden sich im ganzen Untersuchungsgebiet. Nur der Grad der Verschwammung ist verschieden. Zwischen Einzelbänken mit einer Anreicherung von Einzelschwämmen und 3 bis 5 m mächtigen Stotzen gibt es alle Übergänge. Die horizontale Verbreitung der Schwammbänke war einem reichen Wechsel unterworfen. In demselben Profil können zwei- bis dreimal wiederholt Schwammbänke auftreten. Zwischen dem Schwammwachstum und dem Rückgang der zoogenen Bank, d. h. der beginnenden Abtragung derselben, fand also ein mehrmaliger Wechsel statt. Daher haben die Bänke fast überall eine Schuttführung aufzuweisen und in der Nähe der zoogenen Fazies steigert sich diese. Die Stotzen sind vollgespickt mit *Rhynchonella lacunosa* QU., *Oecotraustes dentatus* und *Strebliten*. Deshalb wurden sie auch „Lacunosen-Stotzen" genannt.

Fossilien aus der Schwammfazies.

Streblites levipictus FONT.
„ *tenuilobatus* OPP.
Oecotraustes dentatus REIN.
Terebratula Zieteni LOR.
Terebratula nucleata QU.
Rhynchonella lacunosa QU.
„ *inconstans* SCHLOTH.
Prosopon depressum H. VON MEYER

Fossilien der Similisbänke.

Pseudomonotis similis GOLDF.
Ataxioceras inconditum FONT.
Lothari OPP.
Güntheri OPP.
discobolum FONT.
polyplocum REIN.
„ *hypselocyclum* FONT.
Perisphinctes Vandelli CHOFF.
Perisphinctes Achilles-Gruppe
acerimus SIEMR.
„ *Crussoliensis* FONT.
Physodoceras iphicerum OPP.
Simoceras planulacinctus QU. (Tafel 108, 16)
Rasenia trifurcata REIN.
Frischlini OPP.

download www.zobodat.at

Rasenia striolaris REIN.
stephanoides OPP.
Oecotraustes dentatus REIN.
Streblites levipictus FONT.
tenuilobatus OPP.
„ *Weinlandi* OPP.
Oppelia Strombecki OPP.
nudocrassata QU.
Oppelia nuda QU.
litocera OPP.
„ *Karreri* FONT.
Haploceras lingulatum expansum QU.
nimbatum OPP.
„ *pseudo-Fialar* WEG.
Terebratula substriata SCHLOTH.
Pholadomya acuminata HARTM.

Die Stufe der *Pseudomonotis similis* erreicht die Mächtigkeiten: Drackenstein 9 m, Bosler 9,25 m, Hausen 10,50 m.

Die Schichten mit *Physodoceras Uhlandi* und *Perisphinctes Crussoliensis* sind Mergelzonen mit den Mächtigkeiten: Hausen und Bosler 3,50 m, Drackenstein 3,30 m. An der Basis liegen die obere Similisbank und eine oder ein paar fossilreiche Bänke: Lumachellenbänke. Diese führen die letzten Vertreter der Ataxioceraten. Die Gattung wurde ja schon zur Zeit der Physodoceratenschichten im Mittel-γ geschwächt und konnte sich davon in den Similisschichten nicht mehr erholen. Mit dem neuen Einsetzen einer stärkeren Mergelsedimentation stirbt sie aus. Es sind hauptsächlich Lothariarten, selten noch *Ataxioceras inconditum*. Beide Formen unterscheiden sich etwas von den typischen Arten der Ataxioceratenschichten. Sie sind etwas engnabeliger geworden; auch in der Ausbildung der Rippen zeigen sie andere Züge. Schlecht bestimmbare Strebliten und *Oecotraustes dentatus* sind auch hier stark beteiligt.

Die Rolle eines Leitfossils in diesen Schichten spielt *Physodoceras Uhlandi* OPP., der ziemlich häufig und leicht erkenntlich ist. Er wird sehr groß; der größte erreichte einen Durchmesser von 25 cm. Dies beweist wiederum, daß die Physodoceraten bei starker Mergelsedimentattion noch günstige Lebensbedingungen fanden und so beim Zurücktreten anderer Ammoniten zu Individuenreichtum gelangen konnten. Zu derselben Anpassung scheint die Gruppe des *Perisphinctes Crussoliensis*, der QUENSTEDTsche *Perisphinctes divisus*, gekommen zu sein. Sie hat hier ihre Hauptentwicklung und besitzt so den Charakter von Leitfossilien. *Perisphinctes divisus* wurde mit *Idoceras Balderus* schon immer in der schwäbischen Literatur als Leitform für die Grenzschichten γ/δ genannt. Auch in Mittelfranken (83) hat er in den entsprechenden mergeligen Schichten seine Hauptentwicklung gefunden. Die Gruppe der *Rasenia trifurcata* zeigt ebenfalls hier ihre größte Entfaltung und Individuenreichtum. Es sind dies die größten Rasenien im ganzen Ich konnte die Arten *trifurcata* REIN. und *Frischlini* OPP. unterscheiden. *Simoceras Doublieri* und *Oppelia compsa* OPP. sind Arten, die hier einsetzen und im unteren δ dann kennzeichnend werden.

In diesen Schichten treten häufig in Verknüpfung mit den Lumachellenbänken und unter der ersten Balderusbank Fucoiden auf. Als Fucoidenbänke habe ich in den Profilen nur solche ausgeschieden, die von Fucoiden ganz erfüllt sind und hier wie ein feines Astwerk auswittern. Fucoidenbänke sind im ganzen verbreitet. Ich fand sie haupt-

download www.zobodat.at

sächlich im Unter-γ, in den Schichten über und unter der Grenze Mittel-Ober-γ, und in den oberen Grenzschichten. Allen Vorkommen ist gemeinsam, daß sie immer an stärkere harte Kalkbänke gebunden sind und dann an deren Unter- oder Oberkante liegen. Sie treten dort auf, wo solche Kalkbänke an dickere Mergellagen angrenzen. In dichtgepackten Kalken fand ich sie nicht, ebensowenig in den stark mergeligen Bänken des Mittel-γ. Die Fucoidenbänke im Ober-α zeigen dasselbe Lagerungsbild. Die Verhältnisse beim Einsetzen oder Aussetzen der Kalksedimentation müssen für die Ausbreitung der Fucoidenrasen günstig gewesen sein. Auffallend ist auch, daß die Bänke mit Fucoidenanreicherungen zugleich eine reiche Ammonitenfauna beherbergen. Oft sind es ja gerade die Lumachellenbänke. Die wenigsten der Fucoidenbänke sind als durchgehende und vergleichbare Horizonte aufzufassen, denn die in den Profilen feststellbare Zahl schwankt sehr. In dem das untere γ sogar unvollständig enthaltenen Profil von Drackenstein sind es 8 im gesamten γ, während es in Hausen und am Bosler nur 3 bis 4 sind.

Die Balderusbänke. Die Grenzziehung zwischen Wγ und δ ist, seitdem Engel *Idoceras Balderus* als Leitfossil in den Vordergrund gerückt hat, sehr leicht und sicher geworden. Das Aussehen der Grenzschichten im Filsgebiet soll an einem zusammenfassenden Idealprofil veranschaulicht werden:

8.	200—300 cm	Mergel mit einzelnen Kalkbänken	
7.	15 cm	Kalk	
6.	20 cm	Kalk	*Idoceras Balderus*
5.	15 cm	Kalk	*Idoceras Balderus*
4.	20 cm	Kalk	*Idoceras Balderus*
3.	5 cm	Mergel	
2.	10 cm	Kalk	
1.	80—100 cm	Mergel	

Es sind also meist 4 bis 5 Kalkbänke, die zwischen starke Mergelpakete eingelagert sind. *Idoceras Balderus* beherrscht die mittleren 2 bis 3 Bänke, d. h. man findet ihn darin meistens in großer Zahl. Bis zu Bank 4 fand ich *Physodoceras Uhlandi*. Ferner enthalten die Bänke: *Streblites tenuilobatus*, die *Perisphinctes-Crussoliensis*-Gruppe, *Perisphinctes Ernesti* Lor., *Oecotraustes dentatus* und *Simoceras Doublieri*. Man kann die Balderusbänke mit gleichen Gründen sowohl ins als auch ins δ stellen. Ich entscheide mich für das erstere, stelle sie also noch in die Zone des *Oecotraustes dentatus*. Die Balderusbank gibt einen scharfen und gut auffindbaren Horizont ab. Für die Kartierung ist sie als Grenzhorizont sehr wertvoll und unbedingt sicher, im Gegensatz zu den meisten anderen Abgrenzungen im Weißen Jura.

Zur Gliederung des Ober-γ.

Das obere habe ich in der schon genannten Umgrenzung als Zone des *Oecotraustes dentatus* ausgeschieden. Dies bedarf noch einer näheren Begründung. Es ist wiederum nicht leicht, ein geeignetes

download www.zobodat.at

Leitfossil zu bestimmen, wenn man sich an die genannten festen Grenzen halten will, die man ihrer praktischen Bedeutung wegen aufrechterhalten möchte. Das seinen Arteigenschaften nach geeignetste Fossil, *Oecotraustes dentatus*, ist nicht nur im Ober-γ ein häufiges Faunenglied, sondern auch noch im Unter-δ, in den δ-Bankkalken und Schwammkalken. In der Mergelzone im Hangenden der Balderusbänke ist es neben Strebliten sogar das beherrschende Fossil. Dieser Leitammonit hat die besondere Eigenschaft, während des größten Teils seiner Lebenszeit als Art fast immer in gleich großer Individuenzahl aufzutreten. Erst in den δ-Bankkalken wird er gegen oben etwas seltener. Diese Tatsache läßt sich nicht mit dem Ausdruck „Zonenbrecher" abschwächen. Auch der Vergleich Bubecks (14) mit *Sutneria platynota* ist hinkend, denn diese Art geht nur mit ganz seltenen Nachzüglern über ihre Zone hinaus. Infolge Fehlens einer geeigneteren Leitform habe ich schließlich trotzdem die Zone nach dem *Oecotraustes dentatus* benannt, die dann eben etwas mehr bedeutet als die Benennung „Ober-γ"

Beim Betrachten der schwäbischen Literatur komme ich zu dem Schluß, daß *Pseudomonotis similis* auch außerhalb des Filsgebietes hauptsächlich in zwei Horizonten angehäuft auftritt. Zum unteren Horizont zähle ich: Profil 7 vom Kornbühl bei c nach Haizmann (38), das untere Lager Grünvogels 15 m unter γ/δ; und zum oberen Horizont: das Vorkommen im Lochengebiet (nach Fischer [28] sollen unmittelbar darauf die Grenzschichten kommen), das Hauptlager Grünvogels 4 bis 5 m unter γ/δ, das Profil von Volz (75) 5 m unter γ/δ. Fischer (28, S. 48) weist auf die Brauchbarkeit der Muschel als Leitfossil im verschwamm- Gebiet hin; sie ist in den Schwammstotzen sogar im Innern der Schwammbecher zu finden. Es zeigt sich also in diesem Punkt im größten Teil der Schwäbischen Alb ein einheitliches Bild.

Beurlen (8) hat im Ober-γ seine „Tenuilobatenschichten" ausgeschieden und darüber die „kalkige und oolithische Balderuszone" gelegt, die mit den Tenuilobatenschichten häufig vermengt sein soll. Die Tenuilobatenschichten entsprechen meinen Similisschichten. Wie schon oben dargelegt, sind die Strebliten als Zonenfossilien nicht geeignet, zumal sie noch in den δ-Bankkalken in Blüte stehen.

Engel nennt *Physodoceras Uhlandi* aus der Monotisbank am Wasserberg, stellt diesen aber in die „Aptychentone" Ich konnte nachweisen (siehe oben S. 21), daß es sich hier um die Mergelzone unter den Balderusbänken handelt. Auf die Angabe Engels (Württembergische Jahreshefte 1897) sind anscheinend alle anderen über das Vorkommen von *Physodoceras Uhlandi* in den Aptychenmergeln zurückzuführen, so auch die von Haizmann (38). Damit dürfte das höhere Lager dieses Ammoniten außer Zweifel sein.

Stratigraphischer Vergleich des Weißen Jura mit den entsprechenden Schichten Mittelfrankens.

In den Untersuchungen über das Unter-Kimmeridge Mittelfrankens hat Wegele (83, S. 192) ein Profil der Schichtenfolge gegeben, das sich

download www.zobodat.at

mit dem unseres Gebiets (siehe Tabelle 3) gut vergleichend-stratigraphisch in Beziehung bringen läßt. Beim Vergleich der Fossilfolge kann eine weitgehende Übereinstimmung festgestellt werden. Ich verweise deshalb nur kurz auf die wenigen Unterschiede: *Ataxioceras suberinum* konnte ich nicht ermitteln; die *Rasenia-trifurcatus-Gruppe* mit *Rasenia Frischlini* finde ich erst in jüngeren Horizonten, der Rückgang der Ataxioceraten in den „Physodoceratenschichten" zeigt sich in Franken nicht, wahrscheinlich konnte sich die Gattung infolge der herrschenden Kalkfazies besser halten.

Lithologisch zeigen sich aber eher Unterschiede. Im ganzen ist die Gesteinsfolge in Franken mehr kalkig. Im Unter-γ besteht ziemlich Übereinstimmung, die Crussoliensismergel entsprechen den Mergeln im Ober-γ. Besonders das Mittel-γ ist in Franken kalkreicher. Die Sonderentwicklung des Fränkischen Jura erklärt Beurlen (8) als Folge einer gewissen Trennung des Schwäbischen Beckens vom Fränkischen durch die „Gammelsfelder Barre" Trotz dieser faziellen Unterschiede ist der Vergleich nicht nur möglich, sondern drängt sich einem geradezu auf.

Über die Mächtigkeit des Weißen Jura γ.

Die Gesamtmächtigkeit im W konnte ich an folgenden Punkten ermitteln:

Bosler	38,85 m	Drackenstein	37,00 m
Steige Gruibingen—Augsberg	38,00 m	Gosbach—Aimer	35,00 m
Steige Gruibingen—Rößgumpe	36,00 m	Hausen	36,35 m
Steige Mühlhausen—Buch	35—40 m		

Sie ist also ziemlich gleichbleibend. Wie im β zeigt sich eine schwache Abnahme gegen Süden und Osten.

Bei der Betrachtung der faziellen Ausbildung des W γ kann man in großen Zügen eine Abnahme des Tonreichtums von Westen nach Osten feststellen. Die Westalb bis Reutlingen ist viel toniger als unser Gebiet. Diese Abnahme geht wahrscheinlich in der Ostalb weiter und ist dann am stärksten in Mittelfranken. Dies drückt sich auch in den Mächtigkeiten der Schichten aus:

Egesheim (Fuchs)	40—45 m	Fils	36—39 m
Hohenzollernalb (Grünvogel)	45 m	Aalen (Engel)	21,00 m
Reutlingen (Engel)	bis zu 60 m	Mittelfranken	24,00 m

Die Zunahme der Mächtigkeit wird wohl hauptsächlich auf die schnellsedimentierten Mergelschichten zurückzuführen sein. Die größte Mächtigkeit wird anscheinend in der Urach—Reutlinger Alb erreicht. Dies stimmt überein mit den Angaben, die Stahlecker (74) über die Verteilung der Mächtigkeiten vom Lias bis Weiß Jura α machen konnte und zeigt, daß die Senkungstendenz dieses Gebietes auch im mittleren Weiß Jura noch deutlich zu erkennen ist.

download www.zobodat.at

Weiß Jura δ (W δ).

Die δ-Bankkalke.

Über den Balderusbänken stellen sich wieder 2 bis 3 m mächtige, vorwiegend mergelige Schichten ein mit einigen harten Kalkbänken. Die Mergelfazies im oberen γ findet hier ihre Fortsetzung. *Oecotraustes dentatus* und Strebliten, beide in reicher Zahl, beherrschen die Fauna. Die unmittelbar darüber gelegenen Bankkalke zeichnen sich durch Mergelzwischenlagen aus, sind also noch nicht ganz abgeschlossen. Infolge des Mergelreichtums ist das unterste δ daher häufig abgetragen und ausgeräumt. Die Gruppe der *Rasenia pseudomutabilis* wird in diesen unteren Bänken noch nicht gefunden; sie setzt erst höher ein. ENGEL (23, S. 416) bemerkt schon, daß erst die mittleren Lagen des δ die charakteristische Gruppe der *Rasenia pseudomutabilis* beherbergen. GRÜNVOGEL (34, S. 24) hebt diese Tatsache vom Hohenzollerngebiet ausdrücklich hervor. Die untersten δ-Schichten enthalten folgende Fauna:

Perisphinctes breviceps SIEMR.
„ cf. *stenocyclus* FONT.
Physodoceras unispinosum QU.
„ *bispinosum* ZIETEN
Simoceras Doublieri D'ORB.
cf. *Heimi* FAVRE
„ *Haizmanni* BURCKH.
Oppelia compsa
Haploceras nimbatum OPP.
Fialar OPP.
subelimatum FONT.
Haploceras tenuifalcatum NEUM.
Streblites levipictus FONT.
tenuilobatus OPP.
compressus (A. pictus compressus QU.)
Oecotraustes dentatus REIN.
Belemnites hastatus BLAINV.
Terebratula Zieteni LOR.
Velopecten velatus GOLDF.
Engeniacrinus Hoferi MÜNST.

Neben den schon tiefer vorkommenden Strebliten ist besonders *Streblites compressus* QU. bemerkenswert. Die Gattung *Simoceras* tritt nun mit charakteristischen Formen häufiger auf; davon sind zu nennen: *Simoceras Doublieri* und *Simoceras Haizmanni* BURCKH. Typische und häufige δ-Arten sind die Physodoceraten: *Unispinosum* QU. und *bispinosum* QU. Im Impferloch bei Unterdrackenstein fanden sich in stark mergeligen Lagen einige Bänke, die voll mit Crinoidenstielgliedern sind. Auf den Schichtflächen sind fast nur Querschnitte zu sehen; diese sind regulär fünfeckig und lassen auf Pentacrinus schließen. Die aufrechte Einbettung der zarten Crinoidenstiele läßt auf einen ruhigen Sedimentationsraum schließen.

Die Schichtgrenze γ/δ wird in der Literatur als zweiter Quellhorizont im Weißen Jura angegeben. Im Gebiet der Fils kommt er jedoch nur wenig zur Geltung. Der ziemlich stark fließende Wolfgangsbrunnen bei Gruibingen und der nur periodisch wasserführende Jakobsbrunnen im Gießbachtobel bei Wiesensteig sind hierher zu rechnen. Es können dabei sowohl die Mergel im Ober-γ als auch die in den unteren δ-Schichten als Wasserstauer wirken. Der Jakobsbrunnen kommt aus dem unteren δ.

Die höher gelegenen Bank- oder Quaderkalke sind 0,3 bis 1,5 m mächtige, ziemlich geschlossene Bänke; selten treten größere Mergelzwischenlagen auf. Es sind graue bis blaue Kalke; häufig ist Rost-

download www.zobodat.at

färbung besonders an Fossilien. Schuttführung ist fast immer vorhanden; sie richtet sich in der Korngröße und Anhäufung nach der Entfernung von den Schwammstotzen. Es stellt sich nun auch die Leitfossilgruppe ein. Ich konnte nur *Rasenia pseudomutabilis* und *eudoxa* ermitteln. Die Strebliten und *Oecotraustes dentatus* sind in den oberen δ-Bankkalken etwas zurückgegangen, jedoch durchaus nicht selten zu nennen. Im ganzen genommen sind die Bänke recht fossilarm. Fossilien der oberen δ-Bankkalke:

Perisphinctes fasciferus NEUM.
Rasenia pseudomutabilis LOR.
„ *eudoxa* D'ORB.
Oecotraustes dentatus REIN.
Streblites levipictus FONT.
Streblites Frotho OPP.
Simoceras sp.
Oppelia Holbeini OPP.
Haploceras Fialar OPP.
Terebratula Zieteni LOR.

Die Mächtigkeit der δ-Bankkalke schwankt sehr. Dies ist bedingt durch die im unteren δ auf ganz verschiedener Höhe einsetzenden Verschwammung, die gegen oben sich immer mehr und mehr horizontal ausbreitet. Folgende Zahlen sind nur als einigermaßen genaue Werte zu nehmen:

Steige	Gruibingen—Rufstein	10 m,
	Gosbach—Birkhau	20 m,
	Mühlhausen—Dozburger Höhle	15 m,
	Mühlhausen—Buch	20 m,
	Mühlhausen—Eselhau	3 m,
	Wiesensteig—Kreuzweg	20 m,
	Wiesensteig—Kuhwasen	12 m,
	Wiesensteig—Schafhaus	20 m.

Die Mächtigkeit wechselt also zwischen wenigen Metern bis zu 20 m, je nachdem die Verschwammung bälder oder später den Ort erfaßt.

Linsenkalke.

Unmittelbar über den Bankkalken setzt an gewissen Orten ohne scharfe Grenze eine neuartige Fazies ein. Der erste Anblick ruft den Eindruck ungeschichteter Massen hervor. Bei genauerem Zusehen sind an Stellen, wo die Verwitterung noch nicht zu stark fortgeschritten ist, Anzeichen einer groben Bankung, Bänke von 1 m und mehr vortäuschend, vorhanden. An anderen Stellen erkennt man eine wellig verlaufende, schwach angezeigte Schichtung. Kleine, helle Mergelzwischenlagen keilen meist schon nach 20 bis 30 cm wieder aus. Das Gestein verwittert unregelmäßig splittrig, eckig und dünnscherbig. Diese Scherben sind gegenseitig verzahnt und daher einzeln nicht leicht abzulösen; sie liegen vielfach waagrecht, paketweise übereinander, doch auch häufig schief in allen Richtungen. Die Fossilien liegen der Absonderung entsprechend entweder waagrecht oder schief bis senkrecht darin. Die heute erscheinende Absonderung entspricht also im wesentlichen der ursprünglichen Ablagerungsform. Der Gesteinshabitus hat sich gegenüber dem Liegenden stark verändert. Es ist ein hellgelber bis weißer, sich stark

download www.zobodat.at

mergelig anfühlender Kalk. Die Gelbfärbung kann durch fein verteilte Limonitflecken gesteigert sein. Schuttführung ist nicht zu beobachten. Es findet sich gelegentlich Kieselsäure darin in Form von Flocken auf Fossilien (besonders Terebrateln), in Bändern und kleinen Knollen.

Vom Lauchertgebiet, von einem Aufschluß bei Oberschmeien, hat Roll (63) eine ähnliche Faziesentwicklung des δ als „Linsenkalk" beschrieben. Bei einem Besuch dieses Ortes konnte ich in den wesentlichen Punkten Übereinstimmung mit der oben beschriebenen Ausbildung feststellen. Es kann daher der Name „Linsenkalk" übernommen werden, obwohl ich ihn wegen der Verwitterungsform der ungleichmäßigen, eckigen Scherben lieber „Scherbenkalk" nennen würde. Wahrscheinlich entsprechen die Linsenkalke dem von Engel und Haizmann beschriebenen „Kiesel-δ", wie schon Roll vermutete. Die Fossilführung ist stellenweise reich. Es ist noch die typische Fauna der Pseudomutabilisschichten. Rasenien der Pseudomutabilisgruppe und Oppelien stellen den Hauptteil. Gelegentlich finden sich kleine Einzelschwämme.

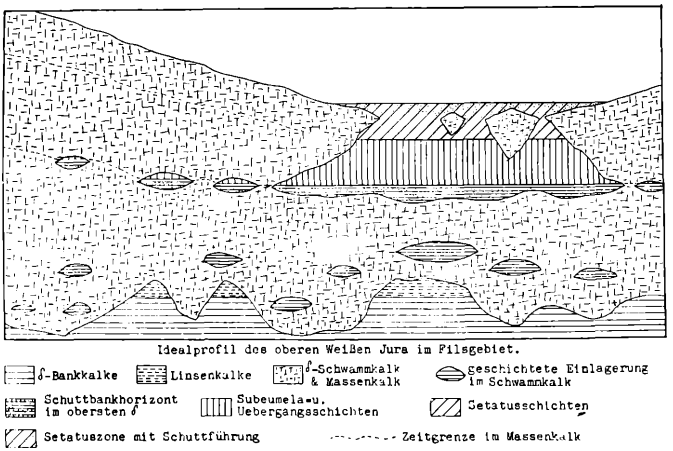
Fauna der Linsenkalke.

Rasenia pseudomutabilis Lor.
eudoxa d'Orb.
phorcus Font.
„ *circumplicata* Qu.
Physodoceras bispinosum Zieten
Oppelia Holbeini Opp.
Oppelia compsa Opp.
subnudata Font.
„ *Rebouletania* Font.
Haploceras Fialar Opp.
Terebratula loricata Qu.
Pholadomya acuminata Hartm.

Im Hangenden der Linsenkalke liegen Schwammkalke an der Straße Wiesensteig—Schafhaus und an der Steige Mühlhausen—Dozburger Höhle oder kristalliner Massenkalk wie am Wiesensteiger Kreuzweg und an der Steige Gruibingen—Rufstein. Die δ-Schwammbänke an der Straße Wiesensteig—Schafhaus überlagern diskordant die Linsenkalke. Es ist zu erkennen, wie jede jüngere Schwammbank weiter übergreift und die Linsenkalke zurückdrängt. Das Vorschreiten der Schwammbank in den Bereich der geschichteten Sedimente muß hier sehr rasch erfolgt sein, denn die Grenze der beiden Faziesausbildungen verläuft beinahe horizontal auf weitere Erstreckung. Die Linsenkalke enthalten hier im hangenden Teil eine größere Anzahl Einzelschwämme, die in normaler Lage darin liegen. Diese künden die vorrückende Schwammbank an.

Die Bildung der Linsenkalke beweist den Fortgang geschichteter Fazies neben der im mittleren δ sich in unserem Gebiet sehr stark ausbreitenden zoogenen. Gegenüber den δ-Bankkalken hat aber eine sehr starke Faziesänderung stattgefunden. Mit den Linsenkalken setzt die Ausbildung der geschichteten Fazies ein, wie sie in den Subeumela- und Setatusschichten voll zur Ausprägung kommt. Neben dem starken Zurückgehen der Mergelzwischenlagen und der damit im Zusammenhang stehenden Verwischung der Schichtung, ist besonders auffallend die Farbänderung des Gesteins. Waren im unteren und mittleren Weißen Jura dunkelgraue und bläuliche Farbtöne herrschend, so treten nun helle, weiße bis gelbliche Farbtöne in den Vordergrund.

download www.zobodat.at



Idealprofil des oberen Weißen Jura im Filsgebiet.

In dem Idealprofil (S. 98) ist zu erkennen, wie ich mir in meinem Gebiet die Lagerung der Linsenkalke innerhalb der übrigen Schichtglieder des δ vorstelle. Sie liegen überall im Hangenden der δ-Bankkalke, sind also jünger als diese. Zur Zeit der Sedimentation der Linsenkalke haben die Schwammbänke sich sehr stark ausgebreitet. Die großen „Buchten", in denen sich im unteren δ noch die Bankkalke bildeten, wurden zu „Restlücken" (siehe Roll [65]) eingeengt, in denen in nicht allzu weiter Entfernung von der Schwammbank die Linsenkalke sedimentiert wurden. Das Fehlen der Schuttführung weist nach Roll (65) darauf hin, daß die Schwammbank überall stark im Wachstum und horizontaler Ausbreitung stand, und daß sie zu der Zeit von der Abtragung verschont blieb. Die Lagerung der Fossilien und der ganzen Kalke weist darauf hin, daß eine sehr unruhige und wahrscheinlich auch sehr schnelle Sedimentation stattgefunden hat. Es hat also eine starke Kalksedimentation eingesetzt, die nach Roll (65) auch die wesentliche Voraussetzung der Schwammstotzenbildung ist. Zusammenfassend wäre also zu sagen: „Die Linsenkalke sind eine besondere Fazies geschichteter Sedimente im mittleren δ, die konkordant über den δ-Bankkalken liegen und diskordant von Schwammbänken überlagert werden. Sie wurden in Restlücken zwischen den in dieser Zeit stark vorrückenden Schwammbänken abgesetzt."

Die gefundenen Linsenkalke zeigen folgende Mächtigkeitswerte:

Straße Gruibingen—Rufstein bei Höhe 732 . .	8 m,
Straße Wiesensteig—Schafhaus bei Höhe 725	10 m,
Weg Mühlhausen—Dozburg bei Höhe 705	10 m,
Weg Wiesensteig—Kreuzweg bei Höhe 705	12 m.

Infolge der geringen Mächtigkeit und des Auftretens an der Basis des Felsenkranzes ist es nicht möglich, die Linsenkalke in die Karte einzutragen.

download www.zobodat.at

Kurz möge noch angeführt werden, daß SCHNEID (71) vom südlichen Linkenjura eine der unseren entsprechende Faziesänderung beschreibt, die die oberen 4 bis 6 m der Pseudomutabilisstufe umfaßt. Die Beschreibung ist derart, daß sie sich beinahe wortwörtlich für die Linsenkalke anwenden läßt. Die Linsenkalkfazies ist demnach keineswegs als nur lokal beschränkte Bildung zu betrachten.

Die Schwammbildungen und eingelagerte geschichtete Sedimente.

Durch verschiedene neuere Arbeiten von ROLL (63, 64, 65) und anderen über den oberen Weißen Jura sind die Fragen der Entstehung der massigen Fazies und ihrer Beziehung zur geschichteten weitgehend geklärt worden. Insbesondere liegt nun über „Form, Bau und Entstehung der Schwammstotzen" (65) eine zusammenfassende Arbeit von ROLL vor. Die darin ermittelten Ergebnisse lassen sich gut auf die Verhältnisse im Filsgebiet übertragen und gestatten eine einheitliche Erklärung der Erscheinungen im Gelände. Für das Studium des Wachstums und der Ausbreitung der Schwammbank zur δ-Zeit im besonderen ist die stark gegliederte und tief zertalte Filslandschaft bestens geeignet, da die in Frage kommenden Aufschlüsse an den vielen Steigen und Wegen ober- und unterhalb des Felsenkranzes an der Talkante einen guten Einblick geben. Das Zurückgehen und Absterben der Schwammbank kann gerade noch in seinen Anfängen zur Setatuszeit beobachtet werden.

Die zoogene Fazies setzt mit den δ-Schwammkalken in verschiedener Höhe des Weißen Jura δ wieder ein. Der erste Ansatz zur Schwammstotzenbildung im Ober-γ hat ja zur Zeit der Grenzschichten γ/δ schon wieder seinen Abschluß gefunden. An einzelnen Orten (Bühl, Hausen) zeigt schon die Balderusbank schwache Anzeichen der neueinsetzenden Verschwammung. Vielfach setzt sie dann schon über den auf die Balderuszone folgenden Mergeln ein. An der Hausener Felswand ist deutlich zu erkennen, wie die massige Zone am östlichen Teil gleich über dem Balderushorizont ansetzt und wie sie, gegen Westen allmählich vorrückend, dort erst jüngere δ-Bankkalke erfaßt. Hier breitet sich also die Verschwammung vom Geislinger Gebiet her gegen Westen aus.* Die Ansiedlung der ersten Schwammkolonien ist wohl an vielen dafür günstigen Punkten erfolgt. Vor dort erfolgte dann das Wachstum und die Ausbreitung der Schwammbank ziemlich allseitig. So ist es zu erklären, daß die zoogene Fazies zu ganz verschiedener Zeit in unserem Gebiet einsetzt. Ein Ausdruck dafür ist die recht verschiedene Mächtigkeit der δ-Bankkalke. Die Gebiete mit Linsenkalksedimentation hat die

* Es mag hier eingeflochten werden, daß — wie mir einzelne Aufschlüsse zeigten — schon im oberen γ das Gebiet östlich des mittleren Filstales zwischen Geislingen und Weißenstein im ganzen genommen stärkere Stotzenbildung aufweist als das obere Filsgebiet. Auch im β findet sie sich dort an verschiedenen Orten im Gegensatz zu meinem Gebiet, wo mir keine β-Verschwammung bekannt ist.

download www.zobodat.at

Schwammbildung zuletzt erreicht. Am Wiesensteiger Kreuzweg und an der Steige Gruibingen—Rufstein ist über den Linsenkalken unmittelbar kristalliner Massenkalk gelagert. Die schön aufgeschlossene Felswand über der Steige Mühlhausen—Buch zeigt unmittelbaren Übergang von δ-Bankkalken in Massenkalk. Diese und noch manch andere Funde beweisen, daß eine sichere Altersgliederung nach dem heutigen Aussehen der massigen Sedimente nicht möglich ist. Die verschiedenen Varietäten des kristallinen Massenkalks können ebenso wie die mergeligen Schwammkalke dem Alter nach der Pseudomutabiliszone angehören. In der Regel haben sie allerdings jüngeres Alter. Die unteren, vielfach mergelführenden Massenkalkpartien, die sogenannten „δ-Schwammkalke", gehören restlos dem δ an, und zwar der unteren und mittleren Zone. Dies möge zum Verständnis der geologischen Kartenübersicht vorausgeschickt werden. Infolge der vielseitigen Verzahnung und engen Durchdringung von geschichteter und zoogenen Fazies ist es fast unmöglich, beide Faziesgruppen des δ in der Kartendarstellung zu trennen. Daher habe ich die δ-Schwammkalke und geschichtetes δ in der Karte zusammengenommen. Den Hauptanteil der δ-Gebiete auf den Hochflächen bildet, mindestens im Süden des Gebiets, die massige Fazies. Leichter unterscheiden lassen sich die zusammenhängenden Streifen mit diagenetisch verändertem, stark kristallinem Massenkalk. Die Abtrennungslinie desselben gegen das Liegende ist aber nach dem oben Gesagten nur als Faziesgrenze und nicht als Zeitgrenze aufzufassen, ebenso wie die Bezeichnungen „δ-Schwammkalk" und „Massenkalk" hauptsächlich faziell zu verstehen sind.

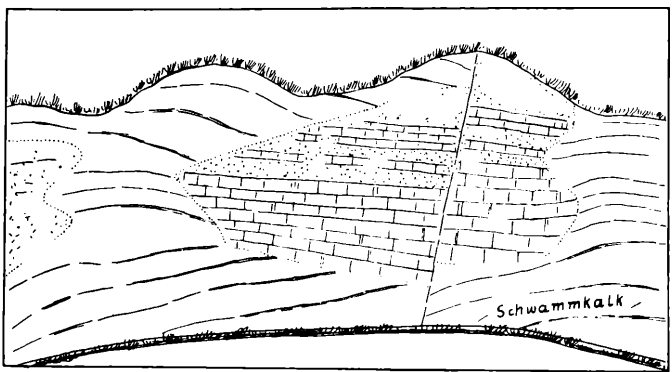
Die mergelführenden δ-Schwammkalke.

Das Wachstum und die Ausbreitung der Schwammbank zur δ-Zeit erfolgte nicht gleichzeitig und ungestört. Im Gesamtbild ist eine starke Ausbreitung der Schwammbank bis zum oberen Teil der Zone der *Rasenia pseudomutabilis* festzustellen, die so weit ging, daß hier das ganze obere Filsgebiet wahrscheinlich ziemlich lückenlos von der zoogenen Fazies erfaßt war. Es ist möglich, daß kleine unbedeutende Restlücken freigeblieben sind; dies ändert jedoch am Gesamtbild nicht viel. Etwa die unteren zwei Drittel des dem δ zuzurechnenden Schichtpakets innerhalb der massigen Sedimente sind fast überall durch mehr oder weniger starke Mergelführung gekennzeichnet. Die Schwammstotzen sind vielfach von Mergellinsen unterbrochen, in die auch geschichtete Bänke eingelagert sein können. Kleine Schüsseln mit geschichteten Sedimenten mitten drinn im Schwammkalk sind ein sehr häufiges Bild. An diesen Orten hatte das Schwammwachstum aufgehört und die Schwammbank ist sogar etwas abgetragen worden, wie die Schuttführung der muldenförmig eingelagerten, geschichteten Bänke beweist. (Siehe Roll [65].) Nach der Zeit, in der ein paar solcher geschichteter Bänke entstehen konnten, begann dann schon wieder die Schwammbank seitlich sich auszubreiten und nach der Ablagerung von höchstens 2 bis 3 m geschichteter Bänke hat sie schon wieder restlos das Feld erobert und

download www.zobodat.at

die Schichtbänke allseitig umhüllt. Dieses Einlagerungsbild ist öfters zu beobachten. Zur unteren δ-Zeit hatte also die Schwammkolonie einen ständigen Kampf um den Lebensraum zu führen, der öfters zu kleinem Zurückweichen zwang, schließlich aber doch zum vollen Sieg derselben führte. So ging es in unserem Gebiet. In dem nicht allzu weit entfernten Erkenbrechtsweiler Raum zeigen die Aufschlüsse einen lückenlosen Zusammenhang der geschichteten Serie, ohne Unterbrechung durch massige Fazies. Hier haben also die Schwammbänke größere Teile des Meeresraumes zur δ-Zeit freilassen müssen für normale Sedimente.

Die Einlagerung geschichteter Linsen ist fast an allen Steigen zu beobachten. Am schönsten zu ersehen ist es an den Steigen Wiesensteig—Schafhaus, Ditzenbach—Schonterhöhe, und Gosbach—Aimer. An der



In δ-Schwammkalken eingelagertes Paket geschichteter Sedimente an der Strasse Gosbach-Aimer (durch Verwerfung gestört).

5m Kalkbänke Mergel

letzteren wurde die obenstehende Skizze gezeichnet. Die diskordante Einlagerung der unteren Bänke ist darauf erkennbar. Hier ist die Schwammbank etwas abgetragen worden. Sodann ist das neue Vorrücken der Schwammbänke ersichtlich; ganz frei blieben auch die geschichteten Bänke nicht, denn Einzelschwämme als Vorposten der nahen Kolonie sind genug da. Die Gleichaltrigkeit der beiden aneinandergrenzenden Faziesarten läßt sich im oberen Teil an den meisten Bänken gut erkennen an dem Aufbiegen der Schichtfugen, deren Fortsetzung im Schwammstotzen noch erkenntlich ist. Die Grenzlinie zwischen den zwei Faziesgruppen, also die Stotzenumgrenzung, ist in der Natur nicht so deutlich, wie im Bilde gezeichnet werden mußte. Es findet ein ganz allmählicher Übergang statt, so daß die Abgrenzung etwas willkürlich wird. Es war also randlich kein lückenlos geschlossenes Riff, sondern eine nach innen zu dichter werdende Ansammlung von Schwämmen, die schließlich zur geschlossenen Schwammbank führte, wo Schwamm an Schwamm saß. Die Schwammbank war wohl immer keine so fest zusammengewachsene Kolonie wie etwa das Korallenriff.

download www.zobodat.at

Daraus ist zu erklären, daß sie, wenn die äußeren Bedingungen gegeben waren, an einzelnen Punkten leicht erodiert werden konnte und das Wachstum lokal unterbrochen wurde. Es fand dann an diesen Stellen eine zeitlang geschichtete Sedimentation statt.

In den Schwammstotzen selbst ist außer den häufigen Querschnitten und anderen herausgewitterten Schwammteilen wenig an Fossilresten zu finden. Reicher daran sind Mergellinsen und eingelagerte Schichtbänke, die fossilreich werden können. Großwüchsige Perisphincten und Physodoceraten liegen neben einer reichhaltigen Brachiopodenfauna. Seeigel und deren Stacheln (Cidarisarten) werden an einzelnen Punkten häufig aufgefunden. Eine solche dicke Mergellage an der Straße Ditzenbach—Schonterhöhe enthält großwüchsige, auffallend zusammengepreßte, plattgedrückte Perisphincten. Aus solchen Mergellagen stammen folgende Fossilien:

Perisphinctes Lictor FONT.
breviceps QU.
„ cf. *simoceroides* FONT.
Rasenia pseudomutabilis LOR.
trifurcata REIN.
Oecotraustes dentatus REIN.
Waldheimia humeralis RÖMER
Terebratula Zieteni LOR.
Terebratula nucleata QU.
bisuffarcinata QU.
„ *Baltzeri* HAAS
Rhynchonella lacunosa QU.
Balanocrinus subteres MÜNSTER
Cidaris-Stacheln
Sporadophyle parallela QU.
Porospongia marginata MÜNSTER

Die stark schutterfüllten Bänke in den kleinen Schüsseln, die für die Abtragung der Schwammbänke zeugen, führen meistens auch eine reiche Fauna. Große Physodoceraten mit Strebliten, Oppelien, Haploceraten und Prosoponiden setzen die Fauna zusammen. Die Fossilliste mag davon ein Bild geben:

Perisphinctes breviceps SIEMR.
Rasenia striolaris REIN.
Physodoceras unispinosum QU.
„ *acanthicum* OPP.
Streblites tenuilobatus OPP.
Oppelia hemipleura FONT.
Haploceras Fialar OPP.
„ *carchtheis* FONT.
Terebratula Zieteni LOR.
Rhynchonella lacunosa QU.
Prosopon Heydeni VON MEYER

Von Interesse ist der Fund eines gut erhaltenen, becherförmigen Schwammes. Das Stück wurde zwar aus einem verstürzten Block geschlagen, der dem Gesteinshabitus nach aber zweifellos ins δ gehört. Die Form konnte mit Hilfe der Arbeit von KOLB (43) als *Porospongia marginata* MÜNSTER (*macropora* QU.) bestimmt werden. Dieser Schwamm ist nach KOLB nur in Bruchstücken gefunden worden; ein ganzes Stück war nicht bekannt. Das Exemplar hat eine unregelmäßige Becherform mit länglich ovaler Basis; die Oscula bilden kraterförmige Zitzen aus, die Stauractine ein regelmäßiges quadratisches Netz. An welcher Stelle er festgewachsen war, konnte nicht entschieden werden, da er, soweit er aus dem Gestein freigelegt werden konnte, überall gut entwickelte Oscula aufweist.

download www.zobodat.at

Der Schuttbankhorizont im oberen δ.

In einem bestimmten Horizont der massigen Fazies, in dessen Hangenden im allgemeinen Massenkalke und im Liegenden δ-Schwammkalke liegen, fand ich an verschiedenen Stellen schlecht geschichtete Bänke, fast ohne Mergellagen, die von feinen und groben Schuttkörpern erfüllt sind. Es sind dies fossilreiche Schichten, die ganz voll stecken mit Haploceraten, typischen δ-Oppelien *(Oppelia compsa* Opp.) und Rasenien (bestimmbar waren *Rasenia eudoxa* und *phorcus).* Daneben sind noch Muscheln, Terebrateln und Rhynchonellen häufig. Ich stelle daher diese Schichten noch ins δ. Die Lagerung ist auf der Hochfläche am Felsenrand über dem steilen Gostal, vom Krähenstein bis zum Großmannshof, zu erkennen. Am Ende der Steige zum Aimer, bei der in der Karte vermerkten Doline (auf 730 m), sind die untersten dieser Bänke schüsselförmig dem δ-Schwammkalk und daneben einem Massenkalk eingelagert, der auch ins δ zu stellen ist. Die übrigen Vorkommen am Steilrand bilden die Decke der mächtigen Felsen des Gostales. Da die Schichten in Sekundärschüsseln liegen (Begriff siehe Roll [65]), können sie verschiedene Höhenlage haben. Am Felsenkranz liegen sie auf 750 m, beim Hirscheck auf 770 m, ähnlich auf dem Grimmel bei Oberdrackenstein. Ihre Mächtigkeit kann nur geschätzt werden; es sind mindestens 10 m. Dabei bilden sie keine nur lokale Erscheinung; sie sind im Filsgebiet weit verbreitet. Auf den vom δ gebildeten Hochflächen findet man immer wieder Lesesteine mit grober und reicher Schuttführung. Die Einzeichnung der vielen Einzelschüsseln in die Karte ist natürlich nicht gut möglich. Ich habe daher nur die größeren und auffallenden vermerkt. Die Geländebegehung führte zu dem Eindruck, daß diese Schuttbänke im ganzen Gebiet verbreitet und seitlich etwa demselben Horizont zuzurechnen sind.

Starke Schuttbänke und schüsselförmige Einlagerung sprechen für eine Abtragungsperiode. Im oberen δ wurde also das Wachstum der Schwammbank im Filsgebiet weithin unterbrochen und der gebildete Schwammstotzen oberflächlich abgetragen, nachdem vorher die Verschwammung das ganze Gebiet erfaßt und damit ihren Höhepunkt erreicht hatte. Auf der absterbenden Schwammbank fand die oben geschilderte reiche Tierwelt ein günstiges Lebensgebiet. Die Abtragung hat nur die obersten Schwammbänke der Stotzen erfaßt. Eine Einebnung erfolgte nicht, wie die verschiedene Höhenlage der Schuttbänke beweist. Dazu war die Abtragungsperiode zu kurz. Auf eine Hebung, d. h. Emersion nahegelegener Gebiete weisen die im Liegenden der Schuttbankzone auftretenden roten Kalke schon hin. (Siehe S. 105.)

Solche Bänke im oberen δ sind auch beim Schafhaus (Höhe 750) bei Wiesensteig erschlossen. Die Schuttführung ist hier nicht so stark; die Abtragung hatte an diesem Ort schon nachgelassen und die Schwammbank war wieder im Vorrücken. Dafür sind diese Bänke reich an kleineren Kieselknollen, die in Lagen angeordnet sind. Dazwischen liegen dann noch bis kopfgroße Knollen. Im Hangenden sind ebenfalls Kiesel-

download www.zobodat.at

knollen führende dolomitische Kalke und im Liegenden mergelige Schwammkalke. Am nördlichen Hang des Bläsi sind diese geschichteten Bänke auch vertreten.

Wie die Aufschlüsse beim Schafhaus zeigen, breitet sich nach dem Absatz des Schuttbankhorizontes die zoogene Fazies wieder rasch aus und so finden wir auf der Karte in angrenzenden höheren Lagen überall Massenkalk verzeichnet. Direkt im Zusammenhang, d. h. im Aufschluß darüber lagernd, konnte ich das Hangende nirgends ermitteln. Unter den auf der Karte ersichtlichen großen Flächen von geschichtetem oberen Weißen Jura jedoch nahm vermutlich die geschichtete Sedimentation ununterbrochen ihren Fortgang (z. B. Hohenstadt); es sind dies in der oberen Setatuszone zu Schüsseln gewordene Restlücken, die von der massigen Fazies nie mehr ganz in Besitz genommen worden sind. (Streng genommen dürfte hier die von Roll [65] geschaffene Bezeichnung „Restlücke" nicht angewendet werden, denn unsere „Restlücke" ist nicht aus einer „Bucht" hervorgegangen, sondern aus großen und weiten Sekundärschüsseln der jüngsten δ-Zeit. Um eine zu komplizierte Nomenklatur zu vermeiden, möchte ich trotzdem die Bezeichnung auch für die Lagerungsform im Filsgebiet anwenden.) Wie ich mir die Lagerungsverhältnisse vorstelle, ist auf dem Idealprofil zu ersehen, wobei rechts die Verhältnisse von Hohenstadt schematisch dargestellt sind.

In dem Bereich der großen Flecke mit geschichtetem ε (siehe geologische Karte) ist also die Schwammbank weithin im obersten δ abgestorben und teilweise erodiert worden. Dies ging soweit, daß die Schwämme im ε diesen Raum nicht mehr zu erobern vermochten, trotzdem auch hier randlich ein Vorwachsen zur ε-Zeit stattfand. Die Hohenstadter Schüssel trennt ein Massenkalkstreifen um die Weiler Höhe von der noch viel größeren Westerheimer Schüssel.* Diese erstreckt sich über ein großes, geschlossenes Gebiet nördlich vom Dorf (Westenberg—Bussen—Säustelle—Kirchenfeld—Weiler Höhe). In dem großen südlichen Gebietsstreifen von Westerheim über Hohenstadt nach den Gosbacher Höhen ziehend ist also im obersten δ die Schwammbank bis auf einzelne Reste weithin abgestorben, so daß hier zur ε-Zeit, trotz der neuerlichen Ausbreitung der Schwämme, große Restlücken übrig bleiben konnten, in denen normale Sedimentation stattfand. Im nördlichen Gebietsteil blieben nur kleinere, zum Teil sehr schmale Restlücken (z. B. Raller) frei. Im Südteil wirkten sich also anscheinend die äußeren Umstände, die zum Aufhören des Stotzenwachstums führten, besonders stark aus. Nach Roll (65) könnten als Ursachen angeführt werden: unruhige und unstete Sedimentationsverhältnisse in Verbindung mit einer gewissen Hebung des Sedimentationsraumes und Nachlassen der Kalksedimentation.

In der Höhe der obersten Schuttbänke ist im Bereich der geschichteten Fazies etwa die Zone erreicht, wo das δ, also die Zone der *Rasenia*

* In diesem Gebiet habe ich nur Übersichtsbegehungen gemacht; siehe die Blätter Göppingen und Blaubeuren der geognostischen Karte 1 : 50 000.

download www.zobodat.at

pseudomutabilis zu Ende geht. Jüngeres geschichtetes δ ist mir nicht mehr bekannt. Es ist möglich, daß in den heute von den jüngeren ε-Schichten verdeckten Restlücken noch einige Bänke abgelagert wurden, die noch zum δ zu rechnen sind. Viele sind es sicher nicht. Darüber folgen dann gleich die ε-Schichten.

Der Massenkalk.

Die über der Schuttbankzone gelegene massige Fazies ist immer Massenkalk. Diesem fehlen Mergellagen. Es ist dichter Felsenkalk, Zuckerkorn und Dolomit. Die kartographische Trennung der 3 Arten ist nicht möglich, da sie eng ineinander verzahnt sind und sehr zerstreut liegen. Der zuckerkörnige Kalk nimmt die größten Areale ein; die anderen treten dahinter zurück. Eine stark dolomitische Region ist die oben erwähnte beim Wiesensteiger Schafhaus. Dichter Felsenkalk ist weniger verbreitet. Diese verschiedenen Bestandteile der Massenkalkstotzen sind alle das Ergebnis einer mehr oder weniger starken Diagenese. Über das Wesen der diagenetischen Vorgänge können bis heute kaum mehr als hypothetische Angaben gemacht werden. Daß das verschiedene Aussehen des Massenkalks im wesentlichen eine Folge der Diagenese und weniger abhängig von den Bildungsbedingungen ist, beweist schon die Tatsache, daß ganz verschiedene Altersstufen der massigen Fazies dasselbe Aussehen haben können. Oben wurde schon mitgeteilt, daß ganz untere, dem Alter nach etwa dem mittleren δ zuzurechnende Teile, zuckerkörnig oder dolomitisch sein können. Solche Stellen sind auf dem südlichen Buch über Mühlhausen, am Rufstein, bei Wiesensteig und an dem oben erwähnten Punkt vom Aimer. Also läßt sich mit der Fazies allein nicht ohne weiteres eine Alterseinteilung vornehmen. Immerhin ist der überwiegende Teil des Massenkalks jünger als δ. Eine zeitliche Grenze im Massenkalk selbst läßt sich auf der Karte nicht leicht durchführen. (Siehe Idealprofil S. 98.) Nur dort, wo geschichtete Fazies angrenzt, ist eine zeitliche Abgrenzung möglich. (Siehe Roll [65].) Im ganzen Gebiet, wo die Übergangs- und Subeumelaschichten an den Massenkalk grenzen, ist die Ablagerung konkordant, d. h. beide Faziesarten sind hier gleichaltrig. Die an die geschichteten Flecke grenzenden Massenkalkpartien sind also in die Zeit der Übergangs- und Subeumelaschichten zu stellen. Nur der auf dem Raller wurde zur Setatuszeit aufgebaut. Für unser Gebiet mag weiterhin gelten, daß die tiefer als die Schuttbankzone gelegenen Massenkalke dem δ zugehören.

Rote Weißjurakalke.

An der Steige Gosbach-Aimer tritt auf einer Höhe von 710 m neben mergeligem δ-Schwammkalk mit eingelagerten Schichtbänken ein etwa 3 m hoher geschlossener Fels auf, dessen überaus hartes Gestein auf der frischen Bruchfläche eine dunkelrot bis violette Farbe und feinkristallinen Habitus zeigt. Die Rotfärbung zeigt nur eine bestimmte Zone; der übrige Kalk ist hellgrauer Massenkalk. Zwischen beiden ist ein ganz

download www.zobodat.at

allmählicher Übergang festzustellen. Wenn man am Stotzen entlang geht, kann man eine Reihe Handstücke schlagen, die anfangs rein gelb sind, dann weniger rote Flecken, stärkere Fleckung und schließlich einheitlich rotviolett sind. Weiter oben an der Straße in dem kleinen Bruch ist wieder eine etwa 15 m breite Zone mit roten Kalken zwischen dichtem Felsenkalk gelagert. Im Hangenden der Stotzen mit den roten Kalken liegen schüsselförmig eingelagert reiche Schuttbänke. die dem Schuttbankhorizont im Ober-δ zugehören (siehe dort) und so den Altersnachweis erbringen. Die Färbung ist, nach einer Deutung von Bubeck (14), auf einen Gehalt an Roterde zurückzuführen; Bubeck hat diese Kalke in der Siliceuszone am Rande des Massenkalks nachgewiesen. Die Roterde wird auf Einwehung oder Einschwemmung zurückgeführt. Wann geschah dies? Entweder gleichzeitig mit der Bildung der Schwammbänke, oder vielleicht später bei der Diagenese? Die oben genannten Schuttbänke im Hangenden beweisen, daß kurze Zeit später die Schwammbank hier abstarb. Eine der Ursachen war vielleicht stärkere Hebung (siehe oben). Die Schwammstotzenoberfläche lag wohl im niederen Wasser. (In tieferem Wasser wäre die Roterde leicht reduziert worden.) Die Roterde kam darauf zum Absatz und wurde vielleicht bei der zu der Zeit stärker einsetzenden Diagenese in kolloider Lösung in den Stotzen hineingeführt. Dies wäre eine Erklärungsmöglichkeit, die jedoch nicht sicher bewiesen werden kann. Es spricht dafür, daß die Roterde führenden Massenkalke in der Gesamtstruktur stärker diagenetisch verändert sind als die daneben stehenden hellen Felsenkalke. Bei den letzteren sind noch Schichtfugen angedeutet, die bei ersteren fehlen; weiter spricht dafür das lokale Auftreten und rasche Aussetzen der Rotfärbung. Die roten Kalke haben eine ganz bestimmte Verbreitung in unserem Gebiet: Sie treten in entsprechenden δ-Schichten in Stotzenkalken häufig am Steilrand zwischen dem Aimer und der Schonterhöhe auf. Sie sind sehr hart und zäh; sind daher vielfach als alleinstehende Felsenmassen stehen geblieben. Die Roterdeführung weist auf jeden Fall auf Emersion mindestens in großer Nähe hin, die zur oberen δ-Zeit erfolgt ist.

Der Obere Weiße Jura.

Für die Untersuchung der Schichten des oberen Weißen Jura kam es mir sehr zu statten, daß in den letzten Jahren die Stratigraphie durch die grundlegenden Arbeiten von Berckhemer (3 und 4), Roll (63) und weitere, stark in Angriff genommen worden ist. Ohne die Grundlagen obiger Untersuchungen wäre es mir nicht möglich gewesen, die durchweg schlecht aufgeschlossenen Schichten zu gliedern. Da die Bearbeitung der Fauna durch Herrn Dr. Berckhemer im wesentlichen noch unveröffentlicht ist, konnte die Bestimmung der Fossilien in manchen Fällen nur provisorisch durch Vergleich mit dem in Tübingen vorhandenen und bestimmten Fundmaterial durchgeführt werden. Zur Gewinnung einer Übersicht möge die Gliederung vorangestellt werden (nach Roll, verändert).

download www.zobodat.at

Hangende Bankkalke

Zementmergel	Schüsselförmige Einlagerung in Massenkalk	Vertikales Auftreten von Massenkalk
Ulmensisschichten		
Setatuszone		
Subeumelaschichten	Alter des Massenkalks	
Übergangsschichten		
Pseudomutabilisschichten		
	δ-Schwammkalk	

Die Schichtenreihe geht in dem näher untersuchten Gebiet mit Sicherheit nur bis zur Setatuszone hinauf; vielleicht liegt beim Hohenstadter Wasserbehälter noch eine kleine Kappe unterer Ulmensisschichten. Im Westerheimer Gebiet liegen auf dem Kirchenfeld und Westenberg wahrscheinlich noch größere Schichtpakete der Ulmensisschichten (die Steinbrüche am Säustelle stelle ich zu den Setatusschichten).

Die Übergangsschichten konnte ich nicht mit Sicherheit nachweisen. Es ist möglich, daß die Gesteine am Steinbühl, die sehr fossilarm sind, hierher gehören. Die Fazies, fehlende Schuttführung und eine nicht weiter bestimmbare Oxyoppelia weisen auf jüngeres Alter als δ hin. Im übrigen fehlen Fossilien der Subeumelazone. Ich nehme an, daß unter den in der Karte gezeichneten Vorkommen der Subeumelaschichten überall die Übergangsschichten vorhanden sind. (Siehe Idealprofil S. 98.)

Den nachgewiesenen ε-Schichten fehlt außer den noch zu beschreibenden oberen Setatusschichten die Schuttführung. Nur an den Stellen, wo Massenkalk angrenzt, läßt sich manchmal eine schwache Schuttführung nachweisen. Dies aber nur an der Grenzlinie. Der geringe Grusgehalt dicht am Schwammstotzen ist mit dem normalen Weiterwachsen des Stotzens wohl vereinbar. Auch inmitten der Stotzenwachstumszeit erfolgt von der Schwammbank her an die anlagernden Schichten ein schwacher Schuttfall (siehe Roll [65]). Dieser soll nach Roll die Ursache des Aufbiegens der Bänke am Stotzenrand sein, in dem durch die Schutteinlagerung die Bänke hier verdickt werden sollen. Die ε-Schichten sind also gleichaltrig mit dem angrenzenden Massenkalk; sie liegen in Restlücken in demselben. Zur oberen Setatuszeit erst setzte in unserem Gebiet das Wachstum des Schwammstotzens aus. Den Beweis liefert die Umgebung des auf dem Ried bei Hohenstadt gelegenen kleinen Zuckerkornstotzens, der mitten in den Setatusschichten drin liegt. Hier sind auf der Südseite des Stotzens in den Äckern Lesesteine zu finden, die stark mit gröbstem Schutt erfüllt sind. Die vermutete Lagerungsform des Stotzens ist in dem Idealprofil eingezeichnet. Die Schuttbänke beweisen, daß zur Zeit der oberen Setatusschichten das Wachstum der Schwammbank aufgehört hat und die Abtragung derselben einsetzte. Die oberen Setatusschichten liegen also schüsselförmig und diskordant

download www.zobodat.at

im Massenkalk. Dieser Schluß darf auf das ganze Filsgebiet übertragen werden und steht mit den in anderen Teilen der Alb gewonnenen Ergebnissen im wesentlichen in Einklang. Nach Roll (64) hat in westlich gelegenen Teilen der Alb das Stotzenwachstum schon an der Grenze Subeumela-Setatus-Schichten aufgehört.

Von dem Stotzen auf dem Ried ist wegen seiner Kleinheit anzunehmen, daß er erst in der Setatuszeit angelegt worden ist. Ein neuer Aufschluß an der 70 m entfernten Drackensteiner Straße bei Höhe 810 zeigt Setatusbänke ohne eine Spur von Schuttführung.

Zur Entstehungszeit dieser Bänke war also der Stotzen noch im Wachstum. Ein zweiter solcher, dem Hauptstotzen vorgelagerter kleiner Stotzen, schaut aus Subeumelaschichten aus den Gassenäckern bei Punkt 805,2 heraus. Hier fehlt in den anlagernden Schichten jede Schuttführung. Er bildet mitten im ebenen Acker eine 1 bis ½ m hohe Felspartie, ist also morphologisch schön herausmodelliert. Schon bei der ersten Kartierung im Jahre 1862 sind die beiden Stotzen erkannt und eingezeichnet worden.

Die Zone der *Sutneria subeumela*.

Die Zone der *Sutneria subeumela* konnte ich an verschiedenen Orten nachweisen. Es ist allerdings kein einziger Aufschluß vorhanden. Einzelne auf den Schafweideflächen herausschauende Bänke und Lesesteine der Steinriegel neben den Äckern waren die alleinigen Anhaltspunkte. Da die Zone stellenweise sehr fossilarm ist, was besonders für die Stotzennähe zutrifft, ist eine Kartierung sehr erschwert. In Lesesteinen ist es immer sehr schwer, diese Schichten, besonders bei der Übergänge zur massigen Fazies zeigenden Randfazies, von den dichten Felsenkalken zu unterscheiden, da das Gestein der Zone häufig etwas kristallin ausgebildet ist.

Die Farbe wechselt in den Abstufungen hellgrau-gelblich-weiß. Dendriten sieht man viel. Es ist ein hochprozentiger, dichter Kalk. Im oberen Teil, dem Horizont der *Oxyoppelia Fischeri* Berckh., geht die Farbe ins bräunliche. Es zeigt sich ein fazieller Übergang zu den Setatusschichten. Stellenweise steigert sich die im allgemeinen spärliche Fossilführung. Dann ist besonders das überaus charakteristische und leicht kenntliche Leitfossil in der Zahl führend. An einzelnen Terebrateln zeigen sich Silifikationspunkte.

Auf der Höhe 770 des Rufsteins habe ich *Oxyoppelia Fischeri* gefunden, die nach Berckhemer (4) in den Subeumelaschichten einen oberen Horizont einhält. Es ist also hier die Zone ziemlich vollständig erhalten. Auch auf den Ebenöden bei Hohenstadt wurde diese Oppelie gefunden.

Genaue Angaben über die Mächtigkeit der Stufe lassen sich nicht geben, da die Grenze gegen das Liegende nirgends festgestellt werden konnte; 10 bis 15 m darf wohl als Durchschnittswert angenommen werden.

download www.zobodat.at

Fossilien der Subeumelazone.

Sutneria subeumela SCHNEID
Physodoceras Hermanni BERCKH.
Physodoceraten
Perisphincten
Virgatosphincten
Oxyoppelia Wepferi BERCKH.
Oxyoppelia Fischeri BERCKH.
Oxyoppelia sp.
Oppelien
Haploceras cf. *dietleni* BERCKH.
Haploceraten
Chlamys subtextoria GOLDF.
Prosopon Heydeni VON MEYER

Die Zone des *Virgatosphinctes setatus*.

Der Setatushorizont liegt rund um Hohenstadt und in einer langgestreckten Restlücke auf dem Raller über Wiesensteig. Am Raller ist an der Straße nach Westerheim die Anlagerung an den Massenkalk sehr schön aufgeschlossen. Das Aufbiegen der Bänke zum Stotzen hin, der Verlauf des Stotzenrandes und das Fehlen der Schutt-Teilchen beweisen konkordante Anlagerung. Es sind untere Setatusschichten. Der Stotzen war noch im Wachstum. Das Gestein ist dicht, sehr hart und springt splittrig, eckig. Die Farbe ist gelb bis bräunlich; die Bankung ist wenig ausgeprägt. Es ist Randfazies. Auch Kieselknollen sind vorhanden. Die gleichen Verhältnisse zeigt der kleine Bruch neben dem Wassertümpel auf Höhe 812,6; aus beiden Aufschlüssen stammen folgende Fossilien:

Virgatosphinctes setatus SCHNEID
Oxyoppelia pseudopolitula BERCKH.
Aulacosphinctes minutus BERCKH.
Oppelia sp.
Astarte minima QU.

Rund um das Dorf Hohenstadt ist die Zone an Lesesteinen und an zwei alten, aufgelassenen kleinen Steinbrüchen schlecht aufgeschlossen. Bei Grabungen für einen Hausbau war zu sehen, daß es ziemlich dicke Bänke sind. Die petregraphische Beschaffenheit ist dieselbe wie sie ROLL (63) eingehend beschrieben hat. Das Gestein verwittert scherbig, zum Teil läßt es sich leicht in dünne Platten spalten. Der oben erwähnte, neu angelegte Bruch an der Straße nach Oberdrackenstein beim Ried zeigt dicke Kalkbänke mit wechselnden Mergelzwischenlagen. Die Bänke sind hier sehr fossilarm. Es konnte kein bestimmbares Fossil gefunden werden. Die Schichten sind reich an mittelgroßen Knieselknollen, die in bestimmten Bänken angehäuft auftreten und so Horizonte bilden.

Die Fossilführung in den Setatusschichten ist im allgemeinen etwas reichlicher als im Liegenden.

Fossilliste der Setatusschichten.

Virgatosphinctes setatus SCHNEID
setatoides BERCKH.
supinus SCHNEID
subsetatus SCHNEID
„ *vicinus* SCHNEID
Aulacosphinctes minutus BERCKH.
Perisphinctes bipartitus BERCKH.
Perisphincten
Oxyoppelia pseudopolitula BERCKH.
Wepferi BERCKH.
Oppelia politula QU. (57) (Tafel 125, Fig. 15)
Oppelien
Ochetoceras sterapsis OPP.
Haploceras lens BERCKH.
cf. *depressum* BERCKH.
„ *pseudocarachtheis* BERCKH.
Physodoceras sp.
Aspidoceras sp.
Waagenia Beckeri NEUM.
Sutneria sp.

download www.zobodat.at

Die Gattung *Virgatosphinctes* ist häufig zu finden. *Aulacosphinctes minutus*, der bei Grabenstetten auf die Basis der Zone beschränkt ist, wurde noch aus Lesesteinen beim Hohenstadter Wasserbehälter gewonnen, geht also ziemlich hoch hinauf. *Oxyoppelia Wepferi* ist das am häufigsten vertretene Fossil der Zone.

Eine genaue Mächtigkeitsangabe kann wieder nicht gegeben werden. Würde die Zone bis zum höchsten Punkt am Wasserbehälter von Hohenstadt heraufreichen, so ergäben sich unter Berücksichtigung des hier anzunehmenden Fallens der Schichten (siehe Streichkurvenkarte) mindestens 20 m. Nun ist es aber durchaus möglich, daß die obere Kappe schon von unteren Ulmensisschichten eingenommen wird, obwohl keine hierher gehörigen Leitformen gefunden wurden. Daher möchte ich 20 bis 25 m als ungefähren Wert nennen.

Kieselsäureführung im Weißen Jura.

Die Vorkommen der Kieselsäure sollen nochmals kurz zusammengefaßt werden. Kieselsäure in Form von Flocken und kleinen Knollen wurden in der Schichtenfolge erstmals in den Linsenkalken beobachtet. Dann waren es wieder Knollen in den schuttarmen Bänken des obersten δ am Schafhaus bei Wiesensteig. Ferner enthalten die Subeumela- und Setatusschichten Kieselknollen. Das Auftreten der Kieselsäurebildungen fällt also in die Zeit der Schwammstotzenbildung und die Ansammlung derselben ist an die Nähe der Stotzen gebunden. Dies trifft auch für andere Gebiete der Alb zu (freundliche Mitteilung von Dr. Roll). Bei Hohenstadt z. B. konnte ich Kieselknollen nur in dem oben erwähnten Bruch in der Nähe der Stotzens am Ried auffinden. Es wird dadurch sehr wahrscheinlich gemacht, daß Kieselsäureführung in genetischem Zusammenhang steht mit der zoogenen Fazies, worauf Roll (63) zuerst hingewiesen hat. Im Stotzen selbst fand ich Kieselknollen nur in dolomitischen Lagen am Stotzenrand beim Schafhaus. Die verschiedenen Vorkommen finden sich alle in Bänken, die zu Zeiten des Wachstums und der Ausbreitung der Schwammbank in Restlücken entstanden. Die Wegfuhr der Kieselsäure von den Schwammbänken erfolgte also wahrscheinlich gleichzeitig mit dem Wachstum des Stotzens. Die lagenweise, konkordante Einlagerung in die Schichtbänke spricht ebenfalls dafür. Wahrscheinlich hat die Wegfuhr schon mit der ersten Diagenese der toten, von der lebenden Schwammzone überdeckten Schwammbänke eingesetzt. Wie die Wegfuhr von Kieselsäure von den Kieselschwämmen des Stotzens erfolgte und besonders wie die Knollenbildung vor sich ging, ist noch unbekannt.

Jüngere Bildungen.

Feuersteinlehme.

Um den Westerheimer Wasserbehälter auf dem Westenberg liegen Lehme mit auffallend großen bis kopfgroßen Feuersteinknollen. Diese Feuersteinlehme sind nach Roll (64) auf der Alb weit verbreitet, so im

download www.zobodat.at

Münsinger—Uracher Gebiet und auf Blatt Heidenheim 1 : 50 000. Roll spricht diesen Lehmen eozänes Alter zu. Im Eozän soll unsere Albhfläche eingeebnet worden sein. Die Feuersteine in den Lehmen also auf sekundärer Lagerstätte. In welchen Schichten war ihr ursprüngliches Lager? Ich kann es in meinem Gebiet nicht entscheiden.

Spaltenfüllungen.

Über der Rößgumpe, bei der Abzweigung des dem Rufstein entlangführenden Panoramaweges vom Fahrweg, wittert der letzte Rest einer Spaltenfüllung aus. Darin konnten folgende Bestandteile ermittelt werden:

1. Eckige Splitter von Kieselknollen, überzogen mit einer Kruste von Brauneisen.
2. Zuckerkornstückchen.
3. „Pseudobohnerze" (siehe Weiger [84]), das Verwitterungsprodukt von Schwefelkiesknollen.
4. Rundliche, bis 15 mm große bohnerzähnliche Gebilde, in deren Innern kleine, helle Quarzgerölle in einer Grundmasse von schwach tonhaltigem Brauneisenerz liegen. Um die innere Füllmasse legen sich mehrere konzentrische Schalen von Limonit an.

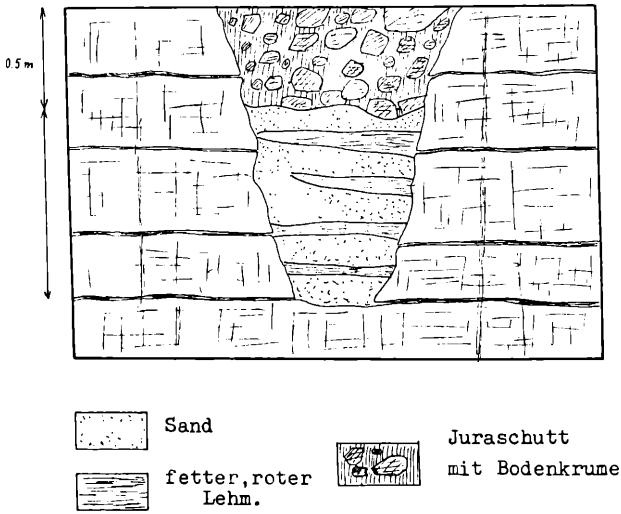
Für die Entstehung dieser letzteren Gebilde ist folgender Vorgang denkbar: Ein Aggregat von quarzreichem Lehm wird von konzentrierten, eisenreichen Lösungen durchdrungen und infolge Ausscheidung des Erzes verkittet. Brauneisen reichert sich stark an und umkrustet den Lehmkörper schließlich vollkommen. Damit ist der Innenkörper geschaffen, um den sich dann unter ähnlichen Bedingungen, wie sie bei der Entstehung der echten Bohnerze um ein Sandkorn als „Katalysator" (siehe Weiger) herrschen, die konzentrischen Schalen von Brauneisenerz anlegen. Diese Schalen haben aber keine Kugelform wie die echten Bohnerze; sie haben eine unregelmäßige, gerundete Gestalt. Wesentliche Unterschiede gegenüber den eigentlichen Bohnerzen bestehen also nicht. Das Sandkorn als „Katalysator" ist durch einen stark mit Brauneisenerz durchdrungenen Lehmkörper ersetzt. Die Lagerung des hier gesammelten Materials konnte leider nicht ermittelt werden. Es stehen die Schichten der β/γ-Grenze daneben an, so daß es sehr wahrscheinlich auf dritter Lagerstätte liegt. Dafür spricht auch die wie poliert aussehende, stark glänzende Außenfläche der Bestandteile.

An der Straße Wiesensteig—Westerheim ist unweit von dem Aufschluß in den Setatusschichten eine Spaltenfüllung mit eingeschwemmtem Bohnerz zwischen zuckerkörnigen Kalken gelagert zu finden. Es ist ein Bohnerzlehm mit Kieselknollen, Kieselknollensplitter und Weiß-Jura-Gesteinsstückchen. Es besteht die Möglichkeit, daß der Kieselknollengehalt sich von den oben erwähnten Feuersteinlehmen ableitet. Damit wären diese Kieselknollen auf ihre dritte Lagerstätte gelangt.

download www.zobodat.at

Quarzsande.

Ist für obige Spaltenfüllungen eine Altersangabe nicht möglich, so ist man doch imstande, für die Quarzsande durch die Untersuchungen von Weiger (84) eine solche zu geben. Die Sande wurden in einer Spalte an der Steige Gruibingen—Rufstein in den δ-Bankkalken aufgefunden.



Spaltenfüllung mit Quarzsanden in δ-Bankkalken.

(Siehe obenstehende Skizze.) Zwischen die Sande sind einige Lagen von fettem, rotem Lehm eingeschaltet. Die Zusammensetzung der Sande ist folgende:

1. Skelettreste von Kieselschwämmen; Trümmer von verkieselten Weiß-Jura-Fossilien.
2. Gerundete, helle Quarzkörner (bisweilen auch länglich, linsenförmig) mit Durchmesser von 0,5 mm, selten bis 1 mm.
3. Länglich ovale Gerölle von verschiedenen Mineralien und Gesteinen; Durchmesser bis 1 mm groß.

An sämtlichen Geröllen haftet ein rotbrauner Ton; die größeren, ovalen sind mit der Längsachse horizontal gelagert, zeigen also eine Schichtung. Auffallend ist die abgeplattete linsenförmige Form der feinen Gerölle, die mit der von größeren Flußgeröllen durchaus übereinstimmt. Echtes Bohnerz scheint nicht vorhanden zu sein.

Die Schichtung, die die Gerölle zeigen, und die Wechsellagerung mit den Lehmschichten weisen auf das Wasser als Bildungsstätte hin. Neuerdings hat R. Wager (78, 79) für das Gebiet der Reutlinger und Kirchheimer Alb nachzuweisen versucht, daß die dortigen Quarzsandvorkommen als Ablagerungen des Karstwassers zur Miozänzeit anzusprechen sind. Auch die breiten Spalten, in denen die Quarzsande ge-

download www.zobodat.at

wöhnlich vorkommen, sollen in der Hauptsache von der Grundwasserströmung geschaffen worden sein. Diese Deutung wäre auch für unser Vorkommen möglich. Das Alter der Sande wird von WEIGER in die Zeit der untermiozänen Meeresmolasse gelegt, als deren Ausblasungsprodukt er betrachtet. WAGER bestätigt diese Deutung und glaubt, die Zeit Sedimentation unserer Quarzsandvorkommen auf die Wende Mittel-Obermiozän beschränken zu können. Die Beweisführung für die Festlegung dieser Zeit ist nicht ganz sicher. Ich möchte daher aus der Lagerung des Quarzsandvorkommens keine weiteren Schlüsse auf die Tektonik und deren Alter ziehen.

WAGER (79) beschreibt in seiner neuesten Arbeit eine Karsthöhlung t Quarzsanden von der Steige Gruibingen—Burgstall bei Höhe 650 in einem β-Steinbruch (nicht δ, wie Wager angibt!). Die Sande liegen zusammen mit Bohnerz 3 m über der Grenze W α/β. Zum benachbarten Quarzsandvorkommen am Rufstein bei Höhe 720 besteht ein so wesentlicher Höhenunterschied, daß ich es nicht für möglich halte, aus der Lagerung der Vorkommen weitere Schlüsse zu ziehen.

Zur Kartendarstellung.

Die Lagerung der Schichten in dem untersuchten Gebiet soll die beigegebene Streichlinienkarte 1 : 50 000 zur Darstellung bringen. Die Streichkurven beziehen sich auf die Grenze W α/β. Zur genauen Ermittlung der Höhenlage der Punkte wurden Pausen von Flurkarten mit Höhenlinien im Württembergischen Statistischen Landesamt angefertigt. Mit den darin angegebenen Höhenwerten als Bezugspunkte wurden dann mittels des Horizontalglases die meisten Punkte eingemessen. Auf diese Weise konnten die Stellen, wo die Grenzbänke direkt aufgeschlossen waren, festgelegt werden. Falls die Grenze nicht aufgeschlossen war, wurden die von β/γ, γ/δ oder ein Horizont im γ aufgenommen und mittels Berücksichtigung der lokalen Schichtmächtigkeit die Höhe der α/β-Grenze berechnet. In den Fällen, wo überhaupt keine Schichtgrenze zu finden war, wurde von der Lage anstehender Schichten und der Morphologie des Geländes auf eine solche geschlossen. Die nach den beiden letzteren Methoden gewonnenen Werte machen natürlich keinen Anspruch auf unbedingte Genauigkeit; es sind Annäherungswerte. Sie passen sich jedoch den an den umliegenden Punkten gemessenen Zahlen gut an, so daß sie den wahren Werten ziemlich nahe kommen dürften.

Wegskizzen nach der Höhenflurkarte 1 : 2500 über die Aufschlüsse an der Mähdlesbergverwerfung am Bühl, an den Steigen Ditzenbach—Schonterhöhe und Gosbach—Aimer, sowie eine Skizze über den Aufschluß der Auendorfer Verwerfung liegen im geologischen Institut Tübingen.

Auf der geologischen Karte 1 50 000 beschränkt sich die Einzeichnung auf die Darstellung der Schichten vom δ aufwärts, also im wesentlichen auf die Darstellung der geologischen Verhältnisse der Talkante und der Hochflächen. Die Schichten des W γ/β ziehen meist als ganz schmale Streifen an den steilen Talhängen entlang und das α ist sogar vielfach verschüttet. Sie kommen daher in der Karte 1 : 50 000 nicht recht zur Geltung; ich habe sie daher weggelassen,

download www.zobodat.at

auch um die Handzeichnung nicht zu überladen. Nur die größeren Bergsturzgebiete an den Talhängen habe ich eingetragen. Die Bodenbeschaffenheit auf den Hochflächen blieb ebenfalls unberücksichtigt. Die Karte soll vor allem die Natur und die Verbreitung der jüngeren Weiß-Jura-Schichten hervorheben. Die Originalkarte wurde im Maßstab 1 : 25 000 aufgenommen und auf 1 : 50 000 übertragen. Weiteres über die Art der Darstellung wurde schon im stratigraphischen Teil gesagt.

Die Lagerung der Schichten.

Überblick.

Im Gesamtbild (siehe Streichkurvenkarte und Profile) läßt sich ein in der Stärke wechselndes Fallen gegen Südosten erkennen, das etwa dem von Regelmann (61) mit 2,4% angegebenen Normalfallen der Alb entspricht. Einige im großen ganzen der Hauptstreichrichtung folgende Verwerfungen unterbrechen dieses Einfallen. An den Orten, wo keine Störungslinien nachgewiesen werden konnten, ist das Fallen nicht gleichmäßig, sondern Strecken mit schwachem Fallen (unter 2%) wechseln ab mit solchen mit stärkerem Fallen (3 bis 5%). Im Profil vorgestellt würde die Fallinie also gerundet treppenförmig verlaufen. Im Süden des Gebiets sind in der Lagerung Mulden und Sättel zu erkennen, die aber nicht bruchlos angelegt wurden. Die Störungen verlaufen fast alle in den Richtungen N 50—80 O mit der Hauptrichtung N 60 O. Ich rechne sie alle zum schwäbischen System (56). Die herzynische Richtung hält nur eine vermutete Störung bei Gruibingen ein, die in der Richtung N 150 O verläuft. Die meisten Störungen zeigen den N-Flügel versenkt, so daß sich als Gesamtbild eine Tieferlegung des Filsgebiets gegenüber dem südlichen Albkörper ergibt. Das Absinken erfolgt treppenförmig. Im Norden, in der Nähe des heutigen Albtraufs, zeigen sich Verwerfungen mit abgesunkenem Südflügel, so daß man schließlich zum Bild eines weiten und flachen Grabenbruchfeldes gelangt. Flach deshalb, weil die Sprunghöhen klein sind und im Durchschnitt nur 20 bis 25 m betragen.

Das Gebiet nördlich der Fils.

Der vordere Bosler zeigt eine ziemlich ebene Lagerung. Dies verändert sich sehr deutlich am Großen Erdschlipf. Dort ist ein starkes Einfallen der Schichten gegen Süden zu erkennen. Kleine Verwerfungssprünge durchsetzen die Wand. Wie an dem Verlauf der morphologischen β/γ-Grenzkante zu erkennen ist, geht dieses Fallen gegen Süden dem Häringer Berg zu weiter. Die starke Zerrüttung und Zerklüftung der Schichten hat wohl mitgeholfen, daß hier ein ausgedehntes, wildes Bergsturzgebiet dem Steilhang entlang entstehen konnte. Große Schollen, besonders β-Mauern, liegen am Hang auf einer Höhe, die den Horizonten des unteren α und der Grenze zum Braunen Jura entsprechen. In einer solchen verstürzten Scholle bei Häringen ist sogar ein Steinbruch angelegt. Alle Anzeichen sprechen dafür, daß diese Bergstürze in sehr

download www.zobodat.at

junger (alluvialer) Zeit erfolgt sind. Südlich unter dem Punkt 805,8 ist am Hang deutlich zu erkennen, wie die morphologische β/γ-Linie mindestens 20 m höher am Häringer Berg weiterläuft. Hier muß eine Verwerfung durchziehen. Ein Aufschluß am Häringer Berg zeigt die α/β-Grenze auf 700 m, während ich sie am Weg unter Punkt 805,8 mit 680 m berechne. Dort wo der Fußweg am Häringer Berg zum Windeck abschüssig wird, bricht die β/γ-Kante plötzlich wieder sehr stark ab. Hier vermute ich, daß die Verlängerung der nun zu beschreibenden Wolfbühlverwerfung hindurchzieht, die das Windeck, sowie den Erkenberg tiefer legt.

Die Wolfbühlverwerfung ist zu erkennen an der Fahrsteige vom Umpfental zur Wolfbühlhöhe. An dieser Steige ist die Grenze α/β bei Höhe 680. Wo der Weg in die Hochfläche austritt gabelt er sich. Der Acker zwischen den Gabelästen hat hier das Aussehen eines solchen vom γ-Horizont, und an dem nach Norden abbiegenden Wegstück konnte eine Lumachellenbank der β/γ-Grenze und *Sutneria platynota* bei Höhe 705 ermittelt werden. Weiter über demselben Weg zeigt eine Bodenschürfung bis zur Höhe 720 deutlich geschlossenes β. An dem gegen Westen angsteigenden Weg zeigt sich ebenfalls β, und die β/γ-Grenze muß bei Höhe 735 angenommen werden. Die Sprunghöhe der dazwischen hindurchziehenden Verwerfung beträgt also 30 m. Die Verwerfung läßt sich auch am Westhang des Wolfbühl nachweisen. Bei der Wolfbühlhütte liegt Balderus bei 770 (α/β = 705). Am Abhang zu den Talwiesen zeigen die beiden benachbarten γ-Flächen auffallende Höhenunterschiede. Die westliche setzt in Höhe 730 und die östliche bei 710 an; die Werte für α/β berechnen sich auf 705 bzw. 685. Zwischen beiden zieht die Verwerfung durch und die Verlängerung trifft auf Windeck zu. Die Fortsetzung nach Osten verläuft am Wiesenberg vorbei zum Kornberg, wo sie allmählich auszukeilen scheint. Am Wiesenberg ergibt sich noch eine Sprunghöhe von 30 bis 35 m. Die auf Höhe 700 auf dem Wiesenberg liegende γ-Fläche hat gleiche Höhe wie die entsprechende am Wolfbühl.

Kornberg und Sielenwang zeigen ein verhältnismäßig schwaches Einfallen der Schichten. Die Mähdlesbergverwerfung begrenzt diese Scholle im Süden. Diese Störung ist aufgeschlossen am Weg zum Bühl über der Königssteige bei Gruibingen.* An der Wegbiegung zum Augsberg liegt Balderus bei 723 (α/β = 758—760). Am Fahrweg zum Sielenwang liegt β/γ bei 700 (α/β = 675); dem entspricht auch die Lage des obersten γ auf der Bühlhöhe. An dem Fußweg zur Königssteige hinunter liegt bei Höhe 692 β neben Mittel-γ; man kann die Hand auf die Verwerfungslinie legen. Die Sprunghöhe beträgt hier 25 m, während sie am Balderusplatz nur noch 17 m ausmacht. Beide Flügel zeigen an der Bruchlinie sehr starke Schleppungen, die beinahe bis zur Saigerstellung gehen. Die oberste γ-Bank fällt so steil gegen Südosten ab, wie der Weg selbst, so daß sie ein Stück weit die Randlinie des

Die Wohlfbühl- und Mähdlesbergverwerfung wurde erstmals 1934 von Herrn Oberlehrer WAIDELICH nachgewiesen, bevor ich das dortige Gebiet untersucht hatte.

download www.zobodat.at

steilen Fußweges bildet. Der Aufschluß zeigt also das Bild einer rechtfallenden Verwerfung mit beiderseitigen Verbiegungen. Die Bruchfläche ist gegen Norden geneigt. Am Weg zum Sielenwang über Punkt 704,1 ist oberes γ mit einer Pseudomonotisbank aufgeschlossen. Diese Bänke der Tiefscholle zeigen wieder starke Schleppung. Das Gestein ist stark zerrüttet, man kann von einer Reibungsbreccie sprechen. Die Verwerfung muß wenige Meter daneben hindurchstreichen. Eine Bank ist stark abgebogen, man kann sie leicht gefaltet nennen. Klüfte, Spalten und kleine Hohlräume sind mit schönen Kalkspatskalenoedern ausgefüllt. Im Verlauf der morphologischen β/γ-Kante am Bühl zeichnet sich auffallend deutlich die Schichtablagerung ab; während sie westlich vom Punkt 737,3 bei 700 verläuft, erfolgt ein langsames Absinken in der Verwerfungszone, das im Liegendflügel bis auf 670 heruntergeht. (Vgl. Wegskizze 1 : 2500 in Tübingen.)

Die Störung zeigt sich wieder deutlich am Mähdlesberg. Sie streicht hier durch die Einkerbung hindurch, die den Mähdlesberg von der Bahrenhochfläche trennt. In der zerrütteten Verwerfungszone ist die Erosion sehr schnell vorwärts geschritten, und so schaut heute der Mähdlesberg als abgetrennter Sporn ins Gruibinger Tal hinunter. Er hat eine Decke von β und α/β liegt am Nordhang bei 655. Punkt 681,6, der Ausläufer des Bahren, zeigt die dicken, ziemlich geschlossenen Kalkbänke des Ober-α ($\alpha/\beta = 685$). Somit beträgt die Sprunghöhe 30 m. Der Verlauf der Streichlinien zwingt mich zur Einzeichnung einer nordweststreichenden Störungslinie, an der die Mähdlesbergverwerfung abzubrechen scheint. Der Wiesenberg und die umliegenden Talstücke liegen also in einem Senkungsfeld.

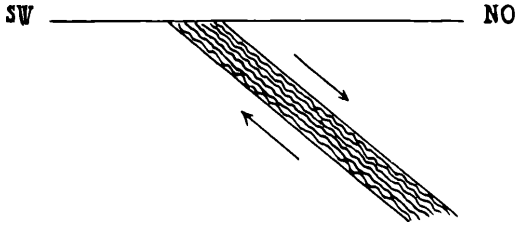
Die Fortsetzung der Mähdlesbergverwerfung gegen den Emmerstall zu läßt sich nicht mehr mit Sicherheit feststellen; sie scheint sich im Auendorfer Tal zu verlieren. Das Einfallen der Hochalb von dem Fuchseck zum Auendorfer Paß (zwischen Hart- und Barchental) zeigt Unstetigkeiten. Zunächst steigert sich das Fallen am Pfaffenberg, dann ein zweites Mal an der Wanne zum Paß herunter (4%), bis es hier zum Bruch kommt.* An der zur Wanne führenden Steige bei Höhe 680—690 läßt sich dieses stärkere Einfallen an den dort aufgeschlossenen oberen γ-Bänken sehr schön erkennen.

An der Fahrsteige zur Schrenkhalde ist die Auendorfer Verwerfung gut aufgeschlossen (siehe Skizze in Tübingen). Sie ist die zweite Verwerfung in unserem Gebiet, die direkt im Aufschluß zu sehen ist, während bei den anderen noch zu beschreibenden Störungen dies nicht der Fall ist. Bei der Straßenbiegung auf Höhe 630 treffen wir zunächst anstehendes α. Dieses biegt plötzlich stark ab, die Grenzzone α/β und

* Die Erscheinung, daß sich rasches Einfallen zu Verwerfungen steigert, ist vermutlich ziemlich häufig. Es besteht daher durchaus die Möglichkeit, daß sich an den Stellen, wo ich auf Grund der heute bekannten Aufschlüsse die Streichlinien sehr eng ziehen muß, bei günstigerem Einblick in die Lagerung Verwerfungen zeigen. Starkes Einfallen und Verwerfungen lassen sich in unserem Gebiet bei den herrschenden Aufschlußverhältnissen und den geringen Sprunghöhen eben sehr schwer unterscheiden.

download www.zobodat.at

tere β-Bänke erscheinen und fallen mit 8° Neigung gegen Süden ein. Ten durch die β-Bänke verläuft eine Zerrüttungszone, an die ein kleiner Parallelsprung gebunden ist. Hier konnte die Neigung der der Hauptverwerfung parallel laufenden Kluftflächen mit 10° gegen Süden geneigt gemessen werden. Die Verwerfungsfläche steht also nicht saiger, sondern sie ist gegen Süden geneigt (siehe Profil 1). An die β-Bänke lagert sich mit verwischter Grenze oberes α an, der Hauptsprung verläuft zwischen beiden. Die Grenze α/β erreicht unten bei 633 die Straße; an der Verwerfung berechnet sich deren Lage unter Berücksichtigung des Einfallens auf 630—631 m. Oben an der Steige erscheint sie wieder bei 648. Die Sprunghöhe beträgt also 17 bis 18 m.



Die Auendorfer Verwerfung schneidet also die von der Wanne herunterziehende Flexur ab. Die hangende Scholle ist zur Bruchlinie hin gekippt. Die kleinen Parallelsprünge und die entsprechenden tektonischen Klüfte haben das Aussehen von Trennungsbrüchen (Zugrisse) (52). Die mechanische Beanspruchung war also Zugspannung. Zur Ausbildung antithetischer Nebenverwerfungen (17) kam es anscheinend nicht. Die Störung ist also als Zerrungssprung zu werten wie der einfache Schrägsprung der Bühlverwerfung. Die Abbiegungserscheinungen der abgesunkenen Scholle zur Verwerfungsfläche hin erklärt Lotze (48). Sie sollen die Bildung eines dem Schrägsprung folgenden Zerrungshohlraumes unterbinden.

An der Hausener Wand, die zwar schon außerhalb des tektonisch untersuchten Gebietes liegt, konnte ich weitere Beobachtungen machen, deren Beschreibung ich nicht versäumen möchte. Es fallen dort N 48 W streichende Spalten und kleine Verwerfungen auf. Sie haben ein Fallen von 34 bzw. 42° gegen NO. Zwei weithin geradlinig hindurchziehende Spalten haben eine wechselnd dicke (1 bis 5 cm) Kalkspatfüllung, die wie eine Gangfüllung aussieht. Dieses Kalkband ist aus dünnschichtigen, 0,1 bis 1 mm breiten Lamellen aufgebaut. Im Querschnitt zeigen sich diese als wellenförmige Streifung und an den Grenzflächen zum umgebenden Gestein in der Form einer deutlichen Kleinfaltung. An einem Stück ist zu erkennen, wie eine kleine Mergellinse zwischen die Kalkspatfüllung gepreßt ist. Im übrigen besitzt der Kalkspatgang auf beiden Seiten einen Stufenharnisch, der im Hangenden viel stärker hervortritt. Die Harnischstreifen verlaufen in der Fallrichtung der Kluftfüllung. Es fällt auf, daß im Hangenden die Bewegung nach unten und im Liegenden nach oben erfolgt ist, wie vorstehende Skizze im Querschnitt zeigen soll.

download www.zobodat.at

Dies beweist, daß die mechanische Beanspruchung eine Scherung war. Die Spalte ist also eine durch Scherung entstandene Verschiebungsfläche. Die Stufenharnische weisen darauf hin, daß sich Hangend- und Liegendscholle, also beide, bewegt haben. In den meisten Fällen ist an Verschiebungsflächen im Aufschluß nur die tektonische Bewegung der einen Scholle zu erkennen. Man denkt sich dann die liegende Scholle fest und spricht von Auf- bzw. Abschiebungen. In unserem Falle würde man also von einer Abschiebung sprechen. Doch die Bewegungsspuren zeigen hier den Charakter der tektonischen Bewegung genauer auf. Das Ausmaß der Verschiebung ist mit wenigen Zentimetern gering. Doch zeigen benachbarte Parallelspalten Sprunghöhen bis zu 50 cm.

Das riesige Bergsturzgebiet zwischen Hausen und Überkingen möchte ich in ursächlichen Zusammenhang bringen mit dieser Spaltenbildung an der Hausener Wand, die vielleicht nur ein Teil einer hier in NW-Richtung durchziehenden Verwerfungszone ist? Das hier stark verengte Filstal hält auch eine NW-Richtung ein. Das starke Überhängen der Verwerfungs- und Kluftspalten gegen Süden hat gerade hier die Entstehung der Bergstürze sicher begünstigt.

Ein langer, in der Streichrichtung verlaufender Gebietsstreifen, vom Sickenbühl im W über Gruibingen, Rufstein und Augsberg zur Nordalb im Osten, zeigt auffallend flache, zum Teil schwach muldenförmige Lagerung. Die beinahe horizontale Lage des Augsberg und Rufstein ist auch morphologisch gut zu sehen. Vom Rufstein zur Nordalb läßt sich eine flache Schichtmulde erkennen, in deren Mitte im Harttal durch verstärktes Einfallen sehr wahrscheinlich eine Verwerfungslinie entstanden ist. Der südliche Gebietsstreifen bis zum Filstal zeigt im allgemeinen wieder stärkeres, zum Teil sehr starkes Einfallen. Ein besonders starkes Fallen hat die Deggingen zugekehrte SO-Seite der Nordalb, der Buchrücken und das Höllbachtal bei Mühlhausen. Vom Häringer Berg über den Sickenbühl und Bläsi zum Filstal oberhalb Wiesensteig zeigt sich schön der oben schon erwähnte periodische Wechsel zwischen flacher Lagerung und raschem Einfallen.

Die Filstalstörung.

Das in dem Gebietsstreifen nördlich vom Haupttal herrschende und gegen das Tal zu sich überall steigernde SO-Fallen setzt sich auf der rechten Talseite nicht ohne Störung fort. Beim Zeichnen der Streichlinienkarte ergab sich die Notwendigkeit, im Verlauf des Tales von Ditzenbach bis Wiesensteig eine Störung anzunehmen. Die Schichten auf der Südseite sind bis zu 30 m höher gelagert als auf der Nordseite des Tales. Die Frage nach der Art der Störung, ob Flexur oder Verwerfung, läßt sich nicht bestimmt beantworten. Nach den Beobachtungen über die Natur der Störungen im übrigen Gebiet ist anzunehmen, daß Flexur und Verwerfung in Verbindung miteinander auftreten. Die Streichrichtung der Störung ist ungefähr N 60 O. Die Sprunghöhe ist am größten bei Mühlhausen; von hier aus nimmt sie talabwärts langsam, talaufwärts besonders bei Wiesensteig rascher ab.

download www.zobodat.at

Die Schichtenlagerung im ganzen kompliziert sich im Tal oberhalb Wiesensteig noch weiter. Vom Kuhwasen her besteht ein Fallen gegen Südwesten und vom Filsursprung talabwärts ein solches gegen Nordosten. Der Tiefpunkt dieser Schichtenverbiegung fällt ins Tal von der Sägmühle bis zum Filsknick. Wir stoßen mit dieser Feststellung auf die von Reich (62) aufgezeigte eigenartige Tiefenlinie, die von Gutenberg ins Wiesensteiger Gebiet übergeht. Ich komme somit zu folgendem Schluß: Die Einmuldung des Schichtengebäudes im Quellgebiet der Fils hat ihr Maximum in der Reichschen „Tiefenlinie" und diese findet ihre Fortsetzung in der Filstalstörung. Man könnte nun geneigt sein, die Filstalstörung ebenfalls als eine solche Einmuldung der Schichten aufzufassen. Der Verlauf der Streichlinien spricht jedoch eher für eine einfache Flexur oder für eine Verwerfung. Das Abbiegen der Schichten zur Tiefenlinie darf man sich, mindestens im Bereich des Weißen Jura, nicht ganz bruchlos erfolgt denken. Daß kleinere Brüche vorhanden sind, beweist eine kleine Verwerfung mit NO-Streichen in den β-Kalken an der Straße über der Papiermühle. Der tektonisch am tiefsten gelegene Punkt des ganzen Gebiets liegt am südlichen Talschluß des Neidlinger Tals beim „Bahnhöfle"; hier verläuft die Streichlinie 595.

An der Steige Wiesensteig—Kuhwasen breitet sich gleich beim Ortsausgang am Hang des Sommerbergs ein großes Felsenmeer aus. Bei Höhe 620 stehen einige β-Bänke an. Etwas weiter oben neben dem Fußweg schauen mit ziemlich breiter Ausdehnung gebankte Kalke des δ in stark zerrütteter Lagerung heraus. Diese bilden zusammen mit dem ganzen Felsenmeer ein verstürztes Trümmerfeld. Wir haben also auch hier ein stark gestörtes Lagerungsbild.

Geht man den steilen Kreuzweg von Gosbach zur Kapelle hinauf, so erkennt man, daß die β-Bänke ein Einfallen gegen Südwesten haben. Die Schichten senken sich hier bis zum Abbruch, der in Form eines Bergsturzes den SW-Sporn des Leimbergs tiefer legt. Etwa vom Ulmer Felsen aus betrachtet, bietet sich dem Beschauer der Anblick eines Felsenmeeres, das, mit Steppenheidevegetation bewachsen, sich weit den Hang herunter zieht. Unter den verstürzten Felsen befinden sich gewaltige Massenkalk- und δ-Schwammkalkteile. Die Kapelle steht auf anstehendem δ-Schwammkalk mit angelagerten Schuttbänken; Massenkalk ist heute auf dem ganzen Leimberg auf primärer Lagerstätte nicht mehr anzutreffen. Dieser Massenkalk saß hier auf δ-Schwammkalken auf und ist dem Alter nach sicher noch δ. Es ist hier die Umwandlung zu kristallinem Kalk sehr weit ins δ heruntergegangen, ebenso wie am Buch beim benachbarten Mühlhausen. Die Ruine Leimberg über dem Harttal sitzt auf verstürztem Untergrund auf. Sie steht auf zuckerkörnigem Kalk, der aber nur wenige Meter mächtig als Liegendes δ-Schwammkalk hat. Beiden Bergstürzen könnte man demzufolge ein beträchtliches Alter zuschreiben. Ich nehme jedoch an, daß ähnlich wie heute bei Mühlhausen Massenkalkreste noch lange Zeit nach der obermiozänen Reliefgestaltung der Albhochfläche hier am Rande des Leim-

download www.zobodat.at

bergs standen. Die Verkarstung und Ausräumung konnte hier besonders gut vordringen und führte an der Talkante zur Felsbildung und später zum Absturz. Der Bergsturz selbst braucht also nicht sehr alt zu sein.

Die Filstalstörung ist nach der zwanglosen Einzeichnung auf der Karte bei Ditzenbach am besten über dem Bad am Hang des Galgenbergs zu legen. Die dortigen Verhältnisse stimmen mit der Annahme einer Schichtenstörung durchaus überein. Der ganze Hang an der Südseite des Galgenbergs ist bis nahe an den Steilrand ein großes Bergsturzgebiet. An der von Deggingen heraufführenden Steige ist erstmals bei Höhe 680 anstehendes Gestein zu finden; es sind dies die Kalkbänke des Ober-γ. Alles was darunter ist, ist mit Schutt und verstürzten Felsen bedeckt. Der Steinbruch am Stationenweg ist in verstürztem δ-Schwammkalk angelegt, wie mir eine *Rasenia pseudomutabilis* bewies. Es besteht wohl kein Zweifel, daß ein Zusammenhang zwischen der durchstreichenden Störung und dem Bergsturzgebiet vorhanden ist, wenn auch nur ein mittelbarer.

Das Gebiet rechts der Fils.

Vom Raller und Filsursprung her fallen die Schichten zur Tiefenlinie hin ein. Die Linie 630 ist eine Sattellinie; von ihr aus fallen die Schichten gegen Südosten wieder gegen eine Muldenzone hin, deren Tiefstes etwa in die Fortsetzung der noch zu besprechenden Drackensteiner Verwerfungslinie zu liegen kommen dürtte. Der Verlauf der Streichlinien bei Drackenstein deutet darauf hin. Wir haben also hier im Südwesten des Gebiets zwei Mulden und einen Sattel. Diese Schichtenverbiegung ist entsprechend dem spröden Gestein und dem Fehlen des Belastungsdruckes durch auflagernde Schichten zur Entstehungszeit der tektonischen Verstellung mit Bruchtektonik verknüpft. (Roll [64] weist auch auf diese Tatsache hin.)

Der Südosten des Gebiets zeigt im ganzen ein schwaches Fallen bis zu der Verwerfungszone, zu der auch die Schichten von Südosten her einfallen. Also auch hier in der Anlage muldenförmige Lagerung mit Bruchtektonik.

Die Steige Ditzenbach—Schonterhöhe ist gut aufgeschlossen; infolgedessen konnten hier die Lagerungsverhältnisse ziemlich sicher erkannt werden. (Siehe Skizze in Tübingen.)

An der Fahrsteige bei der Abzweigung der Fußsteige konnte die Grenze α/β bei 633 ermittelt werden. Darüber steht β an, von dem besonders das obere und die Grenzzone β/γ sehr gut im Aufschluß zu sehen ist. *Sutneria platynota* fand sich erstmals bei Höhe 656, somit erreicht das β etwa die Mächtigkeit von 23 m. Die Klüftung in den β-Kalken ist sehr stark in der Richtung N 74 O. Gegen Osten bekommen die bis dahin normal gelagerten Bänke plötzlich ein starkes Fallen von 7 bis 8 und brechen ab. Weiter oben an der Fußsteige stehen bei Höhe 653—655 Ataxioceratenschichten an und darüber sind Physodoceratenschichten aufgeschlossen. Für diesen Punkt berechnet sich die β/γ-Grenze mit 645. Wir stehen also auf abgesunkener Scholle und dazwischen

download www.zobodat.at

muß ein kleiner Sprung mit 7 m durchziehen (unter Berücksichtigung des Fallens). Das rasche Fallen steigert sich also zuletzt zu einer kleinen Verwerfung. Die Streichrichtung dürfte etwa der oben genannten Kluftrichtung entsprechen. Wir gehen weiter hinauf und sehen an dem stark verschütteten Hang immer wieder einzelne Bänke des herausschauen, bis auch diese verschwinden. Erst bei Höhe 690 tritt wieder anstehendes Gestein auf. Bei Höhe 705 sind die Bänke des Ober-γ zu erkennen; bei Höhe 711 wurde *Idoceras Balderus* geschlagen. An diesem Ort berechnet sich die Grenze α/β zu 652 m. Wir müssen demnach wieder eine Störung überschritten haben. Es ist dies die Hauptverwerfung, die hier mit 30 m Sprunghöhe das ganze Gebiet rechts der Fils vom südlichen Albkörper trennt und tiefer legt. Die beiden angeführten Verwerfungen begrenzen einen grabenartig abgesunkenen, schmalen Geländestreifen.

Gehen wir zu dem Ausgangspunkt unserer Wanderung zurück und folgen der Fahrsteige, so bemerken wir, daß auch hier die β-Bänke plötzlich abbrechen. Daneben ist von dem Anstehenden nichts mehr zu erblicken. Wirr durcheinander gelegene, grobe Blöcke liegen mit kleinerem Schutt zusammen in Mergeln eingebettet. Weiter oben bei Höhe 644 stehen Bänke des Unter-γ an und darüber Ataxioceratenschichten. Die Grenze β/γ dürfte etwa bei Höhe 640 liegen. Wir haben also unzweifelhaft wieder eine Verwerfung mit abgesunkenem Nordflügel überschritten, wie aus der Höhenlage dieser γ-Schichten hervorgeht. Über der Straßenkehre bei Höhe 658 stehen Physodoceratenmergel an. Weiter oben sind bei Höhe 672 die Stotzen des Ober-γ; das Niveau der β/γ-Grenze errechnet sich auf 640 m. Die Sprunghöhe der Verwerfung beträgt demnach etwa 16 m. Anschließend gelangen wir wieder an eine stark verstürzte Stelle; hier streicht, durch das bei Höhe 641 liegende verrutschte Gebiet ziehend, die Verwerfung durch. Im Verlauf des Felsenkranzes darüber läßt sich ebenfalls ein Zusammenhang mit der Tektonik erkennen. Am Störungsort tritt der Felsenkranz stark heraus, einzelne Felsen reichen bis zur 700-m-Linie herunter. In diesen ist überall eine starke Klütfung in der Richtung N 69—73° O vorhanden.

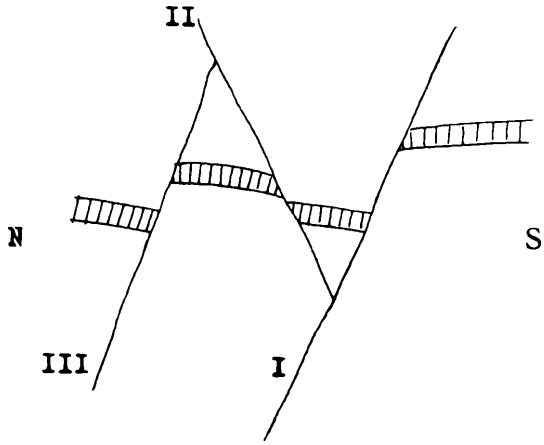
Es streicht also hier eine Verwerfungszone durch, durch welche der nördliche Gebietsteil vom geschlossenen Albkörper um insgesamt etwa 45 m tiefer gelegt wird und zwar in zwei Stufen mit der Hauptverwerfung im Süden.

Im Profil (siehe Profil 1) glaube ich auch hier eine Zerrungsform erkennen zu können, wie bei den im Norden gelegenen Störungen, und zwar scheint mir die Form eines γ-Grabens vorzuliegen, den Lotze (48) beschrieben hat. Die einfachen Schrägsprünge am Nordrand unseres Grabenbruchfeldes zeigen hier am Südrand eine Weiterentwicklung zu dem Bild des γ-Grabens. Bei der gesunkenen Scholle verblieb es nicht bei einfacher Abbiegung, sondern sie brach in einzelnen Stücken ab. Ich fasse die Südverwerfung als Primärsprung, die nächste als Sekundär- und die nördliche als Tertiärsprung auf. Dadurch wird ein zentraler Horst gebildet, der in unserem Aufschluß deutlich Abbiegungserscheinungen an den Rändern zeigt. Die Skizze auf Seite 122 soll das Lagerungsbild verdeutlichen.

download www.zobodat.at

Die beiden nördlichen Verwerfungen ließen sich an dem mit der Hiltenburgruine gekrönten Bergkegel und an der Badhalde nicht mehr verfolgen. Die Talhänge sind hier zu schlecht aufgeschlossen. Die südliche Hauptverwerfung dagegen muß durchgehend gezeichnet werden bis zur Steige Gosbach-Aimer, wo sie wieder nachgewiesen werden kann.

Die Steigen von Gosbach zum Aimer geben wieder einen besseren Einblick in die Schichtenlagerung.



Gehen wir vom Dorf der neuen Steige entlang (siehe Skizze in Tübingen), so sehen wir am Hang fast ausschließlich Weiß-Jura-Schutt aufgeschlossen; kleine Stellen sind dazwischen, die anstehendes W α zeigen. Vor der Kehre bei Höhe 640 sind die Grenzbänke α/β gut zu erkennen; nach derselben zieht sich ein mächtiger β-Steinbruch dem Hang entlang. Die Klüftung ist hier vorwiegend N 50—55° O. Weiter oben stehen bei Höhe 658 Bänke des oberen β an. Über dem Punkt 661 auf der Straße wurde zuoberst am aufgeschlossenen Hang bei Höhe 671 die Balderusbank mit den Grenzschichten γ/δ im Liegenden gefunden. Die Lage von α/β berechnet sich hier auf 613. Zwischen den oberen Bänken und der Balderusbank streicht die südliche Hauptverwerfung durch mit einer Sprunghöhe von 27 m. Im weiteren Verlauf der Steige sind auf Höhe 675 die Kalkbänke des oberen mit Stotzen darin aufgeschlossen. Für diesen Punkt errechnet sich die Lage von α/β auf 625. Die unten angetroffene Balderusbank liegt tektonisch tiefer; wir haben eine zweite Verwerfung überquert, die mit 12 m Sprunghöhe durchstreicht.

Ein starkes Einfallen der Schichten, das die Unterschiede erklären könnte, wurde nicht beobachtet. Zwischen beiden Störungen ist ein ungefähr 150 m breites Grabenstück abgesunken. Der Zusammenhang zwischen dem Verlauf des Felsengürtels und der Tektonik kommt hier noch besser zum Ausdruck wie an der Steige zur Schonterhöhe. Im Bereich des Grabens erreicht der Felsenkranz seine tiefste Lage; er geht hier bis zur 690-m-Linie herunter. An der südlichen Hauptverwerfung macht er einen starken Knick und zieht sich unter spitzem Winkel zum

download www.zobodat.at

Steilrand zurück. In der Gegend, wo die Verwerfung durchzieht, breitet sich in dem gelichteten Buchenwald ein großes Blockfeld aus, in dem eine Unmenge Felsblöcke verstürzt liegen. Die Streichrichtung der Verwerfungen ist gegenüber der an der Schonterhöhe etwas nach Norden ausgewichen. Entsprechendes ist hier auch an den herrschenden Kluftrichtungen zu erkennen. Der kleinere Nordsprung läßt sich mit dem entsprechenden an der Schonterhöhe vergleichen. Wir haben also hier wie dort eine kleine Grabenzone.

Die südliche Hauptverwerfung nimmt ihren Fortgang in dem landschaftlich reizenden Unterdrackensteiner Talschluß. Hier ist am gesenkten Flügel im Ipferloch deutlich ein stärkeres Einfallen gegen Süden zu beobachten. Im Drachenloch steht die Grenzbank α/β auf Höhe 618 an. An der Straßenkehre nach Unterdrackenstein gehen β-Bänke im Aufschluß bis auf 612 herunter, ohne die Grenze gegen das α zu erreichen; diese ist mit 610 sicher nicht zu tief gelegt. Am ganzen Nordhang des Ipferlochs wurde 1935 der Buchenhochwald abgeholzt, da hier eine Linie der Reichsautobahn auf die Albhochfläche hinaufziehen soll. Die volle Schönheit und Wucht dieses Felsenstreifens kommt nun in dem engen Tale stark zur Geltung. Von einem Aussichtspunkt auf einem verstürzten Felsen der gegenüberliegenden Talseite aus ist nun heute sehr schön zu erkennen, wie der Felsenkranz, insbesondere dessen Basis, gegen den Talschluß hin immer tiefer gelegen kommt und hier die tiefste Lage bei Höhe 680 erreicht. Das Schichtenfallen gibt also den Verlauf des Felsenkranzes wieder.* Die Verwerfung selbst ist beim Dorf erkennbar. An der Steige beim Ortsausgang ist die α/β-Grenze auf Höhe 634 gut sichtbar. Die Schichten zeigen hier normale Lagerung. Der Schloßberg hat eine Decke von β und am Hang des neuerdings aufgefüllten Burggrabens verläuft die morphologische β/γ-Linie auf Höhe 660, woraus sich etwa derselbe Wert für α/β errechnet, wie oben genannt. Die starke Quelle entspringt bei 628,6; über ihr stehen β-Bänke an. Der Ursprung liegt in der Nähe der α/β-Grenze. An den β-Bänken ist hier ein starkes Fallen gegen Westen zu beobachten; die Schichten biegen also zur Verwerfung hin ab. Diese streicht etwas südöstlich davon durch, denn an der Straße vor dem Dorf stehen bei 620 schon β-Bänke an, die im abgesunkenen Flügel liegen. Wenn man vom Talschluß im Ipferloch den Weg in der Richtung zur „Linde" geht, ist bald ein starkes Wiederansteigen des Felsenkranzes zu beobachten und man erreicht ein Bergsturzgebiet. Hier dürfte die Störung durchziehen. Östlich von dem Bergsturzgebiet ist an der Steilkante ein Felsenkranz gar nicht mehr vorhanden, der Hang zieht sich ungegliedert bis zum Steilrand empor; es ist alles verstürzt. Auch hier besteht der Zusammenhang zwischen der Verwerfungszone als einem Zerrüttungsgebiet und der Entstehung von Bergsturzgebieten. Auf der Hochfläche am Heidental läßt sich die Störung nicht mehr erkennen.

* Die durch die Bauarbeiten im Frühjahr 1936 geschaffenen Aufschlüsse in den δ-Bankkalken vor dem Felstunnel konnten diese Annahme vollauf bestätigen.

download www.zobodat.at

Zusammenfassend läßt sich über den Bewegungsmechanismus der Dislokationen im oberen Filsgebiet sagen: Die herrschende ONO-Bruchtektonik ist als Zerrungserscheinung aufzufassen. Die im wesentlichen dem Hauptstreichen folgenden Verwerfungen zeigen alle, soweit es festgestellt werden konnte, Zerrungsformen. Die tektonische Beanspruchung war also Zugspannung, die an den Brüchen zu horizontaler Ausweitung führte. Die Klufttektonik zeigt ebenfalls eine Bevorzugung der ONO-Richtung mit Trennungsbrüchen. Die bei Hausen näher untersuchte Klufttektonik in der NW-Richtung zeigt Scherbeanspruchung mit Verschiebungsbrüchen.

Tektonische Beziehungen zu den Nachbargebieten.

Kurz mögen noch die tektonischen Ergebnisse unserer Untersuchung in einem weiteren Rahmen betrachtet werden. Der Zusammenhang der Filstalstörung mit der Reichschen Tiefenlinie wurde schon besprochen (siehe oben). Kehrer (42) hat eine Verwerfung beschrieben, die mit NO-Streichen vom Eybtal herüber ins obere Filstal verläuft und bei Überkingen in der Richtung zum Autal weiterzieht. Die Sprunghöhe derselben beträgt im Durchschnitt 20 m; abgesunken ist im Filstal der Nordflügel und im Eybtal der Südflügel. Eigenartig ist im Verhalten der Eyb—Filstalstörung der Wechsel der abgesunkenen Schollen und das Scharnier im Geislinger Talkessel. Die Möglichkeit eines Übergehens in unsere südliche Hauptverwerfung ist nicht von der Hand zu weisen. Sie kann aber auch der unseren parallel verlaufen. Auf jeden Fall besteht ein Zusammenhang zwischen der Eyb—Filstalverwerfung Kehrers und den Südverwerfungen unseres Gebiets. Außerdem beschreibt Kehrer eine Verwerfung, die vom Seetal am Michelsbergmassiv quer über die Fils zum Tegelberg in NO-Richtung zieht. Die Sprunghöhe beträgt am Michelsberg 25 m, abgesunken ist der Nordflügel. Die Verlängerung der Filstalstörung in ihrer nordöstlichen Streichrichtung würde gerade auf diese Verwerfung stoßen. Ich vermute daher auch hier Zusammenhänge, die jedoch erst eine Aufnahme des Zwischengebiets aufzeigen kann. Immerhin kann schon heute erkannt werden, daß die gewonnenen tektonischen Ergebnisse des untersuchten Gebietes sich mit den bis heute bekannten Verhältnissen der Nachbargebiete zu einem ziemlich einheitlichen System zusammenfügen lassen.

Dies gilt auch für das benachbarte Albvorland, das Heinzelmann (39) in einer neuen Arbeit behandelt. Dort herrscht Sattel- und Muldenlagerung; Bruchtektonik fehlt fast vollkommen. Heinzelmann zitiert Schwinner (72), nach welchem durch Zugspannung gebildete Verwerfungen nur in den obersten Gesteinsschichten möglich sein sollen, weil in der Tiefe der Belastungsdruck ihre Ausbildung verhindern soll. Diese Deutung erklärt den Gegensatz zwischen Hochalb und Vorland sehr einleuchtend. Die Aufwölbung des „Albershäuser Sattels" macht sich noch am Albrand zwischen Bosler und Kornberg, dem tektonisch höchstgelegenen Punkt des oberen Filsgebiets, bemerkbar. Auch die ONO

download www.zobodat.at

gerichteten HEINZELMANNschen Streichlinien bei Boll vermitteln einen glatten Übergang zu meiner Lagerungskarte. HEINZELMANN bezeichnet das Auftreten der ONO-Klüftung als an die ONO-Tektonik gebunden und deutet sie ebenfalls als durch Zugspannung entstanden.

Zusammenhänge zwischen Tektonik, Morphologie und Hydrographie.

Bergsturzgebiete fallen zusammen mit Störungszonen. Der Zusammenhang ist wohl ein mittelbarer: Tektonische Störung (Zerrüttung, starke Klüftung, starkes Schiefstellen der Schichten) — leichte Ausräumung, Erosion — Absturz.

Ein starkes Einfallen der Schichten spiegelt sich zumeist wieder in der Oberflächengestaltung. Beispiele sind: Dem Einfallen der Schichten zur Wiesensteiger Tiefenlinie hin entspricht ein solches der Hochflächen vom Bläsi und Raller her; dem raschen Einfallen der Schichten am Buchrücken entspricht der Abfall der Hochfläche von 780 auf 710 am Steilrand zum Filstal; der muldenförmigen Lagerung an der Südverwerfung bei Drackenstein entsprechen die Talmulden auf der Hochfläche (Heidental, Tal zwischen Lämmerbuckel und Weilerhöhe). Die flach gelagerten Gebiete, Rufstein—Augsberg und Nordalb, treten auch morphologisch als etwa horizontal gelagerte Bergmassive in Erscheinung. Für das Fallen der Schichten und die Verwerfungszonen sind die morphologischen Leitlinien wie die der α/β-Grenze ein empfindliches Barometer. Also die Lagerung der Schichten hat in der Morphologie ein ziemlich getreues Abbild. Die Erscheinung der Umkehrung des Reliefs ist nur dort angedeutet, wo die junge Erosion stark eingreifen konnte, wie im Neidlinger Tal, wo Erkenberg und Windeck zu nennen wären. Das Gegenteil der Umkehrung ist schon wieder an derselben Verwerfungslinie ganz in der Nähe auf dem Wolfbühl ausgeprägt.

Die Störungslinien verlaufen fast alle in der ONO-Richtung. Auch der Albtrauf hält im oberen Filsgebiet diese Richtung ein. Es ist mir ziemlich wahrscheinlich, daß bei der Herausbildung der Hauptrichtungen des Albtraufes die tektonischen Richtungen starken Einfluß gehabt haben.

Bei der Anlage der Flußrichtungen waren tektonische Elemente an manchen Stellen beteiligt. Dabei wird der Zusammenhang derselbe sein, wie oben bei der Entstehung der Bergstürze skizziert wurde. In den stark zerrütteten Gebieten hatten Verwitterung, Erosion und die Verkarstung leichtere Arbeit zu verrichten und konnten hier raschere Fortschritte machen als an ungestörten Stellen.

Der Oberlauf der Fils zeigt eine starke Abhängigkeit von dem Verlauf der tektonischen Linien. Vom Ursprung an verläuft die Fils direkt im Schichtenfallen zu der Tiefenlinie hin. Diese veranlaßt sie zu dem scharfen Knick und Einbiegen in die Synklinale selbst, bis sie die Filstalstörung in Bann zieht. Von Wiesensteig ab folgt sie dieser Störungslinie. Die Ausbildung der Flußmäander und das dabei erfolgte Übertreten über die Störung kann auf die starke Aufschotterung und zum

download www.zobodat.at

Teil auf den Absatz der Kalktuffe zurückgeführt werden. Der in der ONO-Richtung stark in die Länge gezogene, tiefe Einschnitt des Gostales bis zum Ipferloch scheint von der Tektonik vorgezeichnet gewesen zu sein. Das Tal der Ditz ist in der Streichrichtung der Verwerfungen sehr stark in die Breite gezogen. Ob bei der Entstehung der in der SO-Richtung verlaufenden linken Nebentäler der oberen Fils die Tektonik mitgespielt hat, ist nicht zu entscheiden. Eine nordwestliche Störungsrichtung ist im Gruibinger Tal und bei Hausen (siehe oben) angedeutet. Nur in der Mikrotektonik ist die herzynische Richtung (N 30—40° W) deutlich zu erkennen als eine im ganzen Gebiet kräftig entwickelte Kluftrichtung.

Die Quellen des Gebiets sind größtenteils Schichtquellen (an den Schichtgrenzen α/β und γ/δ). Ein Zusammenhang mit der Schichtenlagerung ist nicht zu erkennen. So treten die starken Quellen auf der rechten Talseite der Fils bei dem Tuffverarbeitungswerk zwischen Mühlhausen und Wiesensteig entgegen dem Schichtenfallen aus. Die stärkste davon liefert 20—60 Sekundenliter, die im Werk Mühlhausen zur Albwasserversorgung verwendet werden. Diese Quelle hat über 20 m Kalktuff abgesetzt. Sie hat von allen Quellen im Südwesten unseres Gebiets, die vom südlichen Albkörper her das Karstwasser zugeleitet bekommen, die am tiefsten gelegene Austrittsstelle. Hierher müssen besonders starke Wasserläufe das Karstwasser von einem wahrscheinlich noch südlich von Hohenstadt gelegenen Gebiet herleiten, denn die Karstwasserscheide liegt wahrscheinlich ziemlich südlicher als die orographische (Wager [79]). Die Höhenlage des Ausflusses stimmt ungefähr mit der Schichtgrenze α/β überein, so daß ich sie auch als Schichtquelle ansehe. Weitere starke Quellen, die vom Karstwassergebiet des südlichen Albkörpers gespeist werden, sind die am Neidlinger Wasserfall, am Filsursprung, die bei Unterdrackenstein im Gostal und die Ditzquellen.

Ob eine Beziehung zwischen der Filstalstörung und dem Ditzenbacher Säuerling besteht, ist nicht zu beweisen, jedoch sehr wahrscheinlich. Wie die gewaltigen Verstürzungen am Galgenberg zeigen, ist das Gebiet tektonisch stark gestört. Durch die starke Gesteinszerrüttung wird der Aufstieg der Kohlensäuregase befördert, deren Auftreten als Nachwirkung des tertiären Albvulkanismus anzusehen sind.

Das vermutete Alter der Störungen.

Für die Beurteilung der Altersfrage der Störungen konnten in unserem Gebiet keine festen Anhaltspunkte gewonnen werden. Mit den Feuersteinlehmen (siehe oben), denen von Roll (64) eozänes Alter zugeschrieben wird, ist nichts zu machen, da sie nur an einem Punkt bei Westerheim schon außerhalb des bearbeiteten Gebiets liegen. Das morphologische Heraustreten der tektonischen Verlagerung auf den Hochflächen spricht zunächst für ein verhältnismäßig junges Alter. Andererseits hat Reich (62) im benachbarten Urach—Kirchheimer Gebiet nachgewiesen, daß die Züge der Landschaft der Albhochfläche seit dem

download www.zobodat.at

Obermiozän keine wesentlichen Änderungen mehr erlitten haben und daß die Tektonik der Erkenbrechtsweiler Halbinsel prävulkanisch ist. Demzufolge könnten wir auch die Tektonik des Filsgebietes ins Präobermiozän zurückverlegen, ohne daß uns dabei die morphologische Unausgeglichenheit, die auch das Gebiet der Erkenbrechtsweiler Halbinsel charakterisiert (hier handelt es sich allerdings um beträchtlich höhere Verwerfungsbeträge), im Wege stehen würde. Die Altersfeststellung der Tektonik in meinem Gebiet ist auch deshalb besonders schwierig, weil die Sprunghöhen durchweg nieder sind.

Die obersten Weiß-Jura-Schichten (Ulmensisschichten bis Hangende Bankkalke) mit mehreren 100 m Mächtigkeit fehlen unserem Gebiet. Diese Tatsache spricht für eine starke Abtragung des Gebiets vor der Tektonik. Nun konnte Roll nachweisen, daß eine kräftige Abtragung schon im Voreozän die Hangenden Bankkalke in den meisten Teilen der Alb entfernte und im Eozän vollends eine Einebnung erfolgte. Es bliebe uns also noch das Zeitintervall vom Eozän bis zum Obermiozän. Mayer (49) konnte in dem benachbarten Laichinger Gebiet, für die von Ingstetten nach Treffensbuch verlaufende Kliffstörung, die in der Streichrichtung mit den ONO verlaufenden Störungen meines Gebiets übereinstimmt, ein oligozänes Alter wahrscheinlich machen. Mir ist, nach dem oben gesagten, auch für die Tektonik unseres Gebiets die Zeit vom Oligozän bis zum Obermiozän am wahrscheinlichsten und im Hinblick auf die Alpen einleuchtend. H. Philipp (56) spricht der schwäbischen Richtung in der Anlage jungmiozänes Alter zu; sie soll jedoch bis in jüngste Zeiten nachwirken. Heinzelmann (39) legt sie als pliozän-altdiluvial fest.

Bemerkungen zur Morphogenie.

Eine auffallende Erscheinung in vielen Teilen der Alb ist das morphologische Heraustreten der Schüsseln, in denen geschichtete Sedimente des oberen Weißen Jura in den Massenkalk eingelagert sind oder waren. Die Schüsseln sind heute wieder als solche herausgearbeitet und die Sedimente ganz oder teilweise weggeführt. Die Ausräumung ist z. B. im Lauchertgebiet nach Roll im Mittelmiozän erfolgt. Die Erosion geschichteter Teile und das Stehenbleiben des Massenkalkrandes ist auch im Laichinger—Blaubeurer Albteil ausgeprägt (49). Hier sind sogar Subeumelaschichten zum Teil ausgeräumt, also auch die eigentlich in Restlücken im Massenkalk liegenden Schichten. Im Filsgebiet ist bis Westerheim das umgekehrte Bild vorhanden. Hier liegen die Schichten der Subeumelazone bis zu den Ulmensisschichten auf Geländeerhebungen, während die Mulden und Talläufe überall Massenkalk zeigen. (Ein Blick auf die geologische Karte 1 : 50 000 Blatt Heidenheim zeigt im Nordteil des Blattes im Aalbuch überall auch dasselbe Bild.) Warum sind in unserem Gebiet gerade die mit doch weicheren geschichteten Sedimenten belegten Restlücken und Muldenfüllungen in geschlossener Form als Kappen auf den

download www.zobodat.at

Höhenzügen erhalten und die Gebietsstreifen mit vorwiegend hartem Massenkalk daneben meist an Talhängen und Einmuldungen? Eine sichere Erklärung dieser Erscheinung kann ich nicht geben. Vielleicht gab es im Filsgebiet schon eine vortektonische Verkarstung? Die Möglichkeit einer frühtertiären Verkarstung auf der Alb beweisen die Spaltenfüllungen mit Bohnerzen und Fossilresten. Diese Verkarstung hätte im Bereich des Massenkalks naturgemäß am schnellsten vorwärtsschreiten können. Durch die Tieferlegung des Filsgebiets begünstigt, konnte dann vielleicht erst in nachtektonischer Zeit eine oberflächliche Entwässerung mit Talbildung aufkommen, die dann hauptsächlich den von der Karstzeit herstammenden Einbrüchen und Mulden gefolgt wäre. Während vielleicht in der Nähe der Erosionsbasis im Süden schon früh die Talbildung eingesetzt hat, herrschte im Norden noch Verkarstung. Es ist auch zu bedenken, daß Verkarstung erst bei einer gewissen Höhenlage möglich ist. Die Täler wären dann erst in späterer Zeit zurückgeschritten. Damit ließen sich vielleicht die Unterschiede in der Art der Ausräumung erklären. Wo Flußläufe Schüsseln oder Restlücken angeschnitten haben, wurden diese dann rein erosiv schnell ausgeräumt und dies führte zur Verbreiterung des Tales an der betreffenden Stelle. Das Ganze soll nur ein Erklärungsversuch sein. Beweisen kann ich es nicht.

Als Entstehungszeit der morphologischen Hauptzüge der heutigen Albhochfläche dürfen wir wohl in Anlehnung an die Verhältnisse in anderen Teilen der Alb (Urach—Münsingen, Lauchertgebiet) auch für unser Gebiet das Obermiozän annehmen. Die postmiozäne Umgestaltung würde sich also in der Hauptsache auf die Vertiefung und Herausarbeitung der Talläufe beschränken. Die erste Anlage der meisten der linksseitigen Nebentäler der oberen Fils geht wohl weit zurück. Diese Talrichtung hielten vielleicht schon die zum Lonesystem gehörenden, zur Donau entwässernden Bäche ein? Den Oberlauf der Fils selbst führe ich auf tektonische Anlage zurück, sowie alle übrigen ONO gerichteten Talstücke. Sie sind in der Anlage wahrscheinlich jünger als das System der NW gerichteten Paralleltäler und waren eigentlich erst möglich nach der Neckartalbildung. Für ein höheres Alter der NW-Täler spricht auch der zum Teil sehr breite und ausgereifte Talquerschnitt z. B. im Gruibinger Tal und das schwache, ausgeglichene Gefälle der Bäche. Mit der heutigen Länge des Tales läßt sich die Form nicht in Einklang bringen. Die Talläufe am Albrand sind alle geköpft. Die breiten, wannenförmigen Talschlüsse (besonders gut ausgeprägt zwischen Kornberg und Wiesenberg) beweisen dies. Sehr jung sind das enge Filstal von Mühlhausen aufwärts und die rechtsseitigen Nebentäler. Die linken Nebenflüsse der Fils haben, als der Trauf noch weiter im Norden lag, sicher ebenfalls weiter nach Norden gereicht und müssen zu jener Zeit bedeutend größere Wassermassen der Fils zugeführt haben als heute, denn die heutigen schwachen Bäche allein konnten die gewaltige Ausräumung der Täler nicht herbeiführen. Dies gilt in besonderem Maße für das Gruibinger Tal. Wir sehen hier einen Kampf um die Wasserscheide sich abspielen unter den Trabanten ein und desselben Flusses. Die am Trauf direkt

download www.zobodat.at

nordwärts eilenden Bäche sind unzweifelhaft die Überlegenen. Auf ein höheres Alter des Systems der Paralleltäler weisen auch noch andere morphologische Elemente hin. Dazu gehören die γ-Flächen.

Auf die starken petrographischen Unterschiede zwischen den geschlossenen β-Kalken und den darauf folgenden, mächtigeren γ-Mergeln ist die Herausbildung der sogenannten „γ-Flächen" und „β-Stufen" zurückzuführen. GRADMANN (33) hat die Verbreitung dieser γ-Flächen am Albtrauf aufgezeigt. Er konnte nachweisen, daß das typische Bild derselben von Reutlingen bis zum Bosler fehlt, um dann wieder in der Gegend von Göppingen, Geislingen und Gmünd in Erscheinung zu treten. „Die Zerstörung an der mittleren Alb ist auf die Zerstörung des Neckars zurückzuführen, der gerade auf dieser Strecke besonders stark dem Trauf sich genähert hat und mit seiner diluvialen Talvertiefung auch auf die Nebenflüßchen anregend gewirkt hat" (GRADMANN). Auf der Übersichtskarte kommt der Gegensatz zwischen dem Einzugsgebiet der Kirchheimer Lauter und dem der Fils sehr gut zum Ausdruck. Das kleine Lautersystem hat sich mit der Lindach einen tiefen und breiten Einschnitt geschaffen in Form des Neidlinger Talkessels; die Lauter und ihre Nebenflüßchen fließen auf kurzer Laufstrecke und mit sehr starkem Gefäll im Oberlauf zum Neckar. Das Einzugsgebiet der Fils ist dagegen bedeutend größer; ihr Oberlauf hat eine weit ausgedehnte Halbinsel aus dem Albkörper herausgeschnitten und diese ist wieder von einer Reihe von Paralleltälern zerfurcht. Das Gefäll von Haupt- und Nebenflüssen ist besonders im Oberlauf, bedingt durch die weite Entfernung der Quellbäche von der Erosionsbasis des Neckars, durchschnittlich viel schwächer als das des Lautersystems. Im Gebiet der Lauter ist der Steilrand schroff, die γ-Flächen fehlen; im Filsgebiet sind diese gut ausgeprägt. Wir sehen, die Erklärung GRADMANNS ist sehr treffend für die Verhältnisse unserer Gegend.

Die ausgedehnten γ-Flächen sind auf den Albrand beschränkt. Dazu gehören: Die Flächen östlich vom Bosler, diejenigen am Kornberg und die größte und morphologisch am besten heraustretende des Sielenwang. Kleinere sind noch in dem Gebiet der linken Nebenflüsse zu finden. Das Gebiet der „Halbinsel" ist stärker zertalt und an den Talrändern stärker abgetragen als die rechte Talseite der Fils. Diese wird vom Fluß stärker zurückgedrängt; viele starke Quellen spenden das Wasser für die mit starkem Gefälle dahineilenden Quellbäche. Infolge der raschen Zurückdrängung der Talwand kann sich hier keine γ-Fläche ausbilden. Doch ist auch hier im Bereich des β ein schroffer Steilanstieg, oft mit steiler Felsenmauer, an den Hängen zu beobachten, worauf im γ eine Verflachung eintritt. Die morphologische β γ-Grenze kommt, sofern sie noch in den Bereich des Wiesengürtels oder der Heideflächen zu liegen kommt, wie es im oberen Filstal von Mühlhausen aufwärts der Fall ist, als gut erkennbare Linie zum Vorschein. Für die Kartierung bei fehlenden Aufschlüssen gibt hier die Morphologie gute Fingerzeige. Demgegenüber finden wir auf der Halbinsel nur Quellen mit durchschnittlich schwächerer Wasserschüttung. Eine Folge dieser Erschei-

download www.zobodat.at

nung ist die Beschränkung der größeren Kalktuffvorkommen auf das Gebiet der südlichen Nebenflüsse und der obersten Strecke des Haupttales von Mühlhausen an.

Auf dem Gebiet der Halbinsel konnten sich infolge der schwächeren Wirkung der jungen Erosion die γ-Flächen auch in den Talläufen erhalten. Als Beispiele mögen folgende, im Landschaftsbilde gut hervortretende Orte dienen: Am Regenbogen an den Quellen des Schöntalbaches, westlich über dem Bahnhof Mühlhausen, über der Rößgumpe bei Gruibingen, der Meisenlauh südlich Gruibingen. Betrachtet man die Lage dieser kleineren Ebenheiten an den Hängen der Höhenrücken, so fällt auf, daß sie fast immer über der Stelle auftreten, wo im Tal zwei Wasserläufe zusammenfließen, also am Sporn der Bergrücken. Dies bekräftigt die Ansicht Gradmanns, daß als wichtiger Faktor bei der Bildung der γ-Flächen Flußarbeit beteiligt war zu einer Zeit als die Alb noch nicht in dem Maße verkarstet war wie heute. Mit Schotterfunden kann der Beweis dafür nicht angetreten werden, denn es gelang mir nicht, solche zu machen.

Im Gebiet der Halbinsel ist an den oberen Talhängen, am Übergang zur Hochfläche, vielfach eine weitere Ebenheit zu erkennen. Diese liegt in der Höhe der Mergelschichten ober- und unterhalb der Balderusbänke und auch noch in den zum Teil stark mergeligen unteren Schichten der δ-Schwammkalke. Sie ist im Verlauf des Buchrückens vom Burgstall bis Mühlhausen gut zu erkennen. Die Felsen über Mühlhausen sind harter Massenkalk, weiter westlich ist die Verflachung wieder gut erkenntlich. Auch auf dem Wolfbühl ist sie schön zu sehen. Hier bildet sich über den harten Bänken des oberen eine Stufenkette aus. Es lassen sich also in unserem Gebiet zwei, durch den Gesteinscharakter bedingte Verebnungsflächen, d. h. Stufen, unterscheiden: Die erste im Bereich des Unter- und Mittel-γ und die zweite in den mergeligen Schichten ober- und unterhalb der Balderusbank.

Bei Hohenstadt, an der bei Höhe 795 eingezeichneten Kiesgrube, liegen alte Flußschotter, die fast ausschließlich aus Massenkalk bestehen. Sie stammen von einem alten Flußlauf (wohl obermiozänen bis pliozänen Alters). Dies ist die einzige Stelle, wo ich auf der Hochfläche Schotter fand.

Schriftenverzeichnis.

Abkürzungen:

1. Centr.-Bl. = Central-Blatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie.
2. Geolog. u. pal. Abh. = Geologische und paläontologische Abhandlungen.
3. J. d. V. f. N. = Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg.
4. N. J. f. M. = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie.
5. Ob. Geol. V. = Jahresbericht und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins.
6. Z. d. Geol. Ges. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.
7. Pal. = Paläontographica.

download www.zobodat.at

1. AMMON, L. VON: Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau. 1875.
2. BERCKHEMER, F.: Eine vorläufige Mitteilung über den Aufbau des Weißen Jura ε in Schwaben. J. d. V. f. N. Bd. 69. 1913.
3. — Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg 1 : 50 000 (Blatt Heidenheim). 2. Aufl. 1924.
4. — Beschreibung wenig bekannter und neuer Ammonitenformen aus dem oberen Weiß Jura in Württemberg. J. d. V. f. N. 1922.
5. — Der Weiße Jura ε. J. d. V. f. N. Bd. 75. 1919.
6. — Die im Gebiete des Blattes Heidenheim zutage tretenden Gesteine. J. d. V. f. N. 1924.
7. BEURLEN, K.: Über Brachyuren und Anomurenreste des Schwäbischen Jura. N. J. f. M. Beil.-Bd. 52. 1925.
8. — Stratigraphische Untersuchungen im Weißen Jura Schwabens. N. J. f. M. Abt. B, Beil.-Bd. 56. 1926.
9. — Über den *Perisphinctes bifurcatus* QU. N. J. f. M. Beil.-Bd. 53. 1925.
10. — Die Gattung Rasenia im Schwäbischen Jura. Centr.-Bl. 1924.
11. — Zur Systematik der Perisphincten. Centr.-Bl. 1926.
12. BRÄUHÄUSER, M.: Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg 1 50 000 (Blatt Kirchheim). 1922.
13. BRÖSAMLEN, R.: Beitrag zur Kenntnis der Gastropoden des Schwäbischen Jura. Pal. Bd. 56. 1909.
14. BUBECK, W.: Stratigraphie und Tektonik bei Fridingen und Mühlheim im Donautal. Dissertation. Tübingen 1933.
15. BURCKHARDT, C.: Faunes jurassiques et crétaciques de San Pedro del Gallo. Bol. del Inst. geol. de Mexico. Bd. 29. 1910.
16. CHOFFAT, P.: Description de la Faune jurassique de Portugal. 1893.
17. CLOOS, H.: Brüche und Falten. Die Naturwissenschaften. 1931.
18. DEEKE, W.: Der Zusammenhang zwischen Flußlauf und Tektonik. Fortschr. der Geol. u. Pal. Heft 16. 1926.
19. DIETERICH, E.: Geologische Untersuchungen im Weißen Jura β in Württemberg (Ries bis Lochengebiet). Dissertation. Tübingen 1932.
20. DORN, P.: Beiträge zur Geologie des Frankendolomits. Z. d. Geol. Ges. Bd. 78. 1926.
21. — Die Ammoniten des untersten Malm der Frankenalb. Pal. Bd. 73/74. 1930.
22. DUMORTIER et FONTANNES: Description des ammonites de la Zone à ammonites tenuilobatus de Crussol. 1876.
23. ENGEL, TH.: Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. 1908.
24. FAVRE, E.: Description des fossiles de la montagne de Voirons. Mémoire de la soc. pal. de suisse. Geneve 1875.
25. — La zone à ammonites acanthicus dans les alpes de la suisse et de la savoi. Mémoire de la soc. pal. suisse. Bd. 4. Geneve 1877.
26. — Description des fossiles des couches tithoniques des alpes fribourgoises. Mémorie de la soc. pal. suisse. Bd. 6. Geneve 1880.
27. FISCHER, E.: In welchen Meerestiefen haben sich unsere Juraschichten gebildet. J. d. V. f. N. Bd. 68. 1912.

download www.zobodat.at

28. FISCHER, E.: Geologische Untersuchungen des Lochengebiets bei Balingen. Geolog. u. pal. Abh. Bd. 11. 1913.
29. FISCHER, H.: Neues zur Malmstratigraphie. J. d. V. f. N. Bd. 78. 1922.
30. FONTANNES, F.: Description des ammonites des calcaires du chateau de Crussol. 1879.
31. FUCHS, B.: Stratigraphie und Tektonik im Gebiet der unteren Bära bei Egesheim und des Lippach bei Mahlstetten. Dissertation. Tübingen 1934.
32. GEMELLARO, G.: Sopra alcune faune giuresi e liasiche della Sicilia. Palermo 1872/1882.
33. GRADMANN, R.: Süddeutschland. 2. Band (Schwäbische Alb). 1931.
34. GRÜNVOGEL, E.: Geologische Untersuchungen auf der Hohenzollernalb. Dissertation. Tübingen 1914.
35. GOLDFUSS, A.: Petrefacta germaniä. 1834/1840.
36. HAAS, H.: Etude monographique et critique des brachiopodes rhéties et jurassiques des alpes vaudoises. Mémoire de la soc. pal. suisse. Bd. 11. 1885.
37. — Kenntnis der jurassischen Brachiopodenfauna des schweizerischen Juragebietes und seiner angrenzenden Landesteile. Abh. der schweiz. Pal. Gesellsch. Bd. 16. 1889.
38. HAIZMANN, W.: Der Weiße Jura γ/δ in Schwaben. N. J. f. M. Beil.-Bd. 15. 1902.
39. HEINZELMANN, K.: Tektonische Untersuchungen im Vorland der mittleren Schwäbischen Alb. 1935.
40. HENNIG, E.: Strukturelle und skulpturelle Züge im Antlitz von Württemberg. 1920.
41. — Geologie von Württemberg nebst Hohenzollern. 1923.
42. KEHRER, W.: Beiträge zur Geologie der Geislinger Alb. Prüfungsarbeit. Tübingen 1928.
43. KOLB, R.: Die Kieselspongien des Schwäbischen Weißen Jura. Pal. Bd. 57. 1910.
44. LANG, R.: Vorbergbildung und Tektonik am Nordrand der Schwäbischen Alb. Z. d. Geol. Ges. 1913.
45. DE LORIOL, P.: Monographie pal. des couches de la zone à ammonites tenuilobatus de Baden. 1876/1881.
46. — L'oxfordien supérier et moyen du jura bernois. 1896.
47. — L'oxfordien supérier et moyen du jura Ledonien. 1902/1904.
48. LOTZE, H.: Über Zerrungsformen. Geologische Rundschau. 1931.
49. MAYER, A.: Geologie und Morphologie der Schwäbischen Alb zwischen Laichingen und Blaubeuren. Dissertation. Tübingen 1934.
50. MEYER, H. VON: Die Prosoponiden der Familie der Maskenkrebse. Pal. Bd. 7. 1860.
51. MÖSCH, C.: Geologische Beschreibung des Aargauer Jura und der nördlichen Gebiete des Kantons Zürich. Beitrag zur Geologischen Karte der Schweiz. Bd. 4. 1867.
52. MÜLLER, L.: Untersuchungen über statistische Kluftmessungen. Geologie und Bauwesen. 1933.

download www.zobodat.at

53. NEUMAYR, M.: Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. Abh. d. K. K. Geol. Reichsanst. Bd. 5. 1873.
54. OPPEL, A.: Über jurassische Cephalopoden. Pal. Mitt. aus dem Museum des K. Bay. Staates. Bd. 3. 1863.
55. D'ORBIGNY, A.: Paléontologie française. 1. série: Terrains jurassiques. Bd. 1. 1842.
56. PHILIPP, H.: Das ONO-System in Deutschland. Abhandlungen der Heidelberger Akademie der Wissenschaften. 1931.
57. QUENSTEDT, F.: Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. Bd. 3: Der Weiße Jura. 1887/88.
58. — Der Jura. 1858.
59. — Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Blatt 26 (Göppingen). 1867. Mit Nachtrag. 1901.
60. — Petrefaktenkunde Deutschlands. 2. Band: Brachiopoden; 3. Band: Echiniden.
61. REGELMANN, C. und K.: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte von Südwestdeutschland 1 : 600 000. 1919.
62. REICH, H.: Stratigraphische und tektonische Studien im Uracher Vulkangebiet. Dissertation. Freiburg i. Br. 1915.
63. ROLL, A.: Die Stratigraphie des oberen Malm im Lauchertgebiet (Schwäbische Alb) als Unterlage für tektonische Untersuchungen. Dissertation. Tübingen 1930.
64. — Geologie der Albhochfläche. Ob. Geol. V. 1934.
65. — Form, Bau und Entstehung der Schwammstotzen im süddeutschen Malm. Paläont. Zeitschr. Bd. 16. 1935.
66. SALFELD, H.: Monographie der Gattung Cardioceras. Z. d. Geol. Ges. 1915.
67. SCHALCH, F.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Baden. Blatt 145 (Wiechs—Schaffhausen), 1916; Blatt 158 (Destetten—Schaffhausen), 1921; Blatt 157 (Grießen), 1922.
68. SCHINDEWOLF: Entwurf einer Systematik der Perisphincten. Centr.-Bl. 1926.
69. SCHMIERER, TH.: Das Altersverhältnis der Stufen ε und ζ des Weißen Jura. Z. d. Geol. Ges. Bd. 54. 1902.
70. — Über die stratigraphische Unselbständigkeit der Stufe ε des Schwäbischen Weißen Jura. Jahrb. der K. Preuß. Geolog. Landesanstalt. Bd. 35. 1914.
71. SCHNEID, TH.: Geologie der Fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg an der Donau. Geognostische Jahreshefte. Bd. 27. 1914/15.
72. SCHWINNER, R.: Scherung, der Zentralbegriff der Tektonik. Centr.-Bl. 1924.
73. SIEMRADZKI, V. VON: Monographische Beschreibung der Ammonitengattung Perisphinctes. 1899.
74. STAHLECKER, R.: Brauner Jura und Tektonik im Kirchheim—Uracher Vulkangebiet. Dissertation. Tübingen 1926.
75. STÄSCHE, K.: Die Pektiniden des Schwäbischen Jura. Geolog. u. pal. Abh. 1926.
76. STIELER: Ein Beitrag zum Kapitel „Klüfte" Centr.-Bl. 1922.
77. VOLZ, E.: Geologie des Honauer Tals. Prüfungsarbeit. Tübingen 1930.

download www.zobodat.at

78. WAGER, R.: Über Vorkommen von Quarzsanden in Gesteinsklüften der mittleren Alb und daran anknüpfenden Fragen des Karstwassers. Ob. Geol. V. 1932.
79. — Die Gestaltung der Karstwasserscheide in der mittleren Schwäbischen Alb. Ob. Geol. V. 1935.
80. WAGNER, G.: Junge Krustenbewegungen im Landschaftsbilde Süddeutschlands. 1929.
81. — Zur Geschichte der Flüsse am Albtrauf. J. d. V. f. N. 1927.
82. — Morphologische Grundfragen im süddeutschen Schichtstufenland. Z. d. Geol. Ges. 1927.
83. WEGELE, L.: Stratigraphische und faunistische Untersuchungen im Oberoxford und Unterkimmeridge Mittelfrankens. Pal. Bd. 71/72.
84. WEIGER, K.: Beiträge zur Kenntnis der Spaltenfüllungen im Weißen Jura auf der Tübinger, Uracher und Kirchheimer Alb. Dissertation. Tübingen 1908.
85. WEPFER, E.: Die Gattung Oppelia im süddeutschen Jura. Pal. Bd. 59. 1913.
86. ZITTEL, K.: Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. Pal. Mitt. aus dem Museum des K. Bay. Staates. Bd. 2. 1868.
87. — Die Fauna der älteren cephalopodenführenden Tithonbildung. Paläont. Suppl. 2 (1 und 2). 1870.
88. — Grundzüge der Paläontologie. Neu bearbeitet von F. BROILI. Bd. 1. 1924.

Tabelle 1. Verbreitung der Gattungen mit Leitformen in Weiß Jura und δ.

| | | |

Tabelle 2. Übersicht über die Zonen- und Faunenfolge im Weißen Jura γ im Filsgebiet.

		Leitbänke	Fossilfolge	Fazies
Ober-γ 13—15 m	Zone des *Oecotraustes dentatus*	Balderusbänke	*Idoceras Balderus, Perisphinctes Ernesti*	Kalkbänke
		Ammoniten-lumachellen	*Physodoceras Uhlandi*	Mergel
		Pseudomonotis-Bank	Ganze Zone: *Perisphinctes Crussoliensis*-Gruppe, Strebliten *(tenuilobatus, levipictus, Weinlandi), Rasenia striolaris, R. Frischlini, R. trifurcata,* Simoceraten, *Oppelia Strombecki*	Dichtgepackte Kalke
		Lacunosen-Stotzen	Unten: Ataxioceraten, *Physodoceras iphicerum, Rasenia stephanoides, Oppelia nuda* Qu., *O. nudocrassata* Qu., *Terebratulina substriata*	Kalkbänke mit Mergellagen
		Pseudomonotis-Bank		
Mittel-γ 13—15 m	Zone des *Ataxioceras Güntheri*	1. Strebliten	Oben: Strebliten *(tenuilobatus, levipictus, Frotho), Physodoceras microplus, Rasenia involuta, R. striolaris, Sutneria cyclodorsata, Oppelia nudocrassata, O. nuda*	Einzelne Kalkbänke in starken, weichen Mergellagen
		Ochetoceras Gümbeli	Ganze Zone: Ataxioceraten, *Perisphinctes Achilles*-Gruppe, *P. breviceps, Physodoceras binodum, Ph. iphicerum, Rasenia stephanoides, Oppelia* cf. *sub-Nereus, Disaster granulosus, D. carinatus, Terebratulina substriata, Waldheimia friesensis*	
			Unten: *Ataxioceras effrenatum, Ochetoceras Gümbeli*	
Unter-γ 9—11 m	Zone der *Sutneria platynota*	Ammoniten-lumachellen	Ganze Zone: Gruppe des *Ataxioceras desmoides*, Gruppe des *Perisphinctes uresheimensis*, Gruppe des *P. Achilles*, Gruppe des *P. wemodingensis; Perisphinctes virgulatus, Physodoceras circumspinosum, Ph. binodum, Ph. Altenense, Oppelia sub-Nereus, Rasenia fascigera*	Kalkbänke und starke Mergel
				Dichtgepackte, helle Kalke
				Kalkbänke mit Mergellagen

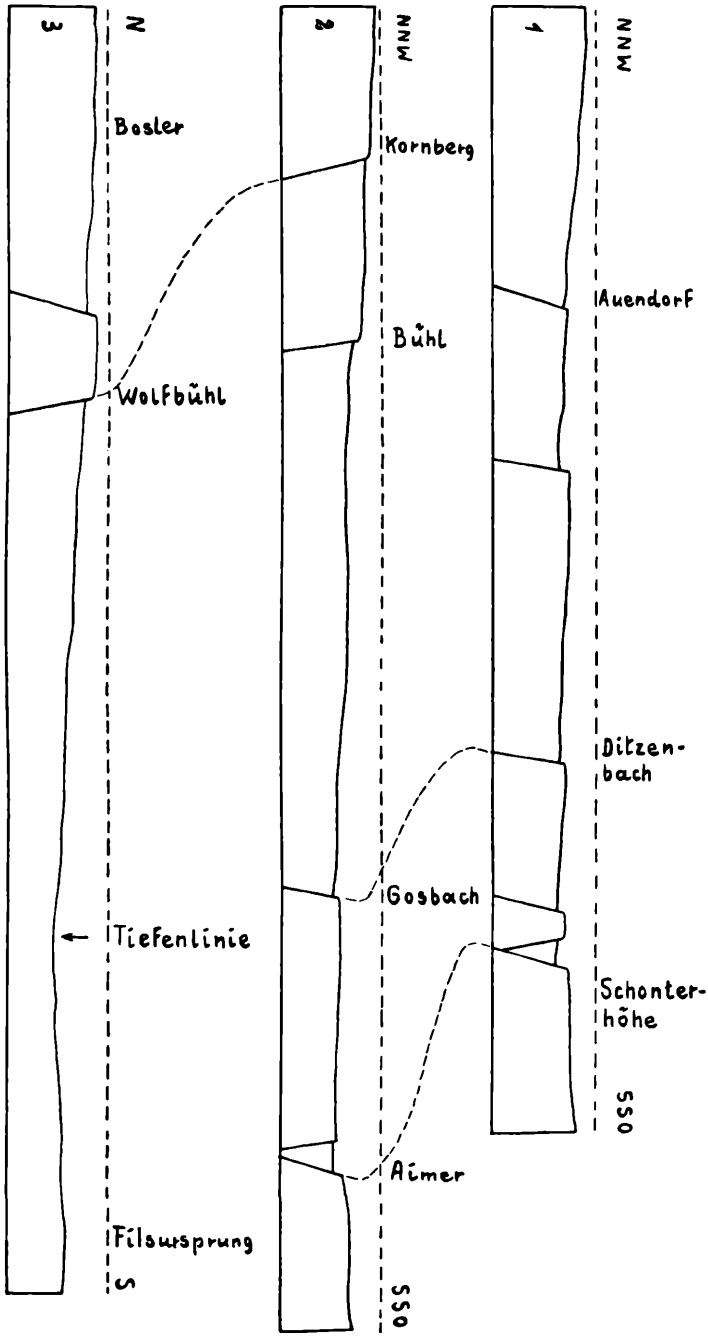
download www.zobodat.at

Tabelle 3. Vergleichend stratigraphische Tabelle.

Filsgebiet	Mittelfranken (nach WÄGELE, verändert)			
		Leitfossilien	Durchgehende Verbreitung	Fazies
Zone des *Oecotraustes dentatus* 13—15 m	Zone des *Oecotraustes dentatus* 12—14 m	*Perisphinctes Ernesti* *Physodoceras Uhlandi* *Idoceras Balderus*	*Ataxioceras Lothari* *inconditum* Strebliten *Rasenia striolaris*	dickbankige Kalke
		Perisph. Crussoliensis-Gruppe, Hauptverbreitung		1 m Mergelserie
		Hauptlager von *Pseudomonotis similis*		dickgepackte, graue Kalke mit teilweise Mergelzwischenlagen
Zone des *Ataxioceras Güntheri* 13—15 m	Zone des *Ataxioceras suberinum* 7—10 m	*Pseudomonotis similis* 1. Strebliten	*Ataxioceras Lothari* *inconditum* *Güntheri* „ *ps. effrenatum* *Physodoceras iphicerum* „ *binodum* *Rasenia Frischlini*	graue, mergelige Kalkbänke
Zone der *Sutneria platynota* 9—11 m	Zone der *Sutneria platynota* 2,5 m		*Perisphinctes uresheimensis*- und *wemodingensis*-Gruppe *Perisphinctes Achilles*-Gruppe *Ataxioceras desmoides*-Gruppe	mergelige Schichten mit einzelnen, festen Bänken
Zone der *Sutneria galar*	Zone des *Idoceras planula*	*Sutneria galar*		hellgraue Kalke mit starken Mergellagen

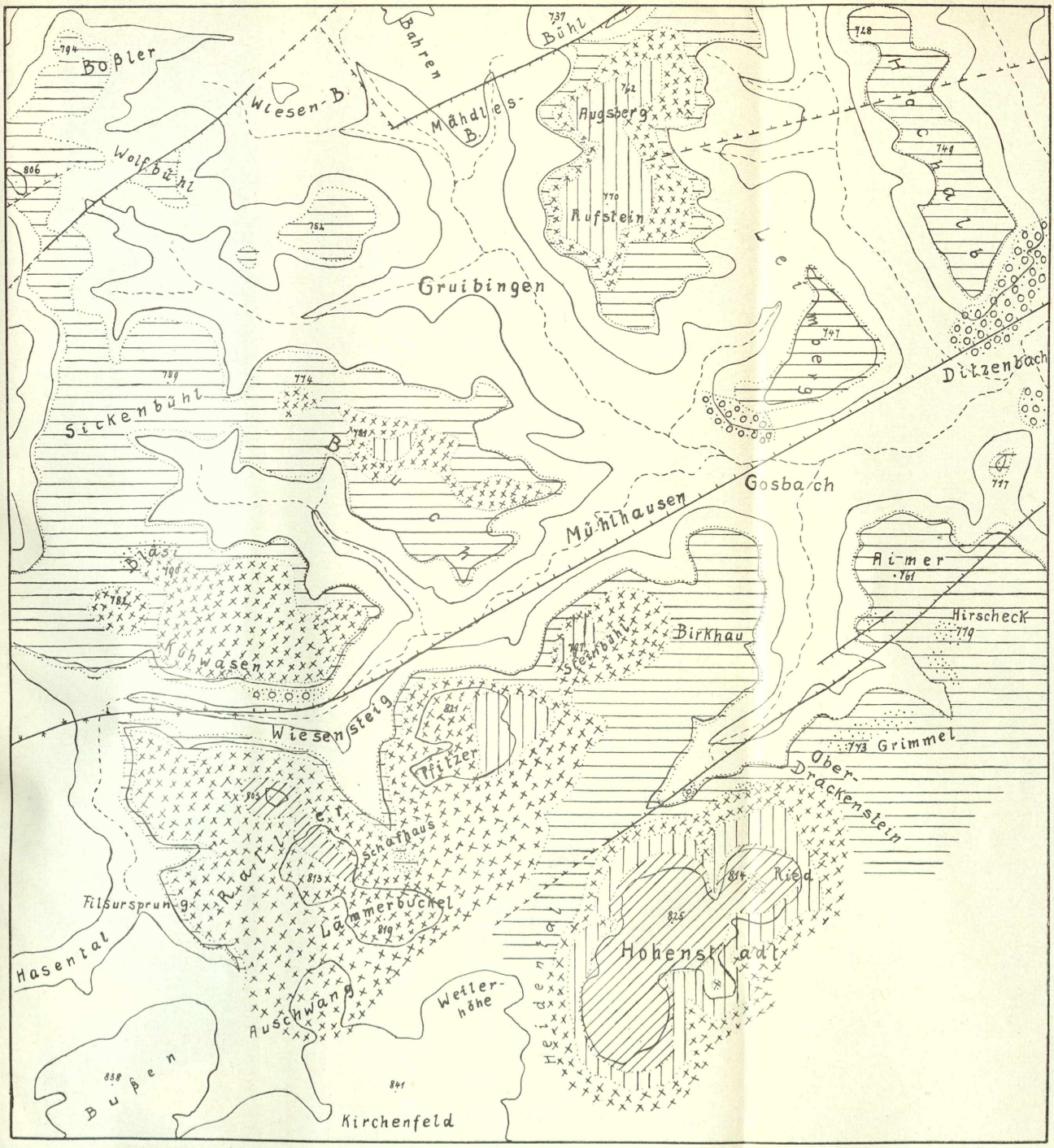
download www.zobodat.at

download www.zobodat.at



Tektonische Profile durch das Obere Filsgebiet, bezogen auf die Schichtgrenze Weiß Jura α/β.
Maßstab 1 50 000, Überhöhung 2½.

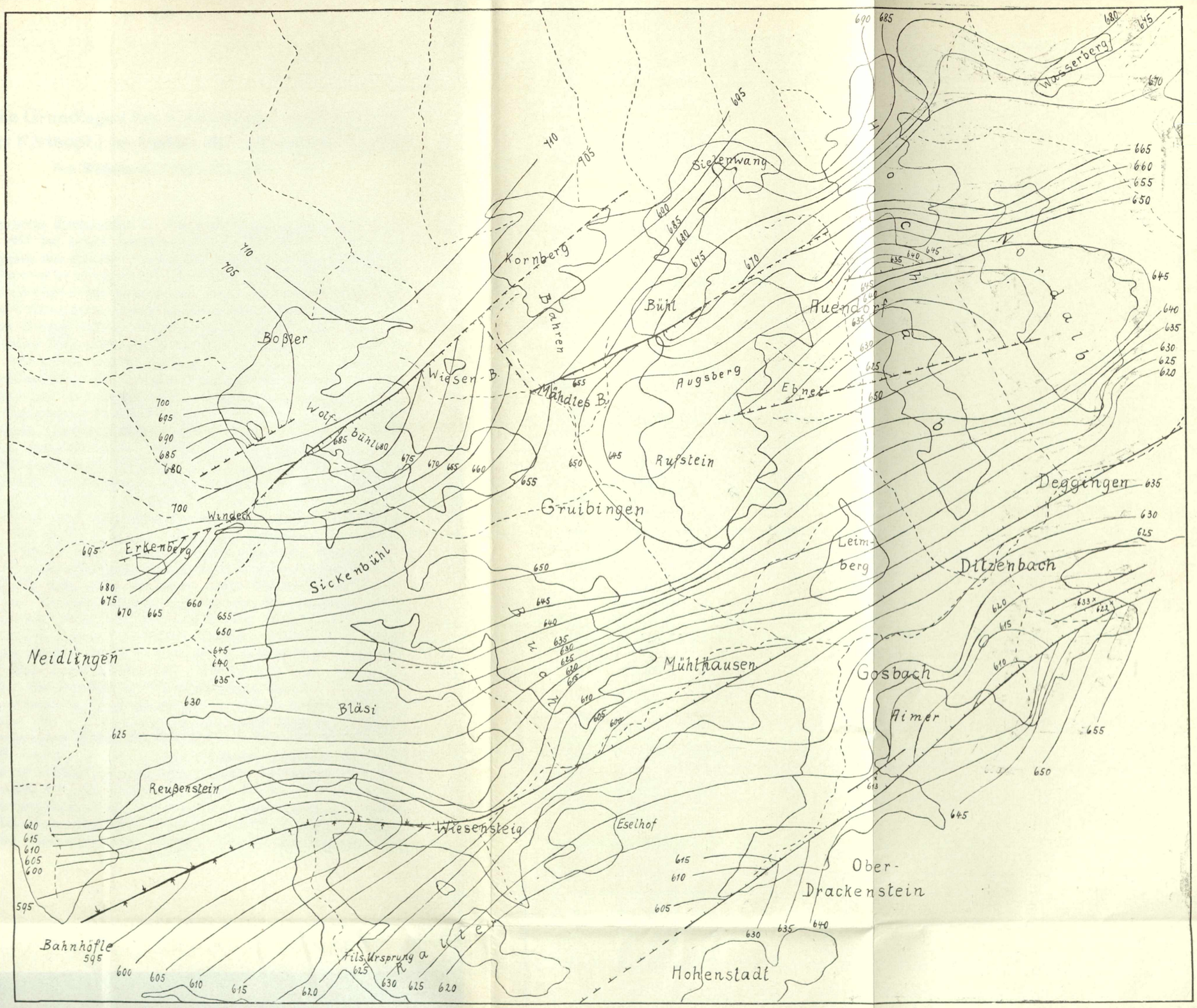
download www.zobodat.at



Geologische Karte des oberen Filsgebiets (Uebersicht) 1:50 000 .

- Weiß Jura δ & δ-Schwammkalk
- Uebergangsschichten & Subeumelazone
- Schuttbankhorizont im obersten-δ
- Bergsturzgebiet
- Massenkalk
- Setatuszone
- Schutt in den Setatusschichten
- 600, 700, 800m Isohypsen
- Verwerfung
- vermutete Verwerfung
- Tiefenlienie
- Flußlauf

download www.zobodat.at



Schichtlagerungskarte 1:50000

Streichlinien bezogen auf die Grenze Weiß Jura α/β, 700 und 800 m Isohypsen, Flußlauf

Verwerfung, vermutete Verwerfung, Tiefenlinie

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg

Jahr/Year: 1936

Band/Volume: 92

Autor(en)/Author(s): Veit Erwin

Artikel/Article: Geologische Untersuchungen im Gebiet des oberen Filstales 74-138