

**Beiträge  
zur Geologischen Karte der Schweiz**

herausgegeben von der  
**Schweizerischen Geologischen Kommission**  
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)  
subventioniert von der Eidgenossenschaft

**Matériaux  
pour la Carte Géologique de la Suisse**

publiés par la  
**Commission Géologique Suisse**  
(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)  
subventionnés par la Confédération

**Materiali per la Carta Geologica della Svizzera**

pubblicati dalla  
**Commissione Geologica Svizzera**  
(Organo della Società Elvetica di Scienze Naturali)  
sovvenzionati dalla Confederazione

**Neue Folge, 115. Lieferung**

Des ganzen Werkes 145. Lieferung

---

# **Das Mesozoikum der Bohrungen Courtion 1 und Altishofen 1**

**(Kt. Fribourg)**

**(Kt. Luzern)**

Mit 10 Textfiguren, 4 Profil- und 7 Phototafeln

Von

**Hermann Fischer und Hanspeter Luterbacher**

Basel

**BERN**

In Kommission bei KÜMMERLY & FREY AG., Geographischer Verlag, Bern

1963

Druck Stämpfli & Cie., Bern

## Vorwort der Geologischen Kommission

Im März 1960, vor Beginn der Bohrarbeiten in Courtion, betraute die BP Exploration S. A. in Fribourg, auf Vorschlag von Herrn Dr. ERNST LEHNER und im Einverständnis mit Herrn Prof. J. TERCIER †, das Geologisch-paläontologische Institut der Universität Basel mit der stratigraphischen Auswertung der mesozoischen Schichtfolge, die mit der Bohrung Courtion I durchfahren werden sollte. Mit Einverständnis der Société d'Intérêts Miniers S. A. wurde den Bearbeitern in verdankenswerter Weise auch das Recht eingeräumt, die stratigraphischen Ergebnisse ein Jahr nach Beendigung der Bohrarbeiten zu publizieren. Ausserdem stellte sie für die Honorierung von Arbeitskräften sowie die Erstellung von Schliffen usw. einen beträchtlichen Betrag zur Verfügung.

Die detaillierte Untersuchung der Bohrmuster, soweit sie das Mesozoikum betreffen, wurde durch die Herren cand. geol. HERMANN FISCHER und HANSPETER LUTERBACHER durchgeführt. Die Schichten des Tertiärs wurden durch das Geologische Institut der Universität Fribourg bearbeitet. Leider war es nicht möglich, dem vorliegenden Text auch ein Kapitel über das Tertiär beizufügen.

Nach der Beendigung der Arbeiten am Mesozoikum von Courtion I erklärten sich die Herren FISCHER und LUTERBACHER bereit, auch die dem Naturhistorischen Museum Basel überlassenen Bohrproben des Mesozoikums der Bohrung Altishofen in gleicher Weise zu bearbeiten und damit zur wissenschaftlichen Auswertung der kostspieligen Aufschlussarbeiten der Erdölindustrie beizutragen. Die Schweizerische Geologische Kommission ist dafür besonders dankbar, da bis jetzt nur ein kleiner Teil der in der Schweiz ausgeführten Tiefbohrungen für die geologische Landesuntersuchung verwertet werden konnte.

Das Manuskript zu diesem Band wurde im Dezember 1961 der Kommission vorgelegt und die Veröffentlichung in der «Geotechnischen Serie» erwogen. Da die vorliegende Arbeit aber die technische Seite der Bohrungen nicht berührt, sondern sich ganz auf die Stratigraphie beschränkt, erschien die Aufnahme in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» als gegeben (Beschluss der Kommission vom 3. März 1962). Wir schliessen daran die Hoffnung, dass die Gesamtbearbeitung dieser und weiterer Tiefbohrungen vorgenommen werde und die Resultate in den «Beiträgen zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie» zur Veröffentlichung gelangen mögen.

Die Belegstücke zu dieser Arbeit werden dem Naturhistorischen Museum Basel übergeben.

Basel, im August 1962.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

*Der Präsident:*

Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT



## Vorwort der Verfasser

Im Rahmen der Erdölexploration im schweizerischen Mittelland und auf Grund ihres Werkvertrages mit der Société d'Intérêts Miniers liess die BP Exploration S.A. Fribourg die Bohrung Courtion 1 abteufen. Zur detaillierteren Untersuchung des durchfahrenen Mesozoikums wurde dabei das Geologisch-paläontologische Institut der Universität Basel um Mithilfe ersucht.

Im Anschluss an Courtion 1 bearbeiteten die Autoren auf Wunsch von Herrn Prof. L. VONDERSCHMITT das Mesozoikum der Bohrung Altishofen 1, da die entsprechenden Untersuchungen durch J. KOPP (1952, 1955 *a, b*) eher summarischen Charakter aufweisen; das vorhandene Gesteinsmaterial erlaubt eine wesentlich feinere lithologische Unterteilung.

Während unserer Untersuchungen konnten wir stets auf die Unterstützung der Herren Proff. L. VONDERSCHMITT und H.-P. LAUBSCHER zählen; Herrn Prof. M. REICHEL danken wir für die Durchsicht der Dünnschliffe und für seine Hilfe bei paläontologischen und stratigraphischen Problemen. Bei den sich besonders in der Trias stellenden mineralogischen und petrographischen Fragen beriet uns Herr Dr. O. GRÜTTER. Der Vorsteher der Geologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums Basel, Herr Dr. E. GASCHE, überliess uns freundlicherweise die Spülproben, Kerne und technischen Unterlagen der Bohrung Altishofen 1.

Ganz besonders möchten wir den Herren Dr. E. LEHNER und J. T. O'B. PERRY von der BP Exploration S.A. Fribourg danken, stellten sie uns doch alle ihre Resultate – sowohl geologischer als auch technischer Natur – zur Verfügung. Besonders mit dem englischen Betriebsgeologen, Herrn PERRY, verband uns eine freundschaftliche Zusammenarbeit.

Dank gebührt ferner einigen Studienkollegen, die uns bei den Untersuchungen geholfen haben; besonders F. STUMM hat sich unter anderem bei der Herstellung der Photographien beteiligt.

## Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
<i>Vorwort der Geologischen Kommission</i> . . . . .	III	III. Lias	
<i>Vorwort der Verfasser</i> . . . . .	V	1. Aalénien . . . . .	13
<i>Inhaltsverzeichnis</i> . . . . .	VII	2. Toarcien-Hettangien . . . . .	14
<i>Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln</i> . . . . .	VII	C. Trias	
<i>Literaturverzeichnis</i>		1. Keuper . . . . .	17
a) Stratigraphie – Paläontologie . . . . .	IX	2. Muschelkalk . . . . .	19
b) Evaporite . . . . .	XI	<i>Bohrung Altishofen 1</i>	
<i>Einleitung</i>		A. Jura	
a) Technische Daten . . . . .	1	I. Malm	
b) Arbeitsmethoden . . . . .	1	1. Kimmeridgien . . . . .	21
c) Bemerkungen zur Legende der Bohrprofile . . . . .	2	2. Séquanien . . . . .	22
<i>Bohrung Courtion 1</i>		3. Argovien . . . . .	23
A. Kreide		II. Dogger	
1. Hauterivien . . . . .	3	1. Callovien . . . . .	24
2. Valanginien . . . . .	4	2. Bathonien-Bajocien . . . . .	25
B. Jura		III. Lias	
I. Malm		1. Aalénien . . . . .	25
1. Purbeckien . . . . .	5	2. Toarcien-Hettangien . . . . .	27
2. Portlandien-Kimmeridgien . . . . .	5	B. Trias	
3. Séquanien . . . . .	7	1. Keuper . . . . .	29
4. Argovien . . . . .	9	2. Muschelkalk . . . . .	30
II. Dogger		<i>Einige Beobachtungen in den Evaporitserien der Trias</i>	32
1. Callovien . . . . .	10	<i>Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse</i> . . . . .	40
2. Bathonien-Bajocien . . . . .	11		

## Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln

### Textfiguren

- Fig. 1. Courtion, 2150 m, Bathonien: Detritus mit verschieden starker ooidischer Umkrustung.
- Fig. 2. Courtion, 2454,25 m, Murchisonae-Schichten: *Onychites* sp.
- Fig. 3. Courtion, Detailprofil aus dem Charmouthien.
- Fig. 4. Altishofen, Detailprofil aus dem Grenzbereich Bajocien—Aalénien.
- Fig. 5. Altishofen, Ausschnitt aus dem Sinémurien.
- Fig. 6. Courtion, 2880,8 m, Trigonodusdolomit: «korrodierte» Anhydritkristalle.

Fig. 7. Altishofen, 2094 m, Trigonodusdolomit: Anhydritkristall mit «Schwammstruktur».

Fig. 8. Altishofen, 2057 m, Keuper: zonierte Dolomitrhomboeder.

Fig. 9. Courtion, 2985,9 m, Anhydritgruppe ? : Quarzkonkretion.

Fig. 10. Altishofen, 1974 m, Keuper: Quarzrosetten.

### Profiltafeln

Tafel 1. Schematische Übersichtsprofile von Courtion 1 und Altishofen 1 (mit Legende).

Tafel 2. Bohrprofil Courtion 1.

Tafel 3. Bohrprofil Courtion 1 (Fortsetzung).

Tafel 4. Bohrprofil Altishofen 1.

### Phototafeln

Tafel 1, Abb. 1. Courtion, 1346,25 m, ob. Hauterivien.

Abb. 2. Courtion, 1406,7 m, ob. Valanginien.

Abb. 3. Courtion, 1403,9 m, ob. Valanginien.

Abb. 4. Courtion, 1500,5 m, Portlandien.

Tafel 2, Abb. 1. Courtion, 1634,0 m, Kimmeridgien.

Abb. 2. Courtion, 1634,25 m, Kimmeridgien.

Abb. 3. Altishofen, 1403 m, Kimmeridgien.

Abb. 4. Courtion, 1722,4 m, ob. Séquanien.

Tafel 3, Abb. 1. Courtion, 2024,2 m, unt. Argovien.

Abb. 2. Courtion, 2061,15 m, Callovien.

Abb. 3. Courtion, 2151,6 m, Bathonien.

Abb. 4. Altishofen, 1851,0 m, unt. Bajocien.

Tafel 4, Abb. 1. Altishofen, 1857,0 m, ob. Aalénien.

Abb. 2. Courtion, 2596,75 m, unt. Lias.

Abb. 3. Altishofen, 1931,0 m, Sinémurien.

Abb. 4. Courtion, 3083,5 m, Muschelkalk (?).

Tafel 5, Abb. 1. Courtion, ob. Valanginien: Trocholen und Textulariellen.

Abb. 2. Courtion, 1532,6 m, Portlandien: Koprolithe von Krabben.

Abb. 3. Courtion, 1722,4 m, ob. Séquanien: *Ventrolamina* sp.

Abb. 4. Courtion, 2454,4 m, ob. Aalénien.

Abb. 5. Altishofen, 1403 m, Kimmeridgien: Hexactinelliden.

Abb. 6. Altishofen, 1952 m, unt. Lias.

Tafel 6, Abb. 1. Altishofen, 2057,3 m, Gipskeuper.

Abb. 2. Altishofen, 2138,0 m, Anhydritgruppe.

Abb. 3. Altishofen, 2146,0 m, Anhydritgruppe.

Abb. 4. Courtion, 2790,4 m, Keuper.

Abb. 5. Courtion, 2831,8 m, Keuper.

Abb. 6. Courtion, 2985,9 m, Muschelkalk (?).

Abb. 7. Altishofen, 2097,7 m, Hauptmuschelkalk.

Abb. 8. Altishofen, 2158,0 m, Anhydritgruppe.

Tafel 7, Abb. 1. Courtion, 2880,7 m, Trigonodusdolomit: verschiedene Anhydritgenerationen.

Abb. 2. Altishofen, 1974,0 m, Keuper: Quarzrosetten.

Abb. 3. Courtion, 2985,9 m, Muschelkalk (?).

Abb. 4. Courtion, 2835,5 m, Keuper: unreiner Anhydrit.

Abb. 5. Altishofen, 2057,0 m, Gipskeuper: zonierte Dolomitrhomboeder.

## Literaturverzeichnis

### a) Stratigraphie – Paläontologie

- AUBERT, D. (1943): Monographie géologique de la Vallée de Joux (Jura vaudois). Mat. Carte géol. Suisse, n. s., 78<sup>e</sup> livr.
- (1947): Rapport entre le faciès des terrains secondaires et les plissements jurassiques. Bull. Lab. Géol., Minéral., Géophys. Univ. Lausanne, 84.
- BARTENSTEIN, H. und BURRI, F. (1954): Die Jura-Kreide-Grenzsichten im schweizerischen Faltenjura und ihre Stellung im mitteleuropäischen Rahmen. Eclogae geol. Helv., 47/2, S. 426–443.
- BERTSCHY, R. (1958): Geologie der Kreide und der Molasse in der Umgebung von Grandson (Kt. Waadt). Eclogae geol. Helv., 51/2, S. 217–263.
- BOVIER, E. (1932): Etude stratigraphique du Lias de la région de Champfromier (Jura français). Diss. Genève, 1931.
- BRÄNDLIN, E. (1911): Zur Geologie des nördlichen Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Frick-Tal. Verh. naturf. Ges. Basel, XXII, S. 57–148.
- BRÖNNIMANN, P. (1955): Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. Micro-paleontology, 1, no. 1, p. 28–51.
- BRÖNNIMANN, P. und NORTON, P. (1960): On the classification of fossil fecal pellets and description of new forms from Cuba, Guatemala and Libya. Eclogae geol. Helv., 53/2, S. 832–841.
- BURRI, F. (1956): Die Rhynchonelliden der Unteren Kreide (Valanginien–Barrémien) im westschweizerischen Jura-gebirge. Eclogae geol. Helv., 49/2, S. 599–702.
- BUXTORF, A. (1907): Geologische Beschreibung des Weissensteintunnels und seiner Umgebung. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 21. Liefg.
- CAROZZI, A. (1948): Etude stratigraphique et micrographique du Purbeckien du Jura Suisse. Diss. Genève.
- (1954): L'organisme «C» J. Favre (1927) est une *Vaginella* portlandienne. Arch. Sc. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève, 7, 2, p. 107–111.
- CAYEUX, L. (1929): Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Mém. expl. Carte géol. dét. France.
- (1931): Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Atlas. Mém. expl. Carte géol. dét. France (réimpr.).
- (1935): Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. (Fondation Singer-Polignac) Paris.
- CUSTER, W. (1928): Etude géologique du Pied du Jura vaudois. Mat. Carte géol. Suisse, n. s., 59<sup>e</sup> livr.
- DELHAES, W. und GERTH, H. (1912): Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Reigoldswil (Baselland) und Oensingen (Solothurn). Geol. pal. Abh., N. F. XI, 1, Jena.
- DEVERIN, L. (1945): Etude pétrographique des minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses. Mat. Géol. Suisse, Sér. géotechn., XIII, 2.
- DISLER, C. (1914): Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden und der Trias beiderseits des Rheins zwischen Rheinfelden und Augst. Verh. naturf. Ges. Basel, XXV, S. 1–127.
- ERNI, A. (1910): Das Rhät im schweizerischen Jura. Eclogae geol. Helv., 11/1, S. 5–54.
- FAVRE, J. et RICHARD, A. (1927): Etude du Jurassique supérieur de Pierre-Châtel et de la chuse de la Balme (Jura méridional). Mém. Soc. pal. Suisse, 46/III, p. 1–39.
- FREI, A. (1952): Die Mineralien des Eisenbergwerks Herznach im Lichte morphogenetischer Untersuchungen. Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie, XIII, 6.
- FREI, E. (1925): Zur Geologie des südöstlichen Neuenburger Jura. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., Liefg. 55/III.
- FRENTZEN, K. (1941): Die Foraminiferenfaunen des Lias, Doggers und unteren Malms der Umgebung von Blumberg (Oberes Wutachgebiet). Beitr. naturkundl. Forsch. Oberrheingebiet, VI, S. 125–402, Karlsruhe.



- GRÜTTER, O. (1940): Die Kluft- und Drusenminerale im Jura Gebirge. In: NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J. und PARKER, R.L.: Die Minerale der Schweizer Alpen I, S. 281–297. Basel.
- HAUBER, L. (1960): Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen (Kt. Baselland). Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 112. Liefg.
- HEIM, ALB. (1919): Geologie der Schweiz, Bd. I: Molasseland und Jura Gebirge. Leipzig.
- HEIM, ARN. (1916): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., Liefg. 20/III.
- HENSON, F.R.S. (1947): New Trochamminidae and Verneulinidae from the Middle East. Ann. Mag. nat. Hist., ser. 11, XIV, p. 605–630.
- ILLING, L.V. (1954): Bahaman calcareous sands. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 38, 1, p. 1–95.
- JORDI, H.A. (1955): Geologie der Umgebung von Yverdon. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 99. Liefg.
- JOUKOWSKI, E. et FAVRE, J. (1913): Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute-Savoie). Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, 37, 4.
- JUILLERAT, E. (1907): Relations entre le Malm du Jura Central et celui du Canton d'Argovie. Diss. Bern, Genève.
- KEHRER, L. (1922): Beiträge zur Kenntnis der Geologie von Olten-Aarburg und Umgebung. Aarau.
- KOPP, J. (1952): Die Erdölbohrung Altishofen. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. und -Ing., 19/57, S. 21–24.
- (1955a): Erdölzeichen in der Trias der Erdölbohrung Altishofen. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. und -Ing., 21/61, S. 1–6.
- (1955b): Die Ergebnisse der Erdölbohrung Altishofen. Mitt. naturf. Ges. Luzern, 17, S. 197–214.
- LAEMMLEN, M. (1958): Lexique stratigraphique international, I, Europe, 5, Allemagne, 5d 2, Keuper. Paris.
- LAGOTALA, H. (1920): Etude géologique de la région de la Dôle. Mat. Carte géol. Suisse, n. s., livr. 46/IV.
- LAUBENFELS, M.W. DE (1955): Porifera. In: Treatise on invertebrate paleontology (ed. R.C. Moore). Part E: Archaeocyatha and Porifera. Lawrence, Kansas.
- LEMCKE, K. (1959): Das Profil der Bohrung Chapelle 1. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. und -Ing., 26/70, S. 25–29.
- LEROY, L.W. (editor) (1950): Subsurface geologic methods (a symposium). Golden, Colorado.
- LIEB, F. (1945): Die Brachiopoden des mittleren Doggers des schweizerischen Juras und ihre stratigraphische Bedeutung. Tätigkeitsber. naturf. Ges. Baselland, 15, S. 118–225. Liestal.
- (1957): Die Ammonitenhorizonte des Aalenien und unteren Bajocien im Tafeljura des oberen Baselsbietes und des Aargaus. Teil 2. Eclogae geol. Helv., 50/2, S. 568–581.
- LUTERBACHER, H. (1961): Über Thuramminen aus dem Oberen Malm der Bohrung Altishofen. Eclogae geol. Helv., 54/2.
- MERKI, P. (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. Eclogae geol. Helv., 54/1, S. 137–220.
- MICHEL, P. et CAILLON, G. (1957): Quelques résultats des sondages exécutés en Savoie par la Régie Autonome des Pétroles. Bull. Soc. géol. France, sér. 6, 7, p. 995–1008.
- MOORE, H.B. (1932): The faecal pellets of the Anomura. Proc. Royal Soc. Edinburgh, LII, p. 296–308.
- MORET, L. (1943): Manuel de paléontologie végétale. Paris.
- MÜHLBERG, F. (1908): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Aarau. Aarau.
- (1915): Erläuterungen Nr. 16 zur geologischen Karte des Hauenstein-Gebietes (Waldenburg–Olten). Geol. Spez.-Karte Nr. 73. Schweiz. Geol. Komm.
- NIGGLI, P. (1948, 1952): Gesteine und Minerallagerstätten, Bd. 1 und 2. Basel.
- OPPLIGER, F. (1897): Die Juraspongien von Baden (Schweiz). Abh. schweiz. pal. Ges., 24, S. 1–58.
- (1926): Kieselspongien des schweizerischen Weissen Jura. Abh. schweiz. pal. Ges., 46/I, S. 1–76.
- PARÉJAS, E. (1935): «L'organisme B» de E. Joukowsky et J. Favre. C.R. séances Soc. Phys. et Hist. nat. Genève, 52, 3.
- (1948): Sur quelques coprolithes de Crustacés. Arch. Sc. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève, 1, 3, p. 512–520.
- PEYRE, Y. (1959): Etude sur les organismes du Jurassique présentant en section taillée l'aspect de filaments. Rev. Micropal., 2, 2, p. 80–87.
- QUENSTEDT, F.A. (1858): Der Jura. Tübingen.
- RAUFF, H. (1894): Palaeospongiologie. Stuttgart.
- RITTENER, TH. (1902): Etude géologique de la Côte-aux-Fées et des environs de Ste-Croix et Baulmes. Mat. Carte géol. Suisse, n. s., 13<sup>e</sup> livr.

- SCHARDT, H. (1891): Etudes géologiques sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura (Chaîne du Re-culet-Vuache). Bull. Soc. vaud. Sc. nat., XXVII, p. 69–161.
- SCHARDT, H. et DUBOIS, A. (1903): Description géologique de la région des Gorges de l'Areuse (Jura neuchâtelois). Eclogae geol. Helv., 7/5, S. 367–476.
- SCHMASSMANN, H. (1945): Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordschweiz. Tätigkeitsber. naturf. Ges. Basel-land, 14, 1944, S. 13–180. Liestal.
- SENFLEBEN, G. (1923): Beiträge zur geologischen Erkenntnis der West-Lägern und ihrer Umgebung. Diss. Univ. Zürich, Pfäffikon.
- SHEARMAN, D. J., KHOUMI, J. and TAHA, S. (1961): On the replacement of dolomite by calcite in some mesozoic limestones from the French Jura. Proc. Geol. Ass., 72, 1.
- STAEHELIN, P. (1924): Geologie der Juraketten bei Welschenrohr (Kt. Solothurn). Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., Liefg. 55/I.
- STÄUBLE, A. (1959): Zur Stratigraphie des Callovian im zentralen Schweizer Jura. Eclogae geol. Helv., 52/1, S. 57–176.
- SUTER, H. (1920): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Les Convers-Vue des Alpes (Ct. de Neuchâtel). Diss. Univ. Zürich. Borna-Leipzig.
- TEODOROVITCH, G. I. (1959): Sur la genèse de la dolomite sédimentaire. Eclogae geol. Helv., 51/3 (Ve Congr. intern. Sédim., 1958), S. 767–774.
- TRÜMPY, R. (1959): Hypothesen über die Ausbildung von Trias, Lias und Dogger im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. Eclogae geol. Helv., 52/2, S. 435–448.
- TUTEIN NOLTHENIUS, A. B. (1921): Etude géologique des environs de Vallorbe (Ct. de Vaud). Mat. Carte géol. Suisse, n. s., livr. 48/I.
- VONDERSCHMITT, L. und TSCHOPP, H. J. (1953): Die Jura-Molasse-Grenze in der Bohrung Altishofen. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. und -Ing., 20/58, S. 23–28.
- WAIBEL, A. et BURRI, F. (1960): Lexique stratigraphique international, I, Europe, 7, Suisse, 7a, Jura et Fossé du Rhin. Paris.
- WIEDENMAYER, C. (1923): Geologie der Juraketten zwischen Balsthal und Wangen a. A. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., Liefg. 48/III.
- WEYNSCHENK, R. (1950): Die Jura-Mikrofauna und -flora des Sonnwendgebirges (Tirol). Schlern-Schriften, 83, Innsbruck.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J. and GILBERT, CH. M. (1955): Petrography, an introduction to the study of rocks in thin section. San Francisco.
- ZIEGLER, P. A. (1956): Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary und zur Stratigraphie des Séquanien im zentralen Schweizer Jura. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 102. Liefg.

## b) Evaporite

- ARRHENIUS, S. und LACHMANN, R. (1912): Physikalisch-chemische Bedingungen bei der Bildung der Salzlagerrstätten. Geol. Rundschau, 3, S. 139–157.
- BORCHERT, H. und BAIER, E. (1953): Zur Metamorphose ozeaner Gipsablagerungen. N. Jb. Mineral., Abh. 86, 1, S. 103–154.
- BOURCART, J. et RICOURT, J. (1952): Une hypothèse sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. C. R. sommaire séances Soc. géol. France, 3, p. 37–39.
- DREYFUSS, M. (1954): Le Jura dans les mers du Jurassique supérieur. Mém. Soc. géol. France, n. s. XXXIII, 1, Mém. 69.
- GOLDMAN, M. J. (1952): Deformation, Metamorphism and Mineralization in Gypsum-Anhydrite cap rock, sulphur salt dome, Louisiana. Geol. Soc. America, Memoir 50.
- LOTZE, F. (1957): Steinsalz und Kalisalze. Berlin.
- MACDONALD, G. J. F. (1953): Anhydrite-gypsum equilibrium relations. Amer. J. Sc., 251, p. 884–898.

- MARSAL, D. (1952): Der Einfluss des Druckes auf das System  $\text{CaSO}_4\text{-H}_2\text{O}$ . Heidelberger Beitr. Mineral. und Petrogr., 3, S. 289–296.
- POSNJAK, E. (1938): The system  $\text{CaSO}_4\text{-H}_2\text{O}$ . Amer. J. Sc., ser. 5, 35-A, p. 247–272.
- (1940): Deposition of Calcium-Sulfate from seawater. Amer. J. Sc., 238, p. 559–568.
- SCHMIDT, C., BRAUN, L., PALTZER, G., MÜHLBERG, M., CHRIST, P. und JACOB, F. (1924): Die Bohrungen von Buix bei Pruntrut und Allschwil bei Basel. Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie, X.
- STEWART, F.H. (1949): The petrology of the evaporites of the Eksdale no. 2 boring, East Yorkshire. Mineral. Mag. 28, p. 621–675 and 29, p. 445–475, 557–571.
- VAN'T HOFF, J.H. (1912): Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse der ozeanischen Salzablagerungen, insbesondere des Stassfurter Salzlagers. Herausg. v. Precht H. & Cohen E., Leipzig.

## Einleitung

### a) Technische Daten

Angaben über Lokation und technische Durchführung der Bohrung Altishofen 1 finden sich in J. KOPP (1952, 1955a, b), so dass wir auf eine Wiederholung verzichten können.

Die Bohrung Courtion 1 wurde – nach seismischen Untersuchungen – auf der Misery-Corserey-Antiklinale, SE des Dorfes Courtion, angesetzt (ungefähre Lage: 46° 51' 22" N – 7° 04' 38" E; schweizerische Koordinaten 572,41/189,42). Die Bohrtischhöhe betrug 599,43 m ü. M. Mit der technischen Ausführung war die Firma Forenco S. A. Paris beauftragt, die am 16. Juni 1960 mit den Bohrarbeiten begann. Am 17. Juli erreichte die Bohrung die Grenze Tertiär–Kreide, und am 22. November 1960 wurde sie in einer Tiefe von 3083,80 m eingestellt.

Bohrlochdurchmesser von 211–1359 m . . . . .	12 <sup>1</sup> / <sub>4</sub> "
Bohrlochdurchmesser von 1359–3083,8 m . . . . .	8 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> "
Verrohrung bis 1356,7 m, Rohrdurchmesser . . . . .	9 <sup>5</sup> / <sub>8</sub> "

Ca. alle 100 m wurde ein Kern von 2–9 m Länge gezogen – in Abschnitten, die erdölgeologisch von Interesse waren, kernte man zusätzlich. Die Kerne verteilen sich folgendermassen <sup>1)</sup>:

	Mächtigkeit	gekernt	in % der Gesamtmächtigkeit
Kreide . . . . .	112 m	7 m	6,25 %
Jura . . . . .	1256 m	98,5 m	7,84 %
Trias . . . . .	394 m	21 m	5,34 %
Mesozoikum . . . . .	1762 m	126,5 m	7,17 %

### b) Arbeitsmethoden

Regelmässig fuhren die Autoren nach Fribourg, um die frisch erbohrten Kerne von Courtion 1 durchzusehen und charakteristische Kernstücke mit nach Basel zu nehmen. Herr PERRY liess uns die Spülproben laufend per Post zukommen, so dass wir über den Stand der Bohrung ständig orientiert waren.

Kerne und Spülproben der Bohrung Altishofen 1 wurden für die Dauer der Untersuchung vom Naturhistorischen Museum ins Geologische Institut verbracht.

Von den Kernen beider Bohrungen liessen wir insgesamt ca. 130 Dünnschliffe anfertigen. Die Spülproben, die durchschnittlich in Abständen von 2 m zur Verfügung standen, wurden zuerst zur Befreiung vom Bohrschlamm gewaschen und anschliessend zur weiteren Untersuchung in drei Grössenfraktionen zerlegt. Sehr gut bewährte sich das Aufkleben charakteristischer «cuttings» auf Musterkarten. Mit dieser Methode liess sich meist leicht feststellen, welche Gesteinssplitter als Kontaminationen eingeschleppt worden waren («cavings»). Gleichzeitig ergaben sich mit diesen Musterkarten gute Vergleichsmöglichkeiten und eine übersichtliche Dokumentation.

<sup>1)</sup> Als Vergleich seien noch die entsprechenden Angaben von Altishofen 1 angeführt:

	Mächtigkeit	gekernt	in % der Gesamtmächtigkeit
Jura . . . . .	653 m	35,15 m	5,4 %
Trias . . . . .	211 m	58 m	27,5 %
Mesozoikum . . . . .	864 m	93,15 m	10,8 %



Zur Abklärung des Mineralbestandes wurden vor allem in der Trias zahlreiche Körnerpräparate angefertigt, die eine rasche optische Bestimmung erlaubten. Von einzelnen grösseren Splittern liessen sich kleine Dünnschliffe herstellen.

Die Spülproben ermöglichten es in den meisten Fällen, die lithologischen Grenzen mit genügender Genauigkeit festzulegen – feine Wechsellagerungen waren allerdings kaum fassbar. Die durch die Spülproben gewonnenen Resultate wurden anschliessend mit dem Schlumberger-Log verglichen; dabei ergab sich meist eine gute Korrelation, und einige lithologische Grenzen konnten genauer fixiert werden. Andererseits möchten wir betonen, dass das Schlumberger-Log bei der Beurteilung der rasch wechselnden lithologischen Verhältnisse nur von untergeordneter Bedeutung sein kann, da zwischen den Sondenelektroden zu viele ungenügend bekannte Faktoren mitspielen und somit die Loginterpretation höchstens als Ergänzung aufzufassen ist. Deshalb legten wir das Hauptgewicht auf eine genaue Untersuchung der Spülproben.

Wir konnten in folgende Schlumberger-Logs Einsicht nehmen:

Altishofen 1 (1302–1795 m): Electriclog (SP-Curve <sup>1)</sup>, Resistivity-Curves)

Courtion 1 (1350–3080 m): Electriclog (SP-Curve <sup>1)</sup>, Resistivity-Curves)  
Microlaterolog (inkl. Micro-Log-Caliper)  
Radioactivity-Log (Gamma Ray-Neutron)

### c) Bemerkungen zur Legende der Bohrprofile

Um die Übersichtlichkeit der Legende zu wahren, wurden die Signaturen gruppenweise zusammengefasst. Diese Darstellung erleichtert die Einordnung von gemischten Gesteinstypen, ist aber sedimentpetrographisch insofern nicht ganz einwandfrei, als die Klastika in der angewandten zweidimensionalen Anordnung an den Rand zu liegen kommen.

Wir erläutern nachfolgend einige von uns verwendete Bezeichnungen:

*Sand, sandig*: bezeichnet ein Gestein, das feindetritische Quarzkörner enthält.

*Kalkarenit*: quarzfreier, feindetritischer Kalk.

*Pseudoolith*: Gestein mit deutlich runden, ooidähnlichen Einschlüssen ohne erkennbaren schaligen Bau.

*Onkolith*: Gestein aus rundlichen bis unregelmässig gelappten, oft unscharf begrenzten Körnern (Onkoide).

Die Onkoide bestehen in den meisten Fällen aus einem oder mehreren Einschlüssen (auch Fossilfragmente), die von einer Rinde ohne konzentrisch-schaligen Bau umgeben werden (vgl. ARN. HEIM, 1916, S. 566).

*anhydritisch*: stark von Anhydrit-Kristalloblasten durchsetzter Dolomit, Kalk oder Mergel (vgl. Abschnitt über die Evaporitserien, S.35).

*Kalk-Dolomit*: der Kalk-Dolomit-Gehalt wurde mittels Dünnschliffen (z.T. Färbung mit Haematoxilin nach Harris) und 10%iger Salzsäure abgeschätzt. Zusätzlich führten H. LORENZ und F. STUMM einige Titrations mit Komplexon III durch.

Folgende Einstufung gelangte zur Anwendung:

Kalk  
dolomitischer Kalk (geringer Dolomitgehalt)  
kalkiger Dolomit (starker Dolomitgehalt)  
Dolomit (vollständig dolomitisiert).

*Pyrit*: eisensulfidische Mineralien wurden durchgehend als «Pyrit» beschrieben; eine genauere mineralogische Diagnose liegt nicht mehr im Rahmen dieser Arbeit.

*unsichere lithologische Angaben* (doppelte Wellenlinie am Profilrand) beruhen auf starkem Nachfall («cavings») und somit übermässiger Kontamination der Spülproben, so dass der Gesteinscharakter höchstens annähernd erfasst werden konnte.

---

<sup>1)</sup> Schwierig auswertbar wegen starker Salinität des Bohrschlammes.

## Bohrung Courtion 1

### A. Kreide

In einer Tiefe von 1322 m wurde die Untergrenze des Tertiärs erreicht. Es finden sich jedoch in Klüften und Spalten bis ungefähr 1370 m senfbraune, kalkfreie, z.T. etwas verkieselte Verwitterungslehme, die vereinzelt Quarzkörner und kleine Limonitkonkretionen enthalten; offensichtlich handelt es sich um eine tiefgreifend verkarstete Erosionsfläche.

#### 1. Hauterivien (1322–1384 m)

Von 1322–1340 m stehen gelbliche bis hellbeige, glaukonitreiche, kristalline Kalke mit sandigen und oolithischen Lagen an. Immer wieder treten limonitische Flecken und Verkieselungen auf. Vereinzelt finden sich Bryozoen und Brachiopodenfragmente, häufiger jedoch Bruchstücke von Echinidenstacheln, deren feine Poren teilweise verkieselt sind. Auffällig ist die tief hinabreichende Verwitterungsfarbe; dies gilt vor allem für die gelblichen, manchmal sogar rotbraunen, z. T. sandigen Oolithe.

Von 1340 m an treten die Oolithe zurück; gleichzeitig nimmt auch der Glaukonitgehalt ab. Es handelt sich hier um schmutziggelbe, teils stark stylolithische, kristalline, teils schwach sandige, glaukonitarmer, oft verkieselte, bryozoenreiche Spatkalke, die auch den Kern Nr.3 von 1345,0–1347,0 m bilden und sich bis 1360 m verfolgen lassen (Tafel 1, Abb.1). Die vom Kern angefertigten Dünnschliffe zeigen sehr viele Bryozoen, Echinodermenfragmente, Bivalvenreste und Lituoliden, die sich nicht näher bestimmen lassen. Die ganze Serie ist nach Ansicht von Herrn Prof. REICHEL mit der «Pierre jaune de Neuchâtel» vergleichbar.

Bei 1360 m wechselt der Gesteinshabitus; es herrschen nun hellbeige, feinsandige Mergelkalke mit Lituoliden vor, die bis 1363,5 m anhalten. Sie werden abgelöst von gelblichen bis leicht bräunlichen, meist feinsandigen, z.T. etwas glaukonitführenden Kalken, die stellenweise – besonders um 1368 m – verkieselt sind (selten Brachiopodenfragmente).

Bei 1371 m erfolgt der Wechsel zu dunkelgrauen, mergeligen Kalkareniten, sandigen Mergeln und Mergelkalken, die häufig etwas Pyrit führen. Sie liefern eine individuenarme Mikrofauna von Lituoliden, Lenticulinen und Ostracoden. Bis 1384 m ändert der Charakter nicht stark, doch nimmt gegen unten der Anteil an grauen, feindetrischen Mergelkalken zu (Terebratelfragmente).

#### Zusammenfassung

Das Hauterivien der Bohrung Courtion 1 lässt sich in groben Zügen mit demjenigen des Neuenburger Jura vergleichen. Nachdem aber BURRI (1956; auch BARTENSTEIN und BURRI, 1954) nachgewiesen hat, dass sich Parallelisierungen auf rein lithologischer Basis über grössere Distanzen nicht durchführen lassen und wir über keine Leitfossilien verfügen, verzichten wir auf einen in Einzelheiten gehenden Vergleich und beschränken uns lediglich auf eine grobe Unterteilung der Stufe.

Wir ziehen die Grenze zwischen oberem und unterem Hauterivien mit dem ersten Einsetzen der Mergelkalke bei 1360 m und betrachten den scharfen lithologischen Wechsel zur liegenden Kalkserie bei 1384 m als Untergrenze. Es ergeben sich somit die folgenden Mächtigkeiten:

oberes Hauterivien . . . . .	38 m
unteres Hauterivien . . . . .	24 m
gesamtes Hauterivien . . . . .	62 m

Ob der oberste Teil der beschriebenen Kreideserie schon dem untersten Barrémien angehört, lässt sich nicht abklären, da diese Abtrennung nach lithologischen Gesichtspunkten kaum durchführbar ist; mächtigkeitsmässig besteht dafür keine Notwendigkeit. Im Vergleich zum Bielersee- und Neuenburgerseegebiet, ferner zu den südlich und südwestlich gelegenen Bohrungen, greift die tertiäre Auflagerung bei Courtion auf ein tieferes Kreide-Niveau hinab, was auf ein erhöhtes Relief mit intensiverer Erosion zurückzuführen sein könnte.

## 2. Valanginien (1384–1434 m)

Zum Valanginien stellen wir die bei 1384 m erscheinende, 1–2 m mächtige Schicht von bräunlichen, limonitreichen, kristallinen Kalken mit kleinen, ebenfalls limonitischen Onkoiden. Sie wird unterlagert von grauen, pyrithaltigen, pseudoolithischen, z. T. schwach mergeligen Kalken mit hellem, kristallinem Bindemittel. Dieser Limonitreichtum soll nach BURRI (1956, S. 605) charakteristisch für den obersten Teil des «Calcaire roux» sein. Darunter folgen von 1389–1394 m gelbbraune, seltener graue, kristalline Kalke, die vereinzelt Lituoliden und Lenticulinen enthalten.

Bei 1394 m beginnt eine 13 m mächtige Serie von limonitisch gefleckten, dichten, splitterigen Kalken, die auch den grössten Teil des Kernes Nr. 4 von 1402,7–1407,7 m ausmachen (Tafel 1, Abb. 2 und 3; Tafel 5, Abb. 1). Sie sind stark von Styolithen durchzogen und von zahlreichen sehr kleinen Calcitdrusen durchsetzt. In Dünnschliffen ist folgender Fossilinhalt bestimmt worden:

Trocholinen, u. a. *Trocholina* cf. *alpina* (LEUPOLD)  
*Textulariella* sp.  
*Haplophragmoides* sp. («*Nautiloculina*»)  
*Pfenderina*? sp.  
Lenticulinen, Textularien, Milioliden, Ostracoden  
Dasycladaceen, Austernfragmente

Kern Nr. 4 wird gegen unten leicht oolithisch; die Ooide sind vor allem in unregelmässig verteilten Nestern angehäuft. Diese Partien haben in Dünnschliffen folgende Fauna geliefert:

Trocholinen, u. a. *Trocholina elongata* LEUPOLD  
*Haplophragmoides* sp.  
*Textulariella* sp.  
*Fewtillia*? sp.  
Textularien, Valvuliniden, Milioliden  
Algen- und Echinodermenbruchstücke

Bei 1410 m setzt eine Wechselfolge von gelbbraunen bis hellgrauen, dichten, splitterigen Kalken mit weissen, weichen, kreidigen Kalklagen ein. Von 1424–1427,5 m an haben wir helle, gelbbraune bis rötliche Oolithe, die z. T. etwas kreidig sind.

Die Basis des Valanginien bildet eine Serie mit raschem Gesteinswechsel. Sie beginnt mit einer 2–3 m mächtigen Zone eines gelbbraunen, dichten Kalkes mit kreidigen Lagen, wie wir dies ähnlich schon zwischen 1410 und 1424 m angetroffen haben. Graubraune, feindetritische, seltener auch oolithische, leicht glaukonitische, mergelige Kalke, die von ca. 1430–1432 m reichen, werden abgelöst von grauen, oolithischen bis pseudoolithischen Kalken und dunkelgrauen, oolithischen Mergelkalken mit etwas Pyrit.

## Zusammenfassung

Das Valanginien erreicht somit eine Gesamtmächtigkeit von 50 m. Aus gleichen Gründen wie beim Hauterivien müssen wir eine genauere Unterteilung dieser Stufe unterlassen. Auch BURRI (1956) beschreibt für das untere Valanginien in jedem seiner aufgenommenen Profile eine andere lithologische Folge, kann hingegen das obere Valanginien lithologisch gliedern. Die eintönige Kalkserie und das Fehlen typischer Mergelhorizonte im oberen Valanginien lässt dies bei Courtion 1 nicht zu.



## B. Jura

### I. Malm

#### 1. Purbeckien (1434–1477 m)

Die ersten Anzeichen von Purbeckien erhalten wir bei 1434 m mit dem ersten Auftreten von Characeen-Oogonien in beigen, weichen Mergeln, graubraunen, schwach mergeligen Kalken und Mergelkalken. Die Spülprobe 1436 m liefert zahlreiche, gut erhaltene, kleine Planorben ( $\varnothing$  1½–3 mm) und Characeen; Ostracoden sind eher selten. Es handelt sich also um eine Fauna, wie sie im Purbeckien häufig vorkommt (vgl. BARTENSTEIN und BURRI, 1954); ihr plötzliches Einsetzen dürfte eine Aufarbeitung ausschliessen. Von ca. 1440 m an folgen blassgelbliche, dichte, auch hellbeige bis weisse, kreidige Kalke mit vereinzelt Quarzkörnern. Dazu kommen bei 1444 m noch blassgelbe, feinkörnige Kalke und (bei 1448 m) weisse, z. T. auch rötliche, weiche Mergel. Diese vier Gesteinstypen dürften, vermutlich in Wechsellagerung, bis ca. 1451 m anstehen.

In dieser Tiefe stossen wir auf einen beigen bis braunen, kalkigen, «pseudoolithischen», rauhen Dolomit mit dünnen, grünbraunen, dolomitischen Mergellagen. Eine nähere Betrachtung dieses «Pseudoolithes» zeigt, dass er aus einem feinzelligen Dolomitgerüst aufgebaut wird, dessen rundliche Hohlräume mit weichem, kalkigem Material ausgefüllt sind. Die von grösseren Splittern angefertigten Dünnschliffe zeigen grosse Ähnlichkeit mit der Grundmasse eines «Calcaire à Cailloux noirs» von Tüschert oder mit dem «Calcaire dolomitique oolithique» von CAROZZI (1948)<sup>1)</sup>. Dieser feinzellige, kalkige Dolomit reicht bis ca. 1460 m; dazu kommen bei 1454 m weisse, kreidige, meist zuckerkörnige, kalkige Dolomite.

Bei 1460 m tritt eine Wechsellagerung von weisslichen, pyrithaltigen, weichen, feinkörnigen Mergeln, hellen, zuckerkörnigen Dolomiten und kristallinen bis kreidigen Kalken ein. Diese Gesteinsfolge zieht sich bis ungefähr 1473 m hin. Der Anteil von Kalk und Dolomit schwankt recht stark, doch lässt sich eine Zunahme des Kalkgehaltes gegen unten feststellen. Bei 1473 m schalten sich grüne bis graugrüne, seltener schwarze, pyritreiche, dolomitische Mergel zwischen helle, zuckerkörnige Dolomite ein. Die Grenze zwischen Purbeckien und Portlandien ist nicht eindeutig fassbar; wir setzen sie zwischen 1475 und 1480 m fest, da hier die untersten bunten Mergel auftreten und die Sedimentation in der Folge wieder eintöniger wird.

#### Zusammenfassung

Obschon wir aus dem Purbeckien keinen Kern besitzen, lässt sich anhand einiger typischer Sedimente und einer lokalen Fauna die ungefähre vertikale Ausdehnung dieser Stufe abschätzen. Gesteine sapropelischen Charakters mit braunen bis schwarzen Verfärbungen («Cailloux noirs») treten nicht auf, und allfällige Breccien oder Geröllagen lassen sich in Spülproben kaum feststellen.

Die Mächtigkeit des Purbeckien beläuft sich annäherungsweise auf 41–46 m, wobei besonders die Untergrenze unsicher bleibt.

#### 2. Portlandien–Kimmeridgien (1477–1721 m)

Unter den letzten bunten Mergeln des Purbeckien erscheinen bei 1477 m blassgelbe bis gelbbraune, dichte Kalke, die aber immer noch von weissen, weichen Mergeln begleitet werden. So lässt sich bei 1482 m auf dem Micro-Log-Caliper eine beträchtliche Ausspülung in der Wand des Bohrloches feststellen. Bei 1484 m folgen hellbeige, meist zuckerkörnige, z. T. etwas kalkige Dolomite, die in einer Tiefe von 1490 m durch beige, dichte, splitterige Kalke abgelöst werden. Bei 1492 m dürfte eine weitere Ausspülung in der Wand des Bohrloches auf eine zweite Bank von hellen, weichen Mergeln zurückzuführen sein.

<sup>1)</sup> Ähnliche Strukturen möchte D. J. SHEARMAN u. a. (1961) auf Entdolomitisierung zurückführen (?).



Kern Nr. 5 (1494,7–1500,7 m) besteht in seinem obersten Abschnitt (bis 1495,85 m) aus einem hauptsächlich beigen, schlierig-gebänderten und fleckigen, stylolithischen, kalkigen Dolomit mit mergeligen Einschlüssen und Calcitdrusen. Die unregelmässige Zonierung kommt durch den wechselnden Anteil an Dolomit und Mergel zustande. Der Dolomitgehalt beträgt durchschnittlich 50–60%. Von 1495,85 bis 1498,5 m treten graubraune, teilweise limonitisch gefleckte, sublithographische, häufig tonflaserige, schwach dolomitische Kalke auf. Sie werden von bituminösen Schichtflächen, Klüften oder Tönhäuten und von Stylolithen durchsetzt. Der unterste Kernabschnitt wird gebildet von grauen, dichten Kalken mit bituminösen Einlagerungen.

Während der oberste, stärker dolomitische Teil des Kernes vollkommen steril ist, lassen sich im unteren einige wenige Milioliden, glatte Ostracoden, Fragmente von Dasycladaceen, Echiniden, Terebrateln, Lamellibranchiern und kleinen Gastropoden beobachten (Tafel 1, Abb. 4).

Die an der Basis des Kernes auftretenden dichten Kalke halten bis ca. 1514 m an, wo sich helle, feinkörnige Mergellagen einschalten. Beige, kristalline Kalke gehen bei 1518 m über in feinkristalline bis zuckerkörnige, dolomitische Kalke. Bei 1522 m folgen graue bis leicht bräunliche, dichte Kalke, die aber schon nach vier Metern von beigen, zuckerkörnigen, etwas kalkigen Dolomiten verdrängt werden.

Kern Nr. 6 (1530,8–1533,8 m) besteht im oberen Teil aus beigen bis graubraunen, durch zahlreiche Stylolithen breccienartig zerlegten, dichten Kalken. Calcitkristalle in Klüften und grossen Drusen sind nicht selten, ebenso Abdrücke und Schalenreste von Austern und Brachiopoden. Bei 1532,6 m schiebt sich eine dünne Lage von beigen, feinoolithischen Kalken ein. Diese enthält Milioliden (*Quinqueloculina*) und, häufig im Zentrum von Ooiden, *Haplophragmoides* sp. («*Nautiloculina*»). Erwähnen möchten wir noch das Auftreten zahlreicher Koprolithen von Krabben (Tafel 5, Abb. 2); die meisten von ihnen können mit *Favreina salevensis* (PARÉJAS, 1948)<sup>1)</sup> verglichen werden. Das Liegende dieser dünnen, feinoolithischen Lage bildet ein dunkelbeiger, stylolithischer, z.T. fleckiger Kalk mit Calcitdrusen, der vereinzelt noch Ooidnester aufweist. Er enthält viele Schalenreste, u.a. von kleinen Gastropoden, Milioliden, Valvuliniden, «*Nautiloculina*» und Algen.

Graubrauner bis beiger, dichter Kalk setzt sich bis gegen 1544 m fort, wobei sich diesem bei 1540 m hellbeige, pyrithaltige Mergel zugesellen. Zwischen 1544 und 1546 m wird der Kalk, unter gleichzeitigem Zurücktreten der Mergel, kristallin. Von 1546–1581 m wechseln Partien von grauen bis graubraunen, dichten, seltener kristallinen Kalken mit helleren, beigen, dolomitischen Kalken; Mergel sind selten. 4 m graue, pyritreiche, mergelige Kalke unterlagern diese Serie. Eine Folge von hellen, gelbbraunlichen, dichten Kalken mit hellen Mergeln und Mergelkalken zieht sich bis gegen 1603 m hin. Zwischen 1600 und 1603 m sind Textularien, Milioliden, Ostracoden und Schalenrümmer von Gastropoden, Lamellibranchiern und Echinodermen neben vereinzelt Quarzkörnern festgestellt worden. Bei 1603 m erscheinen hellbeige, feine, mikrofossilreiche (Milioliden, Textularien) Oolithe mit dichten Kalklagen und helle Mergelkalke mit kleinen Gerölleinschlüssen. Zwischen 1614 m und Kern Nr. 7 (1632,2–1635,0 m) folgt eine Serie von beigen, dichten, teilweise pyritführenden Kalken mit vereinzelt Lagen von hellem Mergelkalk. Gegen unten, etwa von 1630 m an, lässt sich untergeordnet auch zuckerkörniger, etwas kalkiger Dolomit beobachten.

Kern Nr. 7 besteht aus beigen, in unregelmässigen Partien fleckig dolomitisierten, durch ein Netz von Stylolithen brecciös durchsetzten, zerbrochenen, dichten, z.T. tonflaserigen Kalken mit eingespiessten braunen Mergelfetzen. Calcitdrusen, Pyritnester und bituminöse Tönhäute sind nicht selten. Dünnschliffe durch die Dolomitpartien zeigen dicht gepackte Dolomitrhomboeder (Tafel 2, Abb. 1), die um einen dunkeln, stärker pigmentierten, bestäubten Kern eine helle Randzone besitzen (? Entmischung). Der Fossilinhalt ist bemerkenswert (vgl. Tafel 2, Abb. 1 und 2):

<sup>1)</sup> *Favreina salevensis* wurde zuerst von JOUKOWSKI und FAVRE (1913) aus dem Portlandien des Salève als «organisme B» beschrieben. PARÉJAS (1935, 1948) stellte als erster fest, dass es sich dabei um Koprolithen von Krabben handelt. Unabhängig davon beschrieb BRÖNNIMANN (1955) die gleichen Bildungen als Mikrofossilien incertae sedis aus dem Oberen Jura von Cuba und bezeichnete sie in Unkenntnis ihrer wahren Natur mit dem vielleicht etwas unglücklichen Gattungsnamen «*Favreina*». Dieser kann aber ohne Verletzung der Regeln der Zoologischen Nomenklatur nicht mehr verlassen werden (BRÖNNIMANN und NORTON, 1960).

*Kurnubia jurassica* (HENSON) [= «*Valvulinella*»]

*Vaginella striata* CAROZZI

kleine Milioliden, Textularien, Lituoliden, Valvuliniden

Dasycladaceen, u. a. Fragmente von Clypeinen

Ophiurenwirbel, kleine Gastropoden

An den Kern schliessen sich gelblich-braune, dichte bis dolomitisch-kristalline Kalke mit z. T. dolomitischen Mergellagen an, die von 1460 m an durch beige, oft oolithische Mergelkalke mit Milioliden verdrängt werden.

Damit erfolgt der Abschluss dieser ungefähr 185 m mächtigen Serie von dichten, kristallinen oder oolithischen Kalken, Mergelkalken und Mergeln, die immer wieder Zonen mehr oder weniger starker Dolomitisation aufweisen. Den unteren Teil des Kimmeridgien bildet ein mächtiger Komplex dichter oder kristalliner Kalke, der von ca. 1644 bis gegen 1712 m reicht. Die Farbe des Gesteins ist vorwiegend graubraun; es führt von 1675 m an Pyrit. Graubraune, dichte Kalke mit bituminösen Tönhäuten und helle, pyrithaltige Mergelkalke mit Milioliden, die von 1712 bis ungefähr 1720 m reichen, leiten über zu den Oolithen des Séquanien.

### Zusammenfassung

Wir können keine mit gutem Gewissen vertretbare Unterteilung der an die 250 m mächtigen Kalkserie mit stärker oder schwächer dolomitischen und mergeligen Zonen treffen, die zwischen dem Purbeckien und den Oolithen des Séquanien liegt. Wir haben daher eine Aufteilung in Kimmeridgien und Portlandien unterlassen und diese beiden Stufen zusammen beschrieben. Zudem sind in dieser Bohrung Partien des Kimmeridgien dolomitisiert, so dass die sonst im Neuenburger und Waadtländer Jura mögliche Unterteilung in ein Portlandien mit z. T. dolomitischen Kalken und in ein rein kalkiges Kimmeridgien hier nicht zutrifft. Ferner fehlen mergelige Schichten, die eindeutig den Virgula- oder Pterocera-Mergeln entsprechen könnten. Immerhin vermuten wir, dass die Grenze zwischen den beiden Stufen um 1570–1580 m zu suchen sein dürfte.

### 3. Séquanien (1721–1822 m)

Ca. 1 Meter oberhalb des Kernes Nr. 8 setzen die graubraunen, porösen, feinen Oolithe ein, die auch den Kern bis 1723,7 m aufbauen. Besonders im obersten Kernteil sind sie bituminös imprägniert und enthalten eine Linse von Gagatkohle (Bestimmung durch das Laboratorium der BP, Sunbury-on-Thames, England).

Der Anteil an bioklastischem Material ist, besonders in der oberen Kernhälfte, recht gross; die Dünnschliffe liefern folgende Fossilien (vgl. Tafel 2, Abb. 4; Tafel 5, Abb. 3):

*Ventrolamina* ? sp.<sup>1)</sup>

*Haplophragmoides* sp. («*Nautiloculina*»)

kleine Lageniden, Milioliden

kleine Gastropoden, Echinodermenfragmente

Zwischen 1723,7 und 1725,0 m ist der Oolith nach Korngrösse in Lagen angeordnet. Dunkle Gerölleinschlüsse ( $\varnothing$  bis 5 mm), grössere aufgearbeitete Oolithbrocken ( $\varnothing$  bis ca. 2 cm), grober Echinodermen- und Muscheldetritus sind z. T. in groben, z. T. in feinkörnigen, scharf begrenzten Oolithzonen eingelagert. Diese Partien des Kernes enthalten folgende Fossilien:

---

<sup>1)</sup> Von WEYNSCHENK (1950) aus dem Dogger und Malm von Österreich beschriebene Form. Aus seiner nicht gerade sehr aufschlussreichen Beschreibung und den Abbildungen lässt sich kein klares Bild dieser Foraminiferen-Art gewinnen. So zeigt z. B. unsere Form, von der wir leider nur ein gutes Exemplar besitzen, eine Mündung in der unteren Hälfte der Septen und einige Einzelheiten des Schalenbaues, die bei WEYNSCHENK nicht zur Darstellung kommen.

*Haplophragmoides* sp. («*Nautiloculina*»)

Textularien, Lageniden

Cladocoropsis

kleine Gastropoden, Echinidenradiolen

Im untersten Meter des Kernes zeigen die eben beschriebenen Schichten eine unregelmässige Neigung von maximal 10–15°. Es handelt sich aber, soweit dies anhand der oberen Kernabschnitte festgestellt werden kann, nicht um ein Einfallen des ganzen Schichtkomplexes, sondern lediglich um eine lokal begrenzte, schiefe Schüttungsbahn (Kreuzschichtung). Ähnliche, meist mittelgrobe ( $\varnothing$  bis 1 mm) Oolithe mit hellem, calcitischem Bindemittel halten bis in eine Tiefe von 1734 m an. Bei 1732 m findet sich eine besonders groboolithische Lage, deren Ooide Durchmesser bis zu 3 mm erreichen.

Von 1734 m an treten beige, mergelige, z. T. feinspätige Oolithe und oolithische Mergelkalke auf, die von 1737 m an Pyrit und bituminöse Tonhäute führen. Die Grundmasse der Oolithe besteht in den härteren Bänken aus glasig-rekristallisiertem Calcit. Diese etwas mergelige Zone wird von beigen, gröberen, teilweise ebenfalls spätigen Oolithen, die von 1740–1748 m reichen, abgelöst. Sie enthalten ebenfalls Pyrit und sind von bituminösen Tonhäuten und Stylolithen durchzogen. Die Korngrösse der Ooide nimmt gegen unten ab.

Dieser obere, vorwiegend oolithische Teil des Séquanien nimmt bei 1748 m ein Ende. Wir stossen nun auf eine 15 m mächtige Lage beiger, dichter, seltener kristalliner Kalke, die in der unteren Hälfte Zwischenlagen von hellbeigen, feinkörnigen, kalkigen Mergeln aufweisen. Bei 1763 m folgt eine 11 m mächtige Serie von beigen, dichten Kalken, deren oberste 3 m z. T. leicht oolithisch sind, während sich von 1768 m an hellbeige, kalkige Mergellagen einschalten. Beige, kristalline, oft feinsandige Kalke und Mergel erscheinen zwischen 1774 und 1782 m; anschliessend treten wieder beige, grobe, z. T. etwas mergelige Oolithe auf. Bei 1786 m werden diese Oolithe etwas dunkler und feiner ( $\varnothing$  der Ooide um 1 m) und führen von 1795 m an dünne, hellbeige Mergellagen. Von 1803–1811 m findet sich eine Wechsellagerung von beigen, dichten bis feinkristallinen Kalken und hellen, feinkörnigen Mergeln (Molluskenschalen).

Den Abschluss des Séquanien bildet eine ca. 11 m mächtige Serie von grauen, meist kristallinen, seltener oolithischen, z. T. etwas spätigen, tonigen Kalken, die viel Pyrit führen. Es lassen sich auch vereinzelt dünne Lagen von hellgrauen Mergeln nachweisen. Die Spülproben haben aus dieser Partie Fragmente von Echinodermen, darunter einen Cidaridenstachel, von Terebrateln und Rhynchonellen geliefert.

Die Festlegung der Grenze Séquanien–Argovien bereitet Mühe. Da es sich dabei nicht um eine chronologische, sondern um eine fazielle Unterteilung handelt (P. A. ZIEGLER, 1956, S. 65; L. HAUBER, 1960, S. 17), ziehen wir sie bei 1822 m, wo die dunkelgrauen Mergel massiv einsetzen.

#### Zusammenfassung

Das Séquanien der Bohrung Courtion 1 gliedert sich in groben Zügen folgendermassen:

27 m Oolithe

34 m v. a. dichte Kalke mit Mergellagen

21 m Oolithe

19 m dichte und kristalline Kalke mit Mergellagen

---

ca. 100 m Séquanien

Auffallend ist das Fehlen von Korallenkalken, wie sie aus dem Neuenburger und Waadtländer Jura, vor allem aus dem unteren Séquanien, beschrieben werden. Allerdings weisen SCHARDT und DUBOIS (1903, S. 397) darauf hin, dass in der Gegend der Areuse-Mündung in der innersten Jurakette (Montagne de Boudry–Creux du Van) im ganzen Séquanien Korallen fehlen.

Die Oolithe des oberen Séquanien bilden auch südlich des Untersuchungsgebietes von ZIEGLER (1956) einen durchgehenden Horizont und werden von den meisten Autoren zur Abgrenzung des Séquanien gegen das Kimmeridgien benutzt. Die weitere stratigraphische Gliederung des Séquanien scheint, beim Vergleich der Profile verschiedener Autoren (D. AUBERT, 1943; T. RITTENER, 1902; E. FREI, 1925; A. B. TUTIN



NOLTHENIUS, 1921; H. SCHARDT und A. DUBOIS, 1903; H. SUTER, 1920) ähnlichen starken horizontalen Schwankungen unterworfen zu sein, wie sie ZIEGLER (1956, S. 66, Fig. 14) weiter nördlich beschrieben hat. Die andernorts relativ konstanten Mumienbänke, die häufig eine Unterteilung ermöglichen, sind nicht feststellbar.

Um der Sache nicht Gewalt anzutun, wollen wir eine weitere Parallelisierung mit dem Séquanien der benachbarten Regionen des Jura unterlassen.

#### 4. Argovien (1822–2038 m)

Das Einsetzen von grauen, feinkristallinen bis dichten, pyritreichen und schwach glaukonitführenden, tonigen Kalken und dunkelgrauen, kalkigen Mergeln lässt den Beginn des Argovien bei 1822 m vermuten. Der Kern von 1831,5–1834,5 m zeigt oben und an der Basis eine dünne Bank von grauem, tonigem, stark zerbrochenem, fleckigem Kalk. Calcitdrusen und -adern, die teilweise auch Pyrit führen, durchsetzen ihn. Den grössten Teil des Kernes bilden dunkelgraue, feine, pyritreiche, kalkige Mergel mit Druck- und Bewegungsspiegeln; wechselnder Kalkgehalt verleiht ihnen ein fleckiges Aussehen. Neben unbestimmbaren Schalenfragmenten von Bivalven und Gastropoden finden sich vereinzelt Lenticulinen und Lituoliden.

Zwischen 1835 und 1902 m liegt eine eintönige Serie von dunkelgrauen, feinkörnig-siltigen, pyritreichen Mergeln. Die Verteilung der härteren, dunkelgrauen Mergelkalk-Lagen, die in mehr oder weniger regelmässigen Abständen auftreten, lässt sich aus dem Bohrprofil ersehen. Besondere Erwähnung verdient eine zwischen 1860 und 1864 m eingeschaltete Schicht von grauen, feinsandigen, glaukonitischen, pyritreichen Mergeln mit einigen Lenticulinen und Lituoliden. Abgesehen von vereinzelt Echinodermenfragmenten (u. a. auch Ophiurenskeletteile) sind die Effinger-Schichten weitgehend steril; an Mikrofossilien haben wir nur zwischen 1898 und 1902 m eine individuenreiche, jedoch artenarme Fauna von Lenticulinen und Spirillinen isolieren können. Eine Lage von grauen, feinsandigen, schwach glaukonitischen Mergeln von 1902–1906 m wird durch 4 m dunkelgraue, pyrithaltige, feinkörnige Mergel und Mergelkalke von einer 2,5 m mächtigen Schicht grauer, z. T. feinsandiger, glaukonitarmer Mergelkalke getrennt.

Ein zweiter mächtiger Komplex von dunkelgrauen, feinkörnig-siltigen, pyrithaltigen Mergeln mit vereinzelt dunkelgrauen Mergelkalkzonen, für deren genaue Lage wir wiederum auf das Bohrprofil verweisen, folgt zwischen 1912 und 1987 m. Diese Mergel unterscheiden sich von den oben beschriebenen lediglich dadurch, dass sie in gewissen Partien sehr feine Glimmereinschlüsse führen. Im Kern Nr. 10 zeigen sich vereinzelt kleine Calcitdrusen und unbestimmbare Schalenfragmente. Sehr spärlich treten, über den ganzen Abschnitt verstreut, schlecht erhaltene Ostracoden und Lenticulinen auf.

Von 1987 m an belebt sich die Gesteinsfolge erneut. Dunkelgraue, z. T. feinsandige und siltige Mergel reichen bis 1994 m, wo sie von grauen bis dunkelgrauen Mergelkalken abgelöst werden. Um 2000 m gehen diese über in graue bis graubraune, meist dichte, tonige Kalke. Diese härtere Partie findet ihren Abschluss mit einer 3 m mächtigen Lage grauen Mergelkalkes.

Nochmals setzen zwischen 2013 und 2027 m dunkelgraue, feinkörnig-siltige, fein glimmerführende Mergel ein; sie sind oft, besonders in ihrem unteren Teil, feinsandig und glaukonitführend. Der immer vorhandene Pyrit ist meistens in Form von kleinen, himbeerartigen Aggregaten ausgebildet. Der Kern 2021,0 bis 2025,0 m zeichnet sich durch seinen Reichtum an teilweise pyritisierten Fossilien aus (Terebrateln, Fragmente von Echinodermen und Ammoniten; in Dünnschliffen: Lituoliden, Spirillinen und Lenticulinen); die Hohlräume von grösseren Fossilien zeigen häufig Einschlüsse von strahligem Coelestin.

Die Kernpartie zwischen 2024,0 und 2024,5 m weist zahlreiche hellere, je nach Schnittlage runde ( $\varnothing$  bis 3 mm) oder längliche Wülste auf; es dürfte sich dabei um Grabgänge von Schlammfressern handeln. Die Dünnschliffe zeigen, dass die Gangausfüllung eine scharfe Begrenzung aufweist und eine vom Nebengestein verschiedene Korngrössenverteilung enthält: angereichert sind nur die grössten und feinsten Fraktionen. Die groben Gemengteile setzen sich vor allem zusammen aus eckigen Quarzkörnern, daneben auch aus Bruchstücken von Echinodermen, Gastropoden und Foraminiferen (v. a. Spirillinen); beim Bindemittel handelt es sich um sehr feinkörniges, dicht gepacktes Schlammmaterial (Tafel 3, Abb. 1).

Graubraune, dichte oder kristalline, pyrithaltige, mergelige Kalke mit einer grauen, feinsandigen Mergelkalk-Lage bilden den Abschluss des Argovien gegen die bei 2038 m einsetzende Dalle nacrée.



## Zusammenfassung

Somit erhalten wir für das gesamte Argovien bei Courtion eine Mächtigkeit von ca. 215 m. Die obersten Meter lassen sich wegen ihres grösseren Kalkgehaltes mit den Geissberg-Schichten vergleichen. Für die Abtrennung der Birmensdorfer-Schichten bestehen zwei Möglichkeiten: nehmen wir sie mit dem Einsetzen des ersten stärker kalkigen Komplexes um 2000 m, dann erhalten wir eine Mächtigkeit von 38–40 m; lassen wir sie aber erst nach den letzten dunkeln Mergeln bei 2027 m beginnen, so beträgt diese nur noch gut 10 m. SUTER (1920) stellte für den zentralen Neuenburger Jura 30 m Birmensdorfer-Schichten fest, SCHARDT und DUBOIS (1903) für das Gebiet der Areuse-Schlucht ebenfalls 30 m, RITTENER (1902) für die Umgebung von Ste-Croix 16 m, SCHARDT (1891) für die Reculet- und Vuache-Kette nur noch wenige Dezimeter, während nach CHOFFAT (in ALB. HEIM, 1919) bei Fort-de-l'Ecluse 40 m vorhanden sein sollen.

Das Oxfordien lässt sich, ebenso wie allfällige Eisenoolithe des obersten Callovien, trotz genauer Untersuchung nicht nachweisen. Wenn es nicht fehlt – wie nach den Verhältnissen im Jura südlich von Neuenburg zu erwarten wäre – dann müsste das Oxfordien von einer so minimalen Mächtigkeit sein, dass es anhand der Spülproben nicht erfasst werden kann.

Die Gesamtmächtigkeit des Argovien von über 200 m stimmt recht gut mit den aus dem Waadtländer Jura und den von SCHARDT (1891) angegebenen Werten überein.

## II. Dogger

### 1. Callovien (2038–2103 m)

Die Dalle nacrée setzt bei 2038 m mit einer scharfen Grenze ein; sie ist typisch ausgebildet als eine im oberen Teil beige, gegen unten mehr graue, teilweise schwach glaukonithaltige, feine Echinodermenbreccie mit hellem, calcitischem Bindemittel. Reichlich vertreten sind auch Bryozoen, Milioliden und Schalenreste von Bivalven. Milchig-bläulich verkieselte Partien sind besonders in der oberen Hälfte, bei 2045 und 2053 m, häufig. Im Kern Nr. 12 sind vor allem die Echinodermen- und Bryozoenskelette von der Verkieselung betroffen (Tafel 3, Abb. 2); im Bindemittel selbst konzentriert sie sich auf rosettenartige Aggregate.

Die Echinodermenbreccie des Kernes ist sehr stark stylolithisiert, teilweise tonflaserig und zeigt häufig bituminöse Tonhäute. An Fossilien treten auf: Echinodermenfragmente, darunter Crinoiden und Ophiurenskeletteile, Bryozoen, Lenticulinen, Planularien, Nodosarien und Spirillinen. Der Dalle nacrée sind bei 2046–2047 m und 2050–2052 m hellbeige Mergelkalke eingelagert.

Diese Echinodermenbreccie geht bei 2068 m in hellbeige, feinbrecciöse, teilweise noch stark spätige, etwas kreidige Mergelkalke mit kleinen, dunkeln Einschlüssen über; Echinodermenreste, Terebrateln und Milioliden sind nicht selten. Graue, sandige Mergelkalke folgen zwischen 2074 und 2103 m. Während sie von 2074–2077 m noch feinbrecciöse Komponenten enthalten, werden sie in ihrem unteren Teil feinsandig. In diese Serie schalten sich immer wieder dünnere und dickere Lagen von dunkelgrauen, feinsandigen Mergeln ein, die stellenweise feinen Glimmer und Pyrit enthalten.

## Zusammenfassung

Das Callovien der Bohrung Courtion 1 erreicht somit eine Mächtigkeit von 65 m und lässt sich unterteilen in:

ca. 35 m Dalle nacrée,

ca. 30 m sandige Mergelkalke und Mergel.

Die grosse Mächtigkeit der Dalle nacrée, ferner das Fehlen von typischen Callovien-Tonen, ist überraschend (vgl. R. TRÜMPY, 1959, S. 445, Fig. 2; A. STÄUBLE, 1959, S. 154); es handelt sich hier also immer noch um ähnliche Verhältnisse wie im östlichen Neuenburger Jura.

Wir ziehen die Grenze gegen das Bathonien erst mit dem Einsetzen der oolithischen Kalke, sind uns aber bewusst, dass ein Teil des unteren, mergelig-feinsandigen Komplexes entsprechend dem unteren

«Calcaire roux sableux» (= Variansschichten) oder Teilen der «Marnes du Furcil» schon zum oberen Bathonien gehört. Folgt man gar der u. a. von SCHARDT und DUBOIS (1903, S. 390) vertretenen Auffassung und stellt den ganzen Calcaire roux sableux ins obere Bathonien, dann beschränkt sich unser Callovien lediglich auf die Dalle nacree.

Da in dieser Hinsicht auch heute noch keine Einigkeit herrscht, ziehen wir es vor, die Grenze Callovien-Bathonien erst beim markanten Gesteinswechsel in einer Tiefe von 2103 m festzusetzen.

## 2. Bathonien-Bajocien (2103–2438 m)

Bei 2103 m setzt mit scharfer Grenze eine 2 m mächtige Lage grauer bis dunkelgrauer, eisenschüssiger, teilweise auch pyrithaltiger, onkolithischer Kalke ein. Sie enthalten grosse, teils limonitische, teils chamositische Ooide und Onkoide. Oft treten beide Mineralien im gleichen Ooid auf, wobei der limonitische Kern häufig von einer grünlichen Chamositkruste umgeben wird (vgl. P. NIGGLI, 1952, S. 354 ff.; L. DEVERIN, 1945).

Von 2105 m an folgt ein graubrauner, teilweise feinbrecciöser Spatkalk, der bei 2109 m in graubraune, ebenfalls teilweise feinbrecciöse, seltener spätige Oolithe übergeht. Beige bis graubraune, spätige, manchmal auch etwas mergelige, meist feine Oolithe mit Milioliden, die oft stark von Styolithen durchsetzt werden, reichen bis 2147 m. Die Lage der mehr oder weniger mächtigen Schichten von hellbeigen, weichen Mergeln kann aus dem Bohrprofil entnommen werden.

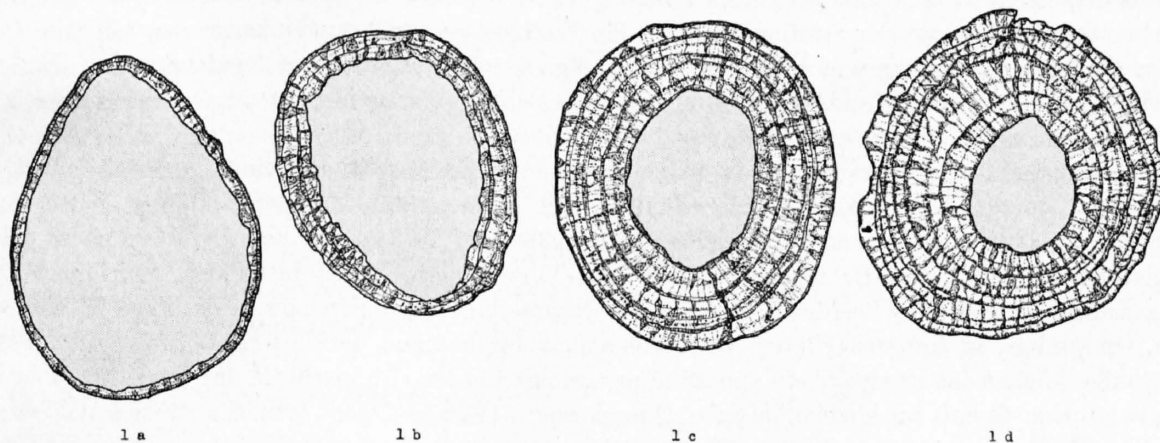


Fig. 1. Courtion, 2150 m, Bathonien:  
Detritus mit verschieden starker ooidischer Umkrustung ( $\times 100$ ).

Der Kern von 2148,0–2154,0 m besteht aus einem grauen, etwas mergeligen und feinspätigen, stylolithischen Kalkarenit, dessen Komponenten sich häufig dicht gedrängt und pflastersteinartig anordnen. Eigentliche Ooide (Fig. 1d) von konzentrisch-schaligem Bau sind in der Minderheit; Detritus verschiedenster Art mit z. T. oolithischen Anwachskrusten («superficial ooliths» nach L. V. ILLING, 1954) dominiert (Fig. 1a und b). Als Kerne treten oft gerollte Schalenfragmente oder kleine gerundete Kalkkörner auf, deren Grösse für die jeweilige Dicke der ooidischen Umkrustung bestimmend ist (Tafel 3, Abb. 3). Selten werden auch Kerne aus eckigen Quarzkörnern beobachtet, die aber nicht direkt von den ooidischen Schalen umgeben sind, sondern ihrerseits noch in einer unstrukturierten Karbonatmasse stecken; dabei handelt es sich zweifellos um Körner eines aufgearbeiteten Sandkalkes.

In gewissen Zonen des Kernes sind Erscheinungen häufig, die als «intraformationale conglomerate» (WILLIAMS, u. a., 1955) angesprochen werden können. So finden sich im Kalkarenit um 2151,5 m zahlreiche aufgearbeitete, gerundete Brocken von dunkeln, dichten Kalken und Gerölle eines feinen Oolithes ( $\varnothing$  bis 4 cm), der seinerseits ebenfalls aufgearbeitete Komponenten enthält und ca. 20 cm weiter unten ansteht. Die dunkeln Einschlüsse stammen wahrscheinlich aus einer Zone von dunkelgrauem, schwach oolithischem, z. T. feinspätigem Mergelkalk, der sich zwischen 2152,5 und 2153,0 m in den Kalkarenit ein-

schiebt (vgl. Tafel 3, Abb. 3). An organischen Resten treten auf: Fragmente von Echinodermen, kleinen Lamellibranchiern, Terebrateln und Bryozoen; kleine Lituoliden, Textularien, Lenticulinen, Spirillinen und Milioliden.

Es folgt nun, nach einer dünnen, pyritreichen, mergeligen Kalkbank, eine ca. 40 m mächtige Wechselagerung von grauen bis graubraunen, selten oolithischen, sandigen bis feindetritischen, z.T. mergeligen Kalken und Mergelkalken. Bei 2197 m setzen graue bis dunkelgraue, pyrithaltige, feinsandige Mergel mit Mergelkalk-Lagen ein, die bis 2250 m reichen. Im Kern Nr. 14, der reich an feinen Quarzkörnern ist, kann bei 2210,5 m eine Crinoidenbank festgestellt werden; ferner enthält er Serpuliden, Ostracoden, Lenticulinen und Spirillinen. Die Spülprobe von 2222 m liefert eine kleine Mikrofauna mit Ostracoden, kleinen Lituoliden, Spirillinen und zahlreichen Lenticulinen.

Die Hauptmasse zwischen 2250 und 2291 m besteht aus dunkelgrauen, pyrithaltigen, feinsandigen, glimmerführenden, feinen Mergeln mit einigen Mergelkalkbänken. Echinodermenfragmente, Ostracoden und Spirillinen sind im oberen Teil nicht selten. Eine Zone von grauen, feinsandigen bis feindetritischen Mergelkalken mit dünnen dunkelgrauen, z.T. feinsandigen, glimmerhaltigen Mergellagen erscheint zwischen 2291 und 2314 m; diese gehen über in dunkelgraue, feinsandige, pyrithaltige Mergel mit vereinzelt dunkeln Ooiden.

Zwischen 2319 und 2324 m stellen sich graue, feindetritische, pyrithaltige, mergelige Kalke ein, die ebenfalls vereinzelt grosse, dunkle Ooide enthalten. Eine Lage von grauen, mittelgroben, chamositischen Eisenoolithen, vermischt mit feindetritischem Material, lässt sich bei 2324–2326 m beobachten. In den darunter folgenden, 3 m mächtigen, dunkelgrauen, feindetritischen Mergelkalken sind Ooide nur noch spärlich vertreten. Bei 2329 m treffen wir auf eine Wechselagerung von dunkelgrauen, teilweise feinsandigen, pyritreichen, glimmerführenden Mergeln und grauen bis dunkelgrauen, feindetritischen, spätigen Mergelkalken mit einzelnen Ooiden. Eine 3 m mächtige Bank von grauen, feinsandigen, mergeligen, z.T. auch oolithischen Kalken schliesst sich an.

Eine längere Folge von grauen, sandig-feindetritischen, teilweise spätigen, fein glimmerführenden, oft tonflaserigen, mergeligen Kalken bis Mergelkalken mit dünnen, dunkelgrauen, glimmerreichen, feinsandigen Mergelzwischenlagen erstreckt sich zwischen 2339 und 2378 m. Im Kern Nr. 16 können, neben wenigen Bruchstücken von Echinodermen und Lamellibranchiern, kleine Lituoliden, Spirillinen und, selten, Lageniden bestimmt werden. Dunkelgraue, glimmerhaltige, pyritreiche, feinsandige Mergel und graue, feinsandige, in gewissen Partien stark von Calcit durchzogene, zerklüftete, teilweise tonflaserige Mergelkalke können bis in eine Tiefe von 2397 m verfolgt werden. Dünnschliffe aus Kern Nr. 17 lassen einen so grossen Gehalt an kleinen, eckigen Quarzkörnern erkennen, dass man das Gestein nahezu als mergeligen Sandstein bezeichnen könnte. Wenige Echinodermenfragmente und einige Lageniden und Lenticulinen sind in ihm enthalten. Die dunkeln, feinsandigen Mergel des untersten Kernabschnittes zeigen häufig Pyritadern und calcitische Klüfte.

Die Basis des Bajocien, von 2397–2438 m, wird gebildet durch eine eintönige Serie von dunkelgrauen bis schwarzen, feinsandigen, glimmerreichen, mergeligen Silten mit grauen bis dunkelgrauen, feinsandigen, glimmerhaltigen Mergelkalkbänken. Wir ziehen die Untergrenze des Bajocien bei 2438 m, weil hier die Silte beginnen, aus denen die im Kern Nr. 18 gefundenen Ammoniten stammen, die dem oberen Aalénien (Concavum-Zone) angehören.

#### Zusammenfassung

Ein grober Überblick über das Bathonien–Bajocien ergibt uns folgendes Bild:

53 m	Oolithe und Kalkarenite mit Mergellagen
41 m	feinsandige Kalke und Mergelkalke
117 m	feinsandige Mergel und Mergelkalke
25 m	feinsandige, z. T. oolithische Mergel und Mergelkalke
58 m	feinsandige Mergel und Mergelkalke
41 m	feinsandige, mergelige Silte und Mergelkalke
<hr/>	
335 m	Bathonien–Bajocien



Wir verzichten darauf, das Bathonien vom Bajocien abzutrennen, da zu wenig Kriterien für einen solchen Schritt vorhanden sind. Erwähnenswert sind die erstaunliche Mächtigkeit und die mergelig-feinsandige Ausbildung, die sich mit dem Neuenburger und Waadtländer Jura nicht korrelieren lassen. Mächtigmässig stimmt der Dogger unserer Bohrung wohl mit demjenigen des SW-Jura überein, jedoch fehlen die stark verbreiteten Echinodermenkalke und koralligen Bildungen, wie sie aus der Gegend der Reculet-Vuache-Kette bekannt sind. MICHEL und CAILLON (1957, S.1003) beschreiben das Bathonien-Bajocien einer Bohrung in der nördlichen «Chaîne de la Chambotte» südlich der Vuache-Kette. Obschon auch hier noch Echinodermenkalke einen grossen Raum beanspruchen, lässt sich doch eine deutliche Vermengung der Serie feststellen.

Aus Savoyen und dem Dauphiné (chaînes subalpines) werden aus diesen beiden Stufen mächtige Kalk- und Schiefermergelserien erwähnt; zweifellos steht der Dogger (vgl. auch Lias) der Bohrung Cour-  
tion 1 nach faziellen Gesichtspunkten viel näher der Dauphiné-Mergelfazies, als der typisch jurassischen Ausbildung (wie z.B. bei Altshofen).

### III. Lias

#### 1. Aalénien (2438–2590/92 m)

Eintönige, schwarze, glimmerhaltige, pyritreiche, teilweise auch etwas glaukonitische Silte setzen bei 2438 m ein und reichen bis 2480 m. Sie haben sich als sehr fossilreich erwiesen und lassen sich als Murchisonae-Schichten datieren. Schon bei 2448 m liefert die Spülprobe eine ansehnliche Mikrofauna von Ostracoden, Lenticulinen, Lituoliden, Spirillinen, Reophaciden und kleinen Gastropoden.

Der Kern von 2452,0–2455,0 m bietet eine erfreuliche Auswahl gut erhaltener Ammoniten, von denen durch Prof. F.LIEB – dem wir an dieser Stelle bestens danken – folgende Arten bestimmt und der Concavum-Zone zugeordnet werden konnten:

*Graphoceras subrudis* BUCKMAN

*Graphoceras cornu* BUCKMAN oder *concavum* (SOWERBY) (Tafel 5, Abb. 4)

*Brasilia pulchra* BUCKMAN

Der Kern führt an weiteren Makrofossilien:

viele Belemniten

*Onychites* (= Tentakelhäkchen von *Belemnoides*) (Fig. 2)

kleine Gastropoden und Lamellibranchier

kleiner Fischzahn

Eine zur Gewinnung von Mikrofossilien aufgeschlossene Probe aus 2454 m bietet gut erhaltene Foraminiferen und Ostracoden. Bestimmen lassen sich:

*Epistomina mosquensis* UHLIG (sehr häufig) <sup>1)</sup>

*Cristellaria (Lenticulina) muensteri* ROEMER

Ferner liefert die Spülprobe 2460 m noch eine kleine Mikrofauna mit Lenticulinen, Epistominen, Spirillinen, Lituoliden, Trocholinen und kleinen Gastropoden.

---

<sup>1)</sup> Erwähnenswert ist in diesem Zusammenhange, dass FRENTZEN (1941) aus dem oberen Dogger- $\alpha$  des Wutachgebietes ebenfalls eine auffallende Häufung dieser Epistominenart, die sonst im Lias und Dogger höchstens vereinzelt vorkommt, beschrieben hat.



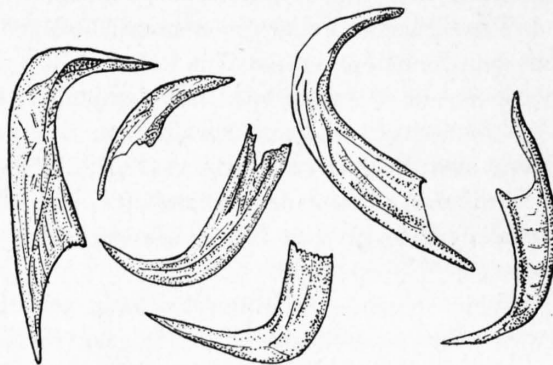


Fig. 2. Courtion, 2454,25 m, Murchisonae-Schichten:  
*Onychites* sp. (Tentakel-Häkchen von Belemnoiden) ( $\times 20$ ).

Von 2480 m an folgt ein schwarzer, pyrithaltiger, glimmerführender, feiner Ton bis Schieferton (= Opalinuston), der vereinzelt Lenticulinen und Ostracoden neben kleinen, pyritisierten Gastropoden und Lamellibranchiern enthält. Eingelagert in diesem Ton, der bis ca. 2513 m reicht, sind grobkörnigere Silte, deren Lage aus dem Bohrprofil abgelesen werden kann. Schwarze, glimmerhaltige Silte wechsellagern zwischen 2513 und 2536 m mit grauen bis dunkelgrauen, feinkörnigen, etwas glimmerhaltigen, z. T. schwach glaukonitischen Mergeln und Mergelkalken. Sie enthalten die gleiche spärliche Fauna, wie wir sie schon in der hangenden Tonserie angetroffen haben. Diese eintönige Gesteinsfolge wird bei 2536 m durch eine dünne Lage von dunkelgrauen, schwach glimmerhaltigen, pyritführenden Mergeln mit eingestreuten dunkeln, grossen Chamosit-Ooiden etwas belebt. Unter dieser Schicht wiederholt sich die gleiche Wechselagerung wie zwischen 2513 und 2536 m. Eine Bank grauer, stark glaukonitischer Mergel bei 2544–2545 m sei besonders hervorgehoben. Kleine pyritisierte Ammoniten, Terebrateln und Ostracoden sind unregelmässig über den ganzen Abschnitt verteilt.

Der unterste, von 2554 bis 2592 m reichende Teil des Aalénien setzt sich aus dunkelgrauen, teilweise mergeligen, pyritführenden, glimmerhaltigen Silten und grauen, in gewissen Zonen etwas glaukonitischen, feinkörnigen Mergeln zusammen. Vor allem um 2560 m können kleine pyritisierte Ammoniten und Gastropoden gesammelt werden; seltener sind Terebrateln, Belemniten, Aviculiden, Echinodermenfragmente, Ostracoden und Lenticulinen.

Das Aalénien geht ohne deutlichen lithologischen Wechsel in den eigentlichen Lias (Toarcien-Hettangien) über. Wir setzen, mit allen Vorbehalten, die Grenze dort, wo die ersten Bänke von dunkeln, tonigen Kalken erscheinen und die Silte zurücktreten.

### Zusammenfassung

Die Gesamtmächtigkeit des Aalénien beträgt ca. 155 m. Davon entfallen gut 40 m auf die Murchisonae-Schichten und die restlichen 110–115 m auf den Opalinuston. Das obere Aalénien, im Jura meist sandig bis eisenoolithisch ausgebildet, repräsentiert sich bei Courtion als eintönige, aber fossilreiche Siltserie.

### 2. Toarcien-Hettangien (2590/92–2690 m)

In Erwartung des Rhätsandsteines wurde ein grosser Teil des Lias gekernt, so dass wir über eine kontinuierliche Serie von Kernen verfügen, die von 2595,0–2641,6 m reicht. Sie bietet das einförmige Bild einer mehr oder weniger regelmässigen Wechselagerung von dunkelgrauen bis schwarzen, oft schlierigen, glimmer- und pyritreichen, mergeligen Silten und Tonen mit grauen, schwach glimmerhaltigen, tonigen Kalken. Häufig sind sie von Calcitadern, die besonders bei 2624 und 2627 m mit grossen Pyritnestern und -linsen in Verbindung stehen, durchsetzt. Interessant ist eine ca. 1½ cm messende, senkrechte Kluft

bei 2609 m, deren Randpartien aus hellgrauen Calcitkristallen gebildet werden, während das Zentrum von weissem, tafeligem Coelestin erfüllt ist (ähnliche Bildungen werden aus dem Callovien von Herznach beschrieben, vgl. A. FREI, 1952, Tafel II, Fig. 12). In mergeligen Tonen und Silten tritt bei 2596 und 2628 m Glaukonit auf. Kleine eckige Quarzkörner kommen selten vor; nur zwischen 2595 und 2597 m sind die Tonkalke feinsandig.

Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke dieser Wechsellagerung, die von 2592–2671 m reicht, schwankt zwischen 5 und 120 cm. Diese Serie kann im Bohrprofil nur schematisiert wiedergegeben werden, doch soll Fig. 3 einen kleinen, bezeichnenden Ausschnitt genauer darstellen.

An Fossilien können festgestellt werden:

a) Makrofossilien:

kleine Fischzähne (selten) . . . . .	2610–2613 m
Echinodermenfragmente (vereinzelt) . . . . .	durchgehend
Crinoidenstielglieder (häufig) . . . . .	2641 m
kleine Ammoniten (häufig) . . . . .	2636–2638 m
Belemniten (selten) . . . . .	durchgehend
<i>Ptychomphalus (Helicina) expansus</i> Sow. <sup>2)</sup> (häufig) . . . . .	2628–2630 m
Gryphaeen (selten) . . . . .	durchgehend
Ostreen (selten) . . . . .	durchgehend
kleine Pectiniden (häufig), u. a. . . . .	durchgehend
<i>Pecten strionatis</i> QUENST. <sup>1)</sup> . . . . .	2622,5 m
<i>Aequipecten</i> cf. <i>priscus</i> SCHLOTH. <sup>1)</sup> . . . . .	2616 m
<i>Velata</i> sp. <sup>1)</sup> . . . . .	2640 m
<i>Monotis</i> sp. <sup>1)</sup> . . . . .	2618,5 m
kleine Aviculiden (häufig) . . . . .	durchgehend
<i>Modiola</i> sp. . . . .	2631,5 m
<i>Lima</i> sp. (juvenil) <sup>1)</sup> . . . . .	2607 m
Terebrateln (häufig) . . . . .	2595–2599 m
<i>Discina</i> sp. <sup>2)</sup> (häufig), sehr kleine Form, $\varnothing = 2-3$ mm . . . . .	2637–2639 m

b) Mikrofossilien:

Nodosarien (häufig), Dentalinen (häufig) . . . . .	durchgehend
Lenticulinen (häufig), Planularien (sehr selten) . . . . .	durchgehend
Spirillinen (u. a. Cornuspiren?) (sehr häufig) . . . . .	v. a. um 2641 m
glatte Ostracoden (häufig) . . . . .	durchgehend
Spongiennadeln (sehr häufig) (Tafel 4, Abb. 2) . . . . .	durchgehend

Bei 2671 m folgen graue, häufig feinsandige, pyritreiche Mergel und graue, selten schwach glaukonitische, z. T. etwas spätige, tonige Kalke. Vereinzelte glatte Ostracoden, Lenticulinen und Echinodermenreste bilden ihren ganzen Fossilinhalt. Eine 5 m mächtige Serie von dunkelgrauen, pyrithaltigen, glimmerführenden, mergeligen Silten, in denen Echinidenstacheln gefunden werden können, mit einer grauen, teilweise spätigen, tonigen Kalkbank stellt sich bei 2683 m ein. Den Abschluss des Lias bilden, zwischen 2688 und 2690 m, graue, z. T. glaukonitische, feinsandige, häufig onkolithische Mergel mit Pyrit. Darunter folgen schwarze, ebenfalls pyrithaltige Schiefertone mit vereinzelt dunkeln Onkoiden.

<sup>1)</sup> Bestimmung durch F. Woltersdorf, dem wir hier danken möchten.

<sup>2)</sup> Von QUENSTEDT (1858) beschriebene Formen aus dem Lias- $\delta$  (Mitt. F. Woltersdorf).

Bohrtiefe

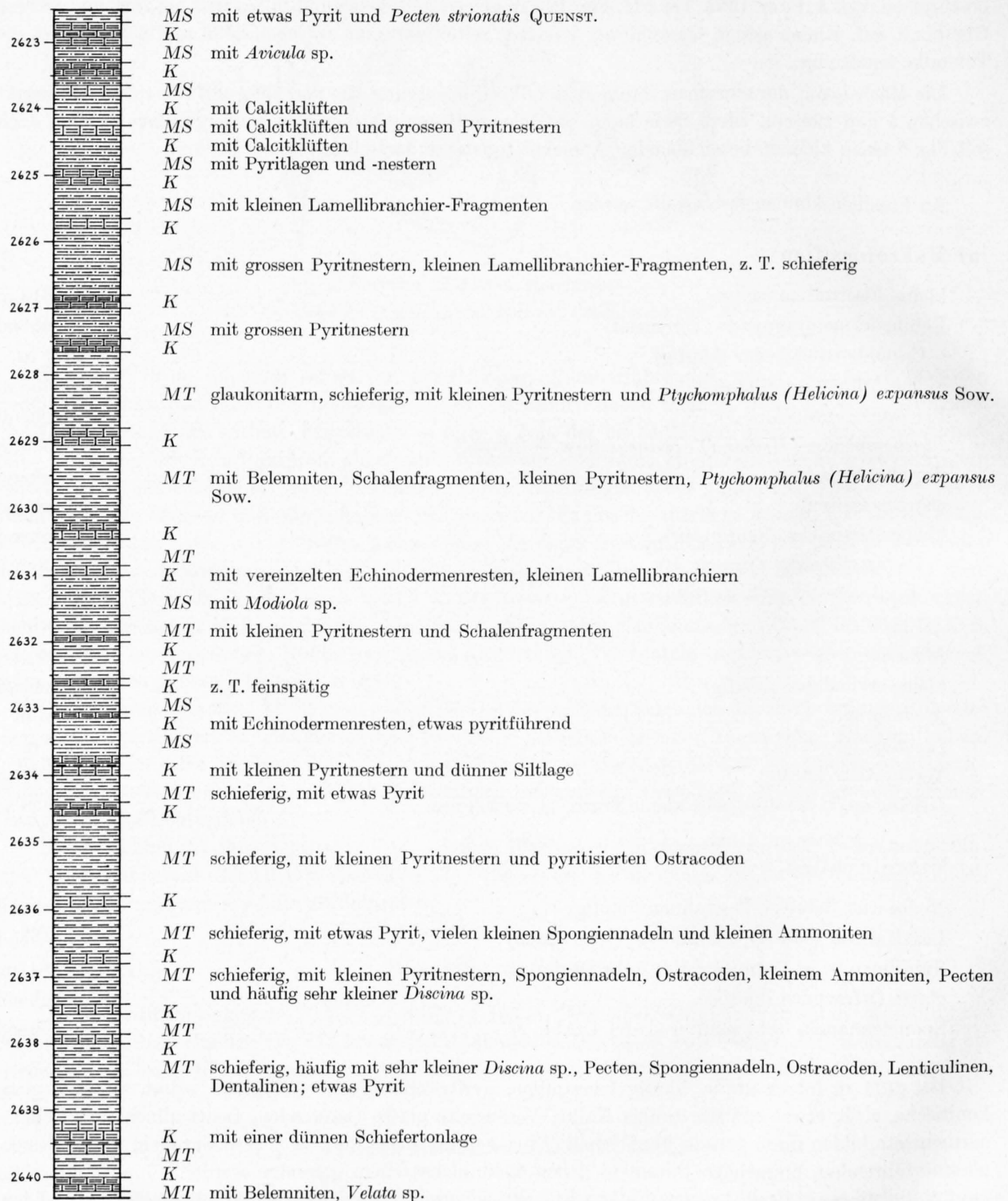


Fig. 3. Courtion 1: Detailprofil aus dem Charmouthien:

K = graue bis dunkelgraue, glimmerführende, z. T. schwach feinsandige, tonige Kalke  
 MS = dunkelgraue bis schwarze, glimmerreiche, mergelige Silte  
 MT = schwarze, glimmerreiche, mergelige Tone



## Zusammenfassung

Damit erhält der gesamte Lias eine Mächtigkeit von 252 m; davon entfallen 154 m auf die Silte, Mergel und Tone des Aalénien. Der restliche Lias erreicht demnach die respektable Mächtigkeit von gegen 100 m – einen Betrag, den wohl niemand erwartet hätte. Die Bezeichnung «Toarcien-Hettangien» soll lediglich den eigentlichen Lias (s. str.), exklusive Aalénien, charakterisieren. Es ist uns aber nicht möglich, das Vorhandensein oder Fehlen der einzelnen Stufen nachzuweisen; auf Grund des Fossilinhaltes lässt sich annehmen, dass ein Grossteil des abgebildeten Detailprofils (Fig. 3) dem Domérien angehört.

Angaben über Mächtigkeiten und Ausbildung des Lias im westlichen und südlichen Jura fehlen. Trotzdem glauben wir annehmen zu dürfen, dass die Fortsetzung dieses Ablagerungstrogas – analog den Verhältnissen des Doggers – in Richtung Genfersee–Dauphiné zu suchen ist (vgl. R. TRÜMPY, 1959, S. 442).

## C. Trias

Die Festlegung der lithologischen Grenzen anhand der Spülproben bereitete in der Trias mehr Mühe als im Jura und in der Kreide. Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, dass die durchfahrenen, recht weichen Evaporitserien häufig nur ungenügende Splitter lieferten und die Wand des Bohrloches (Verrohrung nur bis zu 1357 m!) zum Teil eine geringe Standfestigkeit aufwies (besonders im Opalinuston); infolgedessen war die Vermischung der Spülproben oft nur noch schwer entwirrbar. Hinzu kommt, dass die Qualität des Bohrschlammes unter beträchtlichen Mengen gelösten Salzes gelitten hat und Komplikationen tektonischer Natur eine Gliederung der unteren Triaspartien nahezu verunmöglichen. Trotzdem darf gesagt werden, dass die Lithologie in groben Zügen feststeht.

### 1. Keuper (2690–2870 m)

Von 2690–2695 m reichende, hellgraue bis weisse, fettig glänzende Sandsteine mit einem Bindemittel von schwachem, variablem Kalkgehalt können eindeutig dem Rhät zugeordnet werden. Der Durchmesser der eckigen Quarzkörner reicht bis gegen  $\frac{1}{2}$  mm. In den ersten 2 m sind dünne Lagen von schwarzen Schiefertönen, die einzelne eingestreute Quarzkörner enthalten, eingeschaltet, während im unteren Teil hellgraue, sandige Mergel auftreten.

Blassgraue bis milchig-grünliche, pyrithaltige, dolomitische Mergel und schwarze Schiefertöne zeigen den Beginn des eigentlichen Keupers an. Von 2704–2708 m folgen graue, grüne und milchig-grünliche, z. T. etwas sandige, dolomitische Mergel mit einer blassgrünen, kristallinen Dolomitbank. Zwischen 2708 und 2714 m wechselt die Gesteinsfarbe zu rötlichgrau bis weinrot und kehrt darauf wieder zu blassgrünen und hellbeigen Tönen zurück. In dieser Tiefe ist auch eine Bank von dichtem, schwach mergeligem, blassgrünem Dolomit eingeschaltet. Bei 2718 m folgen weinrote Mergeldolomite, die von hellgrauen bis blassgrünen, kristallinen und dichten, teilweise sandigen, dolomitischen Kalken abgelöst werden. Die nächsten 9 m sind durch eine Wechsellagerung von grauen, grünen und rötlichen, dolomitischen Mergeln und dunkelgrauen Schiefertönen ausgefüllt.

Hellbeige, kristalline, teilweise etwas kalkige Dolomite mit Lagen von weichem, weissem, mikrokristallinem, von Gips nur schwer unterscheidbarem Anhydrit zwischen 2732 und 2739 m leiten einen neuen lithologischen Abschnitt des Keupers ein. Bei 2739 m setzen beige, feinkristalline, zum Teil anhydritisch durchzogene Dolomite ein, die Nester von weissem, meist grobkristallinem Anhydrit führen. Bei 2744 m beginnt eine Wechsellagerung von grauen, kristallinen, kalkigen Dolomiten mit grauen, grünen und rötlichen Mergeln; Dolomite wie Mergel enthalten Anhydrit als fein verteilte Kristalloblasten, die eine feine «Spätigkeit» im Gestein vortäuschen. Bemerkenswert ist ein grauer, feiner, etwas dolomitischer Oolith mit kristallinem, anhydritischem Bindemittel bei 2748 m. Es folgen von 2755–2783 m dunkelgraue, seltener auch grüne oder braunrote, dolomitische Mergel mit grauen, z. T. anhydritischen,

mergeligen Dolomitbänken, die um 2765 m von einer ca. 3 m mächtigen Lage von weissem, weichem, mikrokristallinem Anhydrit unterbrochen werden.

Stark zerknietete und zerbrochene, graue bis dunkelgraue, dolomitische Mergel, Tone und mergelige Dolomite in feiner Wechsellagerung, die stark von hellgrauen bis rötlichen, zuckerkörnigen Anhydritfetzen und -lagen durchdrungen sind, zeigt der Kern von 2790,1–2793,0 m (Tafel 6, Abb. 4). Die Frage, ob es sich hier schon um eine tektonische Überprägung handelt, lassen wir offen. Eine wohl ähnliche Folge, zu der aber auch noch bunte, vor allem rote Mergel und Dolomite kommen, erstreckt sich bis gegen 2810 m. Dort geht sie in eine Zone mit grauen und dunkelgrauen, oft sandigen, pyrithaltigen Mergeln und grauen, dichten, kalkigen Dolomiten mit Anhydritnestern über.

Mit scharfer Grenze setzt bei 2816 m ein hellgrauer, z. T. rötlich oder grünlich gefärbter, kalkloser, feiner, polymikter Arkosensandstein mit dünnen, schwarzen Tonschmitzen und Anhydritnestern ein. Er besteht in der Hauptsache aus meist eckigen Quarzkörnern, ferner Feldspäten <sup>1)</sup>, Glimmer, Chlorit, z. T. etwas Glaukonit, Anhydrit und Pyrit. Pflanzenfasern, die jedoch keine nähere Bestimmung zulassen, finden sich an einigen Gesteinssplintern. Die lithologische und mineralogische Übereinstimmung mit dem Schilfsandstein des nordöstlichen Jura ist offensichtlich.

Grauer, feingebänderter, stark anhydritischer Dolomit und weisser Anhydrit mit dunkelgrauen Schiefermergeln unterlagern zwischen 2827 und 2840 m den Schilfsandstein. Der Kern von 2830,0 bis 2839,0 m zeigt, dass die Schichten feinbrecciös, stark verfäلتelt und von hellgrauen bis rötlichen, zuckerkörnigen Anhydritfetzen durchsetzt sind (Tafel 6, Abb. 5). Steinsalz lässt sich anhand kavernöser Auslaugungen, z. T. aber auch anstehend als farblose, klare Kristalle nachweisen. Das Liegende bilden graue bis dunkelgraue, anhydritische, dolomitische Mergel, verknetet mit derbem oder zuckerkörnigem, z. T. auch weichem, mikrokristallinem Anhydrit, dessen Farben von grau über hellgrau bis zu orange-rot variieren. Bei 2849 m treffen wir auf graue, stark anhydritische, kristalline, schwach kalkige Dolomite mit hellem, zuckerkörnigem Anhydrit; gleichzeitig auftretende bunte, dolomitische Mergel können eventuell auch auf Kontamination zurückgeführt werden. Graue, dolomitische Mergelkalke mit Anhydritnestern und dunkelgrauen Mergellagen schalten sich zwischen 2855 und 2863 m ein. Wir beenden den Keuper mit grauen, schwach kalkigen, anhydritischen Dolomiten, dunkelgrauen Schiefermergeln und hellgrauem, zuckerkörnigem Anhydrit, in welchem Auslaugungserscheinungen Salz vermuten lassen.

Wir haben die Untergrenze des Keupers um 2870 m festgelegt, da hier graue und graubraune Dolomite einsetzen, die das Hangende des typisch ausgebildeten Hauptmuschelkalkes bilden, und somit dem Trigonodusdolomit entsprechen.

### Zusammenfassung

Der Keuper der Bohrung Courtion 1 lässt sich in groben Zügen in folgende fünf mehr oder weniger scharf getrennte lithologische Abschnitte gliedern:

2690–2695 m: Rhätsandstein,

2695–2732 m: hauptsächlich bunte, dolomitische Mergel mit Dolomitbänken und dunkeln Schiefertönen,

2732–2816 m: Wechsellagerung von dunkeln, teilweise bunten, vorwiegend dolomitischen Mergeln mit Dolomit und Anhydrit,

2816–2827 m: Schilfsandstein,

2827–2870 m: Wechsellagerung von Dolomiten, Anhydrit und grauen, dolomitischen Mergeln – Salz.

---

180 m      Keuper

Auffallend ist das Missverhältnis zwischen dem «Bunten Keuper» oberhalb des Schilfsandsteines und dem Gipskeuper unterhalb desselben. Es stellt sich die Frage, ob diese Erscheinung auf rein sedimentäre Vorgänge zurückgeführt werden kann; die arg beanspruchten Keuperkerne legen es nahe, zur Erklärung

---

<sup>1)</sup> Nach Dr. P. Vogt handelt es sich um teilweise serizitisierte Kalifeldspäte und polysynthetisch verzwilligte Albite.

dieser Unregelmässigkeit auch tektonische Gründe heranzuziehen. Der mächtige Anteil an Evaporitbildungen am Aufbau des Keupers, insbesondere auch die Anwesenheit von Steinsalz, weist auf Beziehungen zum westlichen Jura hin.

## 2. Muschelkalk (2870–? m)

Graue bis graubraune, stark anhydritische, teilweise auch kalkige Dolomite mit sehr wenig dunkelgrauem Mergeldolomit und dolomitischen Mergeln, die alle häufig weisse, zuckerkörnige Anhydritnester und etwas Pyrit führen, finden sich zwischen 2870 und 2900 m. Auf die im Kern Nr. 27 gemachten Beobachtungen soll in einem speziellen Kapitel (Evaporitserien) eingegangen werden. In dieser Dolomitserie fallen um 2882 m Klüfte und Nester aus weisslich-rötlichem Calcit und eine Dolomitlage von pseudoolithischer Struktur auf.

Es folgen bis 2912 m dunkle, graubraune, kristalline, z.T. spätige Kalke mit weissen Calcitklüften und etwas Pyrit; partienweise sind die Kalke etwas dolomitisch. Bei 2912 m stellen sich dunkle, rauchgraue, dichte, häufig auch spätige Kalke ein, die von 2920 m an heller werden und in diesem unteren Teil auch etwas mergelig sind.

Graubraune bis beige, oft anhydritische, kristalline, dolomitische, z.T. mergelige Kalke zwischen 2933 und 2942 m, in denen von 2939 m an Lagen von weissem, weichem, mikrokristallinem Anhydrit und Nester von hellem, zuckerkörnigem Anhydrit vorkommen, leiten über zu einer feinen Wechsellagerung von weissem, kristallinem Anhydrit mit dunkelgrauen, dolomitischen Schiefermergeln und grauem, anhydritischem Dolomit. Zwischen 2946 und 2977 m stossen wir auf zuckerkörnigen bis derben Anhydrit von weisser, hellgrauer und rötlicher Farbe mit Lagen von schwarzen, tonigen Schiefermergeln, grauen, im oberen Teil auch bunten Dolomiten und dolomitischen Mergeln, die gegen unten leicht grünlich und pyrit-haltig sein können. Salz ist zwar nicht direkt nachweisbar, doch lässt ein Ansteigen der Salinität des Bohrschlammes in diesem Bereich seine Anwesenheit vermuten.

Dunkle, graubraune, z.T. anhydritische oder mergelige Dolomite mit Anhydritnestern und -klüften – ähnlich der Serie von 2870–2890 m – können zwischen 2977 und 2985 m beobachtet werden. Kern Nr. 28 zeigt in seinem obersten Teil eine dunkel gefärbte Breccie (Tafel 6, Abb. 6) aus groben quarzitischen und dolomitischen Komponenten ( $\varnothing$  bis 5 cm); das schwarze, pyritreiche, tonige Bindemittel enthält ferner zahlreiche kleine Karbonatgerölle (vgl. Kapitel über die Evaporite). Die Hauptmasse des Kernes bilden graue bis rauchgraue, schwach kalkige, tonflaserige, stylolithische Dolomite<sup>1)</sup>, die z.T. schwach anhydritisch sind und häufig feine Anhydritschnüre oder Klüfte aus einem Gemenge von Anhydrit-Dolomit aufweisen. Von 2987,5 m an erscheint eine dunkelgraue, mikrokristalline, tonige Dolomitlage<sup>2)</sup> mit Anhydritschnüren und Tonhäuten. Die untersten 30 cm des Kernes werden von einem beigen, feinkristallinen, etwas kalkigen Dolomit mit feinen Calcitäderchen und Anhydritnestern eingenommen.

In den auf den Kern folgenden 5 m ist der Grad der Vermischung der Spülproben so gross, dass wir es vorziehen, auf eine lithologische Beschreibung zu verzichten. Erst bei 2994 m stossen wir wieder auf einen dunkeln rauchgrauen, zum Teil pyrithaltigen, kristallinen bis mikrokristallinen, schwach kalkigen Dolomit mit Anhydritnestern und dunkeln Hornsteinknollen; gegen unten wird er heller und anhydritisch. Zwischen 3005 und 3020 m folgt wieder eine Zone mit starker Vermischung, so dass die nachstehenden Angaben mit allen Vorbehalten aufzunehmen sind: 3005–3010 m graubraune, kristalline Dolomite und hellgraue, kalkige Mergel mit Tonschlieren; 3010–3020 m graubraune bis beige, grobkristalline, z.T. anhydritische, kalkige Dolomite mit hellgrauem, zuckerkörnigem Anhydrit (vermutlich in Nestern).

Bei 3020 m bekommen wir wieder etwas festeren Boden unter die Füsse, indem hier 2 m graubraune, pseudoolithische, z.T. anhydritische, kalkige Dolomite erbohrt wurden, die von graubraunen, kristallinen, Anhydrit und Pyrit führenden, kalkigen Dolomiten mit Anhydritnestern unterlagert werden. Um 3036 m schalten sich 4 m graubraune, feinkristalline bis dichte Kalke mit kleinen Calcitklüften und hellgrauen Nestern von zuckerkörnigem Anhydrit ein, die in beige bis graubraune, kristalline, dolomitische Kalke

<sup>1)</sup> Von H. Lorenz und F. Stumm wurde der Kalkanteil auf nur ca. 3% bestimmt.

<sup>2)</sup> Dolomit ca. 85%, Calcit 1%, Tonanteil um 10%.



mit Calcit- und Anhydritklüften übergehen. Graubraune bis dunkelrauchgraue, dichte, splitterige Kalke, wie wir sie ähnlich schon in einer Tiefe von ca. 2915 m angetroffen haben, erscheinen bei 3046 m. Graubraune, feinkristalline, teilweise mergelige Kalke mit Terebratelresten und fragliche hellgraue Mergel folgen zwischen 3050 und 3070 m. Die Ähnlichkeit mit den Kalken um 2925–2930 m ist gross.

Dunkelrauchgraue, feinkristalline bis dichte Kalke schliessen die Bohrung ab. Kern Nr. 29 zeigt eine ausgeprägte tektonische Breccierung und Durchbewegung der Kalke, die von eingespiessten Tonfetzen und -linsen durchsetzt sind; auf starke tektonische Beanspruchung deuten auch zwei Systeme von Calcit-schnüren und -klüften hin, die sich gegenseitig durchkreuzen, wobei das eine Kluftsystem häufig das andere, wenn auch nur um geringe Beträge, versetzt. Im Dünnschliff finden sich Echinodermenreste und reichlich feiner Schalendetritus, der teilweise mit den «algues filamenteuses» (nach CUVILLIER, vgl. in Y. PEYRE, 1959), teilweise auch mit Schnitten durch sehr dünne Bivalvenschalen verglichen werden kann (Tafel 4, Abb. 4). Die unterste Kernpartie wird von dunkelgrauen, tonigen Kalken gebildet.

### Zusammenfassung

Während die obersten 100–110 m des Muschelkalkes noch als eine einigermaßen ungestörte Abfolge von Trigonodusdolomit (ca. 2870–2895 m), Hauptmuschelkalk (ca. 2895–2933 m) und Anhydritgruppe (2933–2977 m) aufgefasst werden können, ist es nahezu unmöglich, die verbleibenden 107 m der Trias irgendwelchen Horizonten zuzuordnen. Mit Sicherheit kann gesagt werden, dass es sich nicht um eine normale Serie handeln kann, und dass sich einzelne Elemente des Muschelkalkes wiederholen; so erscheint von etwa 3045 m an wieder Hauptmuschelkalk. Wie weit sein Hangendes dem Trigonodusdolomit entspricht, und inwiefern sich auch noch Elemente des Wellengebirges mitbeteiligen, kann nicht entschieden werden, da wir keine Anhaltspunkte über die effektive Ausdehnung der Anhydritgruppe besitzen. Vom geologischen Standpunkt aus ist es ausserordentlich bedauerlich, dass die Bohrung Courtion 1 aus technischen Gründen abgebrochen werden musste, bevor ein Horizont erreicht wurde, der wieder eine sichere Datierung erlaubt hätte.

Wir müssen uns mit der Feststellung begnügen, dass tektonische Komplikationen schon im Keuper auftreten; gegen unten zu verstärken sie sich derart, dass es im Muschelkalk zu Repetitionen von Schichtgliedern kommt. Im weitem verweisen wir auf die in einem speziellen Kapitel behandelten Probleme und Beobachtungen aus den Evaporitserien der Trias.

# Bohrung Altishofen 1

## A. Jura

### I. Malm

Die Tertiär-Malm-Grenze der Bohrung Altishofen ist von L. VONDERSCHMITT und H. J. TSCHOPP (1953) eingehend diskutiert worden.

#### 1. Kimmeridgien (1302–1427 m)

Unter dem Chattien, das aufgearbeitete Malmkomponenten enthält, setzt bei 1302 m ein hellgrauer bis weisslicher, zoogener, teilweise spätiger, feindetritischer, seltener dichter Kalk ein, der häufig rekristallisiert und von Calcitklüften durchzogen ist. Ziegelrote Tone, die in den obersten 2 m auftreten, könnten als eocaene Spaltenfüllungen gedeutet werden. Dünnschliffe vom Kern Nr. 32 zeigen viele Echinodermen-Trümmer, darunter Ophiurenwirbel, seltener auch Bryozoen, Algenreste, Textularien, Reophaciden, Trochamminen und *Ventrolamina*? sp. (vgl. S. 7).

Die von 1310 bis 1395 m reichenden Kalke lassen sich in drei Zonen gliedern:

- 1310–1353 m: helle grauweisse, z.T. spätige, feinkristalline bis dichte Kalke mit etwas Pyrit<sup>1)</sup>,
- 1353–1378 m: hellbeige, dichte, splitterige Kalke, leicht pyritführend,
- 1378–1395 m: hellbeige, dichte bis kristalline, z.T. koralligene Kalke.

Von grösserem Interesse ist der Abschnitt von 1395–1405 m, dem der Kern Nr. 33 angehört. Er zeigt einen beigen bis grünlichen, lagenweise etwas mergeligen, fleckigen, spongienreichen Kieselkalk mit viel Pyrit und aufgearbeiteten Komponenten (vgl. Tafel 2, Abb. 3); stellenweise ist das Gestein etwas dolomitisch und an der Basis des Kernes ausgesprochen knollig entwickelt.

Einzelne verkieselte Partien lieferten in ihren Ätzrückständen, die durchschnittlich 12 Gew.-% betragen, guterhaltene einzelne Nadeln und kleinere Skelettbruchstücke von Kieselschwämmen (Tafel 5, Abb. 5). Es wurde versucht, diese Überreste einzelnen Ordnungen und Unterordnungen zuzuweisen (Systematik nach DE LAUBENFELS, 1955), wobei eine Bestimmung bis in die Familien nur in den günstigeren Fällen möglich war (hauptsächlich beruhend auf den Arbeiten von OPPLIGER, 1897 und 1926). Folgende Formen konnten festgestellt werden:

<i>O. Lithistida</i>	<i>U. O. Rhizomorina</i>	
	<i>U. O. Anomocladina</i>	u. a. <i>Cylindrophymatiidae</i>
<i>O. Dictyida</i>	u. a. <i>Leptophragmatidae</i>	(«Craticularia»)
		<i>Botriosellidae</i>
		<i>Staurodermatidae</i>
<i>O. Lychniskida</i>	u. a. <i>Cypelliidae</i>	
		<i>Ventriculitidae</i>

<sup>1)</sup> Den obersten 60 m des Kimmeridgien ist verschiedentlich anhand des SP-Logs eine erhöhte Porosität zugesprochen worden. Wir möchten dies anzweifeln, denn erstens gibt die SP-Kurve den Grad der Permeabilität an und zweitens zeigt die Kurve ab 1360 m — wohl infolge einer Änderung der Salinität im Bohrschlamm — ein inverses Relief (Kalkausschlag gegen +), so dass in den obersten 60 m die Kurve das normale Bild eines zerklüfteten und daher durchlässigen Kalkes repräsentiert.

Ausserdem liefern Dünnschliffe und ÄtZRückstände eine kleine, artenarme Mikrofauna mit z.T. verkieselten Thuramminen, Hyperamminen, Lituoliden, Textularien, Trochamminen, Spirillinen und Lenticulinen; einige dieser Formen treten in Lebensgemeinschaft im Innern der Spongienskelette auf. Über die reichlich vorhandenen Thuramminen ist bereits an anderer Stelle berichtet worden (H. LUTERBACHER, 1961). Ferner finden sich Echinodermentrümmern, Serpuliden und eine kleine, reichverzierte Pectenschale (Tafel 2, Abb. 3).

Gelblich-beige, dichte, z.T. koralligene Kalke zwischen 1405 und 1407 m gehen über in gelbbraune, limonitisch verfärbte, dichte, z.T. schwach dolomitische oder koralligene Kalke mit weissen Kieselflecken; eingeschaltet sind helle graugrüne bis graubraune Kieselkalk-Lagen. Mit hellbeigen, dichten, z.T. koralligen Kalken, die nur selten verkieselt und etwas pyrithaltig sind, schliessen wir bei 1427 m das Kimmeridgien ab, da hier wieder einheitlichere Kalkserien einsetzen, die sich wohl mit den Wangener-Schichten vergleichen lassen.

Die Unterteilung des Kimmeridgien und vor allem dessen Abtrennung vom Séquanien bereitet grosse Schwierigkeiten, und wir möchten unsere Lösung nur als Versuch gewertet wissen.

### Zusammenfassung

Der in der Bohrung Altishofen durchfahrene obere Malm dürfte kaum bis in das Portlandien hinaufreichen. In den benachbarten Gebieten ist das Portlandien der Erosion anheimgefallen oder als dichte bis sublithographische Plattenkalke entwickelt – Sedimente, wie wir sie hier nicht vorfinden.

Die gegen 100 m mächtigen Kalke der obersten Malmpartie von Altishofen können also den Wettinger-Schichten gleichgesetzt werden. Die aus den grünlichen Kieselkalken von Kern Nr. 33 gewonnenen Spongienskelette besitzen zwar keinen Leitwert, doch dürfte nach den Untersuchungen von OPPLIGER der recht grosse Anteil der Lithistiden, vor allem ihrer Unterordnung, der Rhizomorinen, auf die Badener- oder, noch eher, auf die Wettinger-Schichten hinweisen. Dass in den untersten Lagen der Wettinger-Schichten ausgedehnte Kieselbildungen auftreten, lässt sich auch im Heidenloch bei Aarburg – die ganze Schichtserie ist dort allerdings stark reduziert – und in der Eisenmatte bei Boningen beobachten. Unser Studienkollege H. GOLDSCHMID hatte die Freundlichkeit, uns an einige Aufschlüsse der Born-Antiklinale zu führen, wofür ihm herzlich gedankt sei.

Die Badener-Schichten sind im Gebiet des Borns nicht mehr als Schwammhorizont, sondern als dichte Kalke, die sehr wohl den untersten 20 m unseres Kimmeridgien entsprechen können, ausgebildet.

### 2. Séquanien (1427–1492 m)

Braungraue, dichte oder kristalline, selten feinbrecciöse, unreine Kalke, die zum Teil Pyrit führen und Lagen von Mergelkalken enthalten, treten zwischen 1427 und 1446 m auf (Echinodermenreste, Terebrateln). Auffallend sind die recht häufigen milchigen Kieselflecken. Bei 1435 m findet sich ein grauer, zuckerkörniger bis feinkristalliner, schwach kieseliger, unreiner Kalk mit Spongiennadeln. Es folgt eine 9 m mächtige Serie von graubraunen, meist kristallinen, unreinen Kalken, die bei 1455 m dicht und splitterig werden, Pyrit führen und um 1462 m eine Lage von dunkelgrauem Mergelkalk enthalten.

Bei 1467 m setzen graue bis graubraune, tonige Kalke ein, die mit grauen, pyrit- und glaukonitführenden Mergelkalken wechsellagern (vereinzelt Echinodermenreste). Sie werden von 4 m beigen bis graubraunen, kristallinen, oft auch mergeligen, pyrithaltigen Kalken mit milchig-bläulichen Kieselsehnüren (besonders um 1473 m) und Echinodermenresten (u. a. Cidaridenstachel) abgelöst. Wir beenden das Séquanien mit graubraunen, pyritischen, mergeligen Kalken und Mergelkalken, die von 1477–1492 m reichen.

### Zusammenfassung

Das Séquanien (65 m) setzt sich also aus einer 40 m mächtigen Kalkserie und 25 m mergeligen Kalken und Mergelkalken zusammen. Wir möchten darauf verzichten, diese Stufe noch weiter zu unterteilen. In



der Gegend der Born-Antiklinale und der südlichsten Jurafalten zwischen Balsthal und Olten weist das Séquanien, vor allem der untere Teil desselben, eine so stark wechselnde Ausbildung auf (vgl. JULLERAT, 1907, u. a.), dass die Distanz zwischen Altishofen und den nächstgelegenen Aufschlüssen zu gross ist, um eine detailliertere Korrelation zu wagen. Immerhin darf doch festgestellt werden, dass im Profil des Heidenlochs bei Aarberg das untere Séquanien reichlich von mergeligen Lagen, die vermutlich teilweise ausgequetscht sind, durchsetzt wird.

### 3. Argovien (1492–1707 m)

Wir legen die Grenze Séquanien–Argovien bei 1492 m fest, da hier zwischen grauen bis dunkelgrauen, feinkörnigen, mergeligen Kalken und Mergelkalken erstmals dunkelgraue, pyritreiche Schiefermergellagen auftreten. Zwischen 1502 und 1505 m findet sich eine Bank von feinkörnigem Mergelkalk derselben Farbe, dem graue, z. T. tonige, dichte, etwas pyrithaltige Kalke mit dunkelgrauen, feinkörnigen, meist feinsandigen Mergelkalken folgen.

Das Gestein des Kernes von 1517,1–1519,1 m, d. h. dunkle, feinsandige, schwach glaukonitische, schlierige Mergelkalke von beträchtlicher Härte mit kleinen Pyritnestern und Lagen von bräunlichem, dichtem Kalk, dehnt sich zwischen 1513 und 1520 m aus. Im Kern selbst lassen sich Glomospiren, Spirillinen, kleinere Lituoliden, seltener auch Lageniden und Textularien neben verschiedenen Echinodermenresten (v. a. Radiolen von Echiniden) feststellen. Von 1520 bis gegen 1655 m sind die Spülproben etwas vermischt, so dass bei den lithologischen Angaben eine gewisse Unsicherheit besteht. Eine recht eintönige Wechsellagerung von grauen, dichten, tonigen Kalken und teilweise feinsandigen Mergelkalken mit dunkelgrauen, schwach feinsandigen, sehr feinkörnigen Mergeln und Schiefermergeln erstreckt sich zwischen 1520 und 1560 m. Glaukonit ist selten, Pyrit hingegen recht häufig.

Sind die obersten 68 m des Argovien noch vorwiegend kalkig, so beginnt bei 1560 m eine mächtige Serie von dunkelgrauen, feinkörnigen, schwach feinsandigen, fleckigen Mergeln mit Pyritnestern; vereinzelt sind noch Bänke von grauen, feinsandigen, schwach glaukonitischen Mergelkalken eingeschaltet. In den an Glaukonit und Glimmer armen Mergeln von Kern Nr. 35 können – neben Fragmenten von Ammoniten, Muscheln und Echinodermen – Glomospiren, Spirillinen, Lenticulinen und Planularien, darunter *Cristellaria* (*Planularia*) *tricarinnella* REUSS, vereinzelt auch Ophthalmidien und kleine Lituoliden gefunden werden.

Die sich von 1590 bis 1668 m erstreckende Masse von dunkelgrauen, glimmerführenden, pyrithaltigen, z. T. siltigen Mergeln kann folgendermassen gegliedert werden:

- 27 m weiche, siltige Schiefermergel mit grauen Mergelkalk-Lagen,
- 21 m Mergel mit vereinzelt Bänken von Mergelkalken und dunkeln, tonigen Kalken,
- 13 m weiche, meist siltige Schiefermergel,
- 17 m weiche Schiefermergel.

Der unterste Abschnitt des Argovien ist wieder stärker kalkig. So treten zwischen 1668 und 1680 m dunkelgraue, tonige Kalke, Mergelkalke und Mergel auf, wobei auch das Schlumberger-Log bei 1670 m eine deutliche Kalkzone anzeigt. Eine 8 m mächtige Serie von dunkelgrauen, pyrithaltigen, glimmerführenden, siltigen Mergeln leitet über zu dunkelgrauen, glimmerarmen Mergeln mit graubraunen Mergelkalkbänken. Den Abschluss bilden graubraune, glaukonithaltige, mergelige Kalke und Mergelkalke zwischen 1702 und 1707 m; sie werden von Callovien unterlagert.

### Zusammenfassung

Die Gesamtmächtigkeit des Argovien beläuft sich somit auf ca. 215 m und stimmt recht gut mit derjenigen überein, die KEHRER (1922) für das Gebiet der Born-Antiklinale angibt. Mit KOPP (1955a, b), der das Argovien schon bei 1445 m beginnen lässt, gehen wir nicht einig, handelt es sich doch in jenem Bereich um eine ausgesprochene Kalkserie, die nach unseren Beobachtungen nur dem Séquanien zugerechnet werden kann.

Während sich die Geissberg-Schichten nicht abtrennen lassen, dürften wenigstens die untersten 5 m den Birmensdorfer-Schichten entsprechen, die am Born ebenfalls glaukonitisch sind; Schwämme können wir in Altishofen allerdings nicht feststellen.

Das Oxfordien fehlt oder ist so stark reduziert, dass es anhand der Spülproben nicht ausgeschieden werden kann.

## II. Dogger

### 1. Callovien (1707–? m)

Unter den glaukonitischen Birmensdorfer-Schichten setzt bei 1707 m mit scharfer Grenze eine gelbbraune, limonitisch verfärbte Echinodermenbreccie ein, die in ihren obersten Lagen neben sehr viel feindetritischem Material auch Eisenooide enthält. Diese sind teils gelblich-limonitisch, teils grünlich-chamositisch. Ausser den zahllosen, z. T. limonitisierten Echinodermenresten lassen sich an den Gesteinssplittern auch Schalenfragmente von Bivalven und Bryozoen, neben Lenticulinen, Milioliden und Nodosariern beobachten. Von 1709 m an treten die limonitischen Verfärbungen zurück und die Eisenooide verschwinden; das Bindemittel der Echinodermenbreccie besteht häufig aus weissem, z. T. grobkristallinem Calcit.

Zwischen 1714 und 1723 m erhält die Echinodermenbreccie eine graue Farbe; sie wird stellenweise mergelig und z. T. stark stylolithisch. Dünnschliffe aus dem Kern von 1716,8–1719,8 m ergeben folgenden Fossilinhalt:

Seeigelstacheln, Crinoidenstielglieder  
kleine Gastropoden, Lamellibranchier, Bryozoen  
1717,1 m Terebratulabank mit *Zeilleria* sp.  
Lenticulinen, kleine *Fronicularia*  
*Trocholina* cf. *conica* SCHLUMBERGER

Die im Kern immer wieder auftretenden dünnen, bis zu 30 cm mächtigen, glimmerhaltigen und pyritreichen Tonlamellen und Schiefer-tonlagen liefern eine bescheidene Mikrofauna von Lenticulinen, selten Planularien, Spirillinen, Ostracoden, kleinen pyritisierten Gastropoden und Lamellibranchiern, neben zahlreichen Echinodermenbruchstücken.

Von 1723 m an folgt eine gegen 25 m mächtige Serie von beigen bis grauen, z. T. schwach sandigen, detritischen Spatkalken und spätigen Mergelkalken mit dünnen, dunkelgrauen, feinsandig-siltigen Mergel-lagen. Es lässt sich nicht entscheiden, wieviel davon noch dem «Calcaire roux sableux» und wieviel schon den Spatkalken des oberen Hauptrogensteins angehört; wir vermuten, dass sich dieser Wechsel ohne grosse lithologische Veränderung vollzieht. Gezwungenermassen müssen wir also als einziges Kriterium die Mächtigkeitsverhältnisse der nächstgelegenen Aufschlüsse heranziehen und schlagen vor, die Grenze Callovien (inkl. Variansschichten)–Bathonien zwischen 1725 und 1735 m festzusetzen.

### Zusammenfassung

Wenn wir mit den benachbarten Juragebieten Vergleiche anstellen wollen, ist bei Altishofen die Gesamtmächtigkeit des Doggers zu gering. Die uns zur Verfügung stehenden Spülproben und Kerne gestatten nicht, die lithologischen Abschnitte mit den sonst gebräuchlichen Bezeichnungen zu versehen.

Der markante lithologische Wechsel bei 1707 m entspricht vermutlich der Grenze Argovien-Callovien; ähnliche Verhältnisse werden aus den benachbarten Gebieten beschrieben. Die an Eisenoiden reiche Echinodermenbreccie zwischen 1707 und 1709 m repräsentiert unter dieser Voraussetzung das obere Callovien. Auf eine Schichtlücke, die durch das Fehlen des Oxfordien bedingt sein kann, deutet auch die Tatsache hin, dass die obersten Meter des Callovien Verwitterungsfarben zeigen (Kondensationshorizont). Das Callovien ist in den unmittelbar benachbarten Juragebieten eher mächtiger entwickelt, so dass auch aus diesem Grunde ein vollständiges Fehlen des Callovien überraschen würde. Die von 1710 m an anstehende Echinodermenbreccie kann in ihren obersten Lagen mit der Dalle nacréée verglichen werden; Callovien-Tone sind nicht vorhanden oder auf einige wenige Tonlagen beschränkt.

Diese dünnen Schiefertonglagen des Kernes Nr. 36 enthalten eine Mikrofauna, die zwar nicht leitend ist, mit ihren pyritisierten kleinen Gastropoden und Foraminiferen aber gut derjenigen des Callovien-Tones oder der Variansschichten entspricht; Lageniden und Ostracoden herrschen vor, während das übrige Bathonien durch seinen Reichtum an Lituoliden, Textularien und Milioliden auffällt. Allerdings sind die Mikrofaunen des schweizerischen Jura noch zu wenig untersucht, um dieser Vermutung ein grösseres Gewicht zu verleihen.

Das Callovien (inkl. Variansschichten) erhält somit eine Mächtigkeit von 18–28 m.

## 2. Bathonien-Bajocien (?–1854 m)

Unter den zuletzt beschriebenen, sandigen Spatkalken, die sicher zum grössten Teil dem Bathonien zuzurechnen sind, folgen von 1747–1755 m an graue, mergelige Spatkalke, die häufig grob- bis pseudoolithisch sein können. Graubraune, dichte oder kristalline, selten auch spätige Kalke leiten bei 1758 m über zu grauen, z. T. spätigen Oolithen mit grauen bis dunkelgrauen, oolithischen Mergelkalken. Von 1770 bis 1786 m finden sich beige, selten spätige, feine Oolithe, die von einem 5 m mächtigen grauen, feinkörnigen, pyrithaltigen Kalkarenit unterlagert werden.

Der Kern von 1796,6–1800,4 m zeigt eine Wechsellagerung von grauen bis dunkelgrauen, tonflaserigen, feindetritischen, teilweise auch oolithischen (die Ooide sind häufig in Nestern angereichert), spätigen Mergelkalken und Mergeln, die von weissen Calcitadern durchzogen sind. Im Dünnschliff lassen sich Echinodermenreste, Bryozoen, Schalenfragmente von Lamellibranchiern (u. a. eine kleine Auster) und, seltener, Lituoliden, Lenticulinen, Milioliden und Textularien bestimmen. In ähnlicher Ausbildung ist diese Serie bis in eine Tiefe von 1810 m entwickelt.

Den Angaben der folgenden 30 m haften einige Unsicherheiten an, da die Spülproben häufig stark kontaminiert sind. Es handelt sich um eine feine Wechsellagerung von grauen, z. T. spätigen, mergeligen Oolithen und Eisenoolithen mit grauen, schwach oolithischen, mergeligen Kalkareniten, dunkelgrauen, feinsandigen Mergeln mit vereinzelt Ooideinschlüssen und schwarzen, fein Glimmer führenden, siltigen Schiefermergeln. Die für die untersten 12 m des Bajocien (bis 1854 m) charakteristische Ausbildung wird im Detailprofil der Kerne Nrn. 38 und 39 dargestellt (Fig. 4). Dünnschliffe liefern u. a. Lenticulinen, Nodosarier, Trocholinen, Ophthalmidien, *Sigmoilina*? sp. und Ostracoden (Tafel 3, Abb. 4).

## Zusammenfassung

Dass der Dogger bei Altishofen im Vergleich zum benachbarten Jura reduziert ist, haben wir schon weiter oben festgestellt; das Bathonien-Bajocien erreicht eine Mächtigkeit von nur 120–130 m. Es ist nicht möglich, den Komplex dieser beiden Stufen nach den gebräuchlichen Bezeichnungen zu unterteilen. Daher können wir über den Grad der Reduktion der einzelnen Schichtglieder nichts Näheres aussagen.

Während das Bathonien zum grossen Teil als Spatkalke mit beträchtlichem Mergelgehalt ausgebildet ist, dürfte der reine Oolith zwischen 1770 und 1786 m mindestens einem Abschnitt des unteren Hauptrogensteins entsprechen. Der untere Dogger kann nicht gegliedert werden.

## III. Lias

Bei 1852,4 m wurde die erste Bohretappe abgeschlossen; für die zweite standen uns keine technischen Unterlagen mehr zur Verfügung, hingegen sind die Spülproben wesentlich reiner.

### 1. Aalénien (1854–1924 m)

Wir lassen die Murchisonae-Schichten mit einer Lage von groboolithischem Mergelkalk bei 1854,0 m im Kern Nr. 39 beginnen. Im weiteren möchten wir für die genauere Beschreibung des Grenzgebietes



Bohrtiefe

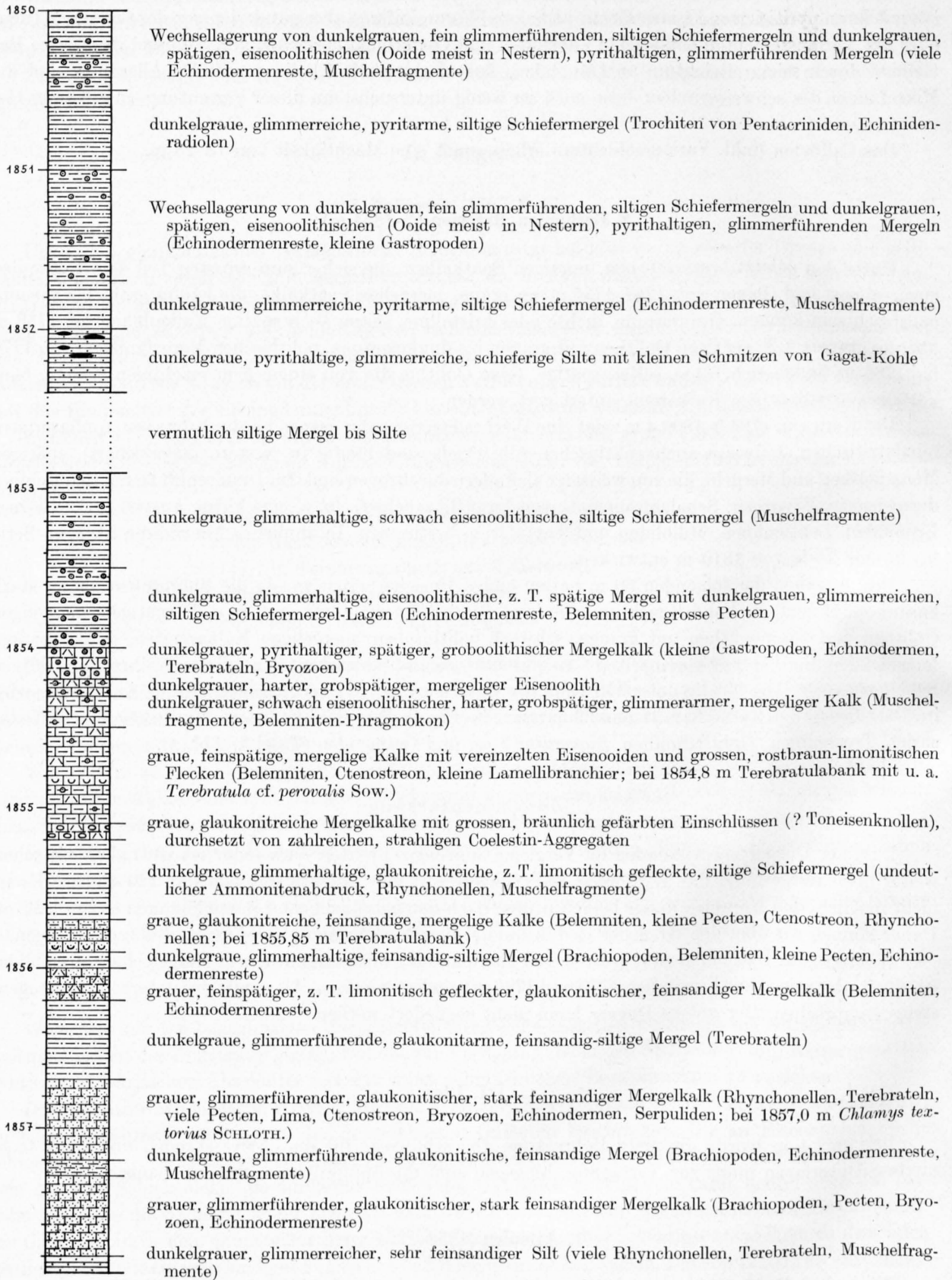


Fig. 4. Altishofen 1 (Kerne 38 und 39): Detailprofil aus dem Grenzbereich Bajocien-Aalénien.

Bajocien–Aalénien auf das Detailprofil (Fig. 4) verweisen. An Mikrofossilien lassen sich bestimmen: Lenticulinen, berippte Nodosarien, Ophthalmidien, Ostracoden und Ophiurenwirbel. Den untersten Teil der Murchisonae-Schichten bilden zwischen 1862 und 1865 m graue, feinsandige Mergelkalke mit vereinzelt Ooiden, die in graubraune, pyrithaltige, teilweise auch eisenoolithische, feinsandige, mergelige Kalke übergehen.

Dunkelgraue, glimmerführende Silte mit einzelnen dunkelgrauen, pyrit- und glimmerführenden, feinsandigen Mergellagen, die kleine pyritisierte Muschelschalen enthalten, kennzeichnen den Beginn des Opalinustones; sie reichen von 1865 bis 1889 m. Es folgen dunkelgraue, glimmerreiche, z. T. pyrithaltige, sehr feine Tone mit blankpolierten Bewegungsfugen; diese Tone werden von 1900 m an schieferig. Zwei dünne Bänke von dunkelgrauem, glimmerarmem, tonigem Kalk schalten sich bei 1889/90 m und 1900/01 m ein. Von 1917 m an wird die Serie wieder grobkörniger; es handelt sich um graue, glimmerhaltige, etwas größere Silte und um glimmerarme, feinsandige Schiefermergel, die sich bis gegen 1924 m erstrecken.

Der ganze Komplex des Opalinustones ist sehr fossilarm. Ausser ein paar Querschnitten von kleinen Lamellibranchiern im Kern Nr. 40 und einem kläglichen Ammonitenrest im Kern Nr. 41 (aus uns unerklärlichen Gründen wurden aus dem Opalinuston zwei Kerne dicht beisammen gezogen) hat er sich als steril erwiesen.

### Zusammenfassung

Eine an Eisenoolithen reiche Serie markiert den Beginn des Aalénien wie im Gebiet der Weissensteinkette (DELHAES und GERTH, 1912; STAEHELIN, 1924; BUXTORF, 1907). Die Murchisonae-Schichten und der Opalinuston weichen in ihrer Ausbildung nicht stark von der des benachbarten Jura ab; allerdings sind ihre Mächtigkeiten, besonders die des unteren Aalénien, beträchtlich reduziert. So erhalten wir für die Murchisonae-Schichten 11 m, während der Opalinuston nur knappe 60 m erreicht.

### 2. Toarcien–Hettangien (1924–1955 m)

Die Untergrenze des Opalinustones ist unscharf. Vermutlich gehört der unterste Meter der dunkelgrauen, glimmerarmen Schiefermergel bei 1924 m schon dem Toarcien (Jurensis- und Posidonienschichten) an; doch können diese geringmächtigen Horizonte anhand der Spülproben, die ja nur meterweise entnommen werden, nicht mit genügender Sicherheit erfasst werden. Die grauen bis dunkelgrauen, glaukonit-

#### Bohrtiefe

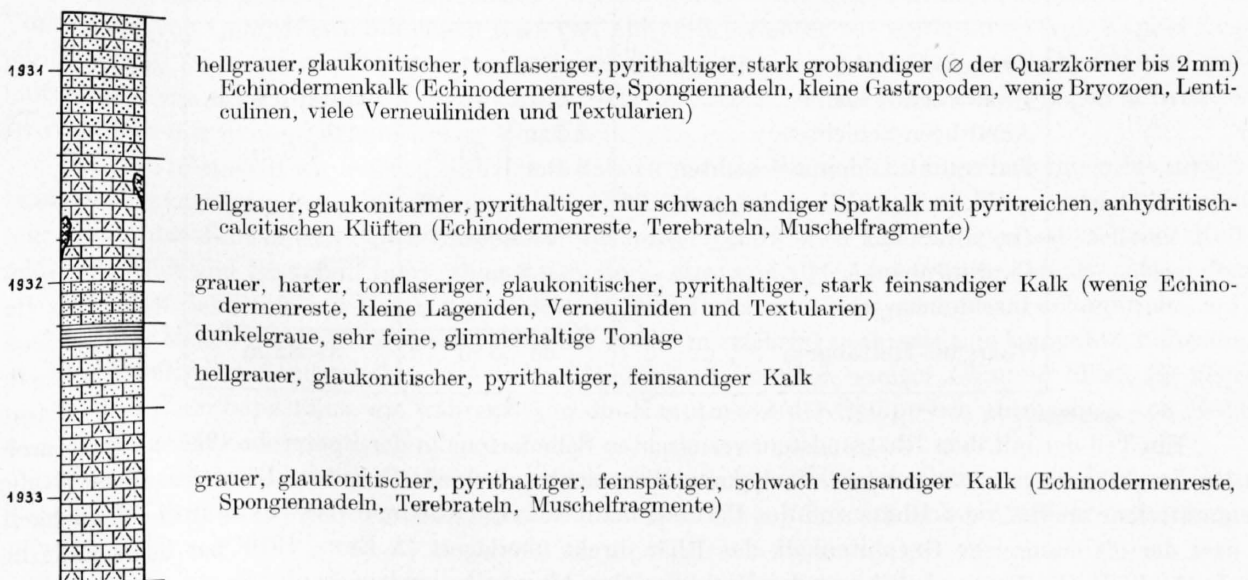


Fig. 5. Altishofen 1 (Kern 42): Ausschnitt aus dem Sinémurien.

reichen, pyrithaltigen, feinsandigen Mergelkalke und Mergel, die bei 1925 m beginnen, entsprechen voraussichtlich einer reduzierten Serie, die die Amaltheen-, Davoei- und Obliqua-Schichten umfasst. Sie enthalten Bruchstücke von Terebrateln.

Bei 1929 m folgt eine ca. 2½ m mächtige Bank von hellgrauen, glaukonitischen, tonflaserigen, stark grobsandigen Echinodermenkalken («Obtusussandsteine» nach Buxtorf, 1907, S. 28). Die zahlreichen, meist gerundeten Quarzkörner erreichen häufig einen Durchmesser von 2 mm (vgl. Tafel 4, Abb. 3). Eine genauere Beschreibung und Fossilangabe dieser Zone liefert das Detailprofil des Kernes Nr. 42 (Fig. 5).

Der Gryphitenkalk beginnt bei 1931,4 m mit grauen, glaukonitarmen, feinsandigen, untergeordnet auch spätigen Kalken. Sie führen Pyrit und werden – wir halten diese Tatsache für bemerkenswert – von Klüften aus einem Gemenge von Anhydrit und Calcit durchsetzt. Diese Serie geht bei 1934 m über in helle graue, z. T. pyrithaltige, kristalline Kalke, die durch ihren Reichtum an milchig-bläulichen Verkieselungen und grauen Hornsteinknollen auffallen. Auf diese Kieselvorkommen im oberen Teil des Gryphitenkalkes weist Buxtorf (1907, S. 24) besonders hin. Spongiennadeln, Echinodermenreste und Bruchstücke von Foraminiferen sind nicht selten. Zwischen 1942 und 1949,5 m folgen graue, kristalline, z. T. verkieselte Kalke und dunkelgraue, glimmerhaltige, schwach sandige Mergelkalke.

Um 1950 m begegnen wir einem ca. 1½ m mächtigen, hellgrauen, glimmerführenden, kalkigen Sandstein mit wenig Glaukonit; die Körner bestehen fast ausnahmslos aus Quarz, nur das Bindemittel ist – im Gegensatz zum Rhätsandstein – calcitisch. Die Sandsteinbank wird unterlagert von einem auffälligen, rötlichbraunen, stark eisenhaltigen, onkolithischen Kalk mit etwas Pyrit. Die einzelnen Onkoide, deren Kern häufig aus Echinodermenresten und kleinen Gastropodenfragmenten gebildet wird, weisen eine teils chamositisch-grünliche, teils limonitisch-bräunliche Färbung auf (Tafel 5, Abb. 6).

Zwischen diesem Onkolith und dem Rhätsandstein, der bei 1955 m einsetzt, stehen graue bis dunkelgraue, z. T. spätige, selten eisenonkolithische, feinsandige Kalke an.

#### Zusammenfassung

Beim Vergleich des Lias der Bohrung Altishofen mit den aus dem Jura der NW-Schweiz beschriebenen Profilen springt die grosse Ähnlichkeit mit der von Buxtorf (1907) publizierte Schichtfolge des Weissenstein-Tunnels ins Auge. Sie gestattet eine weitgehende lithologische Parallelisierung; mächtigkeitsmässig sind die oberen Schichten (vgl. Tabelle) allerdings stark reduziert:

	Weissenstein-Tunnel	Altishofen
Jurensis-Schichten . . . . .	1,5 m	vermutlich 1 m
Posidonien-Schiefer . . . . .	0,25 m	
Amaltheen-Schichten . . . . .	2,5 m	
Davoei- bis Obliqua-Schichten . .	8–9 m	4–5 m
grobkörniger Kalksandstein . . .	3 m	2–3 m
Gryphitenkalk . . . . .	20–30 m	21 m
Cardinienbänke . . . . .	3 m	2–3 m
Insektenmergel . . . . .	0,1–0,5 m	?
Toarcien-Hettangien . . . . .	35–50 m	31–32 m

Ein Teil der mit dem Rhätsandstein vermischten Schiefertone in der Spülprobe 1955 m könnte wohl den Insektenmergeln entsprechen, doch kann dies nicht entschieden werden. Die feinsandigen Kalke unmittelbar oberhalb des Rhäts sind den Cardinienbänken vergleichbar; es besteht zwar die Möglichkeit, dass der oft eisenreiche Gryphitenkalk das Rhät direkt überlagert (A. Erni, 1910, hat beide Fälle beobachtet). Grobe Eisenonkolithe an der Basis der Gryphitenkalke sind noch nie aus dem benachbarten Jura beschrieben worden. Den hangenden Sandstein möchten wir mit demjenigen vergleichen, den Erni



(1910, S.18) von der Felsmatten südöstlich Grindel (Kanton Solothurn) aus den untersten Schichten des Gryphitenkalkes erwähnt. Er unterscheidet sich vom Rhätsandstein durch das kalkige Bindemittel. Im übrigen sind sandige Bildungen aus verschiedenen Horizonten des Gryphitenkalkes im Weissensteingebiet wohl bekannt.

Die milchig-bläulichen Verkieselungen, besonders aber die Hornsteinknollen, die wir zwischen 1942 und 1934 m antreffen, kennzeichnen den oberen Gryphitenkalk. Der glaukonitische, grobsandige Echinodermenkalk im obersten Teil von Kern Nr.42 entspricht dem «grobkörnigen Kalksandstein» von Buxtorf (1907, S.24), den dieser als Äquivalent der Obtusustone auffasst. Die darüberliegenden Schichten dürften als reduzierte Serie mit starkem Glaukonitgehalt den Abschnitt Obliqua- bis Amaltheen-Schichten umfassen. Das geringmächtige Toarcien kann nicht gegliedert werden.

Die Stufen Toarcien bis Hettangien der Bohrung Altishofen sind also mit einer Gesamtmächtigkeit von über 30 m noch recht gut entwickelt. Die Reduktion gegenüber dem Lias im Jura erfasst vor allem die Schichten zwischen Toarcien und Lotharingen.

## B. Trias

### 1. Keuper (1955–2078 m)

3 m weisse bis hellgraue, eher feinkörnige Sandsteine mit dünnen Lagen von schwarzen Schiefertönen markieren das Rhät. Der Durchmesser der einzelnen Quarzkörner beträgt bis gegen  $\frac{1}{2}$  mm. Die Sandsteine enthalten etwas Glaukonit und Pyrit, jedoch fehlt jede Spur von bituminösen Einlagerungen. Darunter folgen noch ca. 1 m graue, schwach glimmerführende, siltige Mergel, die vermutlich ebenfalls dem Rhät angehören.

Der eigentliche Keuper beginnt bei 1959 m mit hellgrauen, graugrünen und grünen, z. T. pyrithaltigen, dolomitischen Mergeln und schwarzen, glimmerführenden Schiefertönen. Diese Serie reicht bis gegen 1971 m. Zwischen 1963 und 1966 m ist ein weinroter, seltener auch grünlicher, zuckerkörniger Dolomit mit Anhydritadern eingelagert. Dunkelgraue, graue und graugrüne, teilweise gefleckte, pyrithaltige, dolomitische Mergel, die gegen unten auch rötlich werden können, wechsellagern zwischen 1971 und 1982 m mit grauem, oft mergeligem Dolomit. Häufig sind darin Verkieselungen, darunter feine Quarzschnüre und kleine rote, schalig gebaute, kryptokristalline Carneolkügelchen und Anhydritnester enthalten. Über das Vorkommen von Quarzdrusen mit einem Kern von Anhydrit berichten wir weiter unten (vgl. Kapitel Evaporite, S. 38). Das massive Einsetzen von hellgrauem bis rötlichem, zuckerkörnigem Anhydrit lässt vermuten, dass von 1982 m an der Anhydrit nicht mehr in Nestern, sondern erstmals in Lagen auftritt; er ist vermischt mit bunten, dolomitischen Mergeln.

Bei 1986 m stossen wir auf den Schilfsandstein. Es handelt sich um einen hellgrauen bis rötlich-braunen, feinkörnigen, polygenen Sandstein mit Einlagerungen von Anhydrit. Ferner bildet Anhydrit sehr häufig das Bindemittel<sup>1)</sup> des Sandsteins, der neben Quarz auch Chlorit, Glimmer, seltener Kalifeldspäte, Albit und Glaukonit führt. Die mittlere Zone, etwa von 1987,5 bis 1991 m, enthält – neben dem oft grünlichen Sandstein mit Lagen von schwarzen Schiefertönen – bunt gebänderte, dolomitische, z. T. auch sandige Mergel mit Pyrit. Zwischen 1991 und 1992,5 m erscheint nochmals eine kompakte, hellgraue, etwas grobkörnigere Sandsteinlage, die mehr Glaukonit, dafür aber weniger Glimmer führt. Es überrascht, dass diese Sandsteine, die während 6 m die Hauptmasse der Spülproben ausmachen, von Kopp übersehen werden konnten.

Eine ca.  $2\frac{1}{2}$  m mächtige Bank von grauem, dichtem, pyrithaltigem Dolomit mit dünnen, roten Anhydritbändern unterlagert den Sandsteinkomplex. Bei 1995 m folgt eine sich bis 2025 m erstreckende

---

<sup>1)</sup> Schilfsandstein mit anhydritischem Bindemittel wird auch von LAEMMLEN (1958) aus dem Rheintalgraben beschrieben.

Masse von dunkelgrauen bis schwarzen, pyrithaltigen, dolomitischen Schiefermergeln und -tonen mit weissen, hellgrauen und rötlichen Lagen und Nestern von grobkristallinem Anhydrit; um 2013 m schaltet sich eine Bank von grauem, feinkristallinem Dolomit ein. Schwarze Tone mit kleinen, zellenartigen Anhydritdrusen und weissen Linsen von weichem, mikrokristallinem Anhydrit zwischen 2025 und 2027 m gehen über in eine feine Wechsellagerung von dunkelgrauen, dolomitischen Mergeln und Schiefertönen mit Anhydritlagen und -nestern, wie wir sie schon zwischen 1995 und 2025 m angetroffen haben.

Von 2049 m an treten grüne, graugrüne und graue, seltener auch rote, feingebänderte, oft schieferige, dolomitische Mergel auf, die meist stark anhydritisch durchsetzt sind. Sie enthalten dünne Bänder und Linsen von hellgrauem, fein- bis zuckerkörnigem Anhydrit. Bei 2057 m, im Kern Nr. 44, stossen wir auf einen grösseren Komplex von hellgrauem bis graubraunem, meist derbem Anhydrit, der von dünnen, dunkelgrauen oder graugrünen Mergelbändern und kleinen, reliktschen Mergelfetzen durchzogen ist (Tafel 6, Abb. 1). Der derbe Anhydrit enthält häufig eingesprengte, idiomorphe Dolomitrhomboeder (Tafel 7, Abb. 5); diese Erscheinung soll weiter unten eingehend erläutert werden (vgl. Abschnitt Evaporite). Von 2067–2070 m führt dieser Anhydrit schwarze Schiefertone und graue, dolomitische Mergel.

Graue bis graubraune, feinkristalline, kalkige Dolomite reichen bis in eine Tiefe von 2078 m; sie sind häufig etwas anhydritisch oder mergelig und weisen gegen unten mehrere Zwischenlagen von dunkelgrauen Mergeln auf. Die Anhydritvorkommen beschränken sich auf Nester und Klüfte.

### Zusammenfassung

Der Keuper der Bohrung Altishofen weicht weder in seiner Ausbildung noch in seiner Mächtigkeit von dem des benachbarten Jura ab.

Er gliedert sich folgendermassen:

1955–1959 m:	Rhät (oberer Keuper) . . . . .	4 m
1959–1986 m:	Bunte Mergel des mittleren Keupers . . . . .	27 m
1986–1992/3 m:	Schilfsandstein . . . . .	6–7 m
1992/3–2070 m:	Gipskeuper . . . . .	77–78 m
2070–2078 m:	Lettenkohle . . . . .	8 m
Keuper . . . . .		123 m

Die von Kopp (1955a, b) erwähnten Gipsvorkommen in den Schichten des Gipskeupers beruhen auf Fehldiagnosen. Sämtliche «gipsähnlichen» Mineralaggregate erwiesen sich anhand kristalloptischer Untersuchungen eindeutig als Anhydrit.

## 2. Muschelkalk (2078–2166 m)

Bei 2078 m beginnt ein beiger, schwach kalkiger, kristalliner Dolomit, der von Anhydrit – sei es in Nestern und Klüften, sei es in feinsten Verteilung als Kristalloblasten – durchsetzt ist. In mehr oder weniger regelmässiger Verteilung sind Lagen von dunkelgrauen, glimmerführenden Schiefermergeln eingestreut. Zwischen 2086 und 2088/89 m nehmen die Dolomite weitgehend eine pseudoolithische Struktur an, wobei Anhydrit als Bindemittel eine z. T. beträchtliche Rolle spielt.

Von 2090 m an wurde bis in eine Tiefe von 2131,3 m durchgehend gekernt, so dass genaue lithologische Angaben für den oberen Muschelkalk gewährleistet sind <sup>1)</sup>.

Von 2088/89 m an stossen wir auf eine 18 m mächtige Serie von graubraunen, fein- bis grobkristallinen, z. T. stark anhydritischen Dolomiten. Pyrit und milchig-bläuliche Verkieselungen (häufig als Drusenfüllung) sind nicht selten. Weisses, zuckerkörniger Anhydrit findet sich in Nestern und Klüften; so ist bei 2098 m

<sup>1)</sup> Leider standen uns aber die obersten 3 m (Kern Nr. 45) nicht zur Verfügung. Die Erben von Ing. Gutzwiller haben es abgelehnt, diesen Kern, der Ölsuren enthält, dem Naturhistorischen Museum Basel zu überlassen.

eine Linse von grobkristallinem, weissem Anhydrit von Bitumen imprägniert und braun verfärbt (Tafel 6, Abb. 7). In diesem Dolomitkomplex finden sich häufig bituminöse Klüfte und stylolithische Tonhäute, ferner auch Lagen von schwarzen, glimmerhaltigen Mergeln, die bis gegen 40 cm mächtig werden können.

Bei 2106,5 m geht der Dolomitgehalt zurück, und bei 2107 m setzt der Trochitenkalk ein. Es handelt sich um einen beigen, seltener auch graubraunen, kristallinen, z. T. dolomitischen Kalk mit vereinzelt Einlagerungen von weissem, grobkristallinem Anhydrit und leicht bituminösen Tonhäuten. Die Trochiten sind häufig lagenweise angereichert und bestehen selbst dann aus Calcit, wenn das sie umgebende Gestein dolomitisiert ist. Ferner treten Echinidenstacheln, Terebrateln und andere Bivalvenreste auf. Eingeschaltet finden sich Bänke von beigen, kristallinen, nur schwach kalkigen Dolomiten (2111 m, 2115 m, 2117 m), graubraunen, dichten, splitterigen Kalken (2109 m) und eine Lage von schwarzen, glimmerhaltigen Mergeln (2114 m).

Ein dunkler, graubrauner bis rauchgrauer, oft feinspätiger, tonflaseriger, feinkristalliner oder dichter Kalk bildet die Hauptmasse zwischen 2117,5 und 2124 m. Er ist zum Teil leicht dolomitisch, wobei der Dolomit meist in Form von idiomorphen Einsprenglingen im mikrokristallinen Kalk vorliegt. Ferner treten vereinzelt Nester von weissem Anhydrit und bituminöse Tonhäute (besonders um 2123 m) auf. Kleine Gastropoden und eine kleine, schlecht erhaltene Pecten machen den ganzen Fossilinhalt aus. Eine 2 m mächtige Zone von teils stark anhydritischen, teils etwas dolomitischen, beigen, kristallinen Kalken mit einer dünnen Dolomitbank reicht bis 2126 m. Dieser Dolomit besteht aus pseudoolithischen Körnern; Anhydrit bildet nicht nur das Bindemittel, sondern erfasst häufig auch das Innere der Körner, so dass die Pseudooide nur noch einen dolomitischen Saum aufweisen.

Es folgen 4 m beige, rauhe, fein- bis grobkristalline, anhydritische Dolomite. Sie sind lagenweise zerbrochen (Gleitbreccie), ferner gebändert und verknetet mit graubraunem, derbem Anhydrit; Anhydrit-Neubildungen liegen als weisse, zuckerkörnige Einschlüsse vor (Nester, Linsen usw.). Das Liegende bilden von 2130–2138 m beige, feinkristalline, anhydritische, z. T. pyrithaltige Dolomite, die mit graubraunem, derbem Anhydrit und, selten, mit dunkelgrauen, blätterigen Mergeln gebändert auftreten.

Von 2137,1–2147,5 m verfügen wir wieder über Kerne. Diese zeigen zwischen 2137,8 und 2145,0 m einen feinen Wechsel von beigen bis grauen, dünnen, anhydritischen, z. T. sehr feinkristallinen Dolomitbänken (selten bituminöse Tonhäute) mit grauen, graubraunen und dunkelgrauen, blätterigen Mergeln und hellgrauem bis graubraunem, derbem Anhydrit. Dieser ist von 2145 m an stark zerkniet; es schwimmen darin brecciöse, ausgewalzte, reliktsche Fetzen von beigem Dolomit und schwarzem Ton. Hellgrauer, zuckerkörniger Anhydrit und, weniger häufig, graue Mergel mit dünnen, beigen Dolomitbänken stehen zwischen 2150 und 2155 m an.

Bei 2155 m stossen wir auf eine fast sulfatfreie Dolomitzone mit ausgeprägten Hornsteinbildungen. Im oberen Teil sind die Dolomite beige und grobkristallin, während sie bei 2157,5 m graubraun, pyrithaltig und oolithisch werden und milchig-gräuliche Verkieselungen aufweisen. Bei diesem Oolith in der Anhydritgruppe fällt die Tatsache auf, dass die Ooidstrukturen nur noch in den verkieselten Partien erhalten sind (vgl. Tafel 6, Abb. 8).

Die Bohrung wurde bei 2166 m in einer Serie von hellgrauem bis rötlichem, derbem oder zuckerkörnigem Anhydrit mit grauen Mergel- und Dolomitlagen abgeschlossen.

### Zusammenfassung

Bei Altishofen ist der Muschelkalk in einer Mächtigkeit von 88 m erbohrt worden, wovon die untersten 40 m auf die Anhydritgruppe entfallen. Wohl zeigt der Hauptmuschelkalk gegenüber den von MERKI (1961) aus den benachbarten Gebieten des Jura gegebenen Profilen eine etwas reduzierte Mächtigkeit, doch dürfte die von ihm und TRÜMPY (1959) unter dem Molassebecken postulierte Mächtigkeitsreduktion wesentlich langsamer nach Süden fortschreiten, als er dies – auf den falschen Resultaten von KOPP fussend – auf Fig. 2 (S. 209) darstellt. Offensichtlich hat KOPP den Spülproben, wenigstens in der Trias, keine allzu grosse Bedeutung beigemessen, lässt er doch den Trigonodusdolomit erst bei 2090 m mit Kern Nr. 45 beginnen (vgl. auch TRÜMPY, 1959, S. 439).



Während sich der Trochitenkalk, der von 2106,5–2126 m reicht, abtrennen lässt, fehlen für eine weitere Unterteilung des Hauptmuschelkalkes charakteristische Horizonte im Sinne von MERKI. So muss die Untergrenze des Trigonodusdolomites ungewiss bleiben, da auch der dem Nodosuskalk <sup>1)</sup> entsprechende Teil dolomitisiert ist. MERKI zeigt, dass die Trigonodusdolomit-Fazies im Süden und Südosten des östlichen Schweizer Jura immer tiefer hinabreicht. Andererseits ist aber nach BRÄNDLIN (1911) und MERKI (1961) nicht auszuschliessen, dass sich die Trochiten nicht auf den eigentlichen Trochitenkalk beschränken, sondern höher hinauf greifen können.

Die obersten 12 m der Anhydritgruppe entsprechen dem «unteren Dolomit» (nach MÜHLBERG, 1908). Dabei dürfen wir nicht ausser acht lassen, dass gerade im Weissensteingebiet die Dolomitisierung auch noch den untersten Trochitenkalk erfassen kann. Die liegende Serie, die schon eindeutig der oberen Sulfatzone der Anhydritgruppe angehört, ist gestört und weist eine starke Durchbewegung auf (Tafel 6, Abb. 2 und 3); sie wird zwischen 2155 und 2160 m von Dolomiten mit Hornsteinen und verkieselten Oolithen unterbrochen (vgl. Tafel 6, Abb. 8).

Anhydritabsätze in Nestern, Klüften oder als kleine Kristalloblasten und damit verbundene Lösungserscheinungen im Karbonatgestein treten im ganzen oberen Muschelkalk auf. Sie sind auf die ausserordentliche Mobilität der Sulfate zurückzuführen (vgl. nächstes Kapitel).

## Einige Beobachtungen in den Evaporitserien der Trias

In der bei beiden Bohrungen durchfahrenen Trias nehmen Calciumsulfat-Gesteine einen breiten Raum ein. Bei der Untersuchung der Bohrkerne und der Spülproben wurde darauf geachtet, ob das Calciumsulfat in Form von Gips oder Anhydrit vorliege. Dies geschieht wohl am schnellsten durch Körnerpräparate, die sich ohne grosse Hilfsmittel rasch anfertigen lassen und eine zuverlässige kristalloptische Unterscheidung gestatten.

In der ganzen Trias der beiden Bohrungen wurde kein Gips angetroffen. Es stellt sich nun die Frage, wie gross der Anteil an primärem Anhydrit ist, und wieviel erst sekundär aus Gips umgewandelt wurde. Über die Ablagerungsbedingungen von Ca-Sulfat aus Meerwasser geben die Untersuchungen von POSNJAK (1938, 1940) Auskunft, die die klassischen Arbeiten von VAN'T HOFF (1912) und seinen Mitarbeitern revidieren.

Ob aus Meerwasser Gips oder Anhydrit ausgeschieden wird, hängt weitgehend von der herrschenden Salzkonzentration ab, da sich die Löslichkeiten der beiden Stoffe mit steigender Salinität ungleichartig verändern. Erst bei einer auf das 4,8-fache des normalen Wertes erhöhten Konzentration überschreitet – immer unter normalen Temperaturbedingungen (ca. 30° C) – das Löslichkeitsprodukt des Anhydrites dasjenige des Gipses. Wieviel des gesamten ursprünglichen Ca-Sulfatgehaltes als Gips zur Ablagerung gelangt, kann wohl kaum quantitativ erfasst werden; es spielen so viele, stark variable Faktoren mit, dass nur grobe Abschätzungen möglich sind, die für jedes Vorkommen neu modifiziert werden müssen.

Für die ausgedehnten Evaporitserien der Trias unseres Gebietes kann (nach J. BOURCART und J. RICOEUR, 1952) eine Entstehung in Salzsümpfen ausgeschlossen werden. Wahrscheinlicher ist eine Bildung in einem ausgedehnten, flachen Becken, das vom offenen Meer durch eine mehr oder weniger geschlossene Reihe von Inseln und Untiefen abgeschnitten war, so dass es zu einer Erhöhung des Salzgehaltes und zur Ausfällung von Evaporiten kommen konnte. Man braucht sich eine solche Barriere nicht allzu drastisch vorzustellen, da (nach ARRHENIUS und LACHMANN, 1912) die Diffusionsgeschwindigkeiten sehr gering sind und somit einen raschen Ausgleich verunmöglichen. Nachströmendes Meerwasser hielt die Bedin-

---

<sup>1)</sup> Wir verzichten bewusst auf die von MERKI verwendeten Bezeichnungen «Plattenkalk» und «Anhydritdolomit».

gungen über lange Zeit hin konstant, so dass die Abscheidung monoton ohne Vermischung verschiedener Ausfällungsprodukte erfolgte. Konzentriertere und dadurch schwerere Lösungen sammelten sich nur in begrenzten Vertiefungen dieses ausgedehnten Beckens; es konnte dort zu Absätzen höherer Glieder der Abscheidungsfolge kommen (nach einer Mitteilung von Prof. L. VONDERSCHMITT ist eine solche Mulde für die Salzvorkommen von Riburg [Kanton Aargau] nachgewiesen).

Für die Evaporite beider Bohrungen ist eine stärkere Erhöhung der Salinität auszuschliessen, da sowohl im Keuper wie auch im Muschelkalk grössere Salzvorkommen fehlen<sup>1)</sup>. Für eine Abscheidung des Ca-Sulfates als Gips spricht auch dessen grosse Metastabilität und seine bekannte Neigung zu Übersättigungserscheinungen, die, wie von verschiedenen Autoren angeführt wird, den Gips oft weit über seinen theoretischen Stabilitätsbereich hinaus ausfallen lassen.

Wir dürfen also annehmen, dass mindestens ein grosser Teil des in beiden Bohrungen angetroffenen Anhydrites nicht primären Ursprungs ist. Die theoretischen Bedingungen der Umwandlung von Gips in Anhydrit sind von MARSAL (1952) und MACDONALD (1953) untersucht worden. Wir verwenden in der Folge die Daten des letzteren.

Da die Umwandlung von Gips zu Anhydrit mit einer Veränderung des Volumens verbunden ist, spielt neben Temperatur und Salzgehalt auch der herrschende Druck eine ausschlaggebende Rolle. Für die weiteren Betrachtungen wollen wir uns auf zwei extreme Annahmen beschränken; die wirklichen Verhältnisse liegen in allen möglichen Varianten dazwischen.

Der erste Fall bezieht sich auf ein offenes System; der Gebirgsdruck wirkt nur auf die festen Phasen, die flüssigen stehen lediglich unter hydrostatischem Druck. Zusätzlich verschiebt eine zirkulierende, gesättigte Steinsalzlösung das Gleichgewicht stark zugunsten des Anhydrites. Unter solchen Bedingungen genügt schon eine Überlagerung von wenigen Zehnern von Metern, um die Existenzbedingungen des Gipses zu überschreiten.

Im zweiten Falle, dem für uns interessanteren, handelt es sich um ein geschlossenes System, d.h. der Gebirgsdruck wirkt auf alle beteiligten Phasen. Zusätzlich nehmen wir an, dass keine Fremd-Ionen das Gleichgewicht beeinflussen. Unter Annahme einer mittleren geothermischen Tiefenstufe von 30 m und einer mittleren Jahrestemperatur an der Oberfläche von 10° C muss ein Überlagerungsdruck von 220–240 Bars, der einer Tiefe von 900–1000 m entspricht, einwirken, um Gips zur instabilen Phase werden zu lassen (nach MACDONALD, 1953). MARSAL (1952) kommt zu höheren Werten; nach ihm muss die Umwandlung von Gips in Anhydrit erst in einer Tiefe von 1200 m unumgänglich eintreten.

Bei unseren Bohrungen dürfen wir wohl mit Verhältnissen rechnen, die auf den zweiten Fall hin tendieren. Die extrem niedrigen Durchlässigkeitswerte, die für die überlagernden dolomitischen Mergel des Keupers gelten, erlauben es, diese Umwandlungsprozesse in erster Annäherung denjenigen in einem geschlossenen System gleichzusetzen; dies allerdings unter Vernachlässigung eventuell vorhandener Kluftsysteme. Da in der Trias beider Bohrungen Salz – allerdings nur spärlich – auftritt, dürfte die zur Umwandlung notwendige Überlagerungsdecke unter den von MACDONALD angegebenen Maximalwerten liegen. Dafür sprechen auch die Resultate der Bohrung von Buix (Berner Jura), bei der in einer Tiefe von 600 m eine Übergangszone von Gips in Anhydrit beobachtet worden ist (SCHMIDT u. a., 1924). Unbekannt sind der genaue Verlauf und die Änderungen der geothermischen Tiefenstufe sowie die mittlere Jahrestemperatur an der Oberfläche in der für die Umwandlung kritischen Zeit. Die zur Entstabilisierung des Gipses erforderliche Mächtigkeit wurde im Gebiet der beiden Bohrungen sicher zu einer Zeit erreicht, in der die Oberfläche von einem recht flachen und warmen Meere überflutet war (vgl. dazu auch DREYFUSS, 1954, S. 12), so dass wir mit Bodentemperaturen rechnen können, die nicht unter 10° C liegen. Ferner begehen wir wohl keinen allzu grossen Fehler, wenn wir die heutige mittlere geothermische Tiefenstufe beibehalten. Bei der Bohrung Courtion 1 erreichten die überlagernden Schichten die kritische Mächtigkeit spätestens vor dem Beginn der Kreide. Für die Bohrung Altishofen 1 kann keine solche Abschätzung getroffen werden, da wir für die Ablagerungsverhältnisse zwischen Kimmeridgien und Chattien keine Anhaltspunkte besitzen.

<sup>1)</sup> Nach H. BORCHERT und E. BAIER (1953) kann das Fehlen von Steinsalz allerdings auch auf Auslaugung durch das bei der Bildung von Anhydrit aus Gips befreite Kristallwasser zurückgeführt werden.

Ob diese Umwandlung wirklich schon mit der Erreichung der kritischen Bedingungen eingetreten ist, kann angezweifelt werden. Unbekannt sind die Reaktionsgeschwindigkeiten, unter denen diese Prozesse bei hohen Drucken ablaufen. In einem geschlossenen System ist die Bildung von Anhydrit und Wasser aus Gips mit einer Volumenvermehrung von 10,5% verbunden; unser System müsste also zu der ohnehin schon exothermen Reaktion zusätzlich eine sehr grosse Arbeit leisten, um diese Volumenvermehrung zu erreichen. Es ist daher gut möglich, dass sich der Gips metastabil über ganze Abschnitte der geologischen Geschichte halten kann und die Umwandlung erst dann eintritt, wenn durch neue, von aussen herantretende Ereignisse dieser labile Zustand umgestossen wird. Lokale Entlastungen, ferner eine positive Veränderung des Wärmehaushaltes, verbunden mit tektonischen Einwirkungen, die eine Zerklüftung der abschliessenden Decke mit sich bringen würden, könnten zum Beispiel die Auslösung einer solchen Störung verursachen. Die dabei befreiten grossen Mengen von Kristallwasser (pro Kubikmeter umgewandelten Gipses bilden sich 485 Liter Wasser) stellen zusammen mit dem neugebildeten Anhydrit eine äusserst mobile, unter expansivem Druck stehende Masse dar, die als «Kissen» und «Rollager» für eine Schubübertragung geradezu ideal ist.

Nach der Skizzierung dieser etwas kühnen Ideen wenden wir uns einigen Beobachtungen zu, die an Kernen und Dünnschliffen der beiden Bohrungen gemacht werden konnten.

Alle in den Evaporitserien gezogenen Kerne zeigen eine stärker oder schwächer gestörte Lagerung. Der ursprünglichen Schichtung am nächsten kommen Partien aus dem Gipskeuper der Bohrung Altishofen 1 (Kern 2056,1–2059,1 m). Sie zeigen eine recht feine Wechsellagerung von hellgrauem bis weissem Anhydrit, grünlichen, zum Teil auch rötlichen dolomitischen Mergeln und grauen bis dunkelgrauen, leicht schiefrigen Mergeln bis Tonen. Die einzelnen Schichten, die nie mächtiger als 1 cm sind, weisen eine schwache Wellung und Fältelung auf, die durch Einlagerung von anhydritischen Linsen und Schlieren kompensiert werden (Tafel 6, Abb. 1).

In der Anhydritgruppe der gleichen Bohrung ist diese Schichtung nur noch angedeutet. Die einzelnen tonigen Zwischenlagen sind zerbrochen, zerrissen und schwimmen in einem Brei von Anhydrit (Tafel 6, Abb. 3). Die Kanten der einzelnen Brocken sind abgerundet (Rotation?). Auch eigentliche Bewegungsflächen, längs denen die Zertrümmerung besonders ausgeprägt erscheint, können beobachtet werden. Sie verlaufen oft diskordant zur Schichtung.

In der Bohrung Courtion 1 ist die Deformation, sowohl im Keuper als auch in der Anhydritgruppe, sehr viel weiter fortgeschritten. Schon im ersten Kern aus dem Keuper (2790,0–2793,0 m) ist die ursprüngliche Wechsellagerung von dunkeln, tonigen, dolomitischen Mergeln, mergeligem Dolomit und leicht rötlichem, körnigem Anhydrit sehr stark in sich zerbrochen und durchgeknetet (Tafel 6, Abb. 4). Besonders die dunkeln, tonigen Brocken verhalten sich sehr wenig plastisch. Alle Risse und Klüfte sind mit dem rötlichweissen Anhydrit ausgeheilt. Das gleiche lässt sich auch in Kern 2830,0–2839,0 m feststellen; einige Stücke zeigen hier sogar eine ausgeprägte Kleinfältelung (Tafel 6, Abb. 5). Das kavernöse Aussehen einzelner Partien rührt von der durch den Bohrschlamm verursachten Auslaugung des Steinsalzes her, das an den Kernen selbst nur noch vereinzelt nachgewiesen werden kann. Auch die Kerne 27 und 28 sind noch sehr stark von Anhydrit durchsetzt, der in Form von Linsen und Nestern oder als Klufffüllung auftritt.

Wir wollen uns nun noch – ohne auf Vollständigkeit Anspruch zu erheben – mit ein paar Mineralien der Evaporitserie befassen.

### 1. Anhydrit

Eine stengelig-strahlige Ausbildung des Anhydrites ist selten und nirgends in grösserem Masse verwirklicht. Einzig in der Anhydritgruppe von Altishofen 1 stossen wir stellenweise auf eine dichte Masse von verfilzten, feinen, stengeligen Anhydritkristallen, in der kleinere Brocken von dolomitischen Mergeln und tonigem Material schwimmen. Gewisse Partien erwecken den Eindruck, als sei dieser Anhydritbrei in bestimmte Schichten hineingeflossen und hätte deren Gefüge aufgelöst, während andere dolomitische Lagen wenig verändert wurden. In der gleichen Bohrung findet sich bei 2097,7 m im Trigonodusdolomit eine Linse von weissem, grobkristallinem Anhydrit, der durch bituminöse Imprägnation braun gefärbt ist (Tafel 6, Abb. 7).



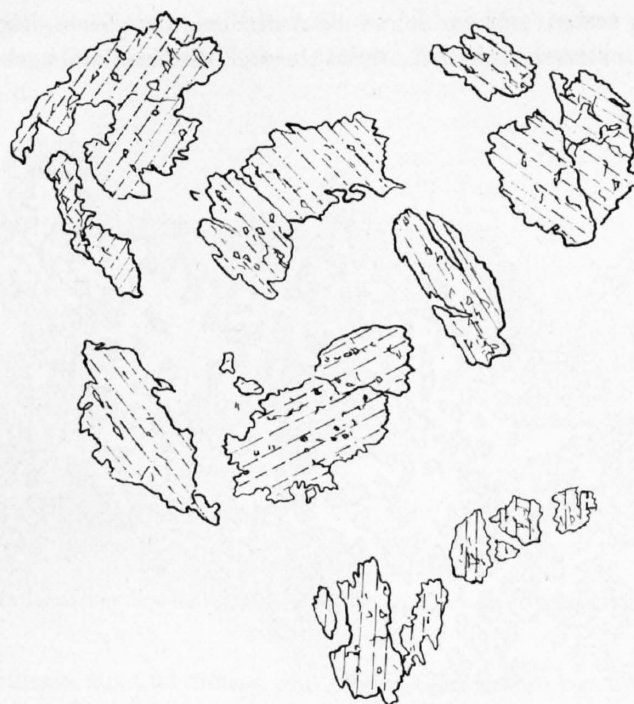


Fig. 6. Courtion, 2880,8 m, Trigonodusdolomit:  
«Korrodierte» Anhydritkristalle in anhydritischem Dolomit ( $\times 20$ ).

Die häufigste Ausbildungsform des Anhydrites, vor allem in Klüften, sind mosaikartig zusammengefügte, mehr oder weniger rechteckige Körner ohne besonders bevorzugte Wachstumsrichtung. Bemerkenswert ist ein farbloser Anhydritkristall von prismatischer Gestalt mit den Massen  $6 \times 3 \times 2$  mm aus der Spülprobe Courtion 2748 m.

Oft können im gleichen Dünnschliff verschiedene Generationen von Anhydrit angetroffen werden. Besonders schöne Beispiele liefert der Kern Courtion 2879,5–2882,5 m, der dem Trigonodusdolomit angehört. Schon äusserlich, besonders nach dem Anätzen mit warmer, verdünnter Salzsäure, lassen sich im geschichteten Dolomit braune, «spätige» Anhydritkristalloblasten (anhydritischer Dolomit, Fig. 6) und Klüfte oder Nester von weissem, körnigem Anhydrit feststellen. Im Dünnschliff zeigen diese braunen Anhydritkristalle gegen den Dolomit sehr unscharfe Grenzen (korrodiert?), so dass die einzelnen Individuen nur noch durch ihr einheitliches Auslöschen und die eigenartig blasse, gemeinsame Interferenzfarbe erkenntlich sind; zudem weisen die Kristalle eine durch feine karbonatische Verunreinigungen hervorgerufene Bestäubung auf (Tafel 7, Abb. 1). Viel frischer, fast grell, sind die Interferenzfarben des weissen Anhydrites, der klarumgrenzte, rechteckige Kristalle bildet. Dass er jünger ist, geht daraus hervor, dass seine Klüfte den braunen Anhydrit durchsetzen können. Eine durch P.-D. Dr. H. SCHWANDER freundlicherweise ausgeführte Spektralanalyse zeigt, dass sich die beiden Generationen auch in ihrer chemischen Zusammensetzung unterscheiden.

Verteilung der Elemente nach fallender Häufigkeit:

	Hauptelemente	Nebenelemente	Spuren
heller Anhydrit . . . . .	Ca, Mg	Si, Fe, Al	Ba, Ti, Na, Sr, Mn
brauner Anhydrit . . . . .	Ca	Si, Fe, Al, Mg, Sr	Ti, Na

Ebenfalls in die Kategorie des «korrodierten» Anhydrites gehören unregelmässig geformte Flecken von Anhydrit, die so stark von karbonatischem Material verunreinigt sind, dass die Interferenzfarben

nicht mehr in Erscheinung treten; nur das schwache Aufhellen, das gleichzeitig mit dem des auffälligen, durchgehenden Saumes von reinem Anhydrit erfolgt, beweist die Zusammengehörigkeit (Tafel 7, Abb. 4).

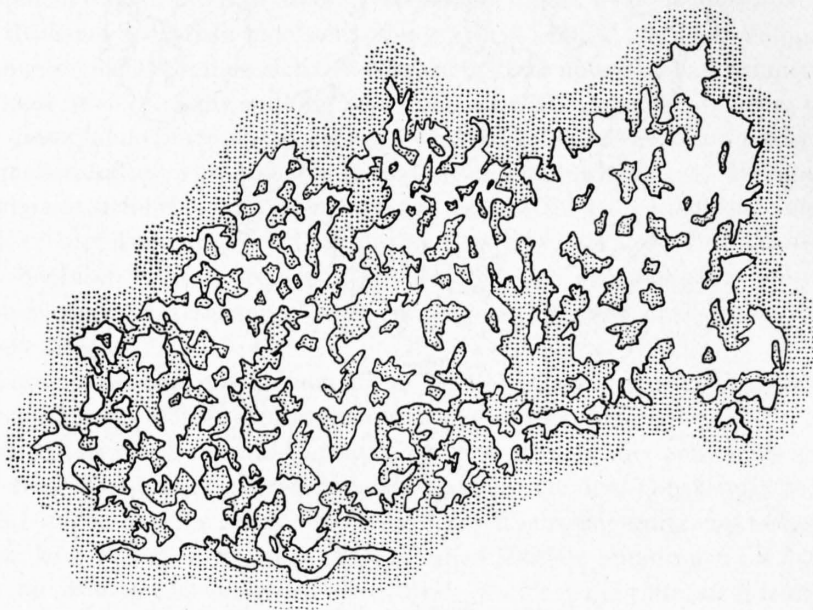


Fig. 7. Altishofen, 2094 m, Trigonodusdolomit:  
Grosser Anhydritkristall mit «Schwammstruktur» in feinkristallinem Dolomit (punktiert) ( $\times 20$ ).

Im Trigonodusdolomit von Altishofen 1 (z.B. bei 2094 m) sind einzelne Lagen des Dolomites sehr stark von grossen Anhydritkristallen durchsetzt. Diese sind aber nicht einheitlich, sondern so stark von kleinen Karbonateinschlüssen erfüllt, dass auch hier wieder nur die gemeinsame Interferenzfarbe die einzelnen Individuen, die in ihrer Längsrichtung bis 6 mm messen können, erkennen lässt (Fig. 7). Wir versuchen diese Erscheinung folgendermassen zu deuten: Das Karbonat wurde zuerst durch sulfatische Lösungen ausgelaugt und erhielt dadurch eine grobe Porosität. In diesen unregelmässigen Hohlräumen erfolgte anschliessend die Ausscheidung von Anhydrit in Form von Grosskristallen, die die karbonatischen Relikte einschlossen; so entstanden eigentliche «Schwamm-Strukturen». Offensichtlich wird die Grosskristallbildung durch beschränkte räumliche Verhältnisse und unter Druck begünstigt; laminare Bildungen im Anhydrit lassen sich als Druckerscheinungen auffassen.

Mannigfaltig sind die Beziehungen zwischen Anhydrit und Dolomit; wir möchten hier nur zwei besonders eindruckliche Beispiele herausgreifen.

In einer Kluftfüllung aus grossen Dolomitkristallen des Kernes Courtion 2985,8–2988,8 m finden sich ab und zu Anhydritkristalle, die fingerförmig, unter Anpassung an die karbonatische Spaltbarkeit, in den Dolomit hineingreifen (Tafel 7, Abb. 3). Weniger prägnant zeigt sich ein ähnliches Bild im Keuperkern Courtion 2879,5–2882,5 m. Hier weist eine Kluft von groben, frischen Karbonatkristallen einen randlichen Saum von mehr oder weniger idiomorphen Anhydritkristallen auf. Diese greifen ebenfalls unter teilweiser Benutzung der Spaltbarkeit in das Karbonat hinein, wobei die Grenze oft merkwürdig unscharf erscheint.

Zwischen 2056,0 und 2058,0 m von Altishofen 1 stossen wir in einer Grundmasse aus feinkristallinem Anhydrit, der von schlierigen, dolomitischen Mergelfetzen durchzogen ist, auf zahlreiche grosse, eigenartig gebaute Dolomithomboeder, die sich vor allem in Partien mit grösserem Anhydritgehalt anreichern (Tafel 7, Abb. 5; Fig. 8). Sie bestehen aus drei Zonen:

1. Stark pigmentierter, oft körniger, dolomitischer Kern; im typischen Fall ein Rhomboeder mit stark abgerundeten Kanten.
2. Zone mit relativ kleinen Anhydritkristallen.

3. Rand aus Dolomit, der die idiomorphe Kristallform bildet. Die Grenze gegen die Grundmasse ist meistens scharf. Ätz- und Färbversuche haben gezeigt, dass diese Zone, im Gegensatz zum Kern, aus reinem Dolomit besteht.

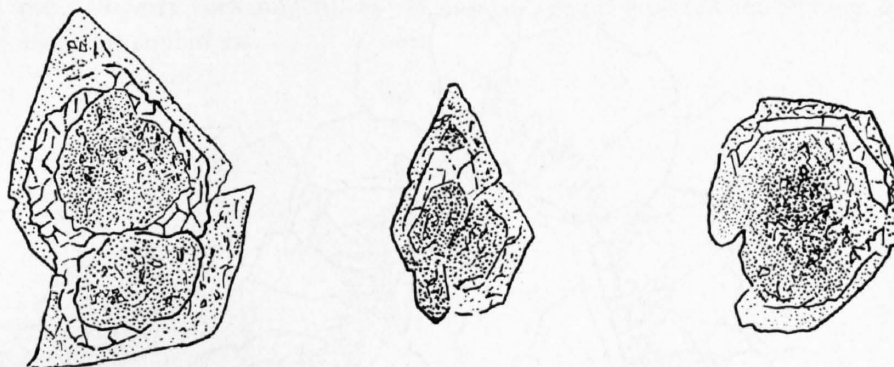


Fig. 8. Altishofen, 2057 m, Keuper:  
Zonierte Dolomitrhomboeder (punktiert = Dolomit, weiss = Anhydrit) ( $\times 75$ ).

1 und 3 löschen gemeinsam aus und weisen immer eine oder mehrere gemeinsame Berührungsstellen auf. Nicht selten sind, vor allem in den Mergelpartien, Individuen, bei denen die Zone 2 fehlt. In der unteren Hälfte dieser Kernpartie dominieren abgerundete, unscharf begrenzte und stark pigmentierte Dolomitrhomboeder, die nur dem Kern (Zone 1) der gerade beschriebenen Kristalle entsprechen.

## 2. Coelestin

Da der Coelestin praktisch die gleiche Doppelbrechung und daher dieselben Interferenzfarben wie der Quarz besitzt, kann er leicht übersehen werden. Er ist aber von diesem durch seinen meist stengeligen Bau und die ausgeprägte Spaltbarkeit unterscheidbar.

Wir haben ihn nur in der Bohrung Altishofen bei 1974,0 m in einer Drusenfüllung aus Anhydrit und Quarz entdeckt. In stengelig-strahliger Ausbildung durchsetzt er diese beiden Mineralien gleichermassen.

## 3. Schwefel

Reichlich findet sich freier Schwefel auf den Kluftflächen des Kernes Courtion 2879,5–2882,5 m, der in frischem Zustande einen intensiven Geruch nach Schwefelwasserstoff verbreitet hat.

## 4. Quarz

Im stark breccierten, dolomitischen Kalk des Kernes 2985,8–2988,8 m von Courtion 1 sind an einer Stelle Knollen von Quarz eingepresst, die unregelmässige Mergelfetzen sowie Karbonat- und Anhydritbrocken enthalten (Tafel 6, Abb. 6). Die Dünnschliffe zeigen klare, eckige Quarzkristalle, die zum Teil undulös auslöschen. In normalem durchfallendem Licht kommen sehr häufig idiomorphe, polygonale Quarzstrukturen zum Vorschein, die eine deutliche Zonierung (Anwachsstreifen) aufweisen; auch Spuren von gebänderten Gelstrukturen sind nicht selten. Im polarisierten Licht hingegen werden diese älteren Bildungen meist überprägt von ungeordneten, quarzitähnlichen Mineralaggregaten oder, seltener, von radialstrahligen Quarzkristallgruppen, ähnlich denjenigen, die von GOLDMAN (1952, pl. 2, fig. 7 A–B) als «Quarzrosetten» abgebildet worden sind. In unserem Falle jedoch wird das Zentrum nicht durch einen Karbonatkristall, sondern durch einen Quarzkristall gebildet. Besondere Erwähnung verdient eine Gruppe von Quarzkörnern, die von einem sehr dünnen, allerdings nicht lückenlosen Saum von Anhydrit eingefasst wird, der



über grössere Strecken gemeinsam auslöscht (Fig. 9). Auf diesen folgt ein Kranz von feinen, strahligen, zum Teil undeutlich begrenzten Quarzkriställchen, die denjenigen gleichen, die CAYEUX (1931, pl. IV) als «quartzine» aus dem «Gypse de Montmartre» beschreibt.

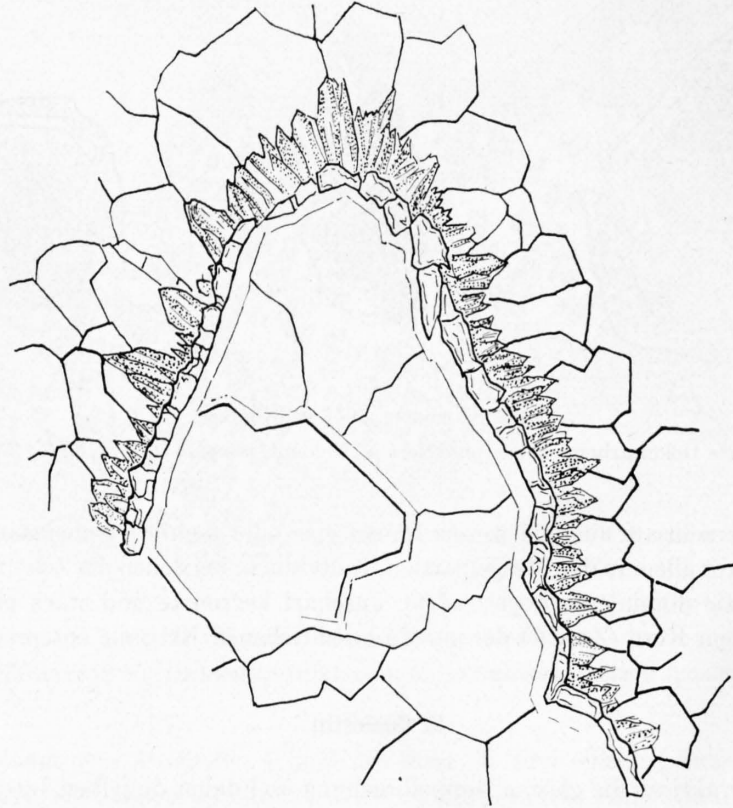


Fig. 9. Courtion, 2985,9 m, Anhydritgruppe (?):  
Quarz mit authigenen Zuwachsstreifen, Rand von Anhydrit und mikrokristallinen Quarznädelchen ( $\times 150$ ).

Ähnliche, aber schönere und reichere Rosetten finden sich bei Altishofen 1 in einer Tiefe von 1974 m in einer Druse, die aus einem Kern von Anhydrit und einem Rand aus Quarz besteht. Eine komplizierter gebaute Druse lässt sich auch im Trigonodusdolomit der gleichen Bohrung bei 2095 m beobachten. Hier enthält das Zentrum einen länglichen Anhydritkristall, der von Quarzkristallen umschlossen wird. Die Grenze gegen den Dolomit bildet ein Saum von Anhydrit und Pyrit.

Die «Quarzblumen», die sich in den eben beschriebenen Drusen in grossen Mengen finden, lassen sich in zwei Typen einteilen, die aber nicht scharf getrennt sein müssen. Zum einfacher gebauten, oben beschriebenen Typ A aus grösseren Quarzkristallen (siehe Fig. 10a) gesellt sich ein neuer Typ B, dessen Kern aus einem sehr kleinen Kristall besteht, den 2–3 Ringe von radialstrahligen, sehr dünnen, oft auch undeutlichen Quarznädelchen («quartzine») umgeben (Fig. 10b; Tafel 7, Abb. 2). Den Abschluss bildet ein Kranz von mehr oder weniger radiär angeordneten Quarzkristallen, die oft grössere Ausmasse erreichen. Diese greifen, sofern sie sich am Rande der Druse befinden, in den umgebenden feinkörnigen Dolomit hinein. Ähnliche Aggregate sind von CAYEUX (1929, pl. XXIX, fig. 114 und p. 675) als «quartzolithe à étoilement de quartz» beschrieben worden. Die Kerne dieser Quarzrosetten, die im normalen durchfallenden Licht noch die ursprüngliche Gelstruktur erkennen lassen, treten auch im umgebenden feinkörnigen Dolomit als kleine, sphärolithische Kugeln isoliert auf; im Handstück erscheinen sie in Form von rötlichen, karneol-ähnlichen Kügelchen und dürfen wohl als ein neugebildetes Kristallisationszentrum aufgefasst werden.

Erwähnen möchten wir auch noch den vollständig silifizierten Oolith aus der Anhydritgruppe von Altishofen 1, der ebenfalls auf Imprägnation durch stark silikatische Lösungen zurückgeführt werden muss (Tafel 6, Abb. 8).

Zusammenfassend stellen wir fest, dass beide Evaporitserien den Stempel grosser Veränderung ihres ursprünglichen Mineralgehaltes und Gefüges tragen; chemische Vorgänge, partielle und fraktionierte Lösungserscheinungen, verbunden mit einer grossen Mobilität (Anhydritreichtum des Trigonodolomites von Courtion 1 und des ganzen oberen Muschelkalkes von Altishofen 1, wo sogar noch im Lias Klutfüllungen von Anhydrit vorkommen), haben das Gefüge oft so stark umgeprägt, dass die primäre Lagerung nicht mehr erkennbar ist.

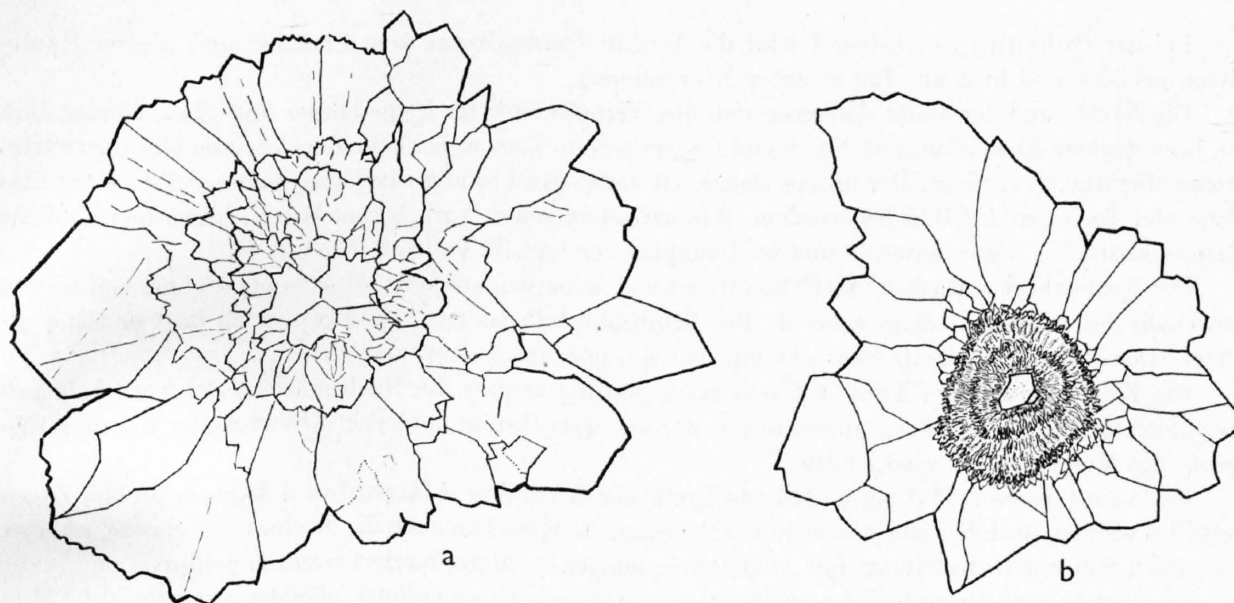


Fig. 10. Altishofen, 1974 m, Keuper:  
Quarzrosetten, *a* einfach gebauter Typ, *b* Typ mit mikrokristallinem Kern ( $\times 55$ ).

Über die Bildung und die Rolle des Quarzes in Evaporiten sind schon viele Möglichkeiten ins Auge gefasst worden. Sie werden bei CAYEUX (1929) und GOLDMAN (1952) diskutiert.

Vergleichen wir zum Schluss die beiden Evaporitserien mit den Cap Rocks von Salzdomen, so fällt die ausgesprochene Ähnlichkeit dieser beiden Bildungen auf. Wohl besitzen alle Evaporite durch ihre chemische Labilität eine grosse Dynamik, doch wird diese nicht ausreichen, all die beobachteten Erscheinungen zu erklären. Für den Fall von Courtion 1 sind auch tektonische Vorgänge durch die Repetition von Elementen des Muschelkalkes nachgewiesen. Es dürfte aber schwierig sein, die Anteile dieser beiden Komponenten festzulegen, die in kaum entwirrbarer Wechselbeziehung stehen.

Wir sind uns nur zu gut bewusst, dass wir mit diesem Kapitel unsere Möglichkeiten überschritten haben, doch möchten wir damit nur ein paar der beobachteten Erscheinungen beschreiben und einige wenige Möglichkeiten zu ihrem Verständnis angedeutet haben – dies in der Hoffnung, Material zu einer Untersuchung von kompetenterer Seite bereitzustellen.

## Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse

(vgl. Übersichtsprofile, Profiltafel 1)

Bei der Bohrung Courtion 1 wird die Tertiär-Kreide-Grenze vom Chattien und oberen Hauterivien gebildet und liegt auf 723 m unter Meeresniveau.

Die Kreide und der Malm schliessen sich den Verhältnissen im Neuenburger und Waadtländer Jura an. Eine stärkere Abweichung erfolgt erst im Dogger und im Lias, wobei besonders letzterer eine unerwartet grosse Mächtigkeit erreicht. Der untere Dogger ist vorwiegend sandig-siltig ausgebildet, während im Lias Tone und Tonkalke das Bild beherrschen. Wie wir schon weiter vorn betont haben, liegen hier ähnliche Faziesverhältnisse wie in Savoyen und im Dauphiné vor (vgl. R. TRÜMPY, 1959, S. 442).

Der Keuper liegt weitgehend als Evaporitserie vor, wobei der Anhydrit schon wenige Zehner von Metern unterhalb des Rhätsandsteines einsetzt. Der Schilfsandstein ist gut entwickelt, doch liegt er tiefer als üblich. Der obere Muschelkalk lässt sich mit dem des nördlichen Jura vergleichen.

Die Evaporitserien der Trias sind sehr stark gestört, so dass die Mächtigkeiten mit Vorbehalt aufzunehmen sind. Als sicher kann angenommen werden, dass sich im untersten Abschnitt der Bohrung Elemente des Muschelkalkes wiederholen.

Das von J. KOPP (1955) veröffentlichte Profil der Bohrung Altishofen 1 kann in groben Zügen bestätigt werden, doch hat eine genauere Bearbeitung, die vor allem auch die Spülproben erfasste, zu einer wesentlich feineren Unterteilung und Abänderung einiger stratigraphischer Grenzen geführt.

Die Tertiär-Jura-Grenze wird vom Chattien und oberen Kimmeridgien gebildet und liegt auf 822 m unter Meeresniveau.

Die Schichtfolge der Bohrung weicht nur wenig von den Verhältnissen im nördlichen Schweizer Jura ab. Das Séquanien wird in seinem unteren Teil mergelig und zeigt schon Anklänge an die Faziesverhältnisse des mächtigen Argovien. Dogger und Aalénien sind reduziert. Bemerkenswert ist die starke Ähnlichkeit zwischen dem unteren Lias von Altishofen und dem des Weissensteingebietes. Die Trias zeigt keine grossen Abweichungen gegenüber den aus dem Jura bekannten Profilen.

Einen Vergleich zwischen den beiden bearbeiteten Bohrungen ermöglichen die beiden Übersichtsprofile (Profiltafel 1). Es fallen vor allem die grossen Mächtigkeitsunterschiede im Lias und Dogger auf, die zusammen bei Courtion mehr als 400 m mächtiger sind als bei Altishofen.

Auf eine eingehendere paläogeographische Bearbeitung der Resultate beider Bohrungen wurde verzichtet. Es ging vor allem darum, möglichst genaue litho-stratigraphische Daten zusammenzustellen, um somit weitere Unterlagen für regionale Betrachtungen zu schaffen.

In einem besonderen Kapitel wurde versucht, einige in den Evaporitserien der Trias gemachte Beobachtungen etwas näher zu beschreiben, und einige Gedanken als Diskussionsbeitrag anzufügen.

Abschliessend geben wir eine Zusammenstellung der Tertiär-Mesozoikum-Grenzen verschiedener schweizerischer Tiefbohrungen:

Küsnacht (642 m ü. M.) . . . . .	Chattien-? Séquanien	um 2650 m
Altishofen (480 m ü. M.) . . . . .	Chattien-Kimmeridgien	1302 m
Courtion (599 m ü. M.) . . . . .	Chattien-Hauterivien	1322 m
Chapelle (764 m ü. M.) . . . . .	Chattien-Barrémien	1440 m
Sorens (1020 m ü. M.) . . . . .	? Priabonien/Sannoisien-Urgonien	± 3160 m
Savigny (839 m ü. M.) . . . . .	? Rupélien-Cénomanién	um 2321 m



**Phototafeln 1-7**

### Legende zu Tafel 1

- Abb. 1. Courtion, 1346,25 m, ob. Hauterivien:  
Bryozoenreicher Spatkalk mit viel organischem Detritus ( $\times 15$ ), vgl. S. 3.
- Abb. 2. Courtion, 1406,7 m, ob. Valanginien:  
Mikrofossilreicher Kalk mit Milioliden (M), Trocholinen (Tr) und schrägem Längsschnitt von *Textulariella* sp. (Te) ( $\times 36$ ), vgl. S. 4.
- Abb. 3. Courtion, 1403,9 m, ob. Valanginien:  
Mikrofossilreicher Kalk mit schrägem Basalschnitt von *Textulariella* sp. (Te) ( $\times 36$ ), vgl. S. 4.
- Abb. 4. Courtion, 1500,5 m, Portlandien:  
Dichter Kalk mit Schalentrümmern und Dasycladaceen-Längsschnitt (D) ( $\times 15$ ), vgl. S. 6.



Abb. 1



Abb. 2

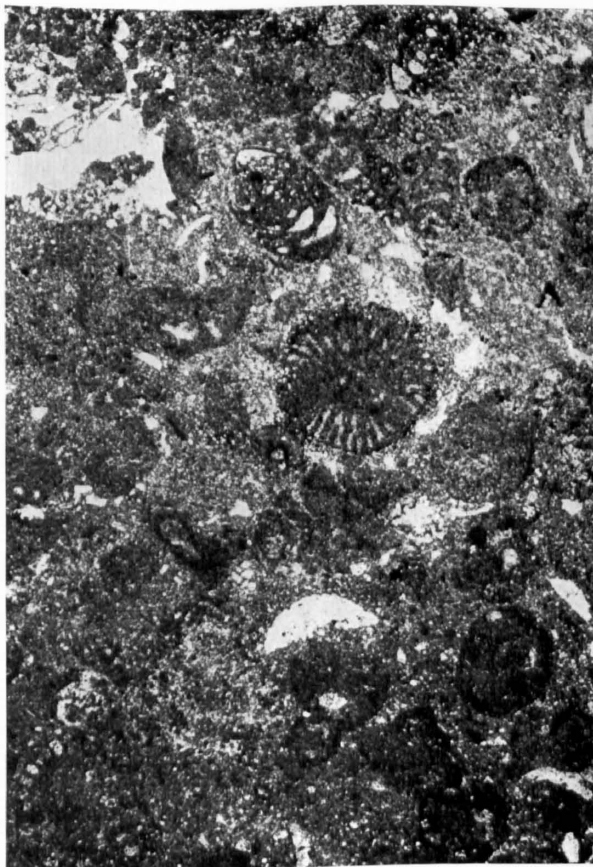


Abb. 3



Abb. 4



## Legende zu Tafel 2

- Abb. 1. Courtion, 1634,0 m, Kimmeridgien:  
Grenzzone zwischen Dolomit und dichtem, mikrofossilreichem Kalk ( $\times 15$ ), vgl. S. 6, 7.  
*Valvulina* sp. (V), *Kurnubia* sp. (K) [= «*Valvulinella*» von HENSON, 1947].
- Abb. 2. Courtion, 1634,25 m, Kimmeridgien:  
Dichter Kalk mit Schalenentrümmern, darunter *Vaginella striata* CAROZZI (Va) ( $\times 15$ ),  
vgl. S. 6, 7.
- Abb. 3. Altishofen, 1403 m, Kimmeridgien:  
Verkieselter Kalk mit aufgearbeiteten Einschlüssen, Schalenrest eines reichverzierten  
Pectiniden ( $\times 15$ ), vgl. S. 21, 22.
- Abb. 4. Courtion, 1722,4 m, ob. Séquanien:  
Mikrofossilreicher Oolith mit Miliolid (M) und *Ventrolamina* sp. (Ve) ( $\times 36$ ), vgl. S. 7.



Abb. 1



Abb. 2

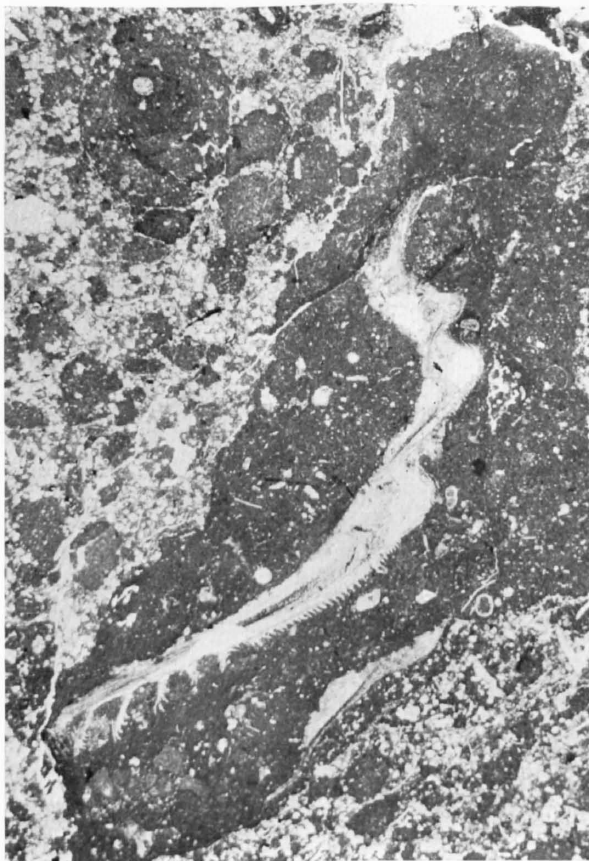


Abb. 3

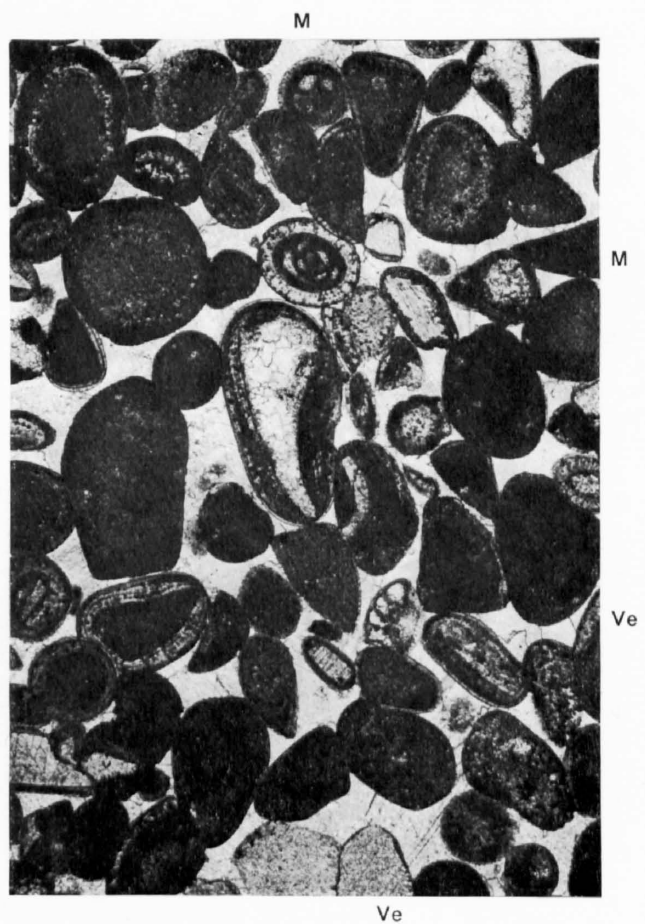


Abb. 4

### Legende zu Tafel 3

- Abb. 1. Courtion, 2024,2 m, unt. Argovien:  
Feinsandige Mergel mit Frassgängen (dunkel) — Schliff mit Rissen (weiss) ( $\times 15$ ),  
vgl. S. 9.
- Abb. 2. Courtion, 2061,15 m, Callovien:  
Echinodermenbreccie (Dalle nacrée) mit verkieselten Bryozoen ( $\times 15$ ), vgl. S. 10.
- Abb. 3. Courtion, 2151,6 m, Bathonien:  
Angeschliffener Kalkarenit mit ooidisch umkrusteten Körnern, «intraformational conglomerate» ( $\times 2,7$ ), vgl. S. 11, 12.
- Abb. 4. Altishofen, 1851,0 m, unt. Bajocien:  
Spätiger, schwach eisenoolithischer Mergelkalk mit Schalentrümmern und Mikrofossilien  
( $\times 36$ ), vgl. S. 25.  
Ophthalmidien (O), *Trocholina* cf. *conica* SCHLUMBERGER (Tr).



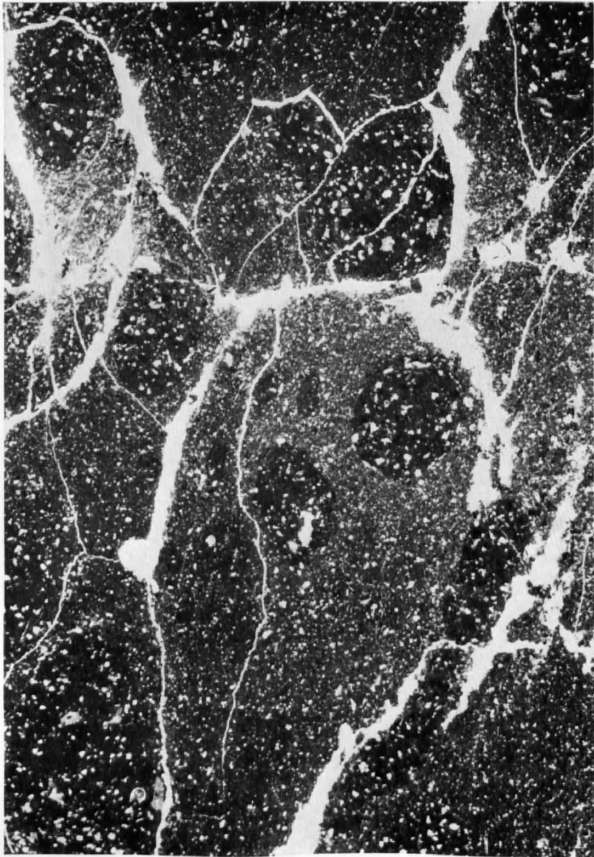


Abb. 1



Abb. 2



Abb. 3



Abb. 4

### Legende zu Tafel 4

- Abb. 1. Altishofen, 1857,0 m, ob. Aalénien:  
Feinsandiger Mergelkalk mit Echinodermentrümmern und einem mit Serpuliden besetzten Muschelbruchstück (*Lima* sp. ?) ( $\times 15$ ), vgl. S. 26.
- Abb. 2. Courtion, 2596,75 m, unt. Lias:  
Feinsandiger, toniger Kalk mit Nadeln von Kieselspongien ( $\times 36$ ), vgl. S. 15.
- Abb. 3. Altishofen, 1931,0 m, Sinémurien:  
Grobsandiger Echinodermenkalk («Obtusussandstein») mit kleinem Verneuiliniden (V) und Echinodermentrümmern ( $\times 15$ ), vgl. S. 28.
- Abb. 4. Courtion, 3083,5 m, Muschelkalk (?):  
Brecciöser Kalk mit sehr dünnen, kleinen Schalen ( $\times 36$ ), vgl. S. 20.

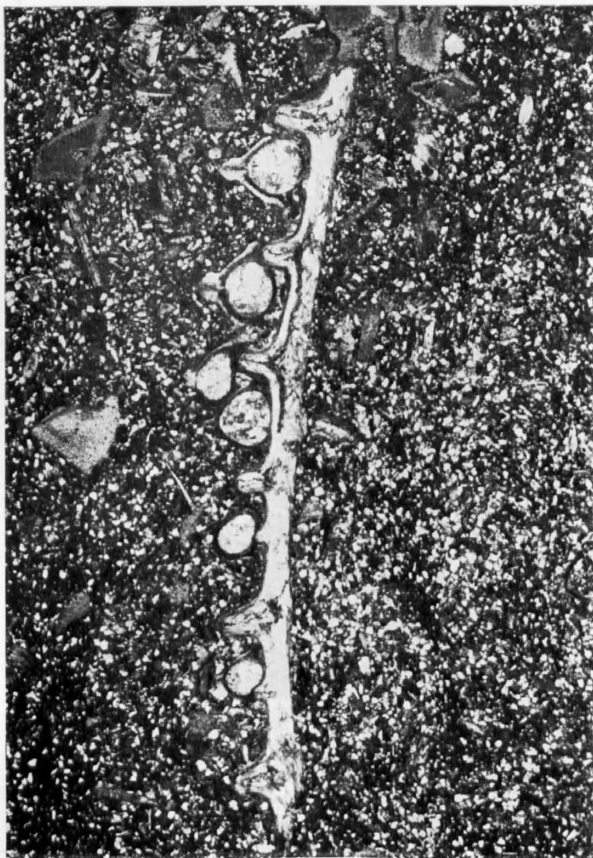


Abb. 1

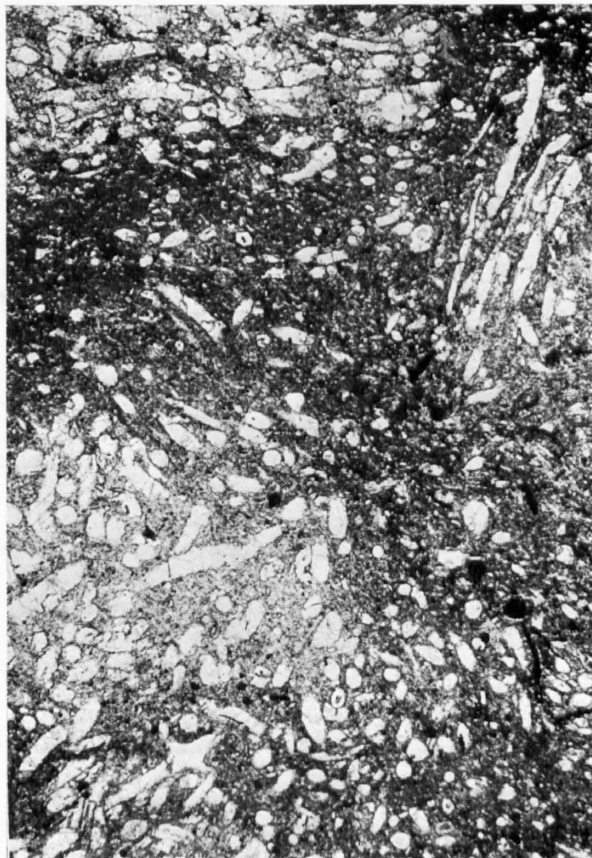


Abb. 2

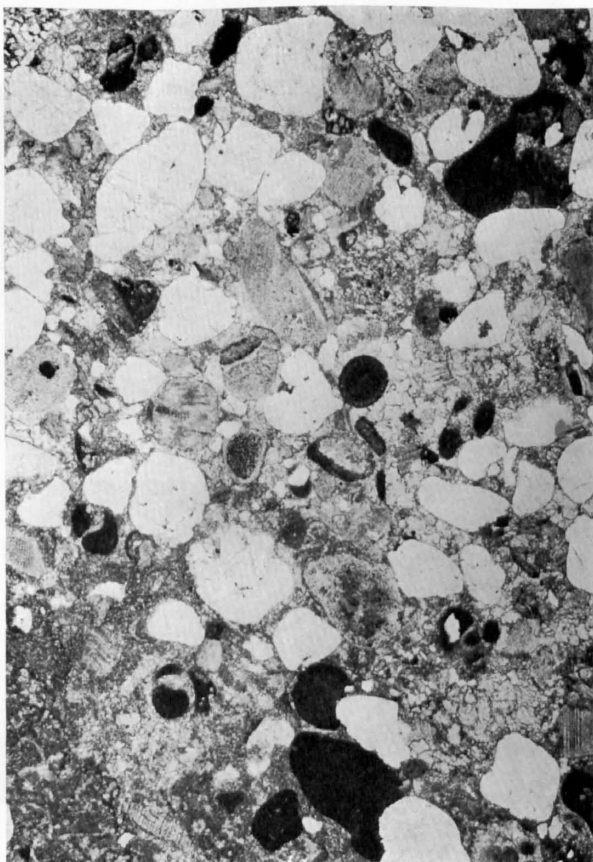


Abb. 3

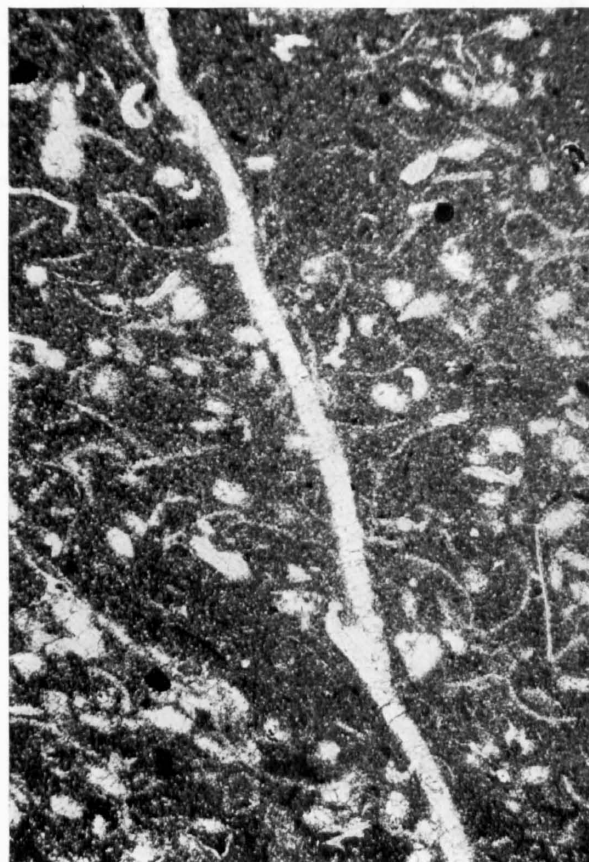


Abb. 4



### Legende zu Tafel 5

Abb. 1. Courtion, 1403,9–1407,1 m, ob. Valanginien (alle  $\times 45$ ), vgl. S. 4:

- a–c* Trocholinen
- d–h* *Textulariella* sp.
  - d* transversaler Schnitt parallel der Achse
  - e* schräger Tangentialschnitt
  - f* schräger Querschnitt
  - g* Längsschnitt, fast axial
  - h* Tangentialschnitt in der Nähe der Kegeloberfläche

Abb. 2. Courtion, 1532,6 m, Portlandien:

Feinoolithischer Kalk mit Koprolithen von Krabben ( $\times 36$ ), vgl. S. 6.

Abb. 3. Courtion, 1722,4 m, ob. Séquanien:

Schnitt durch *Ventrolamina* sp. ( $\times 90$ ), vgl. S. 7.

Abb. 4. Courtion, 2454,4 m, ob. Aalénien:

*Graphoceras cornu* BUCKMAN oder *concavum* (SOWERBY) (ca.  $\frac{3}{5}$  nat. Gr.), vgl. S. 13.

Abb. 5. Altishofen, 1403 m, Kimmeridgien:

Skelettbruchstücke von Hexactinelliden (Kieselschwämme) ( $\times 12$ ), vgl. S. 21:

- a* Staurodermatide, Corticalskelett (*Tremadictyon* sp. ?)
- b* Ventriculitide (*Pachyteisma* sp. ?)

Abb. 6. Altishofen, 1952 m, unt. Lias:

Eisenoolithischer Kalk mit Echinodermenresten und Schalenbruchstücken ( $\times 15$ ), vgl. S. 28.

(Dünnschliff hergestellt aus einem «cutting»)

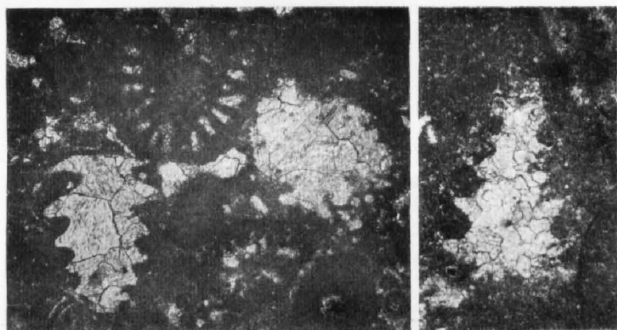
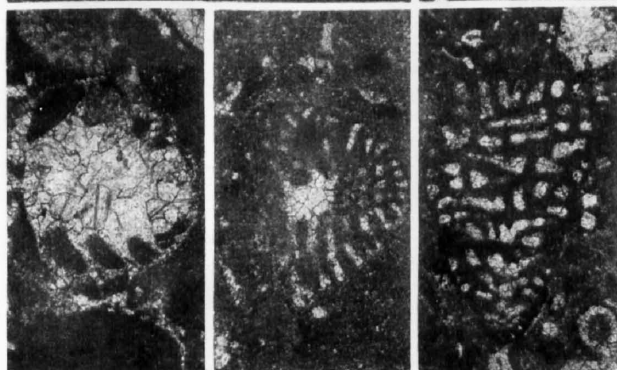
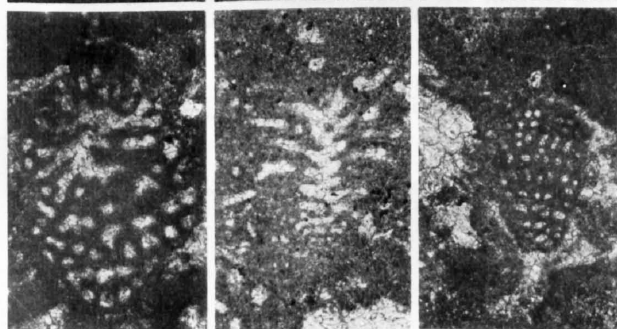


Abb. 1

a, b



c, d, e



f, g, h

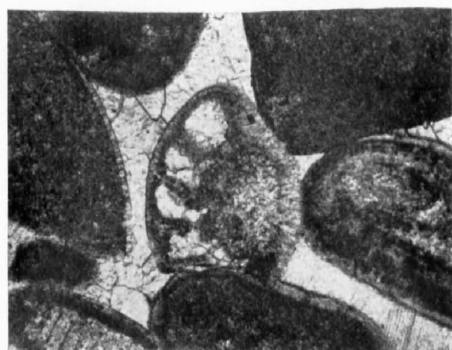
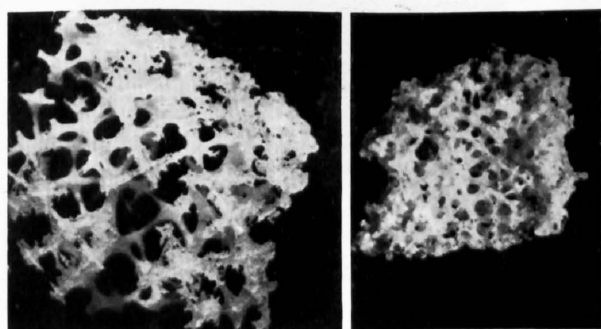


Abb. 3



a

Abb. 5

b

Abb. 2

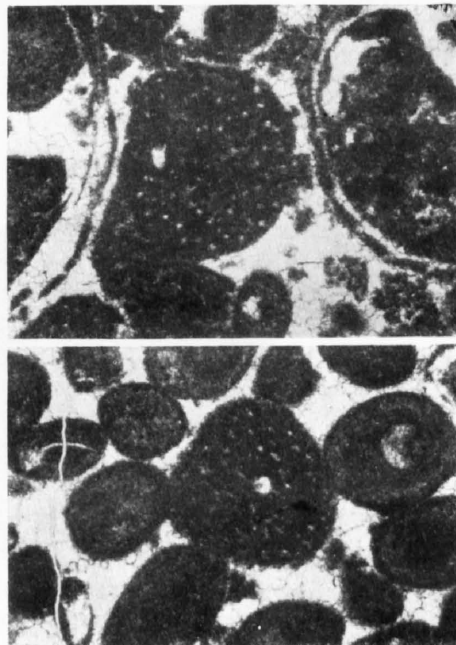


Abb. 4

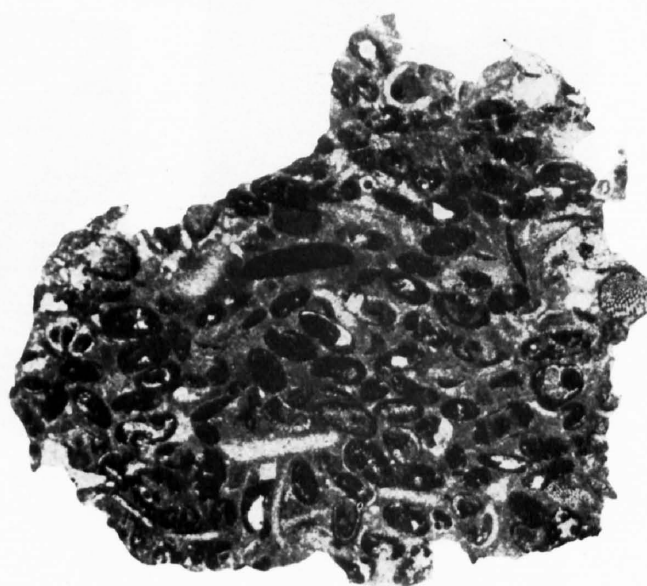


Abb. 6

### **Legende zu Tafel 6**

(Abb. 1–7: ca.  $\frac{3}{6}$  nat. Grösse)

- Abb. 1. Altishofen, 2057,3 m, Gipskeuper:  
Ungestörte, feine Wechsellagerung von Anhydrit und dolomitischen Mergeln,  
vgl. S. 30, 34.
- Abb. 2. Altishofen, 2138,0 m, Anhydritgruppe:  
Bewegungsfläche zwischen hellem Anhydrit und feinkristallinem Dolomit, vgl. S. 32.
- Abb. 3. Altishofen, 2146,0 m, Anhydritgruppe:  
Bewegungsfläche zwischen dunkeln, dolomitischen Mergeln und derbem Anhydrit mit  
kleinen Ton- und Mergelinschlüssen, vgl. S. 32, 34.
- Abb. 4. Courtion, 2790,4 m, Keuper:  
Zerbrochene und zerknetete Wechsellagerung von dunkeln, dolomitischen Mergeln und  
Tonen mit zuckerkörnigem Anhydrit, vgl. S. 18, 34.
- Abb. 5. Courtion, 2831,8 m, Keuper:  
Kleinfältelung von bunten, dolomitischen Mergeln und hellem Anhydrit, vgl. S. 18, 34.
- Abb. 6. Courtion, 2985,9 m, Muschelkalk?:  
Breccie aus groben, quarzitischen und dolomitischen Komponenten (Dolomit = hell,  
Quarzknollen = grau, toniges Bindemittel = dunkel), vgl. S. 19, 37.
- Abb. 7. Altishofen, 2097,7 m, Hauptmuschelkalk:  
Grobkristalline Anhydritlinse mit bituminöser Imprägnation, vgl. S. 31, 34.
- Abb. 8. Altishofen, 2158,0 m, Anhydritgruppe:  
Verkieselter Oolith (ca.  $\times 15$ ), vgl. S. 31, 32, 38.  
(angeschliffener «cutting»)



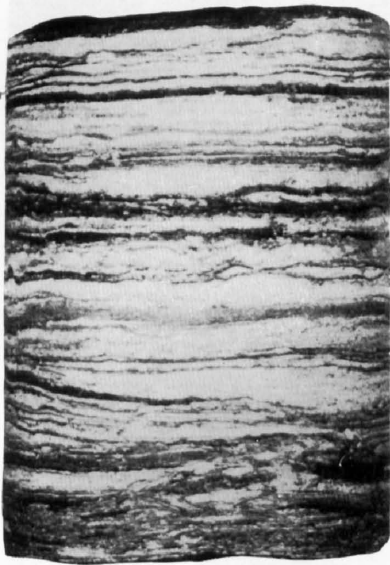


Abb. 1

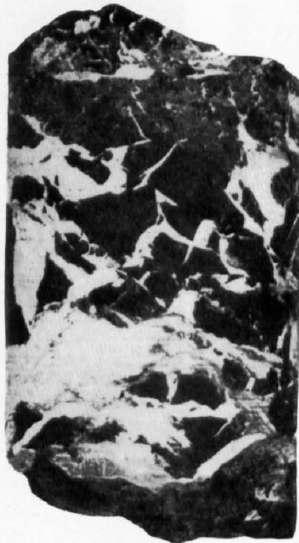


Abb. 4

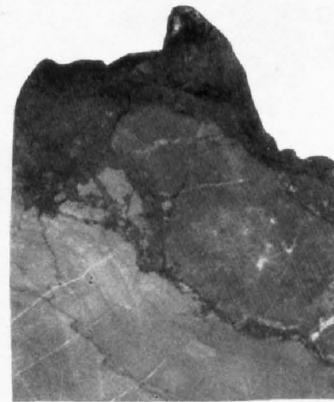


Abb. 6

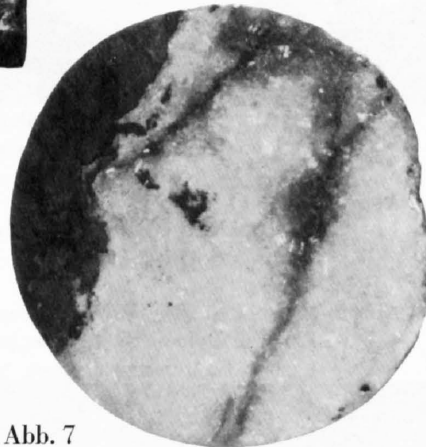


Abb. 7



Abb. 2



Abb. 3



Abb. 5

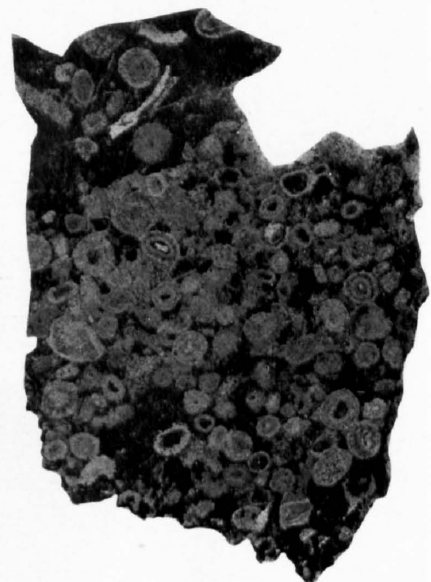


Abb. 8

### **Legende zu Tafel 7**

(Alle Aufnahmen mit gekreuzten Nicols)

- Abb. 1. Courtion, 2880,7 m, Trigonodusdolomit:  
Dolomit mit frischem, idiomorphem Anhydrit als Kluftfüllung und älterem, bestäubtem Anhydrit als eingesprengte Kristalloblasten ( $\times 54$ ), vgl. S. 35.
- Abb. 2. Altishofen, 1974,0 m, Keuper:  
Quarzrosetten mit mikrokristallinem Zentrum ( $\times 54$ ), vgl. S. 38.
- Abb. 3. Courtion, 2985,9 m, Muschelkalk?:  
Fingerförmige Verwachsung von Dolomit und Anhydrit ( $\times 75$ ), vgl. S. 36.
- Abb. 4. Courtion, 2835,5 m, Keuper:  
Karbonatisch verunreinigter Anhydritkristall mit einem Saum von reinem Anhydrit (hell) ( $\times 45$ ), vgl. S. 36.
- Abb. 5. Altishofen, 2057,0 m, Gipskeuper:  
Zonierte Dolomithomboeder (z.T. in Auslöschstellung) in feinkörniger Grundmasse von karbonatisch verunreinigtem Anhydrit ( $\times 54$ ), vgl. S. 30, 36.

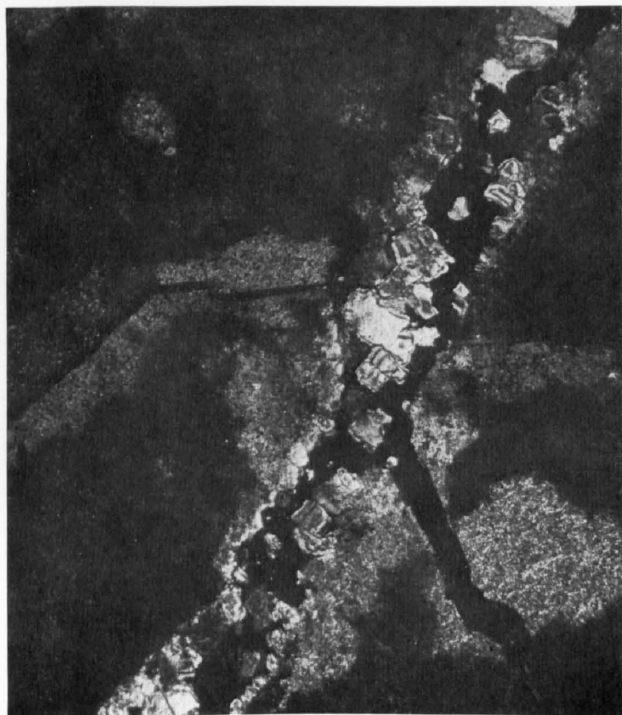


Abb. 1

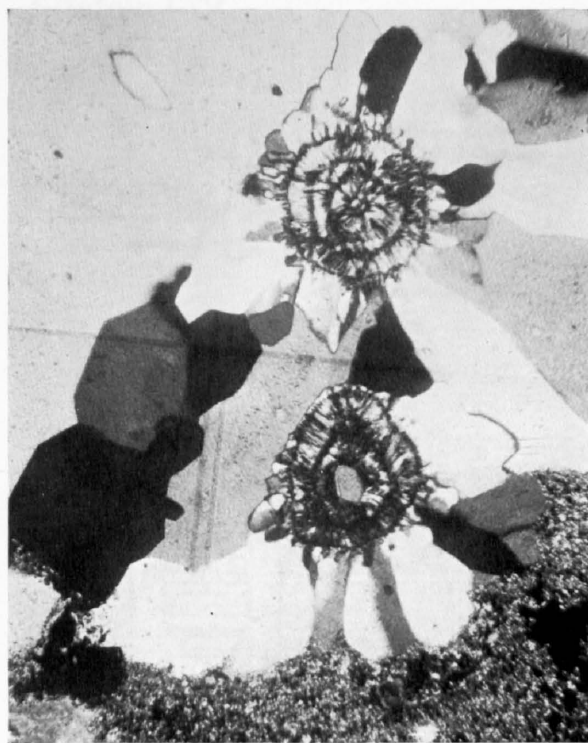


Abb. 2

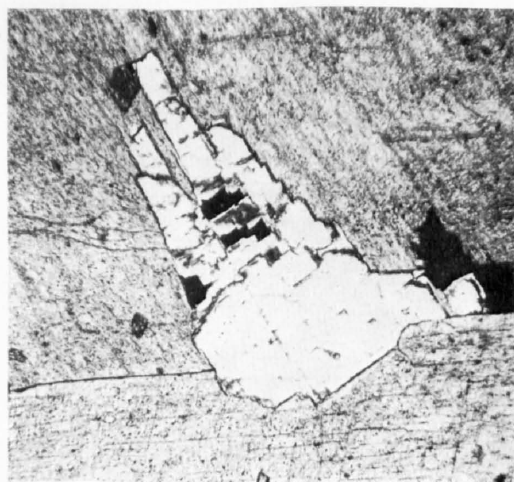


Abb. 3

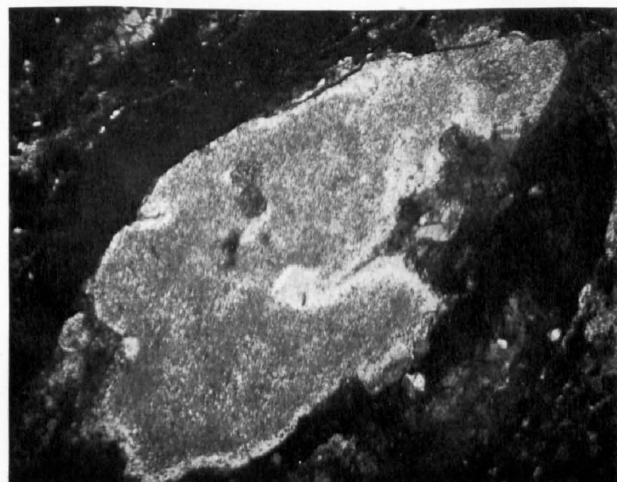


Abb. 4

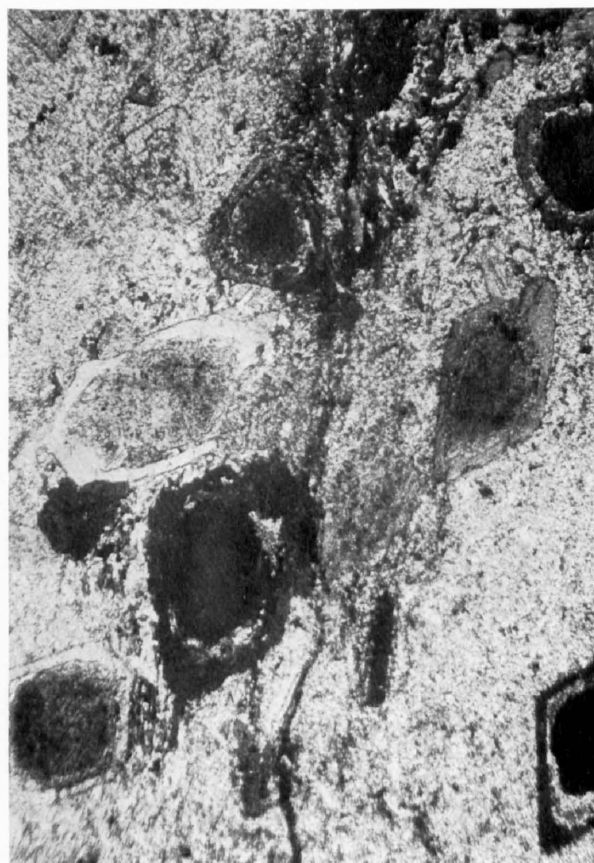
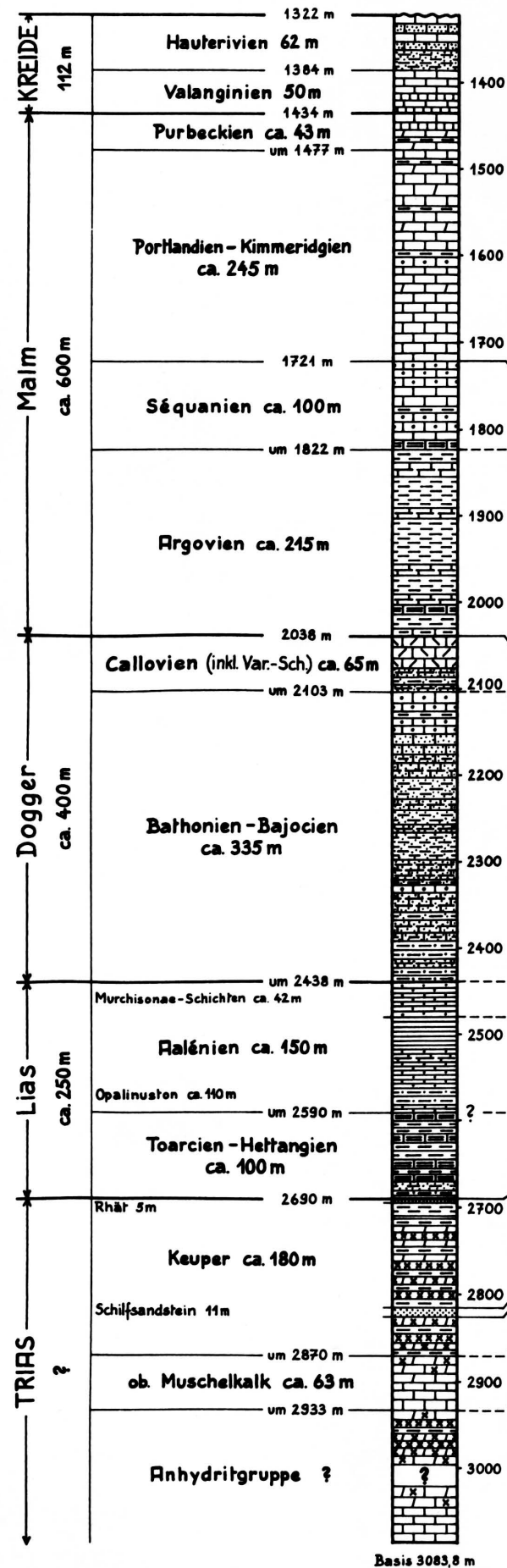


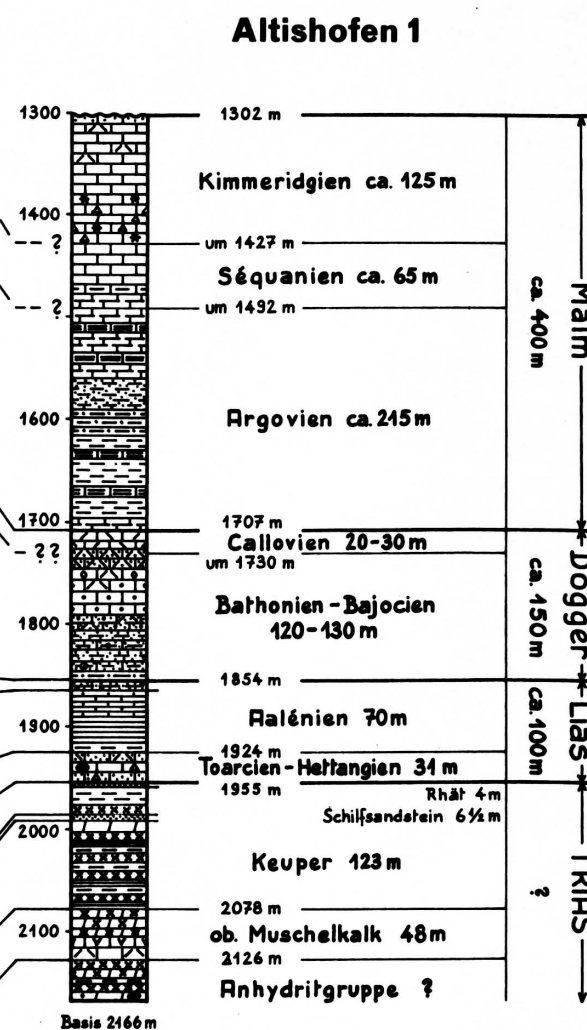
Abb. 5



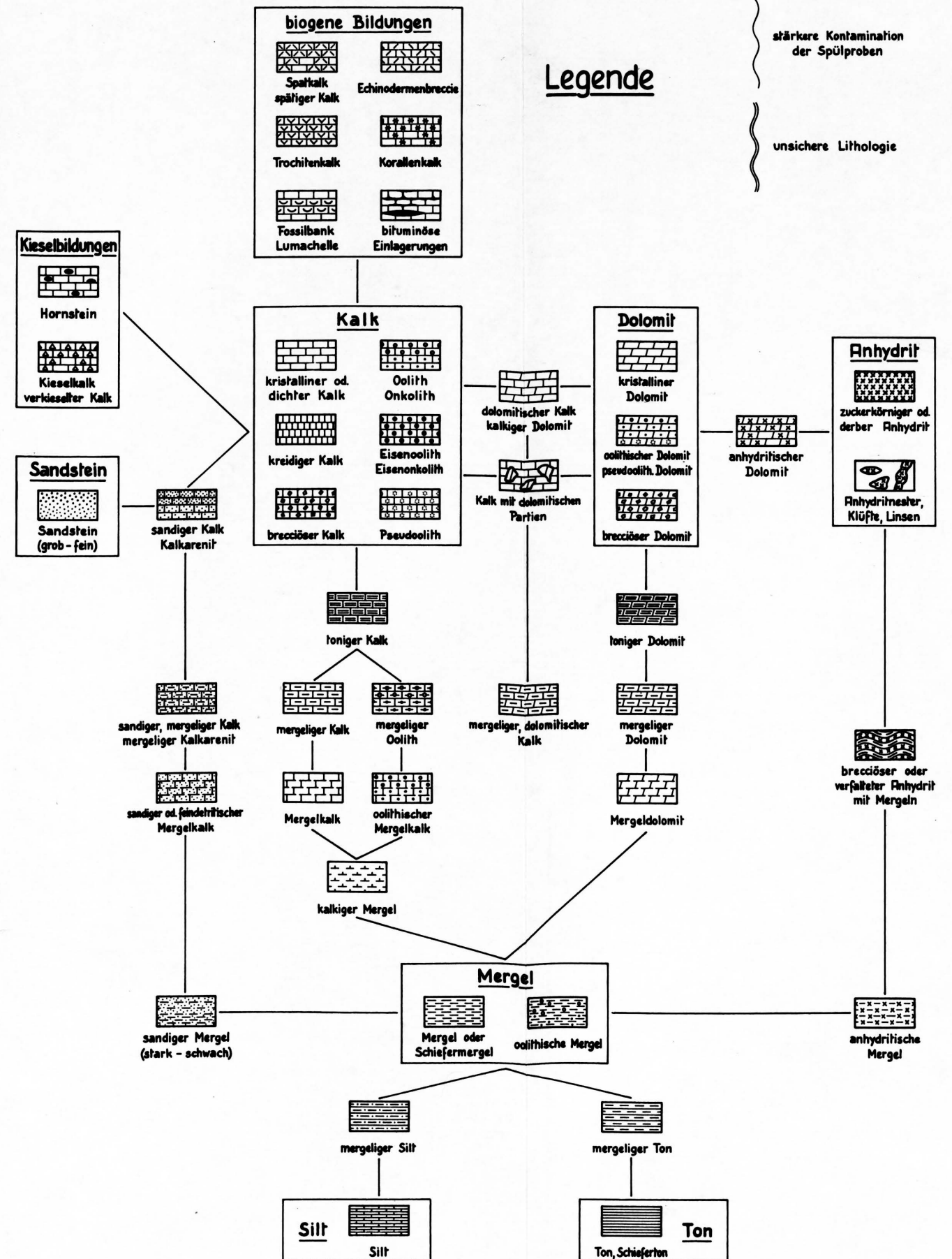
## Courtion 1



## Schematische Übersichtsprofile von Courtion 1 und Altishofen 1

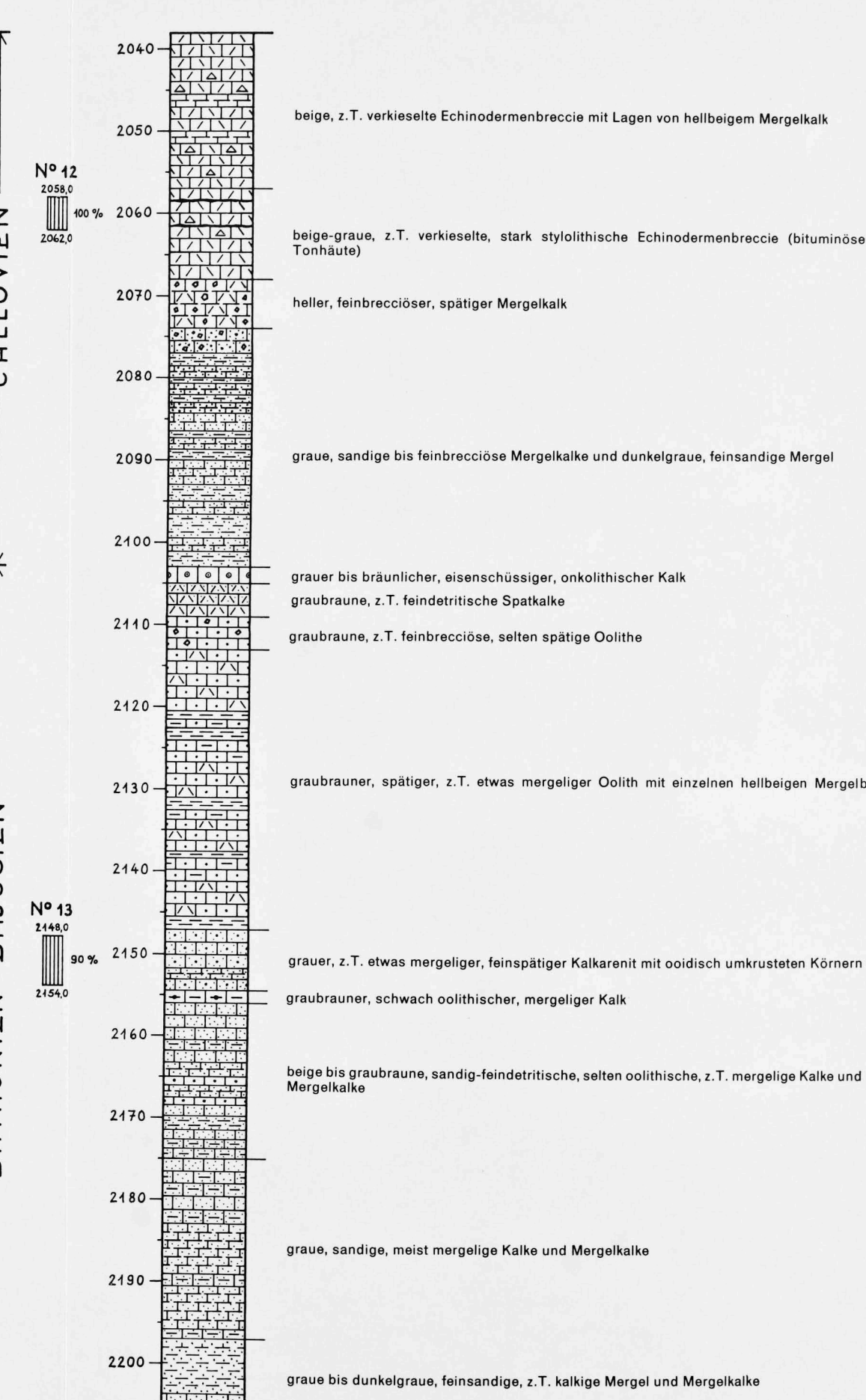
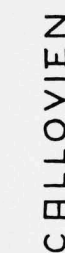
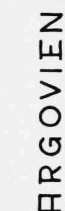
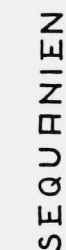
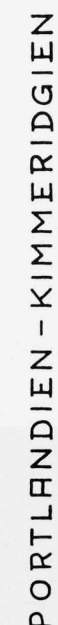


## Legende zu den Profiltafeln I-IV





## KIMMERIDGIEN





KEUPER — \* — TOARCEN-HETTANGEN — → ? ← — ALENEN

