

<b>Zeitschrift:</b>	Eclogae Geologicae Helvetiae
<b>Herausgeber:</b>	Schweizerische Geologische Gesellschaft
<b>Band:</b>	54 (1961)
<b>Heft:</b>	2
<b>Artikel:</b>	Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont Blanc-Massivs (zwischen Sembrancher und dem Col Ferret)
<b>Autor:</b>	Grasmück, Kurt
<b>Kapitel:</b>	Stratigraphie
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-162823">https://doi.org/10.5169/seals-162823</a>

### Nutzungsbedingungen

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

### Conditions d'utilisation

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

### Terms of use

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

**Download PDF:** 22.02.2026

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

## STRATIGRAPHIE

### I. Stratigraphie der autochthonen Sedimentbedeckung des Mont Blanc-Massivs

Die ehemalige Sedimentbedeckung des zentralen und nordwestlichen Mont Blanc-Massivs liegt heute abgesichert in der Mörclès-Decke vor. Der Verkehrtschenkel dieser grossen Deckfalte wurzelt bekanntlich in der Sedimentzone von Chamonix, während der Normalschenkel den rückwärtigen Teilen des Massivs entspringt (LUGEON, 1914; STAUB, 1937 u. a.). Die zurückgebliebenen autochthonen Sedimente des nordöstlichen Mont Blanc-Massivs, unseres Untersuchungsgebietes, entsprechen strukturell den internsten, bei Chamoson nicht mehr aufgeschlossenen Teilen dieses Normalschenkels.

Die bisher angewandte lithostratigraphische Gliederung der autochthonen Serie beruht grossenteils auf Vergleichen mit den gut bearbeiteten und meist datierten Sedimenten der Mörclès-Decke (BONNARD, 1926; COLLET, 1943). Diese Gliederung musste zum Teil wegen der bei der Detailkartierung neu gewonnenen Übersicht, zum Teil wegen Fossilfunden überarbeitet und revidiert werden.

Die 300 bis 500 Meter mächtige Normalserie transgrediert im Norden (Catogne), wie wir gesehen haben, mit einer Triasbasis, im Val Ferret mit Doggerbildungen auf das Kristallinmassiv. Die jurassischen Sedimente bilden den dominierenden Teil der Serie. Da die stratigraphisch höheren Einheiten, der Dogger und der Malm, am Catogne in verstärktem Masse gestört sind, werden wir uns bei ihrer Besprechung, wie schon im Regionalteil ersichtlich ist, vorwiegend auf Beobachtungen im Val Ferret stützen.

#### A. KRISTALLIN

Wir behandeln einleitend kurz die kristalline Unterlage der zu besprechenden Sedimentserie; um so mehr, da das Komponentenmaterial der häufigen, detritischen Bildungen fast ausschliesslich daraus stammt. Die Beobachtungen, die mehr am Rande anlässlich von Profilaufnahmen gemacht wurden, sind nicht lückenlos und beschränken sich auf die äusserste Quarzporphyrrzone, die mit den Sedimenten in Kontakt tritt.

Nach den Arbeiten von GRAEFF (1894) und DUPARC & MRAZEC (1898), die sich eingehend mit dem Kristallin des Catogne, bzw. des Mont Blanc-Massivs befassten, besitzt die zentrale Protoginmasse des Mont Blanc einen Mantel aus kristallinen Schiefern, der seinerseits von intrusiven Quarz- bzw. Granitporphyrgängen durchsetzt ist. Die Glimmerschiefer treten aber am Rand unseres Untersuchungsgebietes zurück und fehlen am Sedimentkontakt überhaupt. Wir befinden uns im Gebiet der sogenannten «Quarzporphyre des Val Ferret» (DUPARC & PEARCE, 1897).

Die im Mittel 1500 bis 2000 Meter mächtige Injektionszone erfährt gegen Süden eine Reduktion und keilt wenig südlich der Landesgrenze, bei der Einmündung des Gletschers von Pré de Bar, aus. Weiter südlich, im italienischen Val Ferret, treten die Sedimente mit dem Protogin in direkten Kontakt (s. DUPARC & MRAZEC, 1898; M. B. CITA, 1953).

Der massive, grau bis graugrün gefärbte Quarzporphyr bleicht bei der Verwitterung oberflächlich aus. Meistens lassen sich makroskopisch sichtbare Einsprenglinge erkennen, doch kommen auch homogen mikrokristalline Varietäten vor. Zusammenfassend kann aus DUPARC & PEARCE (1897) folgende Charakterisierung entnommen werden: Die Val Ferret-Porphyre sind saure Mikrogranite (im französischen Originaltext als Mikrogranulit bezeichnet) mit zwei Kristallisationsphasen. Die erste umfasst die Einsprenglinge von Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Orthoklas, Biotit, Hornblende, Augit, Titanit, Magnetit, Apatit, Zirkon usw. Der Quarz und der saure Plagioklas (Oligoklas bis Andesin) dominieren. Die Einsprenglinge bleiben immer klein (maximal 3–4 mm). Der Quarz ist häufig korrodiert; die Feldspäte und dunkeln Gemengteile sind meist mehr oder weniger stark zersetzt. Die Grundmasse wurde in einer zweiten Phase gebildet. Sie übertrifft mengenmäßig die Einsprenglinge, ist mikrogranitisch und zeigt nie glasige oder felsitische Strukturen. (Aus diesem Grund wäre die Bezeichnung Granitporphyr wohl eher am Platz.) Hier scheinen der Quarz und der Orthoklas zu dominieren; letzterer ist häufig serizitisiert. Schwamm- bis wurmartige Verwachsungen, die zu echten mikropegmatitischen Strukturen führen können, sind verbreitet. Es handelt sich offenbar um mikrogranitische Intrusionen; die Azidität der Plagioklase weist auf ein Ca-armes Magma, ähnlich dem des feinkörnigen Protogins.

Interessant sind die basischeren Gesteinstypen, die als Linsen in den Porphyr eingeschaltet sind. Ich erwähne hier den von GRAEFF (1894) und von SCHARDT (1894) beschriebenen Quarzdiorit vom Gipfel des Catogne und die Plagioklas-amphibolite von Sembrancher (Profil 1, p. 359) und von Champex (Koord.: 575250/97850/1600).

Das Kristallin ist normalerweise noch mehr oder weniger weit hangaufwärts vom autochthonen Sedimentmantel überdeckt. Nur zwischen dem Torrent de Planereuse und der Reuse de l'A Neuve erreicht es den Talgrund. Über 4 Kilometer fehlt hier bis auf das Erosionsrelikt der Amône jeglicher Sedimentaufschluss; die denudierten Quarzporphyr-Platten treten direkt aus der quartären Talfüllung heraus. Hier liegt auch die Kristallinplatte der Seilo (s. OULIANOFF, 1941a). Es ist dies nebenbei die einzige Stelle, wo die kristallinen Schiefer in der Form von intensiv verfalteten, lagigen bis augigen Biotitgneisen, die von vielen aplitischen bis pegmatitischen Injektionen durchsetzt sind, die Flanke des Val Ferret erreichen.

Der Quarzporphyr bildete während des Mesozoikum zweifellos einen zusammenhängenden Mantel über den anderen Massivgesteinen, finden wir doch in den festländischen Schüttungen der Trias und des Jura nie sichere Gneis- oder Granitkomponenten. Das nordöstliche Mont Blanc-Massiv, das als Abtragungsgebiet in Frage kommt, wurde offenbar erst in jüngster Zeit bis auf seinen Protoginkern hinunter entblösst.

#### B. TRIAS

Die Triasgesteine bilden im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes die Basis der autochthonen Sedimente und markieren als rotbraun verwitterndes Band die Grenze zwischen dem Kristallin und seiner Sedimentbedeckung. Sie sind wegen ihrer orographischen Stellung stets gut aufgeschlossen. Die Trias lagert fast durchwegs mit einem ungestörten, stratigraphischen Kontakt auf ihrer Unterlage. Ihre

maximale Mächtigkeit beträgt ca. 30 Meter. Längs dem Südabfall des Catogne erfolgt eine allmähliche Reduktion auf Null (Aalenian-Transgression).

Die Trias wurde am Catogne erstmals von SCHARDT (1893) und von GRAEFF (1894) erkannt. Beide beschrieben den auffallend anwitternden Dolomit und bezeichneten ihn in Analogie zu den Verhältnissen in der Ostschweiz als Rötidolomit.

#### GLIEDERUNG, FAZIELLE AUSBILDUNG UND ENTWICKLUNG

(siehe Beschreibung der Profile 1–6 und Fig. 3)

Die Trias unseres Gebietes ist trotz der speziellen paläogeographischen Verhältnisse lithologisch ähnlich dreiteilig wie im Aiguilles Rouges- oder Aarmassiv. Wir erkennen von unten nach oben:

- eine wenig mächtige, brekziöse Basisarkose,
- Dolomit in Rötidolomitzfazies, als Hauptmasse,
- eine Wechsellagerung von Dolomit und Ton- bis Mergelschiefern, welche nur schwer von den Infraliasbildungen abzugrenzen ist.

Die beiden tieferen Glieder sind über das ganze Terrain sauber voneinander zu trennen. Die höchste Abteilung geht allmählich aus dem Liegenden hervor und ist wechselvoller ausgebildet.

#### 1. Basisarkose

Der untere, klastische Teil der Trias ruht diskordant auf den Quarzporphyren des Mont Blanc-Massivs – allerdings ist die Winkeldiskordanz bei der plattigen, sillartigen Absonderung des Porphyrs schwer erkennbar (siehe Fig. 9). Da die

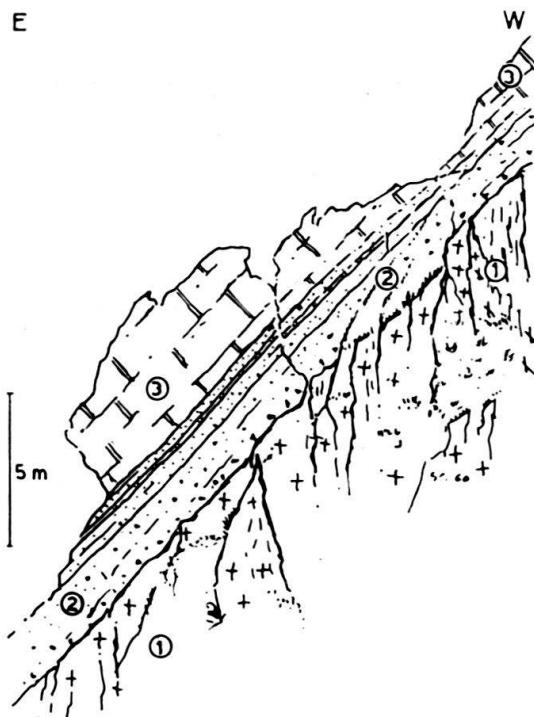


Fig. 9. Transgressiver Sedimentkontakt (Diskordanz) an einer «Triasklippe» am Bonhomme; (1) Kristallin (Quarzporphyr); (2) basale Arkose; (3) Dolomit.

Gesteine am Kontakt zudem leicht tektonisch beansprucht und verschiefert wurden und es sich beim Material der Arkose um verwitterten und umgelagerten Quarzporphyr handelt, ist es, vor allem aus Distanz, nicht immer leicht, diese Basisbildungen vom darunterliegenden Kristallin abzutrennen. Sie wurden auch von SCHARDT übersehen; GRAEFF betrachtete sie als Reibungsbrekzien.

Die Basisarkose wird im Mittel 2 bis 4 Meter mächtig und beginnt in der Regel grobbrekziös mit Komponenten bis zu 5 Zentimetern Durchmesser. Hier ist sie meistens monogen, d. h. der Zement wird durch ein feinkörniges Aggregat aus Quarz und Serizit (Quarzporphyrmehl) gebildet. Die Summe der Feldspat- und Quarzporphyrkomponenten überschreitet immer die Zahl der Quarzkörper. Der Plagioklas ist stets viel reichlicher vorhanden als der Orthoklas. Beim Gestein der tieferen Sedimentlagen handelt es sich um echte Arkosen. Gegen oben vermehrt sich der Quarzdetritus auf Kosten des Feldspates, und ein karbonatischer Zement (Kalzit und Dolomit) wird die Regel. Gleichzeitig sind die Komponenten feiner und besser angerundet (= Subarkose nach PETTIJOHN, 1957).

Das Komponentenmaterial stammt ausschliesslich aus den liegenden Quarzporphyren. Auch dort, wo die eigentlichen Quarzporphyrkomponenten zurücktreten, erkennen wir an den sauren Plagioklasen (Oligoklas-Andesin), den mikropegmatitischen Feldspäten und an der typischen Schweremineraliengesellschaft (Titanit, Apatit, Zirkon) unschwer das Ausgangsmaterial. Das Fehlen von Gneis- und Granittrümmern, die relative Frische der Feldspäte und der monogene Zement beweisen, dass das aus der nächsten Umgebung stammende Material rasch transportiert und abgelagert wurde. Die Schrägschichtung, die grosse Horizontalkonstanz der Schichten und die dolomitischen Einschaltungen, die vor allem im oberen Teil auftreten, zeigen ein aquatisches, wahrscheinlich marin-litorales Abtragungsmilieu an.

Der allmähliche Übergang in den hangenden Dolomit – besonders schön am «Clocher» (Profil 4, Fig. 4) zu sehen – bestätigt für unser Gebiet die These von ROHR (1926) und FRANK (1930), dass es sich bei diesen Basisbildungen nicht um Buntsandsteinäquivalente, sondern nur um eine sandige Transgressionsfazies des Muschelkalkes handelt.

## 2. Dolomit

Die karbonatische Sedimentation setzt mit dem oben beschriebenen Übergang ein. Es wurden 20–25 Meter Dolomit abgelagert. Die Bedingungen waren aber nicht so konstant wie in der Ost- und Zentralschweiz, wo die entsprechenden Bildungen als Rötidolomit bezeichnet werden; eine von allem Anfang an reduzierte Mächtigkeit und terrigene Einflüsse, die sich nach SW verstärken, bereiten uns auf das totale Auskeilen des Triasdolomites, welches am Felsgrat zwischen dem Belvedère und Champex stattfindet, vor. Der immer mehr oder weniger kalkhaltige Dolomit ist unten sandig und feinbankig, gegen oben wird er grobbankiger bis massig. Seine frische Bruchfarbe ist beige-grau; in der Verwitterung überzieht er sich mit einer dünnen, gelb- bis rotbraunen, staubigen Kruste. Im Schliffbild zeigt sich ein braun pigmentiertes, mikrokristallines Dolomitaggregat. Die tiefsten Gesteinslagen sind noch stark von Quarz- und Feldspatkörnern, die zum grössten Teil detritischen Ursprungs sind, durchsetzt. Höher im Profil sind nur noch ver-

einzelne autogene Quarz- und Albitindividuen festzustellen. Die auffallende Verwitterungsfarbe ist auf fein verteilte Pyritkörper zurückzuführen.

In gewissen Profilen (z. B. Profil 2, siehe p. 361) ist die Dolomitmasse durch eine komplexe, stark wechselnd zusammengesetzte Schieferzone unterbrochen. Einmal sind es Tonschiefer und Rauhwacken, dann Mergelschiefer mit Spatkalklinsen, die uns einen Unterbruch in der ruhigen Dolomitsedimentation anzeigen.

Von besonderem Interesse ist die Kalkarenitlage, die nördlich des Bonhomme (Koord.: 575040/99470/2490) in der oberen Hälfte des Dolomites enthalten ist (siehe Profil 4, p. 364). Das Gestein hat eine mikrokonglomeratische Struktur, wobei die dolomitisierten, meist flach gerundeten (deformierten?) Onkoide schichtparallel eingeordnet sind. Gewisse Partikel aus sandigem Dolomit sind sicher detritischer Herkunft; bei anderen, die einen verwischten, konzentrischen Bau zeigen, könnte es sich um echte Ooide handeln. Bekanntlich geht bei einer synogenetischen Dolomitierung die typische Oolithstruktur verloren (PETTJOHN, 1957), so dass es nicht ausgeschlossen ist, dass das Gestein ursprünglich oolithisch war. Der Zement und der begleitende, gerollte Bruchschill sind kalzitisch (grob kristallisierter Sekundärkalzit). Dieser Umstand lässt daran denken, dass die Dolomitierung der «Ooide» bereits vor der definitiven Ablagerung stattgefunden habe. Selektive, diagenetische Dolomitierungserscheinungen an Ooiden sind aber ebenfalls schon beschrieben worden (z. B. TRÜMPY, 1949).

Dieser Kalkarenit ist keineswegs eine lokale Bildung, im detritischen Lias von Profil 2 (siehe p. 361), sowie im Profil 6 sind Gerölle davon nicht selten. Ein weiteres, allerdings schlecht aufgeschlossenes Vorkommen findet sich auf «Entre deux Chaux» (Profil 2, Nr. 4; siehe p. 361).

Die beschriebenen Dolomite sind frühdiagenetisch aus einem feinen Kalkschlamm entstanden. Trotz der verstärkten terrigenen Einschaltungen, die landeinwärts stattfanden, änderten die Bedingungen nur unwesentlich. Diese sandigen Dolomite sind häufig von synsedimentären Gleitungen gestört. In extremen Fällen wurde der ursprüngliche Schichtverband vollständig zerstört und der aufgewirbelte Schlamm neu sedimentiert. Der Quarz- und Quarzporphyrdetritus ist in solchen Partien häufig vertikal sortiert. Diese Bewegungen lassen auf ein gewisses submarine Relief schliessen. Eventuell genügte aber dazu schon die zusätzliche Belastung des unverfestigten Sedimentes mit dem detritischen Material, wobei namentlich auch an das innere Zerbrechen (Verlust der Thixotropie) von halbverfestigten Sedimenten bei plötzlicher Erschütterung (z. B. Erdbeben) zu denken ist. Die vor allem gegen das Ende der Dolomitzyklen auftretenden Primärbrekzien dürften ebenfalls einen solchen Ursprung haben.

### 3. Die Bildungen der oberen Trias

In den nördlichen, vollständigeren Profilen (Profile 1–4) endigt die Trias mit einer wenig mächtigen (ca. 5 m) Wechsellagerung von Dolomit und Tonschiefern. Der Dolomit ist häufig primärbrekziös, zum Teil etwas sandig. Die grünlichgrauen bis schwarzen Ton-Mergelschiefer verwittern gelbbraun wie der Dolomit und nehmen gegen oben überhand. Sie können selbst Linsen von aufgearbeitetem Dolomit und von Spatkalk enthalten. Quartenschieferartige Ablagerungen sind

seltener. Wir rechnen diese in Ausbildung und Mächtigkeit von Profil zu Profil wechselnde Zone mit Vorbehalt zum Keuper.

Ein Sonderfall ist das nordöstlichste Profil 1, wo sich über einem geringmächtigen Dolomit und etwas Rauhwacke eine 20 Meter starke, grob kristalline Kalkserie, welche bis zum sicheren Infralias hinauf anhält, einschaltet (siehe p. 359). Eine primäre Spatkalkbildung ist bei den herrschenden Ablagerungsbedingungen unwahrscheinlich. Der Kalk könnte sekundär durch Entdolomitisierungserscheinungen – eine Reaktion, die bei der Einwirkung von gipshaltigen Wässern auf Dolomit (Rauhwacke!) stattfindet – entstanden sein.

Im Profil 5 sind die beschriebenen Obertrias-Bildungen nicht mehr mit Sicherheit zu erkennen, weiter südlich fehlen sie überhaupt. Im Profil 6 endigt die Trias mit zwei Metern einer dolomitischen Brekzie (siehe p. 366).

#### 4. Die Reduktion der Trias (siehe Fig. 3)

250 Meter über Champex (Koord.: 575550/97610/1700) wird die Trias unvermittelt auf ein 1 Meter mächtiges, brekziöses, dolomitisches Schieferband reduziert, welches seinerseits gegen S rasch auskeilt. Obschon hier zusätzlich eine tektonische Störung im Spiel ist, erfolgte die Reduktion sicher primär stratigraphisch, denn vom Bonhomme an südwärts nimmt die Mächtigkeit des Triasdolomites kontinuierlich ab, unter gleichzeitiger Vergrößerung und Anreicherung des beigefügten Quarzporphyrdetritus.

Daneben muss aber gerade im Süden, wo die Obertriasbildungen fehlen, an der Trias-Lias-Wende eine ziemlich starke Erosionsphase angenommen werden. Da in der die Trias abschliessenden Brekzienbank noch dünne Dolomitlagen auftreten, ist es nicht unwahrscheinlich, dass diese Erosion bereits während der Trias begonnen hat.

Die in der Brekzie gefundenen Gerölle beweisen, dass die Erosion an gewissen Orten mindestens bis auf das Niveau der «Oolithbank» hinunter griff.

Der Hauptteil des östlichen Mont Blanc-Massivs war immer triasfrei, denn die Dolomitkomponenten fehlen in den Basisbildungen des Val Ferret vollständig. Wir ahnen die Nähe dieser Kristallinsel aber schon am Catogne, wo die basalen Liasablagerungen neben aufgearbeitetem Dolomit reichlich Quarzporphyrdetritus führen. Dieses Kristallinmaterial tritt erst in den externsten Profilen (1 und 2), wo im Rückland schon eine ausgedehnte Triasbedeckung vorlag, etwas zurück.

#### FOSSILINHALT UND ALTER

Der Kalkarenit vom Profil 4 lieferte mit seinem in zwei dünnen Lagen angereicherten Bruchschill die einzigen Triasfossilien. Die kalzitischen, negativ herauswitternden Schalen lassen sich nicht aus dem umgebenden Dolomit präparieren. Wir erkennen darunter immerhin Reste von kleinen Muscheln und Gastropoden (u. a. *Loxonema* sp.) und unsicheren Echinodermen und Dentalien. Ganz analoge, in Verbindung mit Oolithen auftretende, typisch germanische Faunengesellschaften sind aus dem Autochthon des Aarmassivs, sowie weiteren externen Massiven der Westalpen (Region von La Mure und Pelvoux) schon seit langem bekannt. Sie konnten im Aarmassiv als mitteltriadisch (unterer bis mittlerer Muschelkalk)

bestimmt werden (PAULCKE, 1911; BRUDERER, 1924; ROHR, 1926; RICOUR, 1952).

In seiner kurzen Notiz über den Mont Catogne beschreibt SCHARDT (1893) auch einen Lumachellenkalk und bezeichnete ihn ohne paläontologischen Beweis als Rhät. Aus noch anzuführenden Gründen möchte ich diese Bildungen in den untersten Lias stellen.

#### PALÄOGEOGRAPHIE UND ALLGEMEINE SCHLÜSSE

Die Transgression, die in der Mitteltrias (Muschelkalk) den Nordostrand des Mont Blanc-Festlandes erfasste, erfolgte vom germanischen Becken aus. Wir dürfen annehmen, dass die Linie maximaler Transgression in SE-NW-Richtung in der Nähe des südlichen Catogne durchzog. Wegen einer späteren, unterjurassischen Erosionsphase, die sich gerade hier verstärkt bemerkbar macht, kann ihre genaue Lage nur vermutet werden. Die Materialschüttungen kamen aus dem Südwesten, dem zentralen Mont Blanc-Massiv, das sehr flach und eingeebnet war, und erfolgten vorerst in ein seichtes Meer (Rippelmarken). Allmählich stellten sich ruhigere, lagunäre Verhältnisse, die zur Bildung des Dolomites führten, ein. Festlandwärts hielten die sandigen bis klastischen Schüttungen an.

Die wahrscheinlich nur ganz unvollständig entwickelte obere Trias ist regressiv; ihre Ablagerungen sind aber noch ausgesprochen marin.

#### C. LIAS

##### GLIEDERUNG, FAZIELLE AUSBILDUNG UND ENTWICKLUNG

(siehe Beschreibung der Profile 1-6 und Fig. 3)

Der, wie schon die Trias, auf das Gebiet des Catogne beschränkte autochthone Lias ist lithologisch dreiteilig:

Über tonigen bis feinsandigen Infracatogner bildungen, die sich faciell und orographisch noch eng an die oberste Trias schliessen, folgt ein mergeliger Unterlias. Der mittlere Lias ist detritisch und stellt die Hauptmasse. Faziesänderungen in N-S-Richtung sind die Regel.

#### 1. Infracatogner bildungen (Rhät-Hettangian)

Die obere Trias wird am nördlichen Catogne durch eine 5 bis 10 Meter mächtige Serie, bestehend aus feinkörnigen, knorriigen Quarziten und verkieselten Ton-schiefern abgelöst. Die Grenzzone ist meistens nur schlecht aufgeschlossen; eine vielleicht nicht unbeträchtliche Schichtlücke ist nicht ausgeschlossen. Die besagte Serie formt in der Depression zwischen den Triasdolomiten und den Liassandsteinen eine kleine Rippe. Sie degeneriert aber zusammen mit dem mergeligen Unterlias gegen Süden zusehends und ist von Profil 4 weg nicht mehr vorhanden.

Bei den geologischen Aufnahmen schieden wir die Zone vor allem wegen der dünnen, doch sehr konstanten Lumachellenkalklage, die sich in ihrem Dach einschaltet, als «Rhät» aus. Im Profil 2 kann ein sehr rascher, doch eindeutiger Übergang von der Lumachelle in die Unterliasschiefer beobachtet werden. Die Lumachelle entspricht offensichtlich einer kurzen, neritischen Phase vor der weiteren Absenkung und der folgenden Mergel-Sedimentation. Im Profil 1 scheint

dieser Wechsel nur zögernd vonstatten gegangen zu sein (siehe p. 359). Wir finden hier über sicheren, durch eine *Schlotheimia* datierten Unterliasschiefern weitere Quarzit- und Lumachellenbänke, was ebenfalls ein Hinweis für das Liasalter dieser Serie ist.

Die Muschelbank erweist sich als sehr guter Leithorizont, ist sie doch lückenlos bis zum Profil 3 festzustellen. Sie wird hier bis zu 1,5 Meter mächtig und scheint einen Teil der Unterlias-Mergelschiefer zu vertreten.

Wir möchten diese Bildungen, obschon wahrscheinlich kein grosser Altersunterschied zum Hangenden besteht, vom übrigen, lithologisch einheitlicheren Unterlias abtrennen und als Infralias bezeichnen. Paläontologisch belegt ist vorderhand nur das (obere) Hettangian; inwieweit im unteren Teil auch noch Rhät vertreten ist, kann nicht bestimmt werden.

## 2. Mergelschiefer (Unterlias)

Die tonig bis mergeligen Schiefer des unteren Lias bilden eine neue lithologische Einheit. Sie sind im Gegensatz zu den äusserlich ähnlichen Aalenianschiefern durchwegs mergelig und enthalten dünne Bänklein eines düsteren, feinkörnigen und plattigen Kalkes. Im Dach wurde abschliessend eine 3 Meter mächtige, feinspätige und feinsandige Kalkbank abgelagert.

Mit 20 bis 30 Metern ist der Unterlias am Nordabfall des Catogne am vollständigsten und mächtigsten entwickelt. Vom Plateau «Entre deux Chaux» an nach Süden beginnen die Unterlias-Schiefer zu verkalken und versanden; ebenso nimmt ihre Mächtigkeit kontinuierlich ab. Sie beträgt im ersten Kar 8 Meter, im nächsten und an den beiden Längsbrüchen unter dem Bonhomme (Profil 3) noch 3 Meter. Dies ist das letzte, sichere Vorkommen der Schiefer, weiter südwestlich lässt sich ihre Existenz nur noch vermuten. Ich bezeichnete und kartierte dort ein 1 bis 2 Meter mächtiges Schieferband zwischen Triasdolomit und Liaskalksandstein, das stellenweise tektonisch reduziert ist, als Unterlias. Es wird hier unmöglich, Infralias und Unterlias auseinanderzuhalten.

Südlich des Li Blanche-Bruches tritt der detritische Lias in der Regel mit der Trias in direkten Kontakt. Die an früherer Stelle beschriebene Brekzie im Dach der Trias (p. 391) kann möglicherweise auch Unterliasäquivalente enthalten.

## 3. Detritischer Mittel- (bis Ober-) Lias

Auch die Sandsteine und Quarzite des mittleren (bis oberen) Lias stehen im Zeichen starker, nord-südlicher Faziesänderungen. Ein Umstand, der sich schon aus den beträchtlichen Mächtigkeitsschwankungen vermuten lässt. Sie erreichen ihr Maximum mit über 100 Metern im Gebiet des mittleren Catogne und nehmen gegen Norden und Süden auf 40 bzw. 0 Meter ab.

Der detritische Lias beginnt mit einem typischen, polygenen Basiskonglomerat. Wir erkennen vor allem Dolomit-, dann aber auch Quarzporphyr- und Quarzkomponenten. Ihr Mengenverhältnis verändert sich gegen Süden zugunsten des Kristallinmaterials. Die meist flachen, bis zu 3 Zentimeter grossen Gerölle sind durchwegs besser gerundet als die der Triasbasisbildung. Eine angedeutete Kreuzschichtung mit Schüttung aus SW ist nicht selten. Das Basis-Konglomerat

wird höchstens 5 Meter mächtig (Profil 2), darüber tritt der grobklastische Anteil allmählich zurück. Der Übergang ins Hangende ist nach ungefähr 10 Metern vollzogen.

Im Norden bildet der karbonatische bis quarzitische Sandstein, der folgt, die Hauptmasse des detritischen Lias (Profil 1 und 2). Das Gestein macht vor allem wegen der karbonatischen Zementierung (häufig dolomitisch) einen unreineren Eindruck als die sauberer Quarzite des mittleren und südlichen Catogne, die es hier vertritt. Der mittlere Feldspatgehalt scheint aber mit 10 Prozenten eine Spur geringer als dort. Der Lias wird im Norden durch 5–7 Meter eines unreinen, schiefrigen Sandkalkes, der Echinodermenträümmer führt und feldspatfrei ist, abgeschlossen. Das wegen dünner Tonhäute gebänderte, mit mattem «Mordoréglanz» verwitternde Gestein erinnert ausserordentlich stark an gewisse Typen aus dem helvetischen Dogger. Diese Lage keilt gegen Süden rasch aus und ist nur noch unmittelbar südlich der Alp Catogne zu beobachten.

Im Süden, etwa jenseits der Linie Alp Catogne–Catognegipfel, modifiziert sich die Fazies des detritischen Lias: Ein unterer, an Bedeutung zurücktretender Teil besteht aus 10 bis 20 Metern mürbe verwitterndem Kalksandstein, der nur wenig Feldspat enthält. An seiner Basis sind Einschaltungen von dünnen, konglomeratischen Lagen und Schnüren, welche die oben beschriebene Konglomeratbank vertreten, verbreitet.

Am nördlichen, sich direkt unter dem Catogne öffnenden Kar (Koord.: 975250/100550/2110) herrscht eine echinodermenspätige Lokalfazies. Der sandige, späte Kalk besteht zur Hauptsache aus Echinodermenträummern und enthält in Nestern etwas autigenen Dolomit. Daneben führt er einzelne Belemniten. Die schiefrigen Zwischenschaltungen sind relativ tonreich.

Der Quarzit, der diese karbonatische Einleitung ablöst, entwickelt sich im Gebiet der Alp Catogne seitlich aus dem quarzitischen Sandstein der Profile 1 und 2. Er übertrifft mächtigkeitsmäßig alle übrigen Liasbildungen um ein Vielfaches. Sein Einsetzen ist orographisch durch das Auftreten der mächtigen, dunkelrotbraun verwitternden Platten und Abbrüche gekennzeichnet. Es handelt sich beim Gestein um einen grobgebankten bis massigen, absolut kalkfreien und sehr harten Quarzit. Die ursprünglich gerundeten, im Mittel 0,5 Millimeter grossen Quarzkörner sind durch mikrostyloolithische Verwachsungen zu einem sehr dichten, verzahnten Verband gefügt. Typisch ist weiter der verhältnismässig grosse Feldspatgehalt, der im Durchschnitt zwischen 10 und 15% schwankt und in extremen Fällen 25 bis 30% des Gesamtvolumens erreichen kann. Der immer etwas zersetzte Feldspat – es handelt sich ohne Ausnahme um sauren Plagioklas und mikropegmatitischen Orthoklas – stammt wieder ausschliesslich aus der Quarzporphyrhülle des Massivs. Seltener können auch eigentliche Quarzporphyrräume beobachtet werden. Trotz dem ausgesprochen quarzitischen Aspekt handelt es sich nach der Terminologie von PETTIJOHN (1957) um keinen echten Orthoquarzit (Quarzgehalt grösser als 90%), sondern schon um eine Subarkose, wobei das durchgehende Fehlen eines karbonatischen Zementes besonders auffällt.

#### **4. Reduktion des Lias (siehe Fig. 3)**

Die gemachten Beobachtungen beweisen auch für den Lias ein allmähliches stratigraphisches Auskeilen. Dabei verschwinden die Bildungen des Unter- bzw.

Infralias schon im Gebiet des Bonhomme, also wesentlich früher (nordöstlicher) als die der Trias oder des detritischen Lias.

Dieser keilt ebenfalls am Grat zwischen dem Belvédère und Champex aus. Allerdings sind die Verhältnisse wegen der speziellen Gesteinsbeschaffenheit nicht so gut zu übersehen wie in der Trias: Bis zum Profil 5, das halbwegs zwischen Belvédère und Bonhomme aufgenommen wurde, verrät abgesehen von der verminderten Mächtigkeit (40 Meter) noch nichts die kommende Reduktion. Eine leichte Zunahme des Feldspates kann höchstens vermutet werden, da der Gehalt in den Profilen auch vertikal gewissen Schwankungen unterworfen ist und keine systematischen Feldspatbestimmungen gemacht wurden.

Vom Belvédère an südwärts sind zwei Lagen einer brekziösen Quarzporphyroarkose, die als sicheres Anzeichen einer beginnenden stratigraphischen Reduktion gegen das Festland hin zu werten sind, in den sonst normal ausgebildeten Quarzit eingeschaltet. Die detritische Abkunft des Gesteins ist oft nur noch schwer zu erkennen, da gerade diese Lagen von einer sich in diesem Gebiet intensiv äussernden hydrothermalen Tätigkeit erfasst und umgewandelt wurden (siehe Kapitel: Junge hydrothermale Bildungen, p. 440).

Sicherer Liasquarzit findet sich bis zum kleinen Passeinschnitt am Südgrat des Belvédère, wo schon die Trias ausgekeilt ist. Das zwischen die beiden hydrothermal gestörten Zonen eingeschaltete Quarzitlager ist hier noch kaum 5 Meter mächtig. Es wird unvermittelt von einem Bruch abgeschnitten und verschwindet. Weiter südlich ist das Kristallin selbst hydrothermal umgewandelt; der Lias kann nicht mehr mit Sicherheit festgestellt werden.

#### FOSSILINHALT UND ALTER

Vor allem das Profil 2 (siehe p. 361) lieferte einige Fossilien, die wenigstens eine Altersangabe über den unteren Lias gestatten. Die oberen, sandigen Bildungen sind fossilarm bis steril.

#### Infralias und Unterlias

Die zusammengeschwemmten Lamellibranchier der Lumachelle, die wegen einer sekundären Dolomitisierung gelb herauswittern, sind durchwegs schlecht erhalten. Neben den Muscheln sind vor allem noch Fragmente von Cidariden und Pentameriten zu beobachten.

In einem dünnen Kalkbänklein 1 Meter über der Lumachelle konnten im Profil 2 einige bestimmbarer Ammoniten gefunden werden. Es sind immer schwarz herauswitternde Bruchstücke äusserer Umgänge. Die offensichtlich gerollten Fossilien und die wenigen begleitenden Phosphoritknollen wurden unter Konditionsbedingungen abgelagert. Es handelt sich um:

#### *Schlotheimia angulata* (SCHLOTH.)

Leitfossil für das obere Hettangian. Ein Exemplar zeigt zusätzlich einige Einschaltrippen (*Charmasseiceras?*).

Die feinspätiige Kalkbank, welche die Unterlias-Schiefer an derselben Lokalität abschliesst (Nr. 10), enthält vereinzelte kleinwüchsige, dünnenschalige Lamellibranchier:

*Entolium cf. hehli* (D'ORB.)

2 junge Exemplare mit kleinem Apicalwinkel ( $90^\circ$ ) und relativ grossen, symmetrischen Ohren. Auch die übrigen, unbestimmbaren Muscheln sind typisch nektonische Formen. *Entolium hehli* wird von C. DECHASEAUX (1936) als Unterliasspezies (Hettangian-Charmouthian) mit einer maximalen Verbreitung im Sinemurian bezeichnet.

Da die Basis der Unterlias-Schiefer schon ins obere Hettangian, eventuell sogar ins Sinemurian (*Charmasseiceras*) zu stellen ist, dürfte dieses sicher noch in ihnen enthalten sein. Bei Vens (nördlich von Sembrancher) führen plattige, blaue Kalke, die sich im Dach der Unterlias-Schiefer einstellen, Echioceraten des unteren Lotharingian (nach mündlicher Mitteilung von Prof. TRÜMPY), so dass im Norden der obere Teil des Unterlias-Zyklus vollständig scheint.

Wir haben ähnliche Verhältnisse wie in der nordöstlichen Chamonixmulde (= nordwestliches Mont Blanc-Massiv), wo das Hettangian und Sinemurian ebenfalls lithologisch nicht voneinander zu trennen sind (PARÉJAS, 1922; COLLET, 1943). Ein paläontologischer Hinweis auf die Anwesenheit der älteren Unterlias-Zonen fehlt; auch die vorgenannten Autoren zitieren für ihr Gebiet keine älteren Ammoniten als *Schllotheimia angulata* (SCHLOTH.).

### Mittellias

Nochmals in demselben Profil fanden sich im Basiskonglomerat des detritischen Lias den Umständen entsprechend schlecht erhaltene *Pseudopecten aequivalvis* (Sow.). Die grosse, grobberippte Muschel soll, wieder nach C. DECHASEAUX (1936), eine typische Form des Charmouthian sein, so dass zumindest die Basis des wichtigen mittel- (bis oberliassischen) Komplexes grob belegt ist.

Darüber enthält nur noch das Spatkalkvorkommen des nördlichen Kars schlecht erhaltene Fossilien. Neben den Echinodermenträmmern sind es vor allem Belemniten und eine einzelne, grosse *Pseudomelania* sp., die aber keine nähere Bestimmung zulassen.

Der mächtige, über der mittellassischen Basis einsetzende Quarzit dürfte zum grössten Teil von Domerian-Alter sein. Der oberste Lias, das Toarcian, ist nirgends nachgewiesen. Immerhin ist im Aalenian-Schieferkomplex der Chamonixmulde auch noch das Toarcian vorhanden. Die folgende Aalenian-Transgression kann am Catogne sehr wohl älter sein als im Val Ferret (siehe p. 408).

### PALÄOGEOGRAPHIE, ALLGEMEINE SCHLÜSSE UND VERGLEICHE

Im Lias tritt das nordöstliche Mont Blanc-Massiv in eine Phase gesteigerter Aktivität, die zur Bildung der mächtigsten, detritischen Ablagerungen der autochthonen Serie führte. Die paläogeographische Großsituation wurde dabei aus der Trias übernommen und blieb in grossen Zügen erhalten.

Die Verhältnisse im untersten Lias (Infracriass) sind noch unübersichtlich, die geringmächtige, wechselvoll aufgebaute Basisserie konnte nicht datiert werden; möglicherweise liegt gegen die obere Trias eine nicht unbeträchtliche Schichtlücke vor.

Erst die Unterlias-Subsidenz schuf wieder klare Verhältnisse. Die daraus resultierenden, eintönigen, schlammigen Sedimente zeigen, bei allerdings sehr stark reduzierter Mächtigkeit, die typische Dauphiné-Fazies der Chamonixmulde. Die Subsidenz klingt gegen Süden rasch ab, die Serie wird auf Kosten ihres pelitischen Hauptteiles reduziert und keilt schliesslich vollständig aus.

Vergleichen wir den mittleren Lias des Mont Catogne mit dem benachbarten Gebiete (Mont Chemin, Chamonixmulde, Saillon, Ardève), so fällt vor allem sein ausgesprochen detritischer Charakter auf. Eine ähnliche Situation liegt erst wieder im Lias des Torrenthornes vor und ist dort an ganz spezielle paläogeographische Bedingungen geknüpft.

Die plötzlich und mächtig einsetzenden Sandschüttungen könnten mit Hebungen im zentralen Mont Blanc-Massiv in Zusammenhang gebracht werden, um so mehr, als der relativ grosse Feldspatgehalt der Sedimente eine rasche Erosion und einen ebensolchen Transport voraussetzt. Das gröbere Komponentenmaterial ist auf das Basiskonglomerat und die küstennäheren Aufschlüsse im Süden beschränkt. Die Strandlinien scheinen sich seit der Trias ein Stück weit im positiven Sinne verschoben zu haben.

Da sämtliche angrenzenden Liasgebiete (Mont Chemin, Chamonixmulde, Kern der Morcles-Decke, Dauphiné) entweder schlammigen Charakter haben oder zumindest eine weniger extreme detritische Beeinflussung erkennen lassen, müssen wir eine isolierte Mont Blanc-Insel annehmen. Sie würde in den paläogeographischen Schemata von FRANK (1930) und von TRÜMPY (1949) aus der Geantikinalzone in der Verlängerung der Bietschhorn-Halbinsel hervortauchen. Ein anderes, weit im SW gelegenes Analogon mit ebenfalls neritischem Mittellias stellt das kleine Massiv von La Mure-Laffrey dar (GIGNOUX & MORET, 1952).

Die detritischen Schüttungen am Torrenthorn sind von PARÉJAS (1946) als Resultat einer mittelliasischen Orogenese gedeutet worden. BAER (1959) widerlegt allerdings diese These; er erklärt die Bildungen durch alte, persistierende Brüche. Ein antithetischer Bruchschollenbau, wie er für den Südrand des alemannischen Liasfestlandes schon 1949 von TRÜMPY postuliert wurde, kann vor allem wegen des geringen lateralen Einblicks, den wir bei unseren Liasbildungen haben, nicht nachgewiesen werden, obschon ein solcher einige schwer zu deutende Phänomene, wie z. B. das asymmetrische Mächtigkeitsmaximum und das rasche Ein- und Aussetzen, erklären würde.

#### D. DOGGER

##### GLIEDERUNG, FAZIELLE AUSBILDUNG UND ENTWICKLUNG

(siehe Beschreibung der Profile 8-15 und Fig. 6)

Der autochthone Dogger setzt im Val Ferret mit einem transgressiven Aalenian ein, er endigt mit einem kondensierten oberen Bajocian. Folgende, mit einem \* bezeichnete Ammonitenzonen aus dem ARKELL'schen Zonschema sind mit Fossilfunden belegt; die Zone der *Ludwigia murchisonae* datiert gleichzeitig die Transgression:

	Zone:	Lithologische Gliederung:
u. Bath.	Zigzagiceras zigzag	fehlt?
o b.	<i>Parkinsonia parkinsoni*</i>	
o b.	<i>Garantia garantiana</i>	kondensiert (oberer Kondensationshorizont)
	<i>Strenoceras subfurcatum</i>	
Bajoc.	<i>Stephanoceras humphriesianum*</i>	
unt.	<i>Otoites sauzei</i>	Spatkalk inkl. unterer Kondensationshorizont
	<i>Sonninia sowerbyi</i>	
o b. Aal.	<i>Graphoceras concavum*</i>	Tonschiefer
	<i>Ludwigia murchisonae*</i>	Spatkalk Amône-Fossilschicht
	.	Transgressionsbildungen

### 1. Aalenian

#### a) Transgressionsbildungen des Autochthon im Val Ferret

Unter diesem Sammelbegriff fasse ich die wenig mächtigen, wechselvoll ausgebildeten, psammitischen bis psephitischen Bildungen, welche die Doggertransgression charakterisieren, zusammen. Sie nehmen orographisch dieselbe Stellung ein wie die Triasbasisbildungen des Catogne und entsprechen ihnen lithologisch auch weitgehend. Das Material stammt wieder ausschliesslich aus der kristallinen Unterlage der unmittelbaren Umgebung.

Sind im nördlichen Val Ferret noch Quarzporphyr-Brekzien und Arkosen die Regel, so tritt am Torrent de Planereuse (Profil 12) erstmals das sogenannte Amône-Konglomerat, die typische Transgressionsbildung des mittleren Val Ferret und der Combe des Fonds, auf.

Die Grenzfläche zwischen dem Kristallin und dieser untersten Sedimentlage ist uneben und unregelmässig. Die Transgressionsbildungen blieben tektonisch mit ihrer Unterlage verbunden, und die alpinen Dislokationsstörungen wirkten sich erst in ihrem Dach aus. Die Sedimentbank ist aus Distanz höchstens an ihrer knorriegen bis plattigen Ausbildung, die sich von der mehr massigen, klüftigen des Quarzporphyrs abhebt, zu erkennen. Die Kontakte in diesen basalen Schichten wurden zudem nicht selten von zirkulierenden hydrothermalen Lösungen durchfahren und durch Mineral- und Erzabsonderungen zusätzlich verwischt.

#### Amône-Konglomerat

Das von FAVRE (1867) und von GERLACH (1883) erstmals beschriebene und von DUPARC & PEARCE (1898) als «Poudingue de l'Amône» bezeichnete Konglomerat leitet in den Aufschlüssen zwischen dem Torrent de Planereuse und der mittleren Combe des Fonds normalerweise die autochthone Sedimentation ein. Das sehr uneinheitlich aufgebaute Konglomerat – es kommen Gerölle von wenigen Millimetern bis zu einem Meter Grösse vor – bildet eine etwas unregelmässige, 1 bis

2 Meter mächtige Bank (s. Fig. 10). Stellenweise können eigentliche Spaltenfüllungen im Kristallin beobachtet werden. Das ausschliesslich aus Quarzporphyrr bestehende Komponentenmaterial ist immer gut gerundet. Sedimentgerölle, insbesondere solche aus Dolomit, konnten im Gegensatz zu den Beschreibungen von

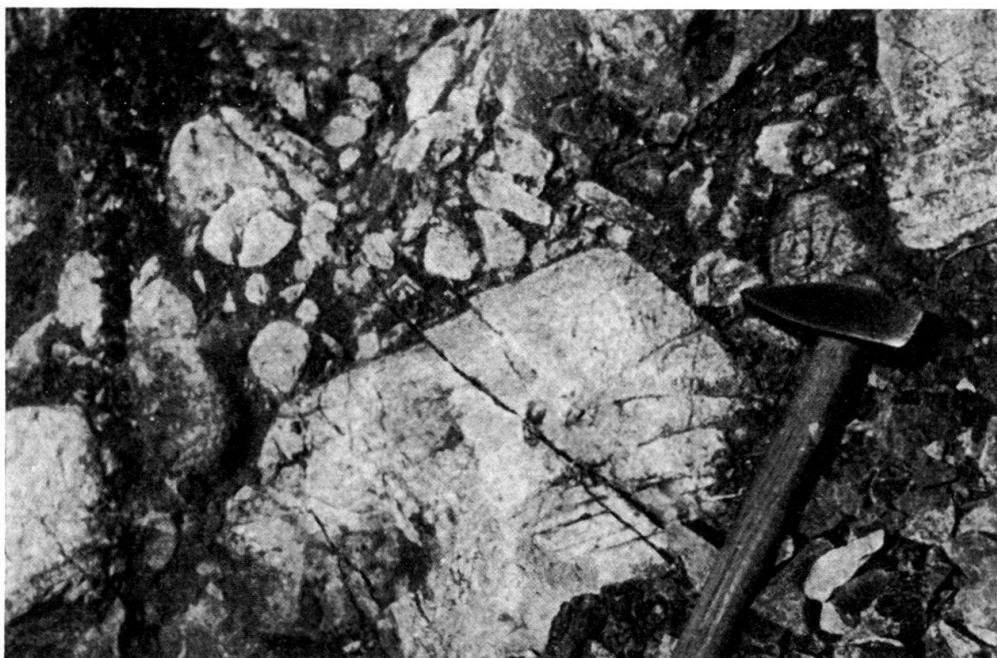


Fig. 10. Das Amône-Konglomerat an der Typokalität.

DUPARC & PEARCE keine gefunden werden. Granitische Komponenten treten erst im italienischen Val Ferret auf, wo die Sedimente direkt auf dem Protagon ruhen (M. B. CITA, 1953). Der ursprünglich lose Schotter ist durch eine sandig-brekziöse Arkoseschüttung zu einem kompakten Konglomerat verkittet worden. Die Komponenten dieser Matrix sind durchwegs brekziös. Ihre Zementierung ist meist karbonatisch (z. T. etwas dolomitisch), doch kommen vorwiegend im unteren Teil auch kalkfreie, monogene Lagen vor.

Das Konglomerat ist nach den darin enthaltenen Fossilien eine typisch marine Bildung. Wie TRÜMPY (1954) betrachten wir es als Küstenkonglomerat. Dieser Befund erklärt auch das begrenzte, lokale Auftreten und wird durch die ausgesprochen litorale Fauna von Sur la Lys (siehe p. 403) bestätigt.

#### Brekziöse Arkosen

In gewissen Profilen, vor allem im vorderen Val Ferret, kam es nicht zur Konglomeratbildung. Das Aalenian setzt direkt mit Arkosen, die wir sehr gut mit der Matrix des Amône-Konglomerates in Beziehung setzen können, ein.

Die immer stark zusammengebackene Arkose bildet eine massige, 2 bis 3 Meter mächtige Bank. Die Komponenten bestehen wieder ausschliesslich aus Quarzporphyrr; sie sind immer eckig, höchstens leicht kantengerundet. Die grösseren (bis 2 cm) sind häufig etwas zerdrückt. Der Feldspatanteil (inkl. Quarzporphyrr) ist mit 35–50% der Gesamtkomponentenzahl wieder auffallend gross. Der prak-

tisch karbonatfreie, feinsandig-serizitische Zement ist durch Verunreinigungen (Graphit, Markasit) makroskopisch dunkelgrau verfärbt. Letzteres im Unterschied zu den Triasbasisbildungen, die immer hell bis rein weiss sind.

Im oberen Teil wird die Arkose feiner und karbonatisch und geht in die echinodermenspäten, sandigen Kalke, die die Aalenianschiefer einleiten und deren Alter durch Fossilien festgelegt ist, über.

Von Norden kommend finden wir diese Arkosen erstmals im Profil von Saleina (Profil 11, Fig. 7), wo sie noch feinbrekziös bis quarzitisch sind. Von hier südwärts sind sie bis zum Profil 12 (La Diurette) zu verfolgen. An dieser Lokalität überlagern sie erstmals eine dünne Lage von Amône-Konglomerat. Dasselbe ist bei Amône, wo sie wieder quarzitisch sind und oben an der Wand zwischen dem Konglomerat und den zurückwitternden Aalenianschiefern eine Platte bilden, zu beobachten.

Nördlich von Saleina (Profil 10: Le Diuro; Torrent des Prénondes) sind die Basisbildungen auf wenige Zentimeter ausgequetscht oder fehlen überhaupt. Die grosse Masse der Aaleniantonschiefer folgt mit tektonischem Kontakt direkt auf das Kristallin.

Im Taleinschnitt von Champex werden die Aufschlussverhältnisse schlecht. Der Kontakt ist bis zum Signal von Champex (Pkt. 1473) nicht mehr ersichtlich, so dass es unmöglich wird, diese eindeutig jüngeren Basisbildungen des Val Ferret mit denen des Catogne und vor allem mit seinem autochthonen Lias in Beziehung zu bringen.

### b) Basaler Spatkalk

Eine sandige Spatkalkbank verbindet die besprochenen Arkosen mit der mächtigen Tonschieferserie. Bei der Amône und in der Combe des Fonds, wo letztere schon stark reduziert ist, tritt an dieser Stelle ein noch zu besprechender zoogener Kalk auf.

Die Mächtigkeit der Kalkbank variiert zwischen 2 und 3 Metern. Die Grenze zum Liegenden ist gewöhnlich etwas tektonisiert und aus diesem Grund, trotz dem lithologischen Übergang, scharf. Der dunkle, unsaubere, echinodermenspätige Kalk ist in seinem unteren Teil noch stark sandig (bis zu 20% detritisches Material) und enthält vereinzelte Feldspat- und Quarzporphyrrümmer. Er lieferte in den Profilen von Saleina neben Brachiopoden und Muscheln einige typische Ammoniten des mittleren Aalenian.

In den Aufschlüssen gegenüber von Branche werden diese kalkig-sandigen Bildungen unvermittelt bis zu 30 Meter mächtig. Wir finden hier über den basalen Brekzien und Quarziten schiefreiche, serizitische Sandkalke bis Kalksandsteine, die wegen ihrer Ausbildung und Mächtigkeit stark an den autochthonen Lias des Mont Catogne erinnern. Es handelt sich aber eindeutig um Bildungen des Aalenian; ihre stratigraphische Stellung ist im Profil 12 klar ersichtlich.

### c) Tonschiefer

Die Hauptmasse des Aalenian wird, wie in den anderen Gebieten des autochthonen und helvetischen Sedimentationsraumes, durch die typischen Tonschiefer gebildet. Wie wir aber noch sehen werden, sind diese Aalenianschiefer wesentlich

jünger als die «Opalinusschiefer» der Ost- und Zentralschweiz. Sie setzen nach einem kurzen Übergang über der besprochenen Spatkalkbank ein und werden normalerweise recht mächtig (bis 200 Meter). Ihre Ausbildung ist eintönig; immer sind es dieselben schwarzen, absolut kalkfreien und in dünne Platten aufspaltbaren Schiefer. Lokale Pyritkonzentrationen geben ihnen stellenweise eine rostige Verwitterungsfarbe. Im weiteren können kieselige Knollen, welche neben einem pyritischen Kern häufig Organismenreste (Schalentrümmer, Mikrofossilien) enthalten («rognons pyriteux»), und seltener Spatkalklinsen vorkommen. Die Schiefer sind im allgemeinen etwas glatter und spröder, d. h. stärker metamorph als im Kern der Mörlesdecke (Chamoson).

Die mächtigen Aalenianschiefermassen der Profile vom Torrent des Prénondes, von Le Diuro (10) und Saleina (Profil 11, Fig. 7) enthalten wenig über ihrer Mitte eine 3 bis 10 Meter mächtige Einschaltung eines schwarzen, feinspätigen Kalkes, der zusätzlich etwas eisenschüssig ist und rostig-rotbraun verwittert. In seinen Tonschieferzwischenlagen findet man bis nussgroße Phosphoritknollen, die voll von Echinodermenresten und Mikroorganismen sind, und gerollte, phosphorisierte Fossilien (vorwiegend Ammoniten). Da das Kalkniveau immer ungestört, ungefähr in derselben stratigraphischen Höhe eingelagert ist und nie Verdoppelungen zu beobachten sind, dürfen wir annehmen, dass hier der ganze mächtige Schieferkomplex einer einfachen, normalen Serie entspricht.

In gewissen ungestörten Aalenian-Bajocian-Übergangsprofilen (z. B. Profil 8 oder 11) stellen sich ähnliche Kalkeinschaltungen auch im Dach der Tonschiefer ein. Möglicherweise handelt es sich aber schon um unteres Bajocian, da schon der oben behandelte, feinspätige Kalk Fossilien der *concavum*-Zone enthält (siehe p. 407) und COLLET (1943) ähnliche Wechsellegerungen aus dem Unterbajocian der Mörles-Decke beschreibt.

Die ebenfalls mächtigen Aalenianschiefer des Catogne sind im Vergleich zu denen des Val Ferret stärker tektonisiert und gestört. Sie folgen immer mit typisch tektonischem Kontakt auf den detritischen Lias. An der Südflanke des Li Blanche kann eine eigentliche Reibungsbrekzie beobachtet werden. Die basale Spatkalkbank ist nicht mehr vorhanden; dasselbe gilt auch für den oberen Fossilhorizont, so dass das genaue Alter der Schiefer hier unbestimmt ist.

Die Schiefer enthalten in diesem Gebiet nicht selten grössere und kleinere Pakete von tektonisch eingeschupptem Malm und Lias; sie sind darum vielerorts auch tektonisch angehäuft oder reduziert. Sie wurden am ganzen Catogne vom mächtigen autochthonen Malmkalk überfahren und aufgeschürft. Zonen erhöhter Beanspruchung sind oft durch Scharen von sekundären Quarz- und Ankeritknauern markiert («tektonisches Gekröse»).

Die Mächtigkeit der Aalenianschiefer ist im Untersuchungsgebiet interessanten Schwankungen unterworfen. Sie messen am nördlichen Catogne etwa 150 Meter; bis Champex (Profil 7) erfolgt eine erste Reduktion auf 2 bis 3 Meter. Im vorderen Val Ferret verzeichnen wir eine rapide Mächtigkeitszunahme auf sicher 200 Meter (Torrent des Prénondes), bis l'Amône und der Combe des Fonds nehmen die Schiefer nochmals auf 5 bzw. null Meter ab (siehe Figuren 3 und 6). Diese Reduktionen sind sicher primärstratigraphisch angelegt worden. Schon bei Champex sind die reduzierten Tonschiefer etwas verkalkt; noch schöner beobachtet man

dieses Phänomen im hinteren Val Ferret, wo die verkalkten Schieferäquivalente sehr fossilreich und als sogenannte «Fossilschicht von l'Amône» schon seit langem bekannt sind (WILD, 1788; GREPPIN, 1876; SCHMIDT, 1907 u. a.).

#### d) Amône-Fossilschicht («couche fossilifère de l'Amône»)

Die zwei Meter mächtige, kohlig schwarze Kalklage, welche bei l'Amône und in der Combe des Fonds die nur noch geringmächtigen Aalenianschiefer unterlagert, ist ausgesprochen zoogen und voll von gut erhaltenen Fossilien (vorwiegend Lamellibranchier). Das kalkige Einbettungsmaterial ist feinsandig (bis zu 15% zur Hauptsache detritischer Quarz und wenig Serizit) und sehr reich an submikroskopischen, opaken Graphit- und Schwefelkiesschüppchen. Daneben können auch grobspätige Lagen sowie tonig mergelige Linsen beobachtet werden. Vor allem im unteren Teil ist grobbrekziöser Quarzporphyrdetritus (Trümmer bis 2 cm gross) nicht selten. Der Kalk ist besonders in der Umgebung der Fossilien häufig etwas pyritisch und verwittert mit rostigen Flecken. Spuren von stratigraphischer Kondensation und Aufarbeitung (Phosphorit) sind nicht zu beobachten. Vielmehr scheint die typisch benthonische Fauna an Ort und Stelle gelebt zu haben und eingebettet worden zu sein. Anzeichen von stärkerer Wasserbewegung fehlen; selbst die dünnchaligsten Muscheln (*Pteroperna*, *Modiola*) sind immer intakt. Der grosse Gehalt an organischem, kohligem Material, der Pyrit und der gute Erhaltungszustand der Fossilien lassen auf ein reduzierendes Ablagerungsmilieu schliessen. Anaerobe Bedingungen (mit  $H_2S$ -Bildung etc.) herrschten aber offensichtlich erst im abgelagerten, frischen Sediment. Man kann sich vorstellen, dass der sicher in normal durchlüftetem Bodenwasser lebende, reiche Benthos bei der zeitweiligen Freisetzung dieses  $H_2S$  (z. B. durch Aufwirbelung des Schlammes) zugrunde ging.

Lokal, beim mittleren Stollen an der Südflanke der Sedimentplatte von l'Amône (siehe Fig. 8), ist der Kalk der Fossilschicht sauberer, d. h. ärmer an kohlinger, schwarz färbender Substanz. Er lagert hier, lediglich durch eine dünne Arkoselage eingeleitet, direkt auf dem Kristallin (Transgressivkontakt) und enthält auffallend viele Korallen.

Wo das Profil ungestört ist (z. B. an der Spitze der Amôneplatte), geht die Fossilschicht mit einer Spatkalk-Tonschiefer-Wechsllagerung, die auch noch Fossilien enthält, in die Tonschiefer über.

Ganz ähnliche Sedimente und Faunen werden auch aus den Mytilusschichten der Präalpen beschrieben und dort als brackisch-neritische Bildungen betrachtet (DE LORIOL, 1883; RENZ, 1935). SCHMIDT (1907) ging auf Grund dieser zufälligen Faziesanalogie soweit, dass er die Amône-Fossilschicht direkt mit diesen in Beziehung brachte. Auch altersmäßig besteht aber schon ein beträchtlicher Unterschied (Aalenian einerseits, Bathonian-Callovian anderseits).

In der hinteren Combe des Fonds fehlt das Aalenian mit dem übrigen Dogger. Die Malmbildungen folgen mit tektonischem Kontakt auf das Kristallin. Allerdings scheint das Aalenian schon weiter nördlich stratigraphisch ausgekeilt zu sein, finden wir doch in einem kleinen Aufschluss am Südrand des Moränenschuttkegels vom Dolentgletscher auf einer klüftigen Quarzporphyr-Transgressionsfläche hellen Spatkalk mit Cidariden (Bajocian?). Die Tonschiefer erscheinen wohl im italieni-

schen Val Ferret wieder, doch nur sporadisch und immer geringmächtig (z. B. Profil 15, p. 384).

Ungestörte Lagen aus den Tonschiefern wurden vor allem in früherer Zeit abgebaut und als Dachschiefer verwendet. Das Material wird unter Tag gewonnen, da es im bergfeuchten Zustand besser spaltbar ist. Abbaustollen finden sich südwestlich von Sembrancher und am Torrent des Prénondes. Beides sind Gebiete mit maximaler Aalenian-Mächtigkeit. Grosse Abraumhalden zeugen von einer ehemals intensiven Abbautätigkeit; heute ist nur noch der Bruch oberhalb von Sembrancher in Betrieb.

#### FOSSILINHALT UND ALTER

Das Aalenian ist die am besten belegte Stufe der autochthonen Serie. Sämtliche der vier unterschiedenen Abteilungen haben Fossilien geliefert.

#### Transgressionsbildungen (Amône-Konglomerat)

Fundort: L'Amône (Profil 13). Der sehr harte, kalkhaltige Zement des Amône-Konglomerates lieferte ein einziges Exemplar von:

*Ludwigia* sp. indet.

Junges, relativ fein beripptes und gekieltes Stück, eventuell *L. murchisonae* (Sow.).

Fundort: Sur la Lys (Profil in TRÜMPY, 1954; p. 321).

Zement des Konglomerates stellenweise ausgesprochen zoogen. Neben Echinodermen- und Muscheltrümmern (Pectiniden ? Östreiden ?) fand sich ein sehr gut erhaltenes Exemplar von *Pseudomelania cf. simplex* MORRIS & LYCETT, sowie kugelige Korallenkolonien (*Isastraea*).

Es sind alles Fossilien des sauberen litoralen Faziesbereiches. Offenbar herrschten hier lokal etwas günstigere Bedingungen im sonst lebensfeindlichen Küstenschotter. Der Ammonit wurde sicher anlässlich der Arkoseschüttung eingeschwemmt.

#### Basaler Spatkalk

Fundort: Saleina: Profil an der Nordflanke des Durchbruches (Profil 11, Fig. 7). Die Fossilien (Ammoniten- und Muschelfragmente) aus der Spatkalkbank dieser Lokalität (3) sind sehr schlecht erhalten. An der Basis der folgenden Aalenian-Schieferserie (4) liegt ein weiteres knorriges Kalkbänklein, welches wie die begleitenden Tonschiefer voll von Brachiopoden ist. Es handelt sich um Formen aus der Gruppe von «*Terebratula*» *phillipsi* DAVIDSON. Eine genauere Bestimmung ist unmöglich, da die Stücke durchwegs deformiert und die wichtigen Speziesmerkmale zerstört sind.

Fundort: Saleina: Profil an der Südflanke des Durchbruches (Koord.: 574550/92110/1450).

1. Kristallin (Quarzporphyr).

2. 3 m harter, dunkelgrauer Quarzit, kalkfrei; enthält Lagen mit größerem Quarzporphyrdetritus.

3. 2 m kalkhaltiger Quarzit; gegen oben Einschaltung von echinodermenspätigen Lagen.  
Daraus ein Ammonitenfragment.
4. 1,5 m harter Spatkalk; die unten beschriebenen Fossilien stammen aus seinem oberen Teil.
5. mächtige Serie der schwarzen Aalenian-Tonschiefer.

*Ludwigia murchisonae* (Sow.)

Sehr gut erhaltene Jugendform, innere Rippen noch knotig, Kiel schwach; charakteristische Sutur erhalten. Dimensionen: Dm. 50 mm, Nw. 17 mm, Höhe des letzten erhaltenen Umganges 20 mm, Dicke desselben 12 mm.

*Ludwigella nodata* BUCKMAN

Kleines, leicht zerdrücktes Exemplar; darum etwas flacher als Typusfigur in BUCKMAN (1904), suppl. pl. XIX, fig. 34. Dimensionen: Dm. 35 mm, Nw. 13 mm, Höhe des letzten Umganges 13 mm, Dicke desselben 8 mm.

*Ludwigia* sp. indet.

2 bruchstückweise und schlecht erhaltene Exemplare.

*Velata* sp. indet.

Bruchstück einer flachen rechten Klappe, das grosse Hinterohr ist vorhanden.

«*Terebratula*» sp. indet.

Bruchstück einer stark eingerollten Spezies.

Der mit dem Zonenammoniten belegte basale Spatkalk entwickelt sich eindeutig aus der brekziösen Basisarkose. Die Doggertransgression erfolgte bei Saleina wie schon bei l'Amône im mittleren Aalenian mit der *murchisonae*-Zone. Die *Ludwigella nodata* BUCKM. würde schon auf den oberen Teil der *murchisonae*-Zone (*bradfordensis*-Hemera) weisen. Die Arkose entspricht nicht nur lithologisch, sondern auch altersmäßig weitgehend dem Zement des Amône-Konglomerates. Das Konglomerat selbst ist eventuell wenig älter, doch darf angenommen werden, dass die Doggertransgression im Val Ferret ungefähr synchron erfolgte.

### Fossilschicht von l'Amône

Fundort: L'Amône: Profil 13, Schicht-Nr. 6. Das reiche Fossilmaterial stammt fast ausschliesslich aus dem Abraum der ehemaligen Pyritmine. Am leicht zugänglichen Profil an der Südflanke der Platte ist das ganze Aalenian gestört und teilweise fehlend. Im oberen Teil der Platte findet man die Fossilien im Anstehenden (siehe Fig. 8).

Belemniten als Seltenheit.

*Rhynchonella (Rhynchonelloidella) subdecorata* DAVIDSON

Kleine Form mit 12 Rippen (davon 3 Sinusrippen). Ventralschale gegen Schnabel hin stark ausgebaucht. 7 z. T. stark deformierte Exemplare. Die Form wird von GREPPIN (1888) aus dem unteren Bajocian beschrieben.

GREPPIN (1876) zitiert *Rhynchonella quadriplicata* ZIETEN. Diese Spezies hat 4 Sinusrippen und konnte nicht wiedergefunden werden.

«*Terebratula*» sp. indet.

Aus der Gruppe der *T. globata* DAV. Genaue Bestimmung anhand der wenigen und zusätzlich deformierten Exemplare unmöglich.

*Chlamys cf. lotharingica* (BRANCO)

Rechte Klappe, Apicalwinkel wenig kleiner als 90°, 20 feine Rippen (einzelne schwächer:

Nebenrippen); Unterrand und vorderer Apicalrand etwas nach vorn gebogen. 3 z. T. unvollständig erhaltene Steinkerne. Nach den Literaturangaben vom unt. Aalenian bis oberen Bajocian.

*Chlamys cf. meriani* (GREPPIN)

2 rechte und eine linke Klappe (Steinkerne), wobei letztere konvexer ist und einen raschen und steilen Abfall zum Vorderohr hat; sonst symmetrisch. 16–18 Rippen, Apicalwinkel 85°, mit 3 cm Höhe etwas kleiner als Typusfigur in GREPPIN (1888). Ist nach C. DECHASEAUX (1936) eine Form des unteren Bajocian von Lothringen.

*Chlamys* sp. indet.

Bruchstücke einer relativ grossen (4–5 cm hoch), grob berippten Spezies.

*Entolium* sp. indet.

Kleine, runde Form (1 cm), kleine Ohren, glatt mit feinen Anwachsstreifen.

*Camptonectes lens* (Sow.)

2 Exemplare; die in feine Punkte aufgelöste Radialskulptur der Aussenschale z. T. noch vorhanden. Aalenian-Oxfordian.

*Velata* sp. indet.

Linke gewölbte Klappe mit mehr als 20 feinen Rippen, typische Zwischenrippen vorhanden. Gewisse Ähnlichkeit zu *V. tumida* (ZIETEN) aus dem obersten Lias.

*Lima (Radula) duplicata* Sow.

4 gut erhaltene Exemplare. Langlebige Form (Hettangian-Callovian).

*Lima (Plagiostoma) impressa* MORRIS & LYCETT

4 Exemplare, die jüngeren sind besser erhalten.

*Lima (Plagiostoma) annonii* MERIAN

Linke Klappe eines jungen Exemplares mit intakter Aussenschale (fein ziselierte Radialskulptur).

Daneben sind noch gröber berippte Formen mit Ähnlichkeit zu *P. schimperi* (BRANCO) vorhanden. Beide Formen werden aus dem Bajocian und Bathonian des Jura beschrieben.

*Lima (Plagiostoma) aff. alticosta* CHAPUIS & DEWALQUE

Häufiges Fossil in den tonschiefrigen Partien der Fossilschicht, deshalb meist deformiert und schlecht erhalten. Besitzt nach C. DECHASEAUX (1936 b) eine sehr grosse Variabilität. Weniger Rippen (32) als Typus (42–46); die feinen Anwachsstreifen sind in den mehr oder weniger breiten Rippenzwischenräumen sehr schön erhalten geblieben. Toarcian-Bajocian.

*Lima (Plagiostoma)* sp. indet.

Grosses, 6 cm hohes Exemplar, welches sehr viele (gegen 60) gerundete Rippen hat; die Rippenzwischenräume sind fein. Es besteht eine gewisse Ähnlichkeit zu *Lima (P.) semicircularis* GOLDFUSS. Die Form ist ebenfalls auf die Tonschiefer beschränkt. 1 Ex.

*Ctenostreon elea* (D'ORB.)

Verhältnismässig selten vorkommende Spezies. Wird aus dem Toarcian-Bajocian des Juras beschrieben.

*Pteroperna aff. costatula* (DESLONGCHAMPS)

Häufigstes Fossil; dünnshalig, deshalb häufig deformiert. Diverse Unterschiede zum Typus: Der Winkel zwischen Flügel und Schale ist mit 20–30° immer kleiner als dort (50°). Die Schale und der Flügel sind relativ fein gebaut, letzterer trägt an der Aussenkante zwei deutliche Rippen und ist kürzer als in der Typusfigur. Die Form ist wahrscheinlich mit der von GREPPIN (1876) und SCHMIDT (1907) als häufig bezeichneten *Gervillia* sp. identisch.

*Modiola plicata* Sow.

Leicht deformiertes Einzelstück, Wirbel fehlend.

*Modiola imbricata* Sow.

2 etwas zerdrückte Exemplare; die Spezies wurde schon von SCHMIDT (1907) zitiert.

*Isocardium* sp. indet.

3 kleine, nicht spezifisch bestimmmbare Exemplare.

*Anisocardia* aff. *greppini* COSSMANN

Grosses Exemplar mit auffallend dreieckigem Schalenumriss; der Wirbel ist stärker eingedreht als beim Typus.

2 weitere unbestimmmbare Exemplare von *Anisocardia*.

*Astarte elegans* Sow.

Ein gut erhaltenes Exemplar.

*Arca* cf. *tenuitexta* MORRIS & LYCETT

Linke Schale.

*Pholadomya* cf. *bellula* WHIDBORNE

Wohlkonservierte, noch durch das Ligament verbundene Doppelschale (ruhiges Milieu!).

*Perna*? cf. *isognomoides* STAHL

Sehr grosses (10 cm lang, 8 cm hoch), morsch Schalenexemplar.

*Alectryonia* cf. *costata* (Sow.)

Kleine Auster, die auch aus dem Mytilusdogger beschrieben wird (DE LORIOL, 1883).

*Pleurotomaria* sp. indet.

Bruchstück einer sehr fein und reich verzierten Spezies.

*Cidaris* cf. *zschokkei* DESOR

Einzelne Stacheln.

*Cidaris* cf. *propinqua* MÜNSTER

Nur einzelne Stacheln, deren Bestimmung wegen des Fehlens der Hälse unsicher ist.

*Serpula* sp. indet., Bryozoen, *Thamnasteria* sp. indet., *Montlivaltia* sp. indet. Die Korallen treten vor allem im sauberen Kalk auf (siehe p. 402) und wurden schon von GREPPIN angeführt.

Neben dem schwarzen, kohligen Kalk mit der typischen Fazies der Amône-Fossilschicht können im Schutt einzelne Stücke eines relativ sauberen, grob-späten bis zoogenen Kalkes gefunden werden, die ebenfalls viele Fossilien enthalten. Es sind alles Formen, die schon oben angeführt wurden: *Chlamys* cf. *meriani* (GREPPIN), *Camptonectes lens* (Sow.), *Astarte elegans* Sow., *Pteroperna* aff. *costatula* (DESL.), *Modiola* sp. usw.

Fundort: Sur la Lys (Profil in TRÜMPY, 1954, p. 321). Neben dunkelgrauem, feinkörnigem Kalk (Fazies der Amône-Fossilschicht) steht hier vor allem auch der grob-spätige, muschelführende Kalk, den wir oben beschrieben haben, an.

*Chlamys* cf. *meriani* (GREPPIN)

2 Exemplare, davon eine rechte Klappe mit erhaltenen Ohren.

*Lima* (*Plagiostoma*) *impressa* MORRIS & LYCETT

*Pentacrinus* sp. indet.

Die artenreiche Fauna der Amône-Fossilschicht stellt eine typische benthonische Lebensgemeinschaft dar. Die Lamellibranchier dominieren, unter ihnen herrschen wieder gewisse Spezies, insbesondere Anisomyarier, vor (*Pteroperna* aff. *costatula* (DESL.), *Lima impressa* M. & L., *Lima* aff. *alticosta* CHAP. & DEW., *Chlamys* cf. *meriani* (GREPPIN) u. a.). Sessile Formen wie Brachiopoden, Austern, Crinoiden und Korallen, treten an Bedeutung zurück. Cephalopoden fehlen mit Ausnahme einzelner Belemniten überhaupt. Vor allem die kalkigen Partien des Horizontes sind fossilreich. Gewisse dünnchalige Limiden (z. B. *Lima* aff. *alticosta* CHAP. & DEW.) scheinen auf die tonschiefrigen Partien, die sich im oberen Teil einschalten, beschränkt zu sein. Die Fossilien sind häufig etwas deformiert, doch im grossen ganzen erstaunlich gut erhalten. Die sehr spezialisierte Faziesfauna (ruhiges, neritisches Milieu) lässt keine genaue Datierung zu. Erschwerend fällt zudem in Betracht, dass die Dogger-Lamellibranchiaten mit Ausnahme der Pectiniden und der Limiden (STAESCHE, 1926; C. DECHASEAUX, 1936) in neuerer Zeit nicht mehr monographisch bearbeitet worden sind.

Die gefundenen Muscheln und Brachiopoden weisen auf ein Alter, das zwischen dem oberen Aalenian und dem unteren Bajocian liegt. Der lithostratigraphische Befund und die unmittelbar benachbarten, durch Ammonitenfunde datierten Schichten helfen uns etwas weiter. Die Fossilschicht liegt über dem Konglomerat (untere? *murchisonae*-Zone) und scheint einen unteren, mächtigeren Teil der Tonschiefer zu vertreten. Sie ist gleich alt oder etwas jünger als der basale Spatkalk (obere? *murchisonae*-Zone) und etwas älter oder höchstens gleich alt wie das obere Spatkalkniveau (*concavum*-Zone), das im hinteren Val Ferret, wie wir gesehen haben, fehlt. Die Schicht gehört also ins mittlere bis obere Aalenian und nicht, wie bisher angenommen wurde, ins untere Bajocian.

Diese Fossillage darf nicht mit dem basalen Bajocian-Kondensationshorizont, der über den Aalenianschiefern ansteht und der faziell und faunistisch anders entwickelt ist, verwechselt werden. Die von GREPPIN (1876) und SCHMIDT (1907) erwähnten Fossilien stammen sicher aus dem unteren Horizont, denn die Bajocian-Kondensation ist bei Amône nur dürftig entwickelt. Die alte Lokalbezeichnung «couche fossilifère de l'Amône» bezieht sich demnach auf ersteren (vgl. TRÜMPY, 1954, p. 323).

#### Tonschiefer und obere Spatkalklage

Fundort: L'Amône (Profil 13, Schicht-Nr. 7). Die tiefsten noch Spatkalk-Einschaltungen enthaltenden Tonschieferlagen führen stellenweise sehr schöne, in allen Einzelheiten erhaltene, pyritisierte Echinodermenreste: *Isocrinus* cf. *bajocensis* (D'ORB.), *Cyclocrinus* sp. indet., *Cidaris* sp. indet.

Die höheren Tonschiefer (8) lieferten hier 2 Exemplare von auffallend grossen «Posidonien». R. TRÜMPY (1954) fand analoge, konzentrisch berippte, an das Genus *Astarte* erinnernde Muschelabdrücke im ultrahelvetischen Aalenian des Grand Col Ferret.

Fundort: Saleina: Profil 11, an der Nordflanke des Durchbruches. Die feinspätige, eisenschüssige Kalkbank (5) im oberen Teil der Tonschiefer (s. Fig. 7) lieferte zwei nur bruchstückweise erhaltene Ammoniten. Es sind typische Vertreter des Genus *Graphoceras* (s. l.), Formen, die

BUCKMAN mit den Gattungsnamen *Darellia* bzw. *Lopadoceras* bezeichnete und die der *concavum*-Zone bzw. der *discites*-Hemera angehören.

### Belemniten

#### *Chlamys* sp. indet.

Linke Schale eines kleinen Exemplares (Höhe 1 cm), Apicalwinkel 90°, 20 Rippen plus Einschaltungen. Wahrscheinlich zur Gruppe der *Ch. textoria* gehörend. Weitere schlecht erhaltene, dünnchalige Muscheln.

Die in die bathyalen Tonschiefer eingeschaltete Kalklage zeigt mit ihren Kondensationserscheinungen gewisse Unregelmässigkeiten in der Subsidenz an. Die Ammoniten dürften trotz der etwas unsicheren Bestimmung als typische Formen des obersten Aalenian (*concavum*-Zone) betrachtet werden, so dass auch der obere Teil des Aalenianzyklus belegt ist. Die Tonschiefer-Sedimentation hielt möglicherweise bis ins untere Bajocian an, wurden doch z. B. bei Saleina über dieser Spatkalkbank des obersten Aalenian nochmals 30 Meter Schiefer abgelagert.

Am Catogne, wo das ganze Aalenian in dieser Tonschiefer-Fazies vorliegt, sind eventuell auch ältere Zonen (evtl. inkl. Toarcian) an dessen Bildung beteiligt<sup>9)</sup>.

## 2. Bajocian

Die Spatkalke des Bajocian, die orographisch mit einer Felsrippe einsetzen, fehlen am Catogne und sind auch im Val Ferret nicht durchgehend vorhanden. Dies wahrscheinlich deshalb, weil das meist wenig mächtige, zwischen den beiden inkompotenten Niveaus des Aalenian und Argovian liegende Kalkpaket bei der alpinen Faltung ausgequetscht oder überfahren wurde (siehe Kap. Tektonik, p. 431).

### a) Unteres Bajocian

Im Profil 8 an der Strasse Orsières-Champex, wo das nördlichste Vorkommen von autochthonem Bajocian gefunden wurde, sowie bei Saleina (Profil 11), gehen die Aalenian-Schiefer in eine Mergelschieferserie mit Spatkalkeinschaltungen über. Wir stellen diesen 10–15 Meter mächtigen Komplex, der sich nicht scharf vom Liegenden abtrennen lässt und der bei Champex noch direkt in die höheren Spatkalke überführt, an die Basis des Bajocian. Er wird bei Saleina erstmals durch eine dünne, pyritisierte und phosphatisierte Fossillage abgeschlossen, die für das ganze weitere Val Ferret typisch bleibt. Geringe Anzeichen von Kondensation waren auf diesem Niveau schon bei Champex (Profil 8) festzustellen, wo der unterste Spatkalk dünne Mergelschiefer-Zwischenlagen mit schwarzen Phosphoritknöllchen enthält (siehe p. 371). Zur Ausbildung eines richtigen Kondensationshorizontes waren die Bedingungen hier noch zu wenig stabil.

Lokal erscheint das Bajocian sogar mit beträchtlicher Mächtigkeit (50–70 Meter) auch im äussersten Norden des Untersuchungsgebietes, allerdings in anomaler Stellung, an der Basis der zweiten, parautochthonen Malmschuppe (Pas de la Face, südwestlich von Sembrancher). Die Fazies erinnert mit schiefrigem Spat-

<sup>9)</sup> Prof. TRÜMPY (mündliche Mitteilung) fand in Vens auf einem Hüttenbach aus Aalenian-Schiefern (vom Catogne ?) *Tmetoceras* sp. (unteres Aalenian).

kalk und Mergelschiefern stark an das mergelige Unterbajocian der Morcles-Decke (siehe p. 432, Fig. 13).

#### Unterer Kondensationshorizont

Der schon oben erwähnte, basale Kondensationshorizont des Bajocian ist bei der Amône immer noch unbedeutend. Er entwickelt sich erst in der Combe des Fonds, wo er 0,5 bis 1 Meter mächtig wird und einen guten Teil des bis auf 10 (minimal 3) Meter reduzierten Bajocian-Spatkalkes zu ersetzen scheint. Die Phosphoritknollen – das äussere Anzeichen der Kondensation – sind in eine harte, feinkristalline bis feinspätige, zum Teil etwas serizitische und häufig pyritisierte Kalk-Matrix eingebettet. Unter den bis zu 10 Zentimeter grossen Knollen können genetisch zwei Arten unterschieden werden: Flach ellipsoidisch geformte, konzentrisch aufgebaute, die sich um einen Fossilrest (Echinoderme, Bryozoe, Molluske etc.) gebildet haben (s. Fig. 11), und fetzenartige Aggregate, bei denen eine

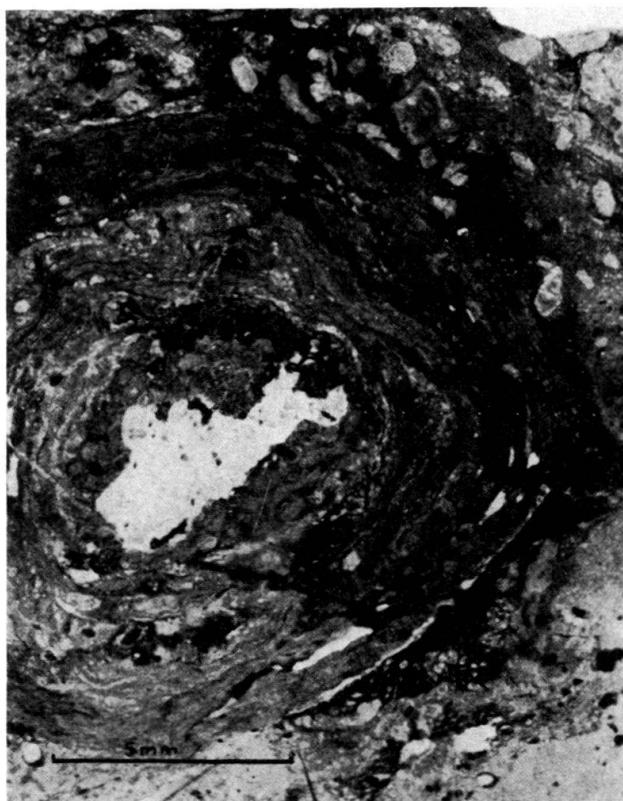


Fig. 11. Querschnitt durch eine konzentrisch gebaute Phosphoritknolle. Im Kern ein zerrissener Bryozoenrest. Die dunkle Pigmentierung röhrt von limonitischen Verunreinigungen her. (Detaillierte Beschreibung des Dünnschliffes p. 383).

amorphe, phosphoritische Grundmasse unzählige Mikrofossilien (Schwammnadeln, Foraminiferen usw.) umschliesst. Erstere erinnern stark an den sogenannten «Makro-Oolith» aus dem transgressiven Unterbajocian des Aarmassivs (BRUDERER, 1924; ROHR, 1926; v. TAVEL, 1936; u. a.). Daneben sind auch phosphatisierte Lamellibranchierschalen, Belemnitenrostren und Cidariden zu beobachten. Feindetritischer Quarz ist verbreitet. Quarzporphytrümmer kommen als Seltenheit

vor und können mit den «oolithischen» Knollen als Anzeichen einer allerdings schwachen und lokalen Transgression gedeutet werden.

Die beschriebenen Fossil- und Phosphoritanhäufungen sind das typische Produkt verzögerter bis verhinderter Sedimentation, eventuell unter Mitwirkung submariner Erosion. Das Sedimentationsmilieu war reduzierend (Pyrit, relativ viel organisches, bituminöses Material). Phosphoritknollen können nach LOMBARD (1956) auf submarinen Plattformen, auch längs Küsten gebildet werden, wo die Sedimentation, z. B. durch Strömungen, verlangsamt oder verhindert ist.

### Spatkalk bzw. Echinodermenbrekzie

Der sich direkt aus dem Kondensationshorizont heraus entwickelnde, gebankte, dunkelgraue Spatkalk besteht fast ausschliesslich aus mehr oder weniger groben Echinodermenträmmern (= Echinodermenbrekzie). Er enthält bis zu 5% autigenen Quarz und wenig, meist schichtparallel eingeordneten Serizit. Die Mächtigkeit ändert von Aufschluss zu Aufschluss sehr stark (5–30 Meter), wie es bei echinodermenspätiger Fazies oft der Fall ist. In der Combe des Fonds macht sich immerhin eine nordsüdliche Reduktionstendenz bemerkbar.

Bei l'Amône (Profil 13), wo der Komplex sein Mächtigkeitsmaximum erreicht, und stellenweise auch in der Combe des Fonds, herrscht eine metamorphe, offensichtlich hydrothermal beeinflusste Lokalfazies vor. Nach einigen Metern sehr grober Echinodermenbrekzie folgt an der Amône ein heller, grauer bis beiger Kalk, der vollständig rekristallisiert ist und makroskopisch marmorisiert und zucker-körnig erscheint. Gewisse Unreinheiten weisen darauf hin, dass es sich ursprünglich um einen Spatkalk handelte. Der Quarzgehalt ist auffallend gross und erreicht im Maximum 25% des Gesamtvolumens. Die typisch neu gebildeten Quarzgrano-blasten sind häufig fein zerrissen (leichte Kataklase). Am Südabbruch der Kalkplatte von l'Amône ist eine braun verwitternde, mehr oder weniger konkordant durchlaufende Zone (10 Meter mächtig) zu beobachten. Der Kalk daraus ist feinkristallin und enthält verhältnismässig viel fein verteiltes Erz. Verbindungen zu eindeutig hydrothermalen Spaltenfüllungen sind vorhanden, so dass wenigstens für diese Bildungen ein hydrothermaler Einfluss erwiesen ist (s. Profil 13, Fig. 8).

In der Combe des Fonds, z. B. im Profil von Sur la Lys, ist der Spatkalk auffallend knorrig gebankt bis verschiefert; dies infolge von Härteunterschieden, die wegen einer unregelmässigen, lageweisen Verkieselung auftreten. Diese Fazies erinnert schon etwas an die Kieselknollen im oberen Bajocian der Morcles-Decke, ohne dass hier allerdings die Intensität und die Ausdehnung jener Verkieselungen nur annähernd erreicht würden (vgl. BONNARD, 1926; COLLET, 1943).

Der Kalk endet im Dach normalerweise mit einer unregelmässigen, knorriegen Schichtfläche. Im Norden (Champex, Saleina) tritt an dieser Stelle ein weiterer Kondensationshorizont auf.

### b) Mittleres bis oberes Bajocian

Das mittlere bis obere Bajocian ist nur für den nördlichen Teil des Bajocian-Verbreitungsgebietes (Profil 9 und 11) nachgewiesen. Es fällt zudem orographisch kaum in Betracht, ist es doch auf eine unregelmässig ausgebildete, 1 bis 30 Zenti-

meter mächtige Fossillage kondensiert: oberer Kondensationshorizont (Fossilschicht von Champex).

Die von Phosphoritfetzen begleiteten Fossilien ruhen in einem sehr harten, feinspäti gen bis dichten Kalksubstrat, das stellenweise schon Anklänge an das Material des hangenden Argovian zeigt. Der makroskopisch schwarze, amorphe Phosphorit enthält nebst wenig detritischem Quarz und Serizit grosse Mengen von kalzitischen Mikrofossilien und feinsten Fossiltrümmern (vorw. Echinodermen). Die Makrofossilien sind meistens in Vertiefungen der ehemaligen Spatkalkoberfläche angehäuft. Ihre Steinkerne und Schalen wurden lediglich phosphoritisert, nie umkrustet, so dass die Fossilien im Gegensatz zu denen des unteren Horizontes gut bis sehr gut erhalten blieben und die Schicht datiert werden kann. Die Phosphoritabscheidung war hier offensichtlich weniger intensiv. Pyrit ist auch hier verbreitet, das Ablagerungsmilieu war wieder reduzierend.

Der Horizont ist bei der Amône noch vorhanden, doch nur unbedeutend entwickelt. Zusätzlich wurde hier diese wichtige Grenzzone zwischen Dogger und Malm durch hydrothermale Imprägnationen gestört. Noch südlicher sind keine äusseren Anzeichen mehr von Kondensation vorhanden, so dass gerade hier, wo der Bajocian-Spatkalk Reduktionstendenzen zeigt, jeglicher Hinweis auf das Vorhandensein bzw. Fehlen des mittleren-oberen Bajocian fehlt.

#### FOSSILINHALT UND ALTER

##### Unterer Kondensationshorizont

Fundort: Vordere Combe des Fonds: Sur la Lys (Profil in TRÜMPY, 1954; p. 322, Nr. 6) und Paquet (Profil 14).

Obschon die kondensierte Schicht hier sehr fossilreich ist, kann wegen der starken phosphoritischen Umkrustung der Fossilien praktisch nichts mehr erkannt und bestimmt werden. Am besten erhalten blieben die Belemniten, als häufigstes Fossil scheint *Cidaris* sp. aufzutreten (meist nur isolierte Stacheln). Gewisse Knollen erinnern an Steinkerne von Lamellibranchiern (*Modiola*?), andere an Algenkörper. An Mikrofossilien sind Bryozoen, Kieselschwammnadeln und unsichere Foraminiferen vorhanden.

Soweit sich erkennen lässt, unterscheidet sich diese Fauna mit den vorherr schenden Belemniten und Cidariden und den zurücktretenden Lamellibranchiern deutlich von derjenigen der Aalenian-Fossilschicht bei l'Amône. Eine Altersangabe anhand der Fossilien ist natürlich unmöglich; wegen der allgemeinen Reduktion, welche der Spatkalk im Verbreitungsgebiet dieses unteren Kondensations horizontes erfährt, ist es möglich, dass ein grosser Teil des Unterbajocian in ihm enthalten ist.

##### Spatkalk und Echinodermenbrekzie

Ausser Echinodermenresten (Stielglieder von Pentacriniten und Stacheln von Cidariden), die vor allem im Kalk der Combe des Fonds häufig sind, sowie ver einzelnen Belemniten, sind Fossilien aus dieser Serie selten.

Fundort: L'Amône (Profil 13). Die sehr grobe und etwas mürbe Echinodermen brekzie an der Basis der marmorisierten Kalkmasse (Schicht-Nr. 10) lieferte:

*Terebratula cf. uptoni* BUCKMAN

Sehr grosses und breites Exemplar mit starkem Schnabel.

*Serpula socialis* GOLDFUSS

Kleine, typisch strangförmige Kolonien.

*Cidaris* sp. indet.

Zerdrücktes Schalenexemplar und diverse Stacheln.

Pentacriniten.

Im mormorisierten Kalk fanden sich:

*Camptonectes lens* (Sow.)

Durchwegs rechte Klappen mit typischem grossem Vorderohr. 3 Ex.

Weiter sind Bruchstücke von gerippten Muscheln (*Chlamys*?) und fragliche Korallen vorhanden. Gegenüber der üblichen Fazies ist der Kalk der Amône reiner d. h. ärmer an toniger, graphitischer und eisenschüssiger Substanz; auch die Fauna, namentlich die Korallen, deuten auf eine, wenigstens stellenweise primär etwas andersartige Fazies als die des typischen Bajocian-Spatkalkes.

Im Norden (Champex und Saleina) ist das Alter des Echinodermenkalkes als unteres Bajocian bestimmt, infolge der Eingabelung zwischen der *concavum*-Zone (oberer Teil der Aalenianschiefer) und der *humphriesianum*-Zone (im oberen Kondensationshorizont nachgewiesen). Im Süden kann wegen des Fehlens der hangenden Fossilschicht keine Altersangabe gemacht werden; möglicherweise dauerte aber die Spatkalkbildung hier noch länger an (siehe S. 410).

### Oberer Kondensationshorizont (Fossilschicht von Champex)

Fundort: Verlassener Schieferbruch bei der Strasse Orsières–Champex (Profil 9, im Dach der Schicht-Nr. 1).

*Stemmatoceras subcoronatum* QU. sp. em. WEISSERT

Kleinwüchsige Art ( $\varnothing$  des vollständigsten Exemplares 19 mm), scharf ausgeprägte Skulptur, typisch vorgestellte Nabelrippen und wenig gewölbter Bauch (3 unvollständige Exemplare). Zonenfossil der Zone des *Stephanoceras humphriesianum*.

*Parkinsonia arietis* WETZEL?

Grobberippte, niedermündige Form mit dem typischen, rechteckigen Mündungsquerschnitt. 2 kleine Bruchstücke.

*Parkinsonia subarietis* WETZEL?

Ebenfalls niedermündig, doch feiner berippt als *P. arietis*. 3 mangelhafte Fragmente. Beides sind Formen aus dem unteren Teil der Zone der *Parkinsonia parkinsoni*.

*Parkinsonia dorni* ARKELL

Gute Übereinstimmung hinsichtlich Grösse und Gestalt mit der Typusfigur in DORN (1927, T. IV, Fig. 5, 6): Hoher, viereckiger Windungsquerschnitt; flache, leicht konvergente Flanken; Rippen scharf herausstehend und vorgeschwungen, meist gegabelt; Medianrinne tief und schmal. 3 unvollständige Exemplare. Ist eine Form aus dem oberen Teil der Parkinsonischichten.

Daneben findet man noch Bruchstücke von grossen, grobberippten Parkinsonien (Windungshöhe bis zu 35 mm). Sie gehören eventuell zur Gruppe der «*Parkinsonia neuffensis*» (OPPEL), welche bis ins Bathonian hinaufgeht.

Als häufigste Fossilien kommen die Belemniten vor, darunter: *Belemnopsis* sp. indet.

«*Rhynchonella*» sp. indet.

Zwei sehr schlecht erhaltene Exemplare mit je 3 Sinusrippen.

*Entolium demissum* (PHILLIPS)

Sehr gut erhaltenes Exemplar.

*Entolium* sp. indet.

Kleine Form (5 mm) mit grossem Apicalwinkel und grossen Ohren, relativ häufig.

*Chlamys* sp. indet.

Feinberippte, runde Form; 12 Hauptrippen, dazwischen Nebenrippen; feine konzentrische Skulptur.

*Anisocardia* sp. indet.

Kleines Einzelstück.

*Lima (Plagiostoma)* sp. indet.

Dickschalige Gastropoden. Ein Exemplar mit dicker Columella und falschem Nabel gehört vermutlich in die Fam. der *Trochidae*.

Fundort: Zweite (obere) Bajocian-Schuppe von Champex, 200 m nordöstlich der Profilokalität 8. Auch hier können im Dach des Spatkalkes Ammoniten gefunden werden. Sie sind aber durchwegs schlecht erhalten und deformiert:

*Parkinsonia* sp. indet.

Fundort: Nordflanke des Saleinadurchbruches bei Praz de Fort (Profil 11, Schicht-Nr. 9). Auf der durch das zurückwitternde Argovian freigelegten Spatkalkoberfläche sind diverse Fossilnester zu beobachten:

«*Terebratula*» sp. indet. als häufigstes Fossil. Weiter sind Echinodermenreste, Lamellibranchier, Belemniten und ein Bruchstück eines kleinen, feinberippten Ammoniten zu erwähnen.

In den beschriebenen Faunen dominieren mengenmäßig die Cephalopoden. Die Brachiopoden, die bei Champex selten sind, werden bei Saleina häufiger.

Im unscheinbaren oberen Kondensationshorizont sind Ammoniten aus der Zone des *Stephanoceras humphriesianum* (*Stemmatoceras subcoronatum*), aus dem unteren Teil der *parkinsoni*-Zone (*Parkinsonia arietis*, *P. subarietis*) sowie aus dem obersten Bajocian bis untersten Bathonian (*Parkinsonia dorni*, grosse Parkinsonien vom «*neuffensis*»-Typ) enthalten. Diese Schicht wurde also während eines sehr langen, mittleres und oberes Bajocian umfassenden Zeitraumes abgelagert. Inwieweit auch noch das untere Bathonian darin vertreten ist, lässt sich wegen des schlechten Erhaltungszustandes der grossen Parkinsonien nicht abschätzen.

Südlich von Praz de Fort ist der obere Kondensationshorizont nur noch unbedeutend entwickelt oder er fehlt (Omission), so dass vor allem auch das Alter des liegenden Spatkalkes hier nicht mehr bestimmt ist. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass die Spatkalk-Sedimentation von Norden nach Süden im Zonenschema aufwärts wandert, scheinen sich doch die beiden begrenzenden Kondensations-

horizonte gegenseitig abzulösen: Bei Champex und Saleina folgt über dem offensichtlich noch vollständig entwickelten Unterbajocian ein kondensiertes Mittel- bis Oberbajocian. In der Combe des Fonds dagegen ist das untere Bajocian stark kondensiert, während der Spatkalk normal, lokal sogar mit einer etwas «kieseligen Oberbajocian-Fazies» endigt. Leider lieferte der untere Horizont keine bestimmbareren Fossilien, so dass diese Hypothese nicht bewiesen werden kann.

### 3. Bathonian, Callovian, Oxfordian<sup>10)</sup>

Jegliches paläontologische und lithologische Anzeichen, dass dieser in den benachbarten Gebieten der Morcles-Decke mergelschiefrig ausgebildete und belebte Komplex auch bei uns vorhanden ist, fehlt. Auch das im Helvetikum sonst weit verbreitete Niveau des Eisen-Oolithes, die typische Fazies des kondensierten und reduzierten Bathonian und Callovian konnte ebenfalls nirgends festgestellt werden. Die Sedimentation setzt erst wieder mit der grossen Argovian-Transgression ein. Dies ohne sichtbare Lücke oder Diskontinuität, ohne Hinweis auf Landnähe oder gar Erosion, so dass eine über die ganze Zeitdauer persistierende Meereshöhenbedeckung angenommen werden muss. Schichtlücken ähnlicher Grössenordnung treten auch im östlichen Aiguilles Rouges-Massiv (PAREJAS, 1922), am westlichen Ende des Aarmassivs (von TAVEL, 1936; FURRER, 1939), ferner in grossem Umfang in der Ostschweiz auf. Von TAVEL erklärt diese grossen, unauffälligen Schichtlücken durch Sedimentationsbedingungen, die periodisch um eine Gleichgewichtslage schwankten, bei der an und für sich geringe Ablagerungen fortwährend durch Abtrag aufgehoben wurden. Bedingungen, wie sie nach TRÜMPY (1959) z. B. auf einer submarinen Plattform eventuell nicht unerheblicher Tiefe, wo die Sedimentation durch mangelnde Materialzufuhr erschwert wird, herrschen. Derselbe Effekt kann auch an einer verhältnismässig seichten Schwelle auftreten, wenn es infolge einer  $\text{CaCO}_3$ -Untersättigung (z. B. wegen zu kaltem Wasser) nicht zu Kalkabscheidungen kommen kann.

In früheren Arbeiten von OULIANOFF und von TRÜMPY wurde die Mergelschieferserie, die sich in der Regel zwischen Bajocian- und Malmkalk einschaltet, in Ankläng zu den Verhältnissen im Dauphiné, als Callovo-Oxford bezeichnet und kartiert. Die Gründe, die mich bewogen, diesen Komplex ins Argovian zu stellen und mit den Schiltschichten zu vergleichen, werden im folgenden Kapitel über den Malm dargelegt.

#### PALÄOGEOPGRAPHIE DES DOGGER, ALLGEMEINE SCHLÜSSE UND VERGLEICHE

Auch die Paläogeographie des Dogger wurde massgeblich vom Massiv beeinflusst. Das rückwärtige Mont Blanc-Massiv war wieder eine aktive Schwellenzone, mit einer gegenüber den westlicheren Massivteilen (= Morcles-Decke) neristische Fazies. Eine Doggerfazies, welche an jene der Morcles-Decke erinnert, herrscht lediglich im nördlichsten Teil des Untersuchungsgebietes, der dem Deckengebiet am nächsten steht.

<sup>10)</sup> Da sich die Paläogeographie und Fazies des Oxford im Gebiet der autochthonen Massive noch sehr eng an die des oberen Dogger schliesst, fügen auch wir seine Besprechung an dieser Stelle ein.

Die zentralen Teile des östlichen Mont Blanc-Massivs (Val Ferret, Combe des Fonds) wurden erstmals im Dogger von einer Transgression erfasst. Dieselbe erfolgte im mittleren Aalenian, also auffallend spät. Vergleichbare Verhältnisse finden sich im Bereich der erst im oberen Dogger überfluteten «Windgällen-Insel» im Aarmassiv des Reusstales (STAUB, 1911). Die Transgression kam aus nordöstlicher bis östlicher Richtung und ging vom bestehenden helvetischen Aalenian-Trog aus. Das Aalenian zeigt seine transgressiven Züge nur festlandwärts, d. h. im südlichsten Teil des Untersuchungsgebietes. Die daraus resultierenden Fazieszonen fügen sich an eine hypothetische Küstenlinie, die in der Combe des Fonds noch nordsüdlich verläuft und zwischen l'Amône und la Diurette (Profile 13 und 12) wahrscheinlich nach Nordwesten abbiegt.

Der eigentliche, im Verlauf der Zeit wohl gegen SW wandernde Küstengürtel mit litoraler Fazies wird durch das Amône-Konglomerat markiert. In einer folgenden, unruhigeren Zeitspanne wurden weitere Teile des Kristallinfestlandes unter Wasser gesetzt. Es kam, ähnlich wie schon in der Trias, zu Schüttungen von brekziösen Arkosen, die das Geröll und weitere, küstenfernere Zonen überdeckten. Im landfernsten Gebiet, am Catogne, wo die Sedimentation eventuell schon im älteren Aalenian einsetzt, fehlen diese Transgressionsprodukte; der detritische Lias wird direkt von Tonschiefern überlagert. Die kräftige Subsidenz, die im Val Ferret kaum über zwei Ammonitenzonen andauernd zur Bildung einer 150 Meter mächtigen Tonschieferserie führte, brachte erstmals für das ganze Untersuchungsgebiet einheitliche Bedingungen. Doch auch nur sehr kurzfristig, denn sie klingt gegen Süden rasch ab. Die sonst eintönige Aalenian-Fazies modifiziert sich gegen die seit der Trias bestehende Hochzone, und grosse Teile der Tonschiefer werden durch wenig mächtige, neritische und fossilreiche Kalke ersetzt. Bei dieser so genannten Amône-Fossilschicht – ihr Verbreitungsgebiet deckt sich wohl nicht nur zufällig mit dem des Amône-Konglomerates – handelt es sich um die Bildung einer ruhigen, abgeschlossenen, seichten Bucht.

Interessanterweise haben die zeitlich dem Oberaalenian entsprechenden Aalenian-Schiefer des Val Ferret die typische «Opalinusschiefer-Fazies», welche im übrigen Helvetikum für das untere Aalenian (Zone des *Lioceras opalinum* bis Teilzone des *Costileioceras sinon*) bezeichnend ist. Anzeichen von Eisensandstein waren nirgends festzustellen.

Stand das Aalenian im Zeichen einer weiten Transgression, so zeichnet sich das Bajocian durch Reduktionstendenzen aus. Sie äussern sich allerdings nicht im Auftreten terrigerer Einlagerungen, sondern in einer allgemein verzögerten bis verhinderten Sedimentation (Kondensation, Omission), Verhältnisse, die sich in der Folge als äusserst stabil erwiesen und die darüber hinaus bis zur Argovian-Transgression andauerten. An dieser Stelle sei kurz auf die weitverbreiteten Kondensationserscheinungen im helvetischen Mittel- bis Oberdogger hingewiesen: Kondensierte *garantiana*- und *parkinsoni*-Zone von Gruppen (W. BIRCHER, 1935); kondensierte Oberbajocian und Unterbathonian (Blegioolith); kondensierte Bathonian bei Engelberg (THALMANN, 1922); kondensierte Oxfordian im Reusstal (W. STAUB, 1911) usw. Bezeichnenderweise liegen diese Gebiete vornehmlich in der Ostschweiz, wogegen die Sedimentation im Westen mit Ausnahme unserer Hochzone und einer ähnlichen am Ostrand des Aiguilles Rouges-

Massivs (Dogger von Les Preises, in PARÉJAS, 1922) mit ebenfalls kondensiertem Mittel- und Oberbajocian kontinuierlicher war.

Im vorderen Val Ferret entwickelt sich das Unterbajocian wie in der Mörcoles-Decke direkt aus dem Aalenian. In der Combe des Fonds stellt sich im Übergang eine kondensierte Phase ein. Die Sedimentation muss aber auch hier, im Gegensatz etwa zum Aarmassiv (Doldenhorn-Decke), wo deutliche Anzeichen einer mit Erosionserscheinungen verbundenen Bajocian-Transgression beschrieben werden, als kontinuierlich bezeichnet werden (vgl. BRUDERER, 1924; ROHR, 1926; v. TAVEL, 1936).

Das lithologisch und orographisch erfassbare Bajocian – es handelt sich, soweit man erkennen kann, durchwegs um unteres Bajocian – hat eine typisch echinodermenspätige Fazies, ist also neritischer als die zeitlichen Äquivalente in der Mörcoles-Decke. Die Detail-Paläogeographie des Bajocian ist im nordöstlichen Mont Blanc-Massiv, wie auch andernorts, nur schwer zu überblicken und zu deuten. Ein Umstand, der noch durch den schlechten Einblick, den unser Gebiet für west-östliche Faziesänderungen bietet, erschwert wird. Die raschen, seitlichen Mächtigkeitsschwankungen, die verbreitete stratigraphische Kondensation und Omission deuten auf unstabile submarine Bedingungen, verursacht z. B. durch Strömungen, die sich bekanntlich an untermeerischen Hochzonen verstärkt auszuwirken vermögen.

#### E. MALM

##### GLIEDERUNG, FAZIELLE AUSBILDUNG UND ENTWICKLUNG

(siehe Beschreibung der Profile 8–15 und Fig. 6)

Der autochthone Malm zeichnet sich gegenüber den besprochenen Serien durch grosse Mächtigkeiten und eine eintönige, wenig differenzierte Ausbildung aus. Bei seiner Fossilarmut beruht die Gliederung und Zuordnung weitgehend auf lithostratigraphischen Vergleichen. Die Malmbildungen des Val Ferret können in folgender Weise aufgeteilt werden (von unten nach oben):

- Knollenkalk des Argovian («Schiltkalk»), tritt nur lokal auf.
- Mergel- und Kalkschiefer des Argovian («Schiltschiefer»).
- Malmkalk, als Hauptmasse, lokal durch eine dolomitische Lage abgeschlossen.

Diese für den autochthonen Malm typischen, lithologischen Grossseinheiten sind wegen der auftretenden Übergänge nie scharf voneinander abzugrenzen; die zwei tieferen ersetzen sich zudem seitlich. Am Catogne folgt der Malmkalk mit tektonischem Kontakt direkt auf das Aalenian. Das Argovian (Mergelschiefer) ist hier erst in der höheren, parautochthonen Malmschuppe des Pas de la Face festzustellen (siehe Fig. 13).

#### 1. Knollenkalk

In gewissen Profilen [Champex (9), l'Amône (13)] beginnt der unvermittelt über dem Bajocian einsetzende Malmzyklus mit 10 bis 20 Metern eines knolligen, fleckig verwitternden Kalkes, der in anderen Profilen (z. B. Saleina: Prof. 11) vollständig fehlen kann oder vermergelt ist (z. B. La Diurette: Prof. 12). In der Combe des Fonds konnte er nur einmal ganz lokal und geringmächtig (2 m) fest-

gestellt werden (Lokalität: Paquet, 2. Gletscherbach von N gezählt, Koord.: 572300/85750/2000). Interessanterweise erscheint ein ähnlicher Kalk nochmals im südlichsten autochthonen Profil des italienischen Val Ferret bzw. Val Veni (Peuterey: siehe P. ELTER, 1954, p. 9).

Der Knollenkalk ist vor allem im Profil der Amône, wo auch das übrige Argovian auffallend kalkig entwickelt ist, sehr typisch und verhältnismässig mächtig ausgebildet. Es ist ein dunkler, makroskopisch dichter bis feinkörniger Kalk, der wegen unregelmässiger Tonhäute etwas knorrig verschiefert ist. Seine ockerfarbig fleckig verwitternde und leicht korrodierte Oberfläche zeigt einen pseudokonglomeratischen Aspekt. Der Dünnschliff bestätigt dieses Bild: die gelb verwitternde Karbonatgrundmasse ist relativ grob und vorwiegend idiomorph kristallisiert. Sie verhält sich bei Färbversuchen (nach Lemberg oder mit Hämatoxylin) wie Dolomit. Die anfänglich heftige Reaktion bei der Behandlung mit HCl geht auf die kalzitische Zwischenklemmasse, in der die dolomitähnlichen, idiomorphen Rhomboeder liegen, zurück. HEIM (1916) bezeichnete jene als Ankerit  $[Ca(Mg,Fe)(CO_3)_2]$ , wobei er sich auf Analysenresultate, die grosse Fe-Gehalte ergaben, beruft. Diese Matrix enthält isolierte, an der Ober- und Unterfläche durch graphitische Tonhäute scharf begrenzte Fetzen und Linsen eines mikrokristallinen, schwarzen Kalkes. Autogene Mineralbildungen von Quarz und Albit sowie Mikrofossilien sind darin verbreitet. Die «Komponenten» treten in gewissen Proben so stark zurück, dass das Gestein homogen dolomitisch erscheint.

Die Bildungsweise dieser, nach der Fauna zu schliessen (siehe p. 420) pelagischen Kalke ist noch nicht abgeklärt. Sie entstehen vielleicht unter speziellen Grenzbedingungen, bei denen die primär erschwerte und nur temporär mögliche Kalkabscheidung durch entgegenwirkende Auflösungerscheinungen zusätzlich gestört wird. Das zeigt sich schon aus dem Erhaltungszustand der Fossilien: die Aragonitschalen der Ammoniten wurden fast vollständig aufgelöst und sind nur noch als undeutliche Umrisse zu erkennen, während die kalzitischen Aptychen und die Belemniten durchwegs besser erhalten blieben. Der beschriebene Kalk wird gegen oben mergeliger und schiefrig, dies unter gleichzeitigem Zurücktreten der ankeritischen Partien. Er geht allmählich in die hangenden Mergelschiefer über. Bei diesem nur lokal auftretenden Komplex handelt es sich offensichtlich um den sogenannten Schiltkalk der Ost- und Zentralschweiz, einer im ganzen Helvetikum konstant ausgebildeten, typischen Transgressionsfazies des Argovian. Nach dem Auffinden dieses direkt über dem Bajocian einsetzenden Niveaus musste der für die folgenden Mergelschiefer in unser Gebiet übernommene Begriff des «Callovo-Oxfordian» fallen gelassen, diese als Argovian (Schiltschiefer) bezeichnet und die vorgängig beschriebene Schichtlücke postuliert werden (siehe Abschnitt: Bathonian, Callovian, Oxfordian; p. 414).

## 2. Mergel- und Kalkschiefer («Schiltschiefer»)

Die in der stratigraphischen Kolonne folgenden Mergel- und Kalkschiefer, die den Knollenkalk zusätzlich seitlich ersetzen, verkörpern die normale Argovianfazies unseres Untersuchungsgebietes. Sie führen in ihrem unteren Teil häufig noch fleckige, krümelige Kalkschieferzwischenschaltungen, die den Übergang aus

dem liegenden Knollenkalk anzeigen. An Orten, wo dieser fehlt, kann die Serie direkt damit beginnen. Die Serie misst 15 bis 40 Meter; sie erreicht ihre grösste Mächtigkeit bei Saleina (Profil 11, Fig. 7), wo der Knollenkalk fehlt. Sie beginnt eher mergelig und wird gegen oben kalkig. Daneben können auch noch Einschaltungen von allgemein kalkreicheren Zonen beobachtet werden.

Beim Gesteinsmaterial handelt es sich um einen bläulichen bis beigen, meist gelbbraun fleckig verwitternden, glatt verschiefereten Mergelkalk (bzw. um kalkreiche Mergelschiefer). Der feine Bankungsrhythmus (5 zu 5 cm) beruht auf einem raschen Wechsel von mergeligen und mehr kalkigen Lagen. Wegen des Abnehmens der Mergel wird die Bankung gegen oben gröber (20 cm). Nach ihrem vollständigen Zurücktreten ist auch der Übergang in den hangenden Malmkalk vollzogen. Die Serie führt oft etwas Pyrit; kubische Einzelkristalle sind nicht selten.

Die stark gestörte Schieferzone, die sich am nördlichen Catogne zwischen die beiden Malmkalkmassen der «Dent» und des «Pas de la Face» einschiebt und die, wie wir gesehen haben, bei Sembrancher Bajocian in schieferreicher Fazies enthalt (s. Fig. 13), besteht zur Hauptsache aus Kalkschiefern dieses Typs.

Bei Champex herrscht lokal eine düster feinschiefrige und etwas tonigere Fazies. Die gelbbraun verwitternden, regelmässig glatten Schiefer, die ehemals abgebaut worden sind (Schieferbruch im Profil 9) führen eine verarmte, pelagische Cephalopodenfauna (Belemniten und Phylloceraten). Diese Schiefer sind kaum vom typischen Oxfordian der Morcles-Decke zu unterscheiden und sind vor allem im italienischen Val Ferret weitverbreitet. M. B. CITA (1953) bezeichnet sie dort als Callovo-Oxfordian; doch ist aber gerade das Vorkommen von Champex von knolligem Kalk (Typus Schiltkalk) unterlagert.

### 3. Malmkalk

Der Malmkalk, diese mächtigste lithologische Einheit der autochthonen Serie, baut die auffallend hellblaugrauen, den ganzen Tallauf flankierenden Sedimentplatten auf.

Wie wir gesehen haben, entwickelt sich der Kalk dort, wo die normale stratigraphische Abfolge erhalten geblieben ist, aus dem liegenden mergelschiefrigen Argovian. Die grösste Mächtigkeit erreicht er mit 150 bis 200 Metern am Catogne (La Dent, Li Blanche). Hier im Norden ist eine zweite, etwa 40 Meter mächtige, sogenannt «parautochthone» Malmschuppe (Pas de la Face) vorhanden (siehe p. 432, Fig. 13). Gegen Süden nimmt der Malmkalk, offensichtlich wegen verstärkt auftretender Laminierungerscheinungen, rasch ab; er ist bei Saleina (Praz de Fort) 70 Meter und weiter südlich nur noch 40 bis 50 Meter stark (siehe Fig. 6).

Der feinkristalline, hell blaugrau bis braungrau verwitternde, ausgesprochen plattige Kalk erscheint im Steilabbruch wegen zurückwitternder, feinschiefriger Lagen durchgehend gegliedert und gebankt. Verhältnismässig massige Lagen mit muscheligem Bruch, also mit dem typischen Hochgebirgskalk-Charakter, kommen nur selten vor. Die plattige Absonderung hat zwei Ursachen. Primär ist sie wohl durch die feinen, schichtparallel eingelagerten Tonhäute, die, serizitisiert, den Schichtflächen bei der Verwitterung ein gelbgefiammtes Aussehen geben, angelegt. Dazu kommt noch eine tektonisch bedingte Parallelschieferung, welche

im Gefolge der leichten Epimetamorphose, die das Gestein durchmachte, zu stande kam.

Das etwas graphitisch-unreine Kalzitaggregat ist deutlich rekristallisiert, und zwar unter einseitigem, tektonischem Druck, wie die feinen, durchwegs schichtparallel eingeregelten, sekundären Kalzitkristalle anzeigen. Die ehemals vorhandene bituminöse Substanz wurde weitgehend graphitisiert. An Fremdmaterial ist verhältnismässig viel mikroskopisch verteiltes Erz (Pyrit, Limonit, Hämatit) vorhanden, was dem Kalk eine oft bräunliche, in gewissen Lagen sogar rötliche Färbung gibt.

Der geringmächtige, im allgemeinen etwas stärker metamorphe, z. T. zuckerkörnig weisse und verschiefernde Malmkalk der Combe des Fonds ist im Durchschnitt etwas tonreicher als im Norden. Aus den genannten Gründen fällt es vor allem in der intensiv tektonisierten, hinteren Combe des Fonds schwer, Argovian, Malmkalk und die folgende fragliche Unterkreide auseinander zu halten. Noch südlicher, im italienischen Val Ferret, wo sich der Übergang in die Dauphiné-Fazies vollzieht, werden saubere Kalkniveaus ausgesprochen selten.

Diese atypische «westliche Quintnerkalk-Fazies» findet sich auch im Malm der Mörclès-Decke, aber nur in den stratigraphisch tieferen Partien, während der obere Hauptteil des Kalkes dort massiger und reiner entwickelt ist (siehe BONNARD, 1926; COLLET, 1943).

Der Malmzyklus endigt normalerweise mit einigen Metern (10 m) eines gut gebankten, braun anwitternden Kalkes (z. B. bei Sembrancher oder Praz de Fort). Im günstigsten Fall kann sich hier auch bei uns eine dünne, dolomitische Lage einschalten. Bei Saleina (200 Meter über der Profillokalität 11) enthält das relativ wenig gestörte Malmdach zwei 1 bis 2 Meter mächtige Bänke eines feinkörnigen, brekziösen Dolomites. Seine verschwommen klastische Struktur beruht auf intratransformationaler Brekzienbildung und ist zusätzlich mit mikrostylolithischen Verwachsungen (= diagenetische Auflösungserscheinungen) verbunden. Die Zwischenmasse der eckigen bis angerundeten Dolomitbrocken ist etwas dunkler verfärbt (im Dünnschliff zu sehen) und verhältnismässig reich an Mikrofossilien (Radiolarien, Schwammnadeln usw.). Das Gestein wurde alpin stark zerbrochen, ist aber im Gegensatz zum benachbarten Kalk nicht verschiefernt und rekristallisiert worden. Aus diesem Grund blieb auch die Mikrofauna erhalten.

Bei der Amône ist diese abschliessende Bank knollig und ankeritisch, also «schiltkalkähnlich», bei la Diurette detritisch sandig und im Profil 15 (italienisches Val Ferret) scheint sich auf diesem Niveau sogar eine Spatkalkbank einzuschalten.

Diese spärlichen, doch um so wichtigeren Anzeichen von stellenweise regressiven Bildungen an der Malmobergrenze lassen sich sehr schön mit anderen, datierten Regressionen (z. B. in der Mörclès-Decke) in Beziehung bringen und weisen auf eine vollständig entwickelte Malmserie hin.

Die beiden an früherer Stelle schon erwähnten Malmpakete des nördlichen Catogne endigen an der Steilwand südwestlich von Sembrancher jedesmal mit dem für die höchsten Malmlagen typischen braunen und gut gebankten Kalk, was auf Schuppenbau hinweist und eine Antiklinalstruktur (mit Kern aus Bajocian und Argovian), wie bei rascher Betrachtung vermutet werden könnte, ausschliesst (näheres siehe p. 432).

## FOSSILINHALT UND ALTER

## Knollenkalk

Fundort: Verlassener Schieferbruch bei der Strasse Orsières-Champex (Profil 9, Schicht-Nr. 2). Besonders die tiefsten, kalkigeren Partien des Knollenkalkes, die typischen Schiltkalkhabitus haben, sind fossilreich:

*Sowerbyceras cf. tortisulcatum* (D'ORB.)

5 verhältnismässig kleine (D. 20 mm) Exemplare. Wird als Form des Argovian und Oxfordian bezeichnet.

Belemniten, darunter *Hibolites* sp. indet.

*Lamellaptychus* sp. indet.

Kleine Formen.

Daneben sind relativ viele, allerdings durchwegs stark deformierte Brachiopoden vorhanden:

*Aulacothyrida* sp. indet., «*Terebratula*» sp. indet.

Fundort: L'Amône (Profil 13, Schicht-Nr. 12–15).

Schlecht erhaltene Ammoniten aller Grössen (D. 2–10 cm), die nur als feine Schalenumrisse auf den Verwitterungsflächen erscheinen, sind verbreitet.

Belemniten, vorwiegend *Hibolites* sp. indet.

*Lamellaptychus cf. lamellosus* (PARK.)

Sind auch in den mehr mergeligen Partien zu finden, z. T. recht grosse Exemplare.

*Aulacothyrida cf. impressa* (v. BUCH)

Ein Exemplar, zusammen mit anderen unbestimmbaren Brachiopoden.

Letztere sind zusammen mit den seltenen Echinodermenträmmern (Stielglieder von Crinoiden etc.) auf den basalen Knollenkalk (Schicht-Nr. 12 und 13) beschränkt. Die Mikrofossilien (Foraminiferen, Schwammnadeln usw.) sind durchwegs schlecht erhalten.

## Mergel- und Kalkschiefer

Fundort: Verlassener Schieferbruch bei Champex (Profil 9, Nr. 3). Nur das etwas atypische Vorkommen dieser Lokalität lieferte Fossilien:

*Sowerbyceras* sp. indet.

Wahrscheinlich zur Gruppe des *S. antecedens* POMPECKJ gehörend. Sehr kleine Spezies (D. 1 cm), z. T. sehr gut erhalten; scheinen auf die kalkreicherer Lagen beschränkt zu sein und liegen wegen des dort auftretenden Clivages schräg zur Schieferung.

Belemniten und in gewissen späten Nestern Reste von Cidariden.

Vor allem die knolligen, kalkigen Basisschichten des Argovian erwiesen sich mit ihrer Mischfauna aus benthonischen (glatte Brachiopoden und Echinodermen) und pelagischen (Cephalopoden und Radiolarien) Formen als ziemlich fossilreich. Der Benthos verschwindet allerdings rasch in den höheren Lagen; die Fauna der Mergelschiefer von Champex ist ausgesprochen pelagisch. Sämtliche Fossilien sind aber für eine Altersbestimmung ungenügend, die Brachiopoden, weil sie stark

deformiert sind, die besser erhaltenen Phylloceraten, weil sie die in Frage kommenden Stufen (Oxfordian und Argovian) durchlaufen. Die Argovian-Transgression ist in der Mörcoles-Decke durch die *transversarium*-Zone datiert. Wir dürfen daselbe Alter mit grösster Wahrscheinlichkeit auch für das etwas internere nordöstliche Mont Blanc-Massiv annehmen, da die grosse Transgression in diesem vergleichsweise kleinen Gebiet wohl ziemlich synchron verlaufen sein mag.

Die spezielle Kombination von Fazies und Fauna, dann aber auch die Lithologie mit der typischen Vergesellschaftung von Knollenkalk und Mergelschiefern, hat uns bewogen, die Serie in Analogie zu den Schiltschichten der Ost- und Zentralschweiz bzw. der Mörcoles-Decke, als Argovian zu bezeichnen. Wir lassen aber, vor allem weil der paläontologische Beweis dazu aussteht, nicht ausser Acht, dass der nur ganz lokal vorkommende, sogenannte «Schiltkalk» eine typische Transgressionsfazies ist und als solche, wenn die äusseren Bedingungen erfüllt sind, auch zu andern Zeiten (z. B. im Oxfordian) hätte gebildet werden können.

### Malmkalk

Der subeuxinisch-pelagische Malmkalk dürfte nur in akzessorischen Mengen Mikrofossilien enthalten haben. Die wenigen, die die Diagenese überstanden, wurden in unserem Fall sicher noch bei der durch die alpine Metamorphose bedingten, zweiten Rekristallisation zerstört, so dass heute die ganze Kalkmasse steril erscheint. Die Mikrofauna blieb lediglich in den resistenteren Dolomitlagen erhalten, war aber hier wahrscheinlich schon primär etwas verarmt. Wir erkennen darunter vor allem:

Radiolarien (u. a. Nassellarien), kalzitisierte Schwammnadeln und unbestimmbare Foraminiferen. Tintinniden konnten keine festgestellt werden.

An einem Lesestück (dolomitischer Kalk) aus der Malmschutthalde der Amône konnte *Rhynchonella loxia* FISCHER v. WALDH., eine Form des Tithon bestimmt werden. Obwohl das Einzelstück unvollständig ist, kann die Bestimmung als sicher gelten, da eine Menge von Speziesmerkmalen übereinstimmen. Wir dürfen deshalb annehmen, dass die Regression am Ende des Malm auch hier im oberen Tithon stattfand und dass Kimmeridgian und Portlandian die mächtigen Kalkmassen aufbauen.

### PALÄOGEOGRAPHIE DES MALM, ALLGEMEINE SCHLÜSSE UND VERGLEICHE

Nach der bisherigen, durchwegs von einer aktiven Hochzone beeinflussten Paläogeographie und Fazies wird im Argovian das Mont Blanc-Massiv erstmals gesamthaft von einer kräftigen Subsidenz erfasst, die für das ganze Gebiet einheitliche Bedingungen schuf und die zur Ausbildung von relativ mächtigen, gleichförmigen Serien führte.

Die Transgression erfolgte rasch und ging ohne nachweisbare Emersionsphase von der seit dem Bajocian persistierenden Meeresbedeckung aus. Eine eigentliche Transgressionsfazies («Schiltkalk») entstand nur lokal, an offensichtlich bevorzugten Stellen, wo die Bedingungen etwas günstiger waren (Schwellen), sonst setzte die Sedimentation direkt mit Mergelschiefern ein.

Unser Malmkalk, das zeitliche und fazielle Äquivalent des sogenannten Hochgebirgskalkes, hat mit rund 200 Metern maximaler Mächtigkeit gegenüber der Zentralschweiz (mit 400 Metern) und der Morcles-Decke (mit 300 Metern) an Bedeutung eingebüsst, wahrscheinlich primär wegen der schon oben angetönten Laminierungserscheinungen. Die typisch subeuxinische Quintnerkalkfazies ging durch die leichte Metamorphose, die das Bitumen abbaute, verloren. Seine leicht tonige Fazies (Tonhäute) scheint schon etwas interner als in der Morcles-Decke (vgl. COLLET, 1943; CAROZZI, 1955).

Der Fazieswechsel im Dach des Malmkalkes (Dolomit- und autogene Brekzienbildung) zeigt ein Seichterwerden des Meeres an der Jura-Kreide-Grenze an. Das steht nach M. GERBER (1930), COLLET (1943) u. a. im Zusammenhang mit Bewegungen, die zur sogenannten Purbeck-Emersion führten. Die Regression äussert sich in unserem Gebiet aber nur lokal und dauerte nur kurze Zeit. Sie wird rasch von einer neuen Subsidenz, derjenigen der unteren Kreide, abgelöst.

Verfolgen wir diese höchsten Serien der autochthonen Schichtreihe in derselben Zone, die z. B. vom Normalschenkel der Morcles-Decke (*Haut de Cry*) aus über unser Gebiet bis nach Italien zieht, so kann von N nach S ein Verschiefern und leichtes Vermergeln, d. h. eine allgemeine Annäherung an die Fazies des Dauphiné-Raumes beobachtet werden.

#### F. KREIDE?

Über dem besprochenen Malm folgt eine weitere, lithologisch ähnlich zweiteilige Mergelschiefer-Kalkserie. Sie wurde von TRÜMPY (1951) als Schuppe von Oxfordschiefern und Malmkalk betrachtet. Nach den auf Seite 417 angeführten Gründen dürften erstere eher ins Argovian zu stellen sein. Die Deutung als tektonische Repetition scheint durch den Umstand, dass die Schiefer fast immer stark gestört sind und zusätzlich fast alle der seit RABOWSKI (1917) bekannten Kristallinlamellen enthalten, bestätigt zu werden. RABOWSKI schloss aus diesen Kristallinlinsen direkt auf das Erscheinen einer neuen, höheren tektonischen Einheit der helvetischen Deckenwurzeln.

Andererseits schliesst sich die Serie äusserlich (lithologisch, morphologisch) noch sehr eng ans Autochthon. In ihrem unteren Teil vermutete schon TRÜMPY (1951; p. 339, Fig. 1) unsicheres Valanginian. In gewissen Profilen (z. B. in der Steilwand SW von Sembrancher) kann auch bei uns zwischen dem liegenden autochthonen bzw. paraautochthonen Malmkalk und den erst in den höheren Lagen gestörten und eine Kristallinlamelle enthaltenden Mergelschiefern ein stratigraphischer Kontakt festgestellt werden. Dies und gewisse fazielle Abweichungen – diese Mergelschiefer sind düsterer und lageweise tonreicher als jene des Argovian – veranlasst uns, die Serie hier provisorisch und mit grossen Vorbehalten in die Unterkreide zu stellen und mit den Zementsteinschichten des Berriasian zu vergleichen. Dies um so mehr, da ja im strukturell mehr oder weniger unserem Gebiet entsprechenden Normalschenkel der Morcles-Decke (*Haut de Cry*) Unterkreide-Sedimente verbreitet sind. LUGEON (1916) und BONNARD (1926) sprechen hier von einem «Valanginien schisteux» und einem «Valanginien calcaire». Letzteres ist allerdings im Gegensatz zu dem am nördlichen Catogne über den Kristallinlamellen folgenden Kalk (rund 50 m mächtig) deutlich organogen, so dass beide nur unter Annahme eines beträcht-

lichen Fazieswechsels oder aber einer destruktiven Rekristallisation parallelisiert werden könnten.

Wir lassen die autochthone Serie, wie RABOWSKI (1917), am Niveau der Kristallinlamellen zu Ende gehen und betrachten die noch darüber liegenden Mergelschiefer und den Kalk als eine einfache Malmschuppe, die wir an die Basis des Helvetikum s. s. stellen (siehe Tektonik, p. 434, 439).

#### SCHLUSSBETRACHTUNGEN

Die stratigraphischen Zusammenhänge in diesen z. T. transgressiven, z. T. durch detritische Einschaltungen gestörten, häufig reduzierten oder gar auskeilenden Schichtverbänden sind sicher um einiges komplizierter, als es sich aus der nur unvollständigen Profilreihe und den wenigen sicheren Altersangaben ergibt. Der schmale, aufgeschlossene Gürtel gewährt uns denkbar schlechten Einblick für Faziesänderungen senkrecht zum Streichen. Die Fazieslinien (Isopen, Isopachen) laufen meist schief zu den heutigen, alpin bedingten Strukturen; ihr genauer Verlauf kann wegen der eindimensionalen Anordnung der Aufschlüsse häufig nicht genau festgestellt werden.

Der Ablagerungsraum der am Nordostrand des Mont Blanc-Massivs anstehenden autochthonen Sedimente lag zwischen dem der Morcles-Decke und dem der höheren helvetischen Elemente (Diablerets-Wildhorn-Decke). Die Serie zeigt mit ihrer deutlichen vertikalen Gliederung die typische epikontinentale Entwicklung, wie sie für den nordhelvetischen bis autochthonen Sedimentationsraum charakteristisch ist. Während langer Zeiträume des Mesozoikum (Trias bis unterster Malm) ist die lokale Paläogeographie zusätzlich massgebend vom besonderen, durch persistierende Hebungstendenzen gekennzeichneten Verhalten dieses internen Massivteils beeinflusst worden. Die daraus hervorgegangene, primär stratigraphisch reduzierte Abfolge hat im Vergleich zu den westlicheren Massivteilen, deren ehemalige Bedeckung heute in der Morcles-Deckfalte und in der Chamonix-Mulde vorliegt, eine ausgesprochen neritischere, zeitweise litorale Fazies. Eine Reduktionszone ähnlicher Art liegt im NW des Morcles-Raumes, im Bereich des östlichen Aiguilles Rouges-Massivs (PARÉJAS, 1922).

Die erste Transgression erfolgte im Norden (Catogne) schon in der Trias (Muschelkalk); die südlicheren Gebiete (Val Ferret) wurden erst später, im mittleren Aalenien erfasst; gewisse südlichste Teile des Untersuchungsgebietes (Petit Col Ferret und wahrscheinlich auch Teile des italienischen Val Ferret) blieben bis ins Argovian sedimentfrei.

Die reduzierte Schwellenfazies ist aber nur auf ein eng begrenztes Gebiet beschränkt. Die Faziesgegensätze zwischen unserem Autochthon, der Morcles-Decke sowie dem Helvetikum s.s. schwächen sich gegen Süden (Dauphiné-Raum) wie gegen Norden (Normalschenkel der Morcles-Decke) ab.

#### **II. Stratigraphie der helvetischen Serien (Helvetikum s.s.)**

Das Helvetikum s.s. – nach der grosstektonischen Situation handelt es sich um die Wurzeln der helvetischen Decken – folgt mit tektonischem Kontakt auf das besprochene Autochthon. Unter seinen Sedimenten herrschen im allgemeinen

weiche, inkompete Schieferserien vor. Fazieszusammenhänge zum Autochthon sind vorhanden.

Die höheren Einheiten wurden alpin stärker beansprucht als die autochthone Bedeckung des Massives. Tektonische Störungen und Verschuppungen sind verbreitet, was detailstratigraphische Untersuchungen erschwert oder gar unmöglich macht. Von den tieferen zu den höheren Schuppen sind wohl gewisse Faziesänderungen zu beobachten, doch lässt sich die Serie weder tektonisch noch faziell mit Sicherheit unter die beiden helvetischen Einheiten der Westschweiz (Diablerets- und Wildhorn-Decke) aufteilen (siehe p. 434).

Altersmäßig handelt es sich fast ausschliesslich um jurassische Bildungen. Die Vorkommen von Trias und Kreide sind nur ganz lokal und zudem sehr unsicher. Die der nachfolgenden Besprechung zugrunde liegende lithostratigraphische Gliederung konnte den Arbeiten von R. TRÜMPY (1951, 1954) entnommen werden.

Wir werden uns bei der Behandlung dieser Zone auf einige wesentliche Punkte beschränken. Die Aufschlussverhältnisse sind in unserem Gebiet zu schlecht, als dass die meisten der auftretenden Probleme erschöpfend behandelt werden könnten. Etwas günstigere Bedingungen herrschen in dieser Beziehung am Südabfall der Crevasse, im Arbeitsgebiet von Prof. TRÜMPY.

#### A. TRIAS

Die Trias ist in der Zone des Helvetikum s.s. nicht aufgeschlossen wie im Autochthon oder Ultrahelvetikum; als ältestes erscheinen durchwegs Lias- bzw. Doggerbildungen. Ein sicheres, allerdings indirektes Anzeichen von helvetischer Trias findet sich im basalen helvetischen Lias von Sembrancher. Das darin vorkommende mikrobrekziöse, dolomitische Komponentenmaterial unterscheidet sich mikroskopisch nicht vom autochthonen Triasdolomit.

Schon OULIANOFF hat auf der Generalkarte 1:200000, Blatt Sion, im helveticischen Dogger (Bänderkalk, der hier noch als Lias betrachtet wurde) von La Deuve, über Issert, zwei Triaszüge ausgeschieden. Der so bezeichnete, hellbeige, mikrokristalline bis dichte Dolomit tritt in Verbindung mit zwei 0,5 bis 5 Meter mächtigen tektonischen Störungszonen auf, wobei die orographisch höhere, die als knorrig herauswitterndes Band quer über die Alp La Deuve (Koord.: 575250/94450/1400) zieht, mit Aalenian?-Tonschiefern vergesellschaftet ist.

Die in einem groben, sekundär rekristallisierten Kalzit-Quarz-Ankerit-Aggregat schwimmenden Dolomitbrocken sind stark zerbrochen. Nach dem Dünnschliff handelt es sich um einen mikrokristallinen, typischen «Primärdolomit» ziemlich sicher triadischen Alters, der offensichtlich von seiner ehemaligen Unterlage abgescherzt und ähnlich wie die noch zu besprechenden Kristallinlamellen eingeschuppt worden ist.

Auf den stellenweise mit diesen Lamellen auftretenden, fraglichen Triasdolomit hat schon TRÜMPY (1954, p. 321) hingewiesen.

#### B. LIAS

Der helveticische Lias erscheint in unserem Gebiet, je nach seiner tektonischen Stellung, in zwei Ausbildungsarten:

1. In einer nordwestlichen Fazies, die für das tiefere Helvetikum typisch ist und die noch stark an den autochthonen Lias erinnert und
2. In der interneren Fazies der sogenannten «Dalles de Sembrancher», welche die höchsten Schuppen im Übergang zum Ultrahelvetikum charakterisiert.

### 1. Nordwestliche Fazies

Der tektonisch tiefere helvetische Lias tritt nur in der Gegend um Sembrancher auf. Er bildet die isolierte Felsrippe beim Bahnhof von Sembrancher und ist von dort weiter in die Steilwand der Crevasse, wo er sichtbar in einer liegenden Antiklinale stirnt, zu verfolgen. Letzteres mag auch sein rasches, laterales Auskeilen erklären (TRÜMPY, 1951).

**Profil H2:** An der Westseite der Liasrippe, westlich des Bahnhofes von Sembrancher (Koord.: 577250/103030/710).

1. 7 m (untere Grenze nicht aufgeschlossen) dunkelgrauer, feinkristalliner und feinschiefriger Kalk. Der isolierte Aufschluss lässt sich in die Kalkplatte, welche das im Durchbruch von Sembrancher aufgeschlossene Profil abschliesst, verfolgen. (Malm? der helvetischen Zone 1.)  
Mit scharfer, etwas tektonisierter und schlecht aufgeschlossener Grenze folgt: dunkle Mergel- bis Tonschiefer; enthalten Bänklein eines dunkeln, feinkristallinen Kalkes. An der Basis etwas verfärbt, sonst auffallend wenig gestört.
2. 3 m verhältnismässig grobspätiger Kalk, durch tonreichere Schieferlagen in 5–20 cm mächtige Bänke abgesondert.  
DS: Unreiner, grob echinodermenspätiger ( $\varnothing$  bis 2 mm) Kalk, bis zu 10% limonitisch verfärbten, autigenen Dolomit und etwas autigenen Quarz enthaltend.
3. 2 m Wechsellegerung von kalkfreien, schwarzen Tonschiefern und ebenso gefärbten, kalkarmen, feinsandigen bis quarzitischen Schiefern.
4. 4 m braungrau verwitternder, frisch beige-grauer Sandkalk; bildet die eigentliche Felsrippe. Die untersten 2 m noch schiefrig, hier mikrobrekziöse Lagen enthaltend, zudem etwas spätig.  
DS: Die bis 3 mm grossen Komponenten von Quarz, Feldspat (u. a. saurer Plagioklas) und Dolomit sind nur kantengerundet. Als Seltenheit kommen auch Kristallinkomponenten (Quarzporphyrgestein) vor.  
Die Hauptmasse des Sandkalkes ist feinkörniger und massiger. Die immer noch vorhandenen mikrobrekziösen Komponenten sind ebenfalls feiner (rund 1 mm).  
DS: Die feinen, angerundeten Trümmer von Quarz, Feldspat und Dolomit liegen in einer kalkig-feinsandigen Matrix. Der Feldspat ist immer etwas zersetzt; die Komponenten des mikrokristallinen, beige-braun verfärbten Dolomites (im D.S. wie der Triasdolomit des Autochthon aussehend) sind meistens zerdrückt. Der detritische Anteil beträgt 40% des Gesamtvolumens.
5. 50 m Vereinzelt etwas späte Lagen kommen vor; die Spatkalkbildung erreicht aber nicht jenes Ausmass wie z. B. im helvetischen Dogger.

Der helvetische Dogger folgt mit schlecht aufgeschlossenen Aalenian-Tonschiefern.

In den basalen Schiefern (Nr. 2–4) kann unschwer der Unterlias erkannt werden. Die relativ wenig mächtige Serie macht einen fast neritischeren Eindruck als die entsprechenden autochthonen Bildungen der Profile 1 und 2.

Auch der darüber folgende Sandkalk lässt sich noch sehr gut mit dem autochthonen Mittel- (bis Ober-) Lias vergleichen. Das Komponentenmaterial ist bis auf die prozentuale Zusammensetzung praktisch dasselbe wie dort. Daneben hat aber die Serie, mit dem zurücktretenden detritischen Material und den allgemein

kleineren Korngrößen, schon einen etwas küstenferneren Charakter. Das Gesteinsmaterial ist im ganzen besehen grobsandiger und rauher als die oft ähnlichen Bildungen aus dem helvetischen Dogger oder dem Lias der höheren Schuppen und enthält, im Gegensatz zu diesen, immer etwas detritischen Feldspat.

Bei der Fossillosigkeit der Serie ergibt sich das Liasalter aus dem lithologischen Charakter und der Stellung im Schichtverband (Überlagerung durch Aalenian).

## 2. Lias der höheren helvetischen Schuppen : «Dalles de Sembrancher»

In den höchsten helvetischen Schuppen von Sembrancher erscheint der Lias in beträchtlicher Mächtigkeit wieder. Seine Fazies ist nochmals abgewandelt; neben feinsandigen, z. T. etwas späten Kalken und schwarz pigmentierten Ton- bis Mergelschiefern mit Spatkalklinsen findet man vor allem bläuliche, kieselige Kalke, die sogenannten «Dalles de Sembrancher», die in einigen Steinbrüchen gebrochen und verarbeitet werden. Wegen der tektonischen Komplikationen (isoklinaler Falten- und Schuppenbau) ist es kaum möglich, diesen Lias stratigraphisch zu gliedern.

Die «Dalles de Sembrancher» sind feinsandige bis kieselige, vollständig rekristallisierte Kalke grobschiefriger bis plattig-lagiger Ausbildung. Der lagige Charakter entsteht aus einem raschen Wechsel von quarzreichen, meist etwas tonigen und mehr kalkigen Zonen, wobei die massigen, gleichmäßig quarzitischen Varietäten die besten Gebrauchssteine abgeben. Der Quarzgehalt beträgt im Mittel 40%.

Die «Dalles» – sie erscheinen in einigen 5 bis 80 Meter mächtigen Schuppen oder Paketen (s. Tafel I, Prof. A) – sind eng mit Tonschiefern vergesellschaftet. Zum Teil handelt es sich sicher um eingefaltetes bzw. eingeschupptes Aalenian. Ein Hinweis, dass aber auch normale sedimentäre Einschaltungen von Ton- und Mergelschiefern vorkommen können, findet man in einem Aufschluss am östlichen Ufer der Drance, gegenüber dem Steinbruch eingangs von Sembrancher (Koord.: 578000/102550/740). Siehe Fig. 12.

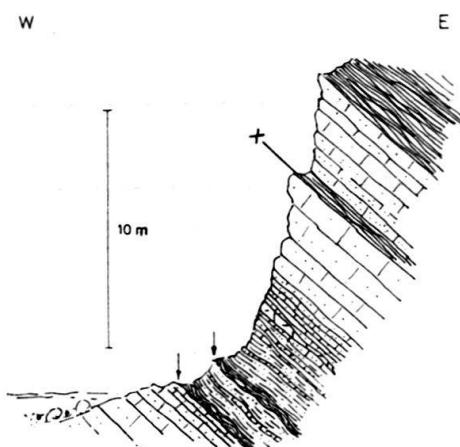


Fig. 12. Zwei normale Sedimentationszyklen in den «Dalles de Sembrancher». Sie beginnen beide mit wenigen dm pyritischen Tonschiefern, welche in gegen oben zunehmend sandigere Mergelschiefer übergehen. Der obere, vollständigere Zyklus endigt mit normalausgebildeten «Dalles» (Aufschluss an der Drance, am Fuss des Hügels mit Pkt. 813, Sembrancher).

Das Alter der «Dalles de Sembrancher» ist ebenfalls nicht paläontologisch erwiesen. Neben Pentacrinitenresten fanden sich nur schlecht erhaltene Belemniten. Wie im autochthonen Lias (Profil 1), können auch hier ganz vereinzelt kleine, schwarze, bituminöse Fetzen, welche voll von Mikroorganismenresten (Plättchen und Stacheln von Cidariden, Schalenreste von kleinen Lamellibranchiern und vereinzelte Foraminiferen) sind, beobachtet werden. Wir nehmen, wie OULIANOFF und TRÜMPY, aus strukturellen und faziellen Gründen ein Liasalter an.

Auch diese Liasbildung sind auf eine relativ kleine Zone am Nordrand des Untersuchungsgebietes beschränkt. Sie erscheinen nach R. TRÜMPY erstmals bei Tovassière SE von Saxon und ziehen über den Ostabhang der Crevasse in unser Terrain. Südlich der Hügel von Sembrancher sind die Aufschlüsse wegen der quartären Talfüllung seltener. Im südlichsten Aufschluss, bei Sous la Lé (Koord.: 572210/99980/960), wo die Dalles noch knapp 20 Meter mächtig werden, sind sie von einem feinkörnigen, schwarzen, plattigen Kalk, der schon stark an den ultra-helvetischen Lias erinnert, begleitet.

#### C. DOGGER

Der im Helvetikum weit verbreitete Dogger ist lithologisch zweiteilig. Er beginnt wie im Autochthon mit Aalenian-Tonschiefern. Die kalkig bis sandige und mehr oder weniger tonig-serizitische, obere Abteilung ist faziell wechselvoller.

##### 1. Aalenian-Tonschiefer

Die Aalenian-Tonschiefer sind auch im Helvetikum weit verbreitet und mächtig entwickelt; zusätzliche Anhäufungen, wie sie zum Beispiel im Gebiet des Torrent des Formis (Profil H1, Fig. 5) beobachtet werden können, sind tektonischer Art.

Es sind dieselben schwarzen, kalkfreien und oft pyritischen Tonschiefer wie im Autochthon. Ihre lithologische Beschaffenheit, speziell die Deformierbarkeit, macht sie hier, in der tektonisch stärker bewegten Wurzelzone, zum bevorzugten Abscherungs- und Überschiebungsniveau. Wegen der stärkeren tektonischen Beanspruchung enthalten sie auch vermehrt Knauer und Linsen von sekundärem Quarz und Kalzit («tektonisches Gekröse»). Diese gestörten Schiefer sind gegen äußere Einflüsse weniger widerstandsfähig; Rutschungen, Versackungen und vor allem der Hakenwurf sind hier häufige Erscheinungen.

##### 2. Mittlerer Dogger (Bajocian)

Die Bildungen des mittleren Dogger – der Einfachheit halber in der Folge kurz als Dogger bezeichnet – sind in ihrem Auftreten immer sehr eng an das liegende Aalenian gebunden und erscheinen meist in der Form von wenig mächtigen, mehr oder weniger aus dem stratigraphischen Zusammenhang gelösten Schuppen.

Ihre tonig-sandige Fazies unterscheidet sich grundlegend von der neritisch-kalkigen des autochthonen Bajocian. Zusätzliche Faziesänderungen treten von den tektonisch tieferen (externen) zu den höheren (internen) Zonen auf.

Im Val Ferret und in der Combe des Fonds ist das tiefere Helvetikum durch das Auftreten von Bänderkalken («arenarie zonate» der italienischen Autoren)

gekennzeichnet. Diese Kalke erreichen vor allem bei Issert (La Deuve) und nördlich von Pra Surni recht beträchtliche Mächtigkeiten.

Die Textur des feingebänderten, meist leicht späten Sandkalkes beruht wieder auf einem raschen, vertikalen Wechsel von tonig-sandigen und kalkigen Lagen. Der allerdings selten und dann immer in geringen Mengen auftretende, detritische Feldspat, der allgemeine lithologische Charakter – das Gestein gleicht in gewissen Fällen auffallend den «Dalles» – könnten die Vermutung nahelegen, es handle sich bei diesen Bänderkalken um Lias (siehe auch die Bemerkung von TRÜMPY, 1954, p. 323). Anderseits können die in seinem Dach auftretenden, sandigen bis reinen Spatkalklagen, die oft kaum vom autochthonen Bajocian zu unterscheiden sind, als Indizien für Doggeralter gewertet werden. Der im Mittel etwa 20% betragende Quarzgehalt ist kleiner als bei den typischen «Dalles» (40%). Die Lagerungskriterien sprechen ebenfalls für Dogger. Der paläontologische Beweis steht aus; OULIANOFF betrachtete die Bildungen als liasisch.

Gegen die höheren helvetischen Schuppen («zone intermédiaire», nach TRÜMPY, 1954) wird der Bänderkalk zunehmend vom «bathyaleren» «Dogger mordoré» verdrängt. Diese Entwicklungen sind vor allem östlich der Combe des Fonds (Tête de Ferret, Crêtet de la Perche) zu beobachten. In unserem Gebiet geben einzig der Torrent des Formis (Profil H1, Fig. 5) und die Aufschlüsse um Sembrancher einigen Einblick in dieser Richtung, sonst ist diese Zone nicht oder schlecht aufgeschlossen.

Der Begriff des «Dogger mordoré» ist aus dem Helvetikum der Westschweiz übernommen. Man versteht darunter feine, kieselige bis feinsandige Mergelschiefer, deren Tonanteil weitgehend serizitisiert ist und die deshalb mit einem matt Goldglanz (mordoré) verwittern. Sie entwickeln sich aus dem Aalenian und werden im oberen Teil kalkiger (z. T. spätig).

Die besprochene Faziesverteilung kompliziert sich im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Hier scheint sich zwischen die basale helvetica Malmschuppe (Zone 1) und die durch Bänderkalk charakterisierte Zone 3 des Val Ferret eine weitere Einheit einzuschalten. Es ist die sog. Zone 2, welche mit dem oben besprochenen Lias vom Bahnhof Sembrancher beginnt (siehe p. 434). Ihr Dogger ist an der Bisse SE des Bahnhofes (Koord.: 577330/102800/725) und im obersten Torrent des Formis (Profil H1) aufgeschlossen und besteht aus feinplattigen, z. T. feinsandigen und oft etwas späten Kalken, welche verhältnismässig reich an Ton (Serizit), also mergeliger als der Bänderkalk, sind.

Die drei beschriebenen Faziestypen sind durch Übergänge miteinander verbunden. Dies und die tektonischen Komplikationen erschweren das Feststellen der genauen Altersabfolge und der stratigraphischen Zusammenhänge ausserordentlich.

Der helvetica Dogger lieferte, wenn man von den in den Spatkalken vorkommenden Echinodermenträmmern und schlecht erhaltenen Belemniten absieht, keine Fossilien. Insbesonders ist der «Dogger mordoré» steril. Er scheint sich über den Bänderkalk aus dem unteren Teil des autochthonen Bajocian zu entwickeln. Die höchsten, kalkreichen Lagen wären zusammen mit dem Spatkalk ins obere Bajocian zu stellen.

Ein fossilreicherer Horizont – es handelt sich um 1 bis 2 Meter eines rostig fleckig verwitternden, knolligen Spatkalkes, welcher zerrissene Belemniten enthält – findet sich im Torrent des Formis (Profil H1, Nr. 26, wenig unterhalb des Strässchens, Koord.: 576540/98660/1125). Das direkt über den die helvetische Zone 2 abschliessenden Malmschuppen folgende Niveau erinnert an die kondensierten Bajocianhorizonte des Autochthon (evtl. unteres Bajocian).

#### D. MALM

##### 1. Callovo-Oxfordschiefer

Der im Helvetikum vorhandene unterste Malm bildet zusammen mit dem oberen Dogger eine Mergelschieferserie, die meistens mit dem hangenden Malmkalk verschuppt ist. Für diese gestörten Schiefer gilt dasselbe wie für die lithologisch ähnlichen Aalenian-Schiefer. Die auf den Bewegungsbahnen sekundär ausgeschiedenen Knauer sind hier fast ausschliesslich karbonatisch (Kalzit, Ankerit).

Der Kalkgehalt der im Gegensatz zum «Dogger mordoré» immer sandfreien Schiefer wechselt. Die dunklen und tonreichen Lagen, die kaum vom Aalenian zu unterscheiden sind, werden als Callovian betrachtet, während die Oxfordschiefer mit dem grösseren Kalkgehalt und der silbrigen, seifigen Verwitterung charakteristischer sind. Der Übergang ins Hangende (Argovian, Malmkalk) geschieht durch eine allmähliche Zunahme des Kalkes.

##### 2. Malmkalk

Der Malmkalk ist das am sichersten zu erkennende Niveau der komplexen helvetischen Wurzelzone. Es ist derselbe bläulich verwitternde, mikrokristalline und plattige Kalk wie im Autochthon. Der etwas mergelige und schiefrige untere Teil kann noch ins Argovian gestellt werden, während die Hauptmasse das Kimmeridgian und Portlandian umfassen dürfte.

Der Malmkalk der basalen helvetischen Schuppe (Zone 1) unterscheidet sich durch massigere Ausbildung, bleichgraue Verwitterung und das Auftreten von undeutlichen organogenen Spuren vom üblichen Malm (Kreide?).

Die Anwesenheit der Kreide ist nicht erwiesen. Gewisse wenig mächtige, mergelschiefrige «Synklinalfüllungen» im Malmkalk könnten rein stellungsmässig Unterkreide darstellen (siehe auch FRICKER, 1960; p. 43).

#### SCHLUSSBETRACHTUNGEN

Die gegenüber dem Autochthon teilweise veränderte Schichtreihe beweist, dass wir uns auch faziell in einer neuen, interneren Zone befinden. Dies betrifft vor allem die tonreichere (»bathyalere») Fazies des Lias und des Dogger, während die Sedimente, die aus grossangelegten Subsidenzen hervorgegangen sind (mittlerer bis oberer Malm, zum Teil Aalenian) über beide Zonen eine bemerkenswert konstante Fazies aufweisen. Die zeitweiligen Faziesgegensätze, die uns ermöglichen, die beiden Einheiten voneinander zu trennen, schwächen sich gegen Süden, im italienischen Val Ferret, ab, und zwar besonders, weil auch das Ablagerungsgebiet der autochthonen Sedimente in den Einflussbereich des delphino-helvetischen Troges mit bathyaler bis pelagischer Sedimentation gerät (siehe M. B. CIRIA, 1953; P. ELTER, 1954).