

# Tektonik

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **54 (1961)**

Heft 2

PDF erstellt am: **17.04.2024**

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

## TEKTONIK

(siehe Tafel I)

### A. ALLGEMEINES

Die Struktur der am nordöstlichen Mont Blanc-Massiv lehenden helvetischen Sedimente ist durch den für die Zone von Sion-Courmayeur typischen isoklinalen Bau gekennzeichnet. Das weitgehend durch die Lage und die Gestalt des Massives beeinflusste Schichtstreichen ist in unserem Gebiet sehr konstant (N 5–20° E). Nur im äussersten Norden und Süden machen sich neue Strukturelemente bemerkbar, die Schichten drehen leicht nach NE–SW ab. Ebenso konstant ist auch das ostwärts gerichtete Schichtfallen (50–80° E). Sehr steile Schichtlagen (80–90°) kommen lokal vor (Champex), verbreitet sind sie erst im oberen Teil des italienischen Val Ferret, im Übergang zum rückgefalteten Autochthon des zentralen Mont Blanc-Massivs (siehe M. B. CITA, 1953; p. 145 ff.). Die sonstigen lokalen Abweichungen sind durchwegs durch jüngste, oberflächliche Verstellungen (Versackungen und Hakenwurf) bedingt.

#### 1. Lamination, Lineation und Faltenachsen

Vor allem die Kontaktflächen zwischen harten und weichen Schichtpaketen sind häufig gewellt, poliert und gestriemt. Für die Sedimente von Massivhüllen sind Deformationen in der a-Richtung charakteristisch (HEIM, 1921; KVALE, 1957). Neben den verbreiteten Striemungen (z. B. im Malmkalk) sind hier die in der alpinen Schubrichtung (W bis NW) deformierten Ammoniten aus dem Bajocian von Champex (siehe Profil 8, Schicht-Nr. 8, p. 371) zu erwähnen. Die Laminierungserscheinungen sind teilweise durch isoklinale Mikrofaltungen kompensiert. Die Achsen dieser Kleinfältelungen sowie die dazu parallelen Lineationen in der b-Richtung tauchen in der Regel flach (15–35°) nach NNE bis NE ein. Deformationen dieser Art treten aber besonders in den relativ kompetenten Serien des Autochthon an Bedeutung zurück. Die Laminierung ist zweifellos vorherrschend, wir müssen deshalb annehmen, dass die primäre Mächtigkeit der sedimentären Formationen fast durchwegs grösser war, als heute zu beobachten ist (siehe TRÜMPY, 1954; p. 342).

In den inkompetenten Serien (Ton- und Mergelschiefer des Aalenian, Callovo-Oxfordian und Argovian) sind die Bewegungsbahnen durch sekundär auskristallisierte Quarz-, Kalzit- und Ankeritlinsen markiert. Ihre Häufigkeit scheint proportional zur Intensität der verursachenden Bewegung zu sein. Sie sind aus diesem Grund im Helvetikum sowie im Ultrahelvetikum und basalen Penninikum viel häufiger als im Autochthon.

#### 2. Verschieferung und Metamorphose

Die Schichtungsschieferung ist allgemein verbreitet. Im Autochthon, wo wegen der guten Verankerung mit dem kristallinen Sockel schichtparallele Ausweichbewegungen erschwert waren, kam es lokal auch zur Bildung von Schrägschieferung. Dieses Clivage ist besonders an gewissen härteren Bänken in den Aalenian- und Argovianschiefern sehr schön zu beobachten (siehe Beschreibung

der Profile 9 und 11, Schicht-Nr. 2 bzw. 5). Die älteren Glieder der autochthonen Schichtreihe blieben praktisch unmetamorph. In den jüngeren Serien (Malm etc.) ist der Tonanteil in der Regel etwas serizitisiert; der Kalk ist hier immer vollständig rekristallisiert. Der zuckerkörnige Marmor aus dem stark gestörten Autochthon der hinteren Combe des Fonds ist eine Ausnahmeerscheinung (Kristallinlamellen!), andere Marmorisierungen sind auf hydrothermale Reaktionen zurückzuführen (Bajociankalk der Amône).

Die Einflüsse der alpinen Epimetamorphose scheinen sich in der Zone des Helvetikum s.s. etwas stärker ausgewirkt zu haben: die «Dalles», zum Beispiel, sind immer vollständig rekristallisiert, und der «Dogger mordoré» oder die Callovo-Oxfordschiefer sind stark serizitisiert. Neogener Albit dagegen ist in den helvetischen Sedimenten der Zone von Sion-Courmayeur immer selten, im Gegensatz zu den tiefpenninischen.

#### B. TEKTONIK DES AUTOCHTHON

Die primär wenig mächtige und hauptsächlich aus kompetenten Seichtwasserablagerungen (Dolomiten, Kalken, Sandsteinen) aufgebaute autochthone Sedimentbedeckung des nordöstlichen Mont Blanc-Massivs ist anlässlich des alpinen Zusammenschubs nur unwesentlich abgeschert worden. Die als autochthon bezeichneten Sedimente sind relativ zum Liegenden, insbesondere zum Massiv, wohl um kleinere Beträge disloziert worden; die Bewegungen waren aber nie so stark, als dass der ursprüngliche Zusammenhang der Schichtreihe zerstört worden wäre. Extreme Störungen bis hinunter zum Kontakt herrschen nur in der hinteren Combe des Fonds und im höchsten italienischen Val Ferret, wo im Zusammenhang mit dem allgemeinen Abdrehen der Strukturen nach SW das Kristallin und die darauf lagernden Sedimente ineinander geschert worden sind. Die hier von vielen Kristallinlamellen durchspiessten Kalke und Kalkschiefer sind stark verfaltet und marmorisiert (s. OULIANOFF, 1934a). Im tieferen Teil des italienischen Val Ferret machen die Gesteine trotz der Rückfaltung (Fächerstellung des Massivs) wieder einen viel weniger gestörten Eindruck. Unweit der Landesgrenze (Koord.: 571000/83080/2590) kann im Kristallin ein eigentlicher Sedimentkeil (3 m marmorisierter Kalk) beobachtet werden. Sonst ist der Sediment-Kristallin-Kontakt, im Gegensatz etwa zum SW-Ende des Mont Blanc-Massivs, wo zwischen Kristallin und Sedimenten Verfaltungen und Verkeilungen die Regel sind, immer glatt (s. RITTER, 1897; BORDET, 1952).

Es fällt nun auf, dass die Bewegungsbeträge und die Bewegungsintensität von den tieferen zu den höheren Gliedern der Serie zunehmen (Differentialbewegungen). Auf die tiefsten, eng mit dem kristallinen Untergrund verbundenen Sedimente (am Catogne: Trias und Lias; im Val Ferret: Aalenian und Bajocian) wirkten sich diese Kräfte nur gering aus. Vor allem die Transgressionsbildungen wurden meist nur etwas zerbrochen oder verschiefert. Bahnen für grössere Dislokationen schufen erst die teilweise inkompetenten Serien des Unterlias, Aalenian und Argovian. Störungen dieser Art sind am Catogne und im nördlichen Val Ferret, in Gebieten mit mächtig entwickeltem Aalenian, weit verbreitet. Bezeichnenderweise tritt hier der Malmkalk mit dem Aalenian in direkten tektonischen Kontakt. Das relativ wenig mächtige Bajocian ist von jenem überfahren worden und er-

scheint hier nur in einer kleinen Zwischenzone, wo das Aalenian primärstratigraphisch reduziert ist (Champex).

Diese Bewegungen können zu weiteren tektonischen Komplikationen führen. Der autochthone Malm ist am nördlichen Catogne (siehe Fig. 13) infolge isoklinaler Verschuppungen tektonisch repetiert: Die mächtigen Aalenian-Schiefer enthalten hier eine erste losgerissene Malmkalkschuppe. Der Malmkalk der Dent,

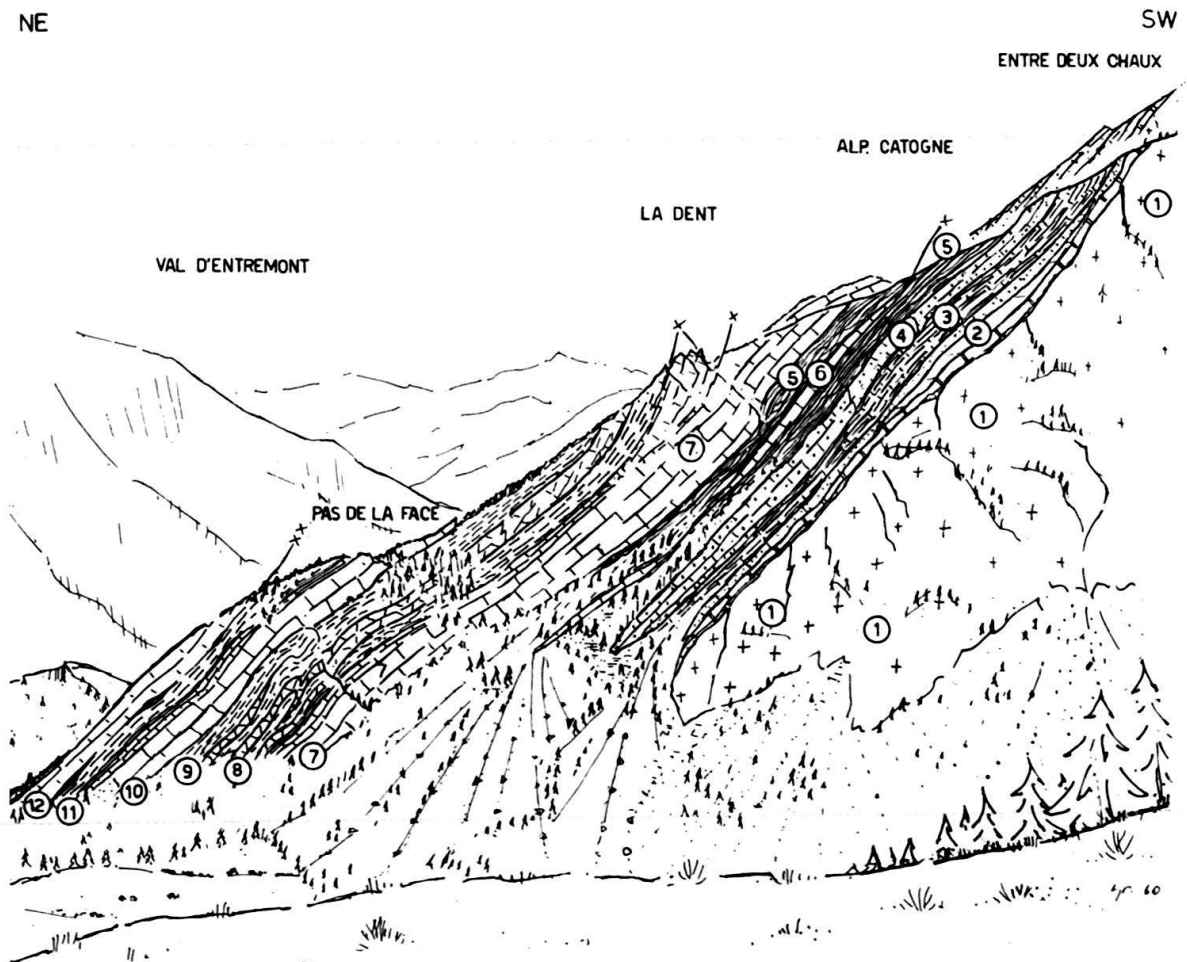


Fig. 13. Nordflanke des Catogne vom Col des Planches aus. Rechts im Bild das in den Profilen 1 und 2 beschriebene, tiefere Autochthon: (1) Kristallin (Quarzporphyr); (2) Trias; (3) Unterlias; (4) detritischer Mittel- (Ober-)Lias; (5) Aalenian; (6) und (7) Malmkalk. Parautochthone Schuppe des Pas de la Face: (8) Bajocian; (9) Argovian; (10) Malmkalk; (11) Unterkreide?, im Dach eine Kristallinlamelle enthaltend. Helvetikum s.s.: (12) basale helvetische Malmschuppe (Zone 1).

welcher die Hauptmasse des autochthonen Malm bildet, überlagert diese Schiefer mit einem tektonischen Kontakt. Darüber folgt eine zweite, parautochthone Schuppe, bestehend aus schiefrigem Bajocian, Mergelschiefern des Argovian und Malmkalk in der üblichen Fazies. Letzterer führt in seinem Dach Mergelschiefer, die wir aus den auf Seite 422 angeführten Gründen in die unterste Kreide (Berriasian) gestellt haben. Sie enthalten in ihrem oberen Teil eine Kristallinlamelle, welche sichtbar das Einsetzen des Helvetikum (basale Malmschuppe: Zone 1) markiert. Diese Schuppe des Pas de la Face – wir zählen sie wegen der in ihrem Rücken auftretenden Kristallinlamelle sowie wegen der Fazies des Dogger zum (Par-) Autoch-

thon – keilt gegen Norden und Süden rasch aus und ist in der Crevasse bzw. südlich des Bergsturzes des Dailley nicht mehr festzustellen.

Schichtwiederholungen infolge Verschuppung (drei normale Abfolgen von Bajocian und Argovian) zeigt auch die schon oben erwähnte Doggerzone von Champex (s. Tafel I, Profil E).

Die beschriebenen tektonischen Komplikationen im jüngeren Autochthon des Catogne beruhen primär auf dem nord-südlichen Fazieswechsel, der die neritischen und stark reduzierten Serien des Val Ferret vor allem auf Kosten der inkompetenten, schiefrigen Glieder anschwellen lässt (Trias-Rauhwacke, Unterlias-Schiefer, Aalenian-Schiefer, schiefriges Unterbajocian, Argovian-Mergelschiefer). Dadurch wurden Abscherbewegungen allgemein erleichtert. Im Gebiet des nördlichen Catogne und der Crevasse verlieren demzufolge die Sedimente zunehmend ihren autochthonen Charakter; es vollzieht sich so der allmähliche Übergang in den Normalschenkel der abgesicherten Morcles-Decke, welcher unserer Zone strukturell mehr oder weniger entspricht.

#### C. TEKTONIK DES HELVETIKUM S.S. (HELVETISCHE DECKENWURZELN)

Die Wurzeln der helvetischen Decken bauen eine im Detail sehr komplizierte, isoklinale Schuppenzone auf. Die im Vergleich zum Autochthon verstärkten Komplikationen sind auf die hier herrschende primär schiefrigere (i. A. bathyalere) Fazies und die intensivere tektonische Beanspruchung und Bewegung zurückzuführen.

Der räumlich geometrische Bau, die Lage und Mächtigkeit der einzelnen Schuppen sind einem raschen lateralen und vertikalen Wechsel unterworfen, so dass es selten möglich ist, sie über eine weitere Distanz zu verfolgen. Ein gewisses Ordnungsprinzip zeichnet sich erst im Rahmen der übergeordneten Einheiten (Zonen) ab (siehe Kartenskizze auf Tafel I).

RABOWSKI (1917) schloss aus den von ihm im Hangenden des autochthonen Malm entdeckten Kristallinlamellen auf das Erscheinen einer neuen tektonischen Einheit, derjenigen der helvetischen Deckenwurzeln. Die Ansicht wurde in der Folge allgemein übernommen.

Die Trennung ist klar. Gewisse Schwierigkeiten treten nur beim genauen Zuordnen der gestörten Mergelschieferserie, in der die Lamellen gewöhnlich liegen, auf. Wir haben gesehen, dass darin lokal fragliche autochthone Unterkreide-Sedimente enthalten sind (p. 422). Andernorts scheint sie dagegen die normale Unterlage (Argovian) der basalen helvetischen Malmkalkschuppe zu vertreten. Der tektonische Kontakt von Schiefern auf Schiefern, der sich daraus ergibt, zeichnet sich morphologisch kaum ab, so dass vor allem beim Fehlen der Kristallinzüge eine saubere Abgrenzung zwischen Autochthon und Helvetikum s. s. unmöglich wird. Da letztere meist unmittelbar im Dach des autochthonen Malmkalkes zu finden sind, dürften die gestörten Mergelschiefer zum grössten Teil schon dem Helvetikum angehören (Argovian).

R. TRÜMPY hat 1951 die helvetische Wurzelzone am Profil der Crevasse (nördlich von Sembrancher) tektonisch gegliedert. Seine Einheiten sind in den Hügeln von Sembrancher gut wieder zu erkennen. Von hier südwärts ist das Helvetikum



aber nur noch im Torrent des Formis (Profil H 1, Fig. 5) und am Grenzgrat des Petit Col Ferret (s. M. B. CITA, 1953; TRÜMPY, 1954; OULIANOFF & TRÜMPY, 1958) in einem lückenlosen Querschnitt aufgeschlossen, was Korrelationen erschwert.

R. TRÜMPY unterschied 4 Einheiten:

Die Zone 1 umfasst lediglich eine einfache Malmschuppe (Argovian und Malmkalk) und schliesst sich, wie schon TRÜMPY feststellt, orographisch und lithologisch sehr eng ans Autochthon. Nur die an ihrer Basis auftretenden Kristallinlamellen veranlassen uns, dieselbe schon ins Helvetikum zu stellen. Die Zone wird 40 bis 100 Meter mächtig und zieht ziemlich konstant durchs ganze Untersuchungsgebiet. Sie verliert nur im Raum zwischen dem Li Blanche und Issert, wo vor allem der Kalk (offensichtlich wegen Laminierungen) reduziert ist, an Bedeutung. Möglicherweise handelt es sich bei dieser, für helvetische Verhältnisse auffallend einfach gebauten Einheit, um einen abgescherten Rest einer vormals mächtigeren und reichhaltigeren Serie (siehe p. 440).

Die Zone 2 besteht aus einer in sich verschuppten, Lias bis Malm umfassenden Serie, welche bei Sembrancher etwa 300 Meter mächtig ist. Sie keilt nach Norden, indem sie vorerst ihren Lias (Antiklinalstirn in der Wand der Crevasse), später auch ihren Dogger verliert, rasch aus. Ähnliche Beobachtungen sind auch gegen Süden zu machen. Im Torrent des Formis ist der Lias verschwunden und der Dogger (Aalenian und Bajocian) stark reduziert, während der Malm noch durch mehrere Malmkalk-Oxford-Schuppen vertreten ist. Zwei Kilometer südlicher, am Hang hinter Pra Surni, ist auch der Malm nur noch in einer einzigen, dünnen Schuppe vorhanden. Die ganze Zone ist hier kaum 100 Meter mächtig und dürfte in der Folge rasch vollends auskeilen, denn in den restlichen Profilen beginnt das Helvetikum jeweilen mit dem Bänderkalk der für die Zone 3 typischen Doggerfazies. Dieses 2. Element kann schon aus diesem Grund kaum mit dem tieferen Helvetikum der Westschweiz (Diablerets-Decke) in Beziehung gebracht werden.

Die Zone 3 entwickelt sich über eine Verkehrtserie aus dem liegenden Malm von 2. Sie bildet einen anfänglich wenig mächtigen (200 m), aus isoklinalen Schuppen von Aalenian, Bajocian, Callovo-Oxfordian und Malmkalk aufgebauten Komplex. Normale Abfolgen scheinen vorzuherrschen, wobei die älteren Schichtglieder überwiegen.

Die Zone wird im Gebiet des Torrent des Formis (s. Fig. 5), vor allem dank den mächtig angehäuften Aalenian-Tonschiefern, bis 600 m mächtig. Ihr unterer Teil ist hier und im Val Ferret durch Dogger in Bänderkalkfazies gekennzeichnet. In grossen Teilen des Val Ferret scheint sich das Helvetikum auf diese einzige Hauptzone zu beschränken, da die höhere Digitation, wie wir sehen werden, ebenfalls lateral auskeilt.

Nach TRÜMPY (1951) könnte die Zone den isoklinalen Malm- und Doggerschuppen von Vétroz, also Elementen der jenseits der Rhone aufsteigenden Wildhorndecke, entsprechen.

Zone 4: Die höchste helvetische Einheit besteht fast ausschliesslich aus antiklinalen Schuppen von Lias spezieller Fazies («Dalles de Sembrancher») mit Aalenian. Wenig mächtige Bajocianlagen schalten sich erst im Übergang zum Ultrahelvetikum, wo das Aalenian allgemein überhand nimmt, ein. Die Zone, die

bei Sembrancher noch 400 Meter mächtig ist und einige der charakteristischen Rundhöcker bildet, keilt gegen Süden (Sous la Lé) rasch aus. Ihre genaue Stellung im tektonischen Schema ist unsicher. TRÜMPY (1951) hält sie auch aus faziellen Gründen als ein mögliches Äquivalent der Liasantiklinale von Château de la Soie, zwischen Conthey und Savièse (interne Teile der Wildhorn-Decke); möglicherweise besteht auch ein Zusammenhang mit der Verkehrtserie des Prâbé (s. BADOUX, 1946).

Im hintersten Val Ferret nimmt die sogenannte «zone intermédiaire» (TRÜMPY, 1954), eine mächtige Masse aus Aalenian und «Dogger mordoré», dieselbe Stellung zwischen dem sicheren Helvetikum und dem Ultrahelvetikum ein. Sie keilt gegen Norden rasch aus (FRICKER, 1960). M. B. CITA und R. TRÜMPY betrachten diese eher als ultrahelvetisches Element. Es ist aber sehr wohl möglich, dass ein struktureller Zusammenhang zur Zone der «Dalles» besteht.

Ich habe versucht, den Verlauf dieser Einheiten nach Angaben aus TRÜMPY, 1951, 1954; FRICKER, 1960, und den eigenen Aufnahmen in einer tektonischen Kartenskizze (siehe Tafel I) darzustellen, wobei vor allem die Begrenzung der höchsten Elemente weitgehend extrapoliert werden musste.

#### D. BRÜCHE

Die zum Teil bedeutenden Brüche am nordöstlichen Mont Blanc-Massiv sind vor allem von OULIANOFF (1930, 1934, 1941) schon beschrieben und zur Illustration von tektonischen und morphologischen Thesen angeführt worden.

Die festgestellten Verwerfungen lassen sich in zwei Hauptsysteme einordnen, wobei es wegen der speziellen tektonischen Situation (Isoklinalbau) schwer fällt, zwischen Vertikal- und Horizontalbewegungen zu unterscheiden. Eine Orientierung der Vorstellungen ist erst möglich, wenn Rutschharnische oder Schleppungen festgestellt werden können. Diese Erscheinungen zeigen aber häufig nur die letzten und nicht unbedingt wichtigsten Bewegungen längs der Bruchfläche an.

1. SW-NE bis WSW-ENE laufende Verwerfungen, Bruchfläche mehr oder weniger senkrecht, in der Regel SE-Flanke hinuntergesetzt bzw. nach SW vorgestossen.

Das eindruckvollste Beispiel dieses Systems ist der Bruch an der Nordflanke des Li Blanche (N 65° E). Der Trias-Kristallinkontakt des Bonhommeigipfels ist um 250 Meter hinuntergesetzt und gleichzeitig 100 Meter nach SW vorgeschoben worden. (Diese Werte sind z. T. beträchtlich grösser als die in OULIANOFF, 1930, angegebenen). Die Störung setzt sich aus zwei Parallelbrüchen zusammen. Die dünne Zwischenzone ist von einer gut zementierten, tektonischen Brekzie, welche eine scharfe Rippe bildet, erfüllt (Fig. 14).

Nach dem Luftbild zieht die Störungszone als schnurgerade Linie durchs Kristallin (nach OULIANOFF eine Mylonitzone bildend) in das in gleicher Richtung verlaufende Val d'Arpette. Die nordöstliche Verlängerung ist wegen der mächtigen Moränenbedeckung im Talgrunde nicht mehr ersichtlich, doch scheinen, nach den Intersektionen zu schliessen, auch noch Teile des Helvetikum verstellt worden zu sein.

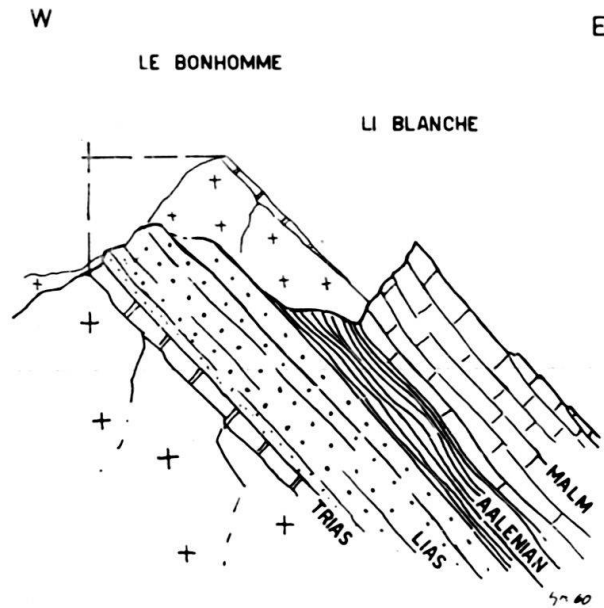


Fig. 14. Die Verstellung am Bruch des Li Blanche (halbschematische Ansicht von S).

Weitere Verwerfungen dieses Systems finden sich direkt nördlich des Li Blanche, wo die Trias mehrmals durchschnitten wird und dadurch komplizierte Intersektionsverhältnisse geschaffen werden, an der Nordflanke des Saleinadurchbruches und auf der Nordseite der Platte von l'Amône. Auch im Kristallin sind Brüche dieser Richtung weit verbreitet (z. B. Ostabfall des Mont Dolent, Cabane de Saleina, Clochers de Planereuse etc.; siehe auch LIECHTI, 1934).

2. Das zweite, NWW–SEE laufende Vertikalbruchsystem tritt gegenüber dem ersten an Bedeutung zurück. Auch hier ist meistens der Südflügel hinuntergesetzt, bzw. nach NW vorgeschoben.

Eine Verwerfung dieser Art bedingt z. B. die auffallende Spitze der Dent am nördlichen Catogne. In den Liasquarzitplatten des mittleren Catogne, wo sich dieses System mit dem erstgenannten überkreuzt, entstanden mächtige Steilabbrüche. Brüche dieser Richtung ziehen auch durch das Tal von Champex und verursachen die ausgedehnten Störungen und Verbiegungen westlich von Som la Proz (OULIANOFF, 1941 b). Weitere Beispiele sind aus der Südflanke des Saleinadurchbruches zu nennen (Verstellung der basalen Quarzitplatten).

3. Die unbedeutenden, N–S bis NNW–SSE, d. h. mehr oder weniger parallel dem Streichen ziehenden Längsbrüche sind schon wegen ihrer Lage nur schwer zu beobachten und zudem meist von Schutt überdeckt.

Hier ist der kleine Bruch des Pas de la Face (SW über Sembrancher) oder die Aufschiebung der Kristallinplatte von La Seilo (s. OULIANOFF, 1941 a) anzuführen.

Die beiden, die alpinen Strukturen schief unter je ca.  $45^\circ$  schneidenden und senkrecht zueinander stehenden Hauptbruchsysteme erfassten gleichzeitig das Kristallin, seine Sedimentbedeckung und stellenweise auch noch Teile der helvetischen Wurzelzone. R. TRÜMPY (1954) und P. FRICKER (1960) beschrieben diese konjugierten Systeme auch aus dem Penninikum des Val Ferret. Sie sind



also erst angelegt worden, als der spezifische Isoklinalbau der Zone von Sion-Courmayeur schon vorlag. Es sind typische Zerrungsbrüche, die im engsten Zusammenhang mit der finalen, spätalpinen Heraushebung der zentralen Massivteile stehen und die auf Dehnungen sowie auf die nach der stärksten Aufwölbung erfolgten rückläufigen Absenkungen zurückzuführen sind.

#### E. KRISTALLINLAMELLEN

Die Kristallinlamellen, die im Val Ferret an der Basis der helvetischen Deckenwurzeln auftreten («lames cristallines du Val Ferret») sind von RABOWSKI entdeckt und 1917 beschrieben und diskutiert worden. Er wies sie über eine Distanz von mehr als 16 Kilometern (Champex-Landesgrenze) nach. Bei der geologischen Aufnahme des Catogne konnte der Lamellenzug, trotz dem nordwärtigen Ab-

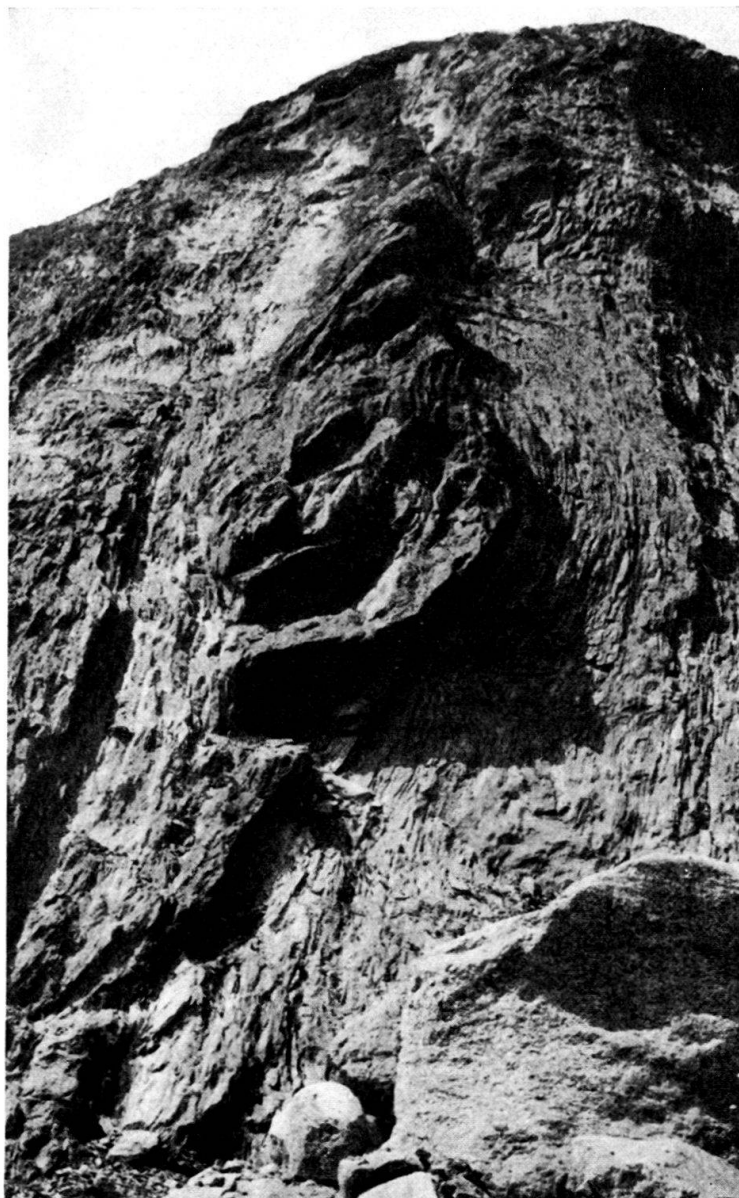


Fig. 15. Kristallinlamelle aus der Combe des Fonds: Der in E-W-Richtung (= b-Boudinage) gestreckte Lamellenkörper ruht in relativ wenig gestörten Kalkschiefern.

tauchen der Strukturen, bis Sembrancher festgestellt werden, so dass seine horizontale Erstreckung auf über 20 km anwächst. Im italienischen Val Ferret zieht er entgegen den Vermutungen von RABOWSKI nicht so konstant weiter. M. B. CITA (1953) beschreibt aus dem Gebiet südlich des Pré di Bar-Gletschers keine weiteren Kristallinlamellen mehr. Sie erwähnt hier lediglich zwei tektonische Schuppen eines sedimentären Quarzites (Aufschlüsse über La Vachey) – der bis auf die fehlenden Feldspatkomponenten an den Lias des Catogne erinnert – und bezeichnet sie als eingeschupptes, basales Autochthon (p. 86 und 87). Eine sichere Kristallinlamelle (feinkörniger Granit, wie er in der Profilunterlage ansteht) erscheint nochmals im Profil von Peuterey, im Val Veni (P. ELTER, 1954, p. 9).

Wenn wir von den interessanten Vorkommen in der Störungszone der hinteren Combe des Fonds absehen, sind die Kristallinlamellen ausschliesslich auf die Mergelschieferserie, die über dem autochthonen Malm folgt und welche wir teilweise den Zementsteinschichten des Berrias zugeordnet haben, beschränkt (vgl. p. 422). Wir finden sie einfach oder verdoppelt; in der Combe des Fonds können bis drei Lamellenzüge beobachtet werden. Hier greifen sie auch noch auf Teile des «autochthonen» Malm über.

Obschon die Kristallinzüge über eine grosse Distanz verfolgt werden können, sind sie im einzelnen diskontinuierlich und durch intensive Boudinageerscheinungen zerrissen. Die Lamellen sind in Form, Lage und Mächtigkeit, ähnlich wie schon die Sedimentschuppen des Helvetikum, einem raschen, seitlichen und vertikalen Wechsel unterworfen. Trotz der mehr oder weniger konkordanten Einlagerung in die Sedimente sind sie nicht absolut horizontbeständig und erscheinen in allen Niveaus der Mergelschiefer. Die meistens nur etwa 0,5 bis 2 Meter mächtigen Schuppen können unvermittelt auf wenige Zentimeter Serizitschiefer ausgewalzt

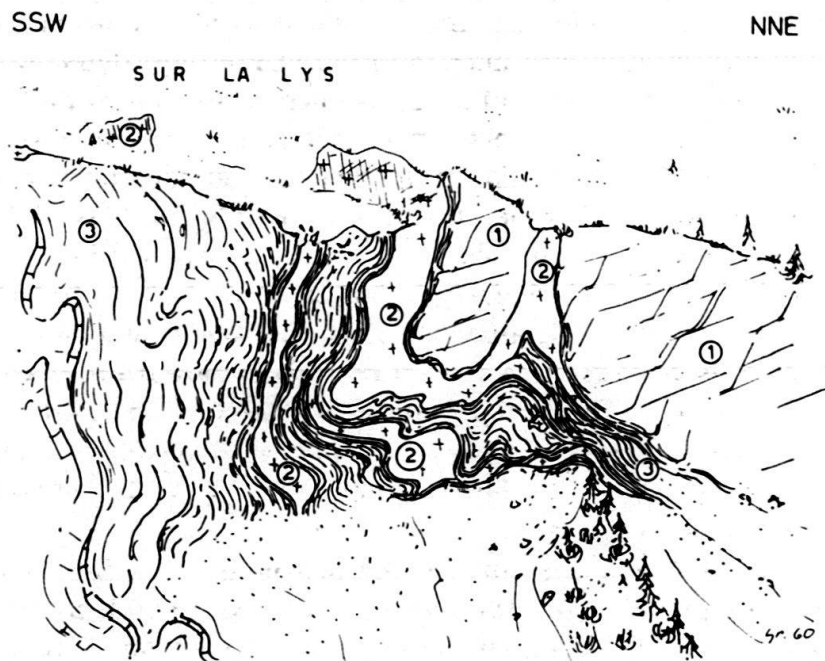


Fig. 16. Kristallinlamellen im Wandabbruch von Sur la Lys, SW l'A Neuve. (1) Malmkalk; (2) Quarzporphyrymylonite; (3) gestörte Mergelschiefer des basalen Helvetikum (Zone 1). Bei den «Faltungen» handelt es sich um Erosionsformen in den wandparallel streichenden Schichten.

werden oder vollständig verschwinden. Zwischen einfachen Mylonitisierungen und eigentlichem «Boudinage» sind alle Übergänge vorhanden. Die linsen- bis wurstförmige Gestalt der Kristallinkörper («boudins») ist das Resultat von Deformationen aus zwei Richtungen. Primär herrschen hier Streckungen in der b-Richtung vor, welche ein ost-westliches Ausdünnen und Zerreißen verursachen (s. Fig. 15). Das seitliche (nord-südliche) Auskeilen der Lamellen ist auf Deformationen in der a-Richtung zurückzuführen. Im weiteren können auch Einfaltungen der Sedimentunterlage und Abspaltungen von Teilschuppen beobachtet werden (Fig. 16). Extrem mächtige Kristallinanhäufungen (maximal bis 20 m), die als Härtlinge aus dem umgebenden, weichen Sedimentsubstrat hervorragen, finden sich hinter Pra Surni, über Issert und in der höheren Combe des Fonds.

Die Kristallinlamellen des Val Ferret bestehen in der Regel aus einem mehr oder weniger stark mylonitisierten Quarzporphyr von derselben Art wie derjenige der Injektionszone des Massivs. Schon RABOWSKI beschrieb solche aus mehr aplitischem Kristallin oder aus kristallinen Schiefern.

Die oben erwähnten mächtigen Lamellenkörper sind im zentralen Teil häufig nur wenig verschiefert und zeitweise von mitgerissenem Sedimentmaterial begleitet: Die Lamelle von Pra Surni führt im Dach bis zu 0,5 cm grosse Dolomitfetzen (Trias?), gewisse Vorkommen in der Combe des Fonds enthalten Aalenian-Tonschiefer, Doggerspatkalk und fraglichen Triasdolomit. Reine Sedimentschuppen, deren kristalline Unterlage zurückgeblieben ist, kommen ebenfalls vor (z. B. zwischen dem 3. und 4. Torrent der Combe des Fonds, Koord.: 572000/85060/2160). Eine mächtige Liasschuppe (Kalksandstein und Quarzit), vergleichbar mit den oben erwähnten Quarzitlamellen des italienischen Val Ferret, steht über Sous la Lé im oberen Teil des Malmkalkes an (Koord.: 576420/100250/1355).

Die Lagerungskriterien, die grosse laterale Konstanz und die Niveaubeständigkeit weisen eher auf eine tektonische Abkunft der Kristallinlamellen im Sinne von RABOWSKI hin. Ein intrusiver, magmatischer Ursprung (Quarzporphyrlagergänge) wird vor allem durch die lokal mitgerissenen Sedimente widerlegt. Letztere schliessen auch die von LUGEON (1947) neu vertretene Ansicht, dass es sich bei einem Teil der in der Morcles-Decke auftretenden Mylonite primär um einsedimentierte Kristallinschollen handle, für unsere Bildungen aus. Für eine tektonische Natur spricht weiterhin, dass dort, wo wegen struktureller Komplikationen die tektonische Beanspruchung nachgewiesenermassen am stärksten war (hintere Combe des Fonds), die Lamellen in vermehrter Masse auftreten.

Schon TRÜMPY wies in OULIANOFF & TRÜMPY (1958) darauf hin, dass diese nach ihrem Habitus typischen kristallinen Schubspäne nicht immer an tektonischen Hauptüberschiebungsbahnen liegen. Die scheinbar ungestörte stratigraphische Abfolge, in der sie zeitweise ruhen, lässt oftmals eine extrem tektonische Betrachtungsweise wieder in Zweifel ziehen.

RABOWSKI setzte die im Dach unseres Autochthons, d. h. im Hangenden der Morcles-Decke eingespiessten Kristallinlinsen, dem Kristallinkeil des Jeiziberges (über Niedergampel im SE Aarmassiv) gleich. Jener trennt die Doldenhorn-Decke (= Morcles-Decke) von der höheren Einheit der Gellihorn-Decke und befindet sich demzufolge in analoger tektonischer Stellung (SCHENKER, 1946; BAER, 1959; TRÜMPY, 1961). Unsere Lamellen sind möglicherweise extrem laminierte Reste

eines ähnlichen Keiles. Die darüber liegende Mergelschiefer-Kalkserie (Zone 1) könnte als abgescherter Rest (Malm, evtl. Unterkreide) einer in der Tiefe zurückgebliebenen, der Gellihorn-Decke (= Diablerets-Decke) entsprechenden Einheit, betrachtet werden. Der folgende Hauptteil der helvetischen Wurzelzone würde in diesem Fall ausschliesslich Elementen der Wildhorn-Decke entsprechen; eine Vermutung, die sich schon bei der vorausgehenden Besprechung der helvetischen Deckenwurzeln abgezeichnet hat.

## JUNGE HYDROTHERMALE BILDUNGEN

Hydrothermale Lagerstätten von Bleiglanz, Pyrit, Fluorit usw. sind aus dem nordöstlichen Mont Blanc-Massiv schon längstens bekannt (Mont Chemin, Les Trappistes, Catogne, l'Amône etc.) und auch beschrieben worden (GERLACH, 1883; HELBLING, 1902; SCHMIDT, 1920; LADAME, 1930, 1935 und andere).

Die Vorkommen liegen mit Ausnahme desjenigen von Amône alle in der äusseren Injektionszone des Massivs, was vor allem die Ableitung ihres Alters erschwert.

Bei unseren Aufnahmen zeigte es sich, dass auch in den autochthonen Sedimenten Zeugnisse solcher hydrothormaler Tätigkeit allgemein verbreitet sind. Die Quarz-, dann aber auch Fluorit- und Erzinfiltrationen finden sich vor allem in den Trias- und Liasbildungen des Catogne sowie im Dogger des Val Ferret (s. Fig. 3 und 6). Auf die einzelnen Vorkommen wird im Regionalteil der Arbeit hingewiesen.

Neben einfachen Imprägnationen, die in den basalen Arkosen verbreitet sind, können auch eigentliche Adern (1 bis 2 m mächtig) beobachtet werden. Wo letztere die Sedimentstrukturen steilgangartig durchschlagen, ist es stellenweise möglich, sie bis in den kristallinen Untergrund zurückzuverfolgen (Bonhomme, Koord.: 575270/99430/2270; Belvédère, Koord.: 575520/97720/1740). Die lokalen Häufungen dieser Bildungen (z. B. am nördlichen Catogne, im Gebiet des Bonhomme, am Belvédère oder bei der Amône) lassen gemeinsame Zufuhrkanäle vermuten. Der Erzanfall – man erkennt darunter Pyrit, Bleiglanz, Hämatit, Magnetit, Fahlerz und Kupferkies – blieb in diesen externsten Infiltrationszonen gering; es wurde fast nur noch Gangmaterial (Quarz, Fluorit, Baryt) abgeschieden. Eine Ausnahme bildet die Lagerstätte der Amône, wo die Erzkonzentrationen (vorwiegend Pyrit) ein «abbauwürdiges» Mass erreichten (s. SCHMIDT, 1920).

Hier und am Belvédère war die hydrothermale Tätigkeit besonders intensiv. Am Grat des Belvédère erreichen die Verquarzungen ein solches Mass, dass gewisse Partien des detritischen Lias zu eigentlichen sauren Quarzporphyren regeneriert wurden. Besonders die zwei hier lokal auftretenden Arkoselagen, an der Basis und im oberen Teil des Liasquarzites, wurden von den hydrothermalen Lösungen bevorzugt als Zirkulationsbahn benützt (s. Profil 6). In einem früheren Stadium der Untersuchungen hatten wir auf eine intrusive Herkunft dieser «Quarzporphyrsills» geschlossen, um so mehr auch OULIANOFF (1930) dieselben Gesteine als Kristallin bezeichnete. Es fanden sich aber einige wenige Hinweise auf den primär sedimentären Ursprung der Bildungen, namentlich sedimentär-brekziöse Strukturen, so dass diese Annahme fallen gelassen werden musste.