

Tektonik

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **43 (1950)**

Heft 1

PDF erstellt am: **17.05.2024**

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.

Gliederung des alpinen Sedimentationsraumes in Teilgeosynklinalen und Geantiklinalen bemerkbar macht. Die geosynklinale Fazies ist nicht so sehr durch eine grössere Tiefe als durch die Nachbarschaft von geantiklinalen Gebieten (Zufuhr) geprägt. Jurassische Sedimente fehlen im beschriebenen Gebiet an der Mischabelstirn fast ganz; sie zeigten sehr wahrscheinlich geantiklinalen Charakter. Die Triasbildungen der Mischabelstirn können nicht als Geantiklinalfazies gedeutet werden. In der mittleren Stirnzone wurde die flache untertriasische Senke zum Flachmeer der mittleren Trias. In der basalen Stirnzone folgt über der z. T. flachen Schwellenzone (vgl. Fig. 6) der Untertrias das Becken des Pontiskalkes. Einzig die Dolomite von Beauregard könnten eine Art Geantiklinalfazies (Brekzien) darstellen. Doch brachte erst der Lias eine deutliche Gliederung.

Die Bündnerschiefer der Zone von Visp–Turtmann stammen aus dem Synklinalraum nördlich des Mittelpenninikums. Ihre Fazies ist bedingt durch ein allgemeines Akzentuieren des Reliefs des alpinen Sedimentationsraumes.

C. Tektonik

I. TEKTONISCHE ÜBERSICHT (vgl. Tafel II)

Im Gebiet der axialen Kulmination stossen die penninischen Decken konform an ihr zentralmassivisches Vorland (Südrand des Gotthard- oder des Mont Blanc-Massives). Im Sektor der grossen Walliserdepression (Rawilsenke) drängt die mittelpenninische Mischabeldecke mit dem vorgelagerten tiefpenninischen Bündnerschiefersaum in weitem Bogen nach Norden vor. Östlich Brig wird das abtauchende Gotthardmassiv vom Penninikum schief überfahren. Dasselbe trifft auch zu für den südlichen Hauptteil des Aarmassives im Abschnitt Brig–Susten. Mit einer im Kartenbild hervortretenden Diskordanz im Streichen von bis über 40° stösst der penninische Bogen an das Aarmassiv und überschneidet dieses. Auf jeder geologischen Übersichtskarte (Lit. 171, 175) zeigt sich das deutlich in den verschiedenen Streichrichtungen der synklinalen, mesozoischen Sedimentkeile, die den beiden Kristallinmassen eingelagert sind. Die Diskordanz der Faltenstreichrichtungen ist in Wirklichkeit etwas kleiner als die Diskordanz der Schichtstreichrichtungen, da in der Stirnzone das Abschwenken des penninischen Schichtstreichens (von E nach W gehend) in die SE–NW-Richtung z. T. bedingt ist durch das Achsengefälle nach Westen (Simplon).

Im Abschnitt Siders–Sitten stösst die penninische Zone an die zur Scheitelzone aufsteigenden helvetischen und südhelvetischen Decken. Die Längsachse dieses Scheitels der helvetischen Decken und ihrer Unterlage streicht nach Westen in das Aiguilles Rouges-Massiv, nach Osten in den Südrand des Gasternmassives. Die penninischen Decken stossen genau an den (verbunden gedachten) Südrand der beiden nördlichen Teilmassive.

Wir haben also zusammenfassend folgendes Bild. Die nördlichen Partien oder Teilmassive des Aar- und des Mont Blanc-Massives wurden nördlich des Abschnittes Siders–Sitten ziemlich sicher höher emporgehoben als die südlichen Teilmassive (Hauptmasse). Dies macht sich selbst noch im Sektor der Rawilsenke bemerkbar, wo die penninischen Decken, welche die südlichen Teilmassive an beiden Bogenflanken schief überschneiden, am Südrand der nördlichen Teilmassive aufgehalten wurden, welche hier allerdings vom ganzen helvetischen Deckenpaket überlagert sind. Nur ein Teil der mittel- und oberpenninischen Sedimente wurde noch weiter nach Norden verfrachtet und liegt heute in der Niesendecke vor.

Die Mischabeldecke, wie sie erstmals von R. STAUB (Lit. 122, 126, 131) definiert und beschrieben worden ist, stellt ein komplexes, von tiefen, muldenartigen Sedimentkeilen stark zergliedertes Gebilde dar. Im Westen erkennen wir auf dem nördlichen Rücken die tiefgreifende Sedimentzone von Lourtier-Liddes. Im Osten, weiter südlich, die eng gedoppelte Saasermulde (Grundberg und Triftgrätli). In fast demselben Längsschnitt dringt auch von der Unterfläche her (Antronamulde) eine Schar von fächerförmig nach oben sich trennenden Sedimentkeilen in das Mischabelkristallin ein (Loranco-, Furgg-, Zwischbergen- und Laquinmulde). In diesem Gebiet, zwischen dem Kristallin der Monte Rosa- und der Mischabelgruppe, liegt wohl die grösste „Schwächezone“ der Mischabeldecke.

Ebenso bedeutend, aber in ganz anderer Lage finden wir an der Stirne der Mischabeldecke eine starke Zerschlitung des Kristallinkörpers durch Sedimentkeile (vgl. Fig. 7). Die am tiefsten greifende Mulde wird gebildet durch den Quarzitzug von St. Niklaus. Von St. Niklaus gegen NW und W finden wir seine Fortsetzung über Zeneggen, Ergisch, Unter Ems bis in den Illgraben, wo er entweder auskeilt oder sich nicht mehr weiter abtrennen lässt von den basalen Quarziten der mittleren Stirnzone. Im liegenden Pontiskalk setzt sich gegen Westen eine Leitlinie dieser Synklinalzone fort, die sich sehr weit verfolgen lässt. Gegen Osten findet man die Fortsetzung des Quarzitzuges im Saastal (Ahorn) und im oberen Nanzertal. Wir müssen annehmen, dass sich dieser Sedimentkeil fortsetzt, sei es auch nur als intrakristalline Bewegungsfläche, die jedoch gegen SE bis an die Basis der Mischabeldecke gehen kann. R. STAUB vergleicht diese Zone mit der Splügenermulde Bündens und parallelisiert folglich die höhere Mischabeldecke (Monte Rosa-Decke und Bernharddecke p. p.) mit der Surettadecke und die tiefere Mischabeldecke (Staldenerlappen, Karbonzone) mit der Tambodecke.

Der Quarzitzug des Illhorns (oberste Quarzite des Vissoielappens, Fig. 7) stellt einen tektonisch höher liegenden Synklinalkeil dar. Seine Ausdehnung wurde anfänglich unterschätzt. Bekannt ist diese Mulde vom Mt. Nouoble zwischen Val de Réchy und Val d'Hérens an gegen Osten: Mt. Nouoble, Crêt du Midi, Vissoie, Illhorn, Emshorn, Ergischhorn, Ginalstal. Weiter gegen Osten lässt sich die sedimentäre Muldenfüllung nicht mehr finden. Wir stehen hier jedoch auf der Grenze zwischen zwei im grossen deutlich unterscheidbaren Kristallinkomplexen. Die liegenden Casannaschiefer führen die Hauptmasse der Randagneise, die hangenden sehr viel Para- und etwas Orthoamphibolite (vgl. Profile 2–10 auf Tafel III).

Die Aufgliederung durch den Illhornquarzit erinnert entfernt an die Gliederung, wie sie WEGMANN (Lit. 157, 158) vorgenommen hat. WEGMANN unterscheidet eine höhere Masse von „älteren“ Casannaschiefern, die auf einer tieferen Masse von „jüngeren“ Casannaschiefern aufliegt. Die Trennungslinie der beiden Hauptlappen verläuft jedoch um einiges höher (südlicher) als die Trennungslinie, welche durch den Illhornquarzit markiert ist. Diese Unstimmigkeit wird vielleicht behoben, wenn wir uns die höhere, „ältere“ Casannaschiefermasse als Falte vorstellen, die einen „kristallinen Verkehrtshenkel“ in Form von phyllitischen Serien und Glimmerschiefern besitzt.

Die beiden hier nur kurz skizzierten, tiefgreifenden Muldenzüge des Illhorns und von St. Niklaus rechtfertigen eine erste Aufgliederung der gesamten Stirnzone in eine basale, mittlere und obere Stirnzone (vgl. Fig. 7).

Die basale Stirnzone umfasst im Westen sämtliche Karbonzüge der Karbonzone und das Kristallin von Niouc, im Osten deren tektonische Äquivalente im Liegenden des Quarzites von St. Niklaus. Darüber wurde, bis zum Quarzitzug des Illhorn, die mittlere Stirnzone abgetrennt. Im Gebiet des Illgrabens und des

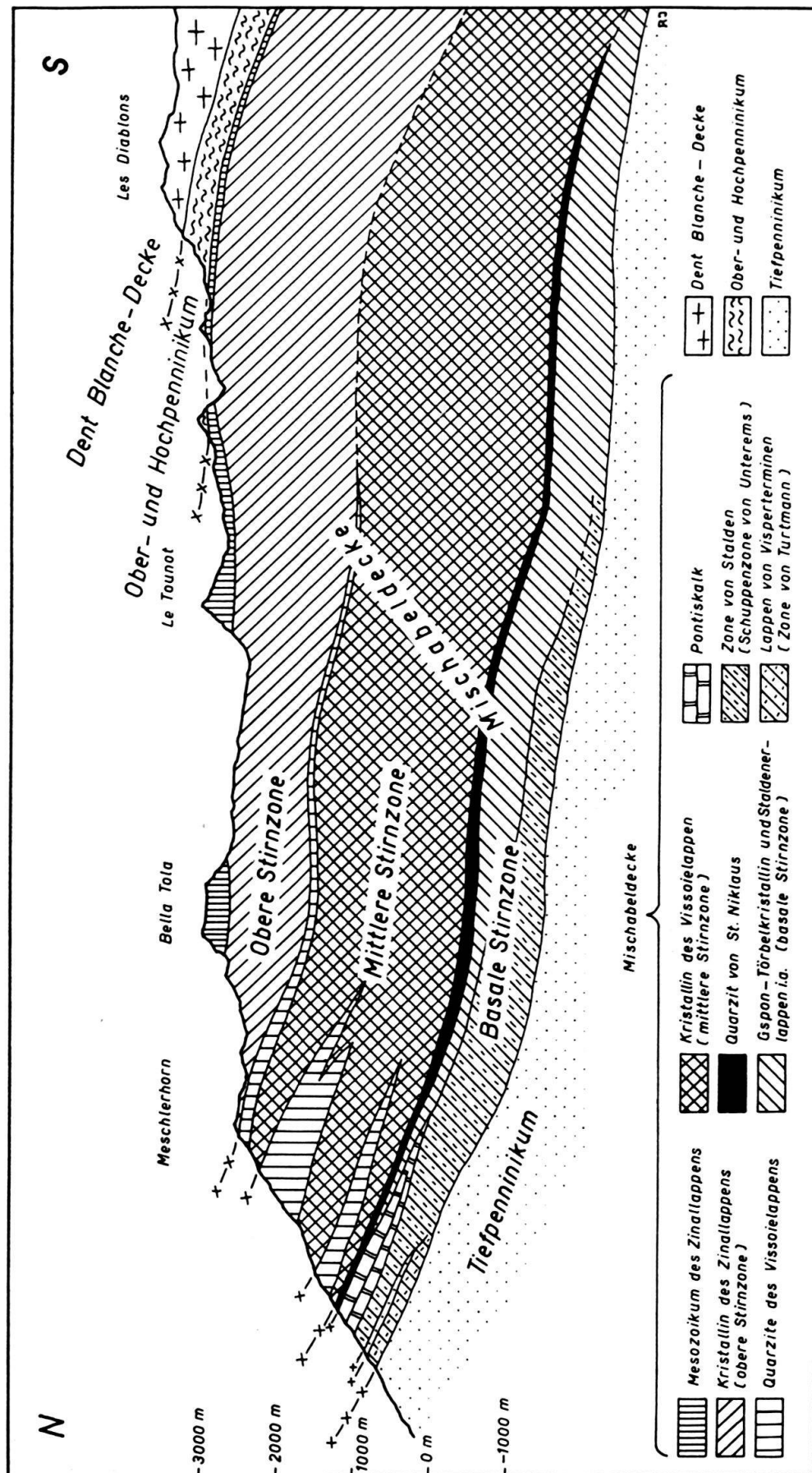


Fig. 7. Tektonisches Profil durch die nördliche Mischabeldecke, 1:100000.

unteren Val d'Anniviers wird diese Zone überwiegend aus triasischen Sedimenten aufgebaut. Eine Dreiteilung war dort gut durchzuführen. Gegen Westen und gegen Osten stehen wir nach relativ kurzen Übergängen in einer schwer gliederbaren Masse von Casannaschiefern (vgl. Tafel II). Die Liegendgrenze der oberen Stirnzone ist gegeben durch die Hangendgrenze des Illhornquarzituges. Die Südbegrenzung der oberen Stirnzone kann nicht ohne weiteres festgelegt werden; es ist dies z. T. eine reine Definitionssache. In der vorliegenden Arbeit werden die Quarzite der Bella Tola noch zur Stirnzone gezählt. Mit gleichem Recht kann man jedoch dieses Gebiet bereits als nördlichen Rücken der Mischabeldecke bezeichnen.

In dieser Übersicht mögen auch einige Bemerkungen über den „Baustil“ am Platze sein. Vom alten, alles beherrschenden Bild der „liegenden Falte“ ist nicht mehr viel übrig geblieben. Die Mischabeldecke zeigt an ihrer Stirne eine erstaunliche Starrheit im grossen wie auch im kleinen. Steife, normal liegende Serien wurden ineinander verschuppt und übereinander aufgetürmt. Verkehrtserien bilden auch in der Stirnzone die Ausnahme.

Die diesbezüglichen, von R. STAUB seit 1937 geäusserten Ansichten finden somit eine weitgehende Bestätigung durch die nunmehr durchgeführten Spezialuntersuchungen (Lit. 126, 131, 133).

II. DIE OBERE STIRNZONE DER MISCHABELDECKE

Im Querprofil Monte Rosa–Weisshorn–Bella Tola scheint der im Gebiet der Mischabelrückfalte mehrere Kilometer mächtige, kristalline Kern der Mischabeldecke zwischen Bella Tola und Illhorn stark reduziert nach Norden in die Luft auszusteichen. Dem ist jedoch nicht ganz so. Nur eine höhere Partie des Kristallinkerns (der Zinallappen, vgl. Fig. 7) kommt über die Illhornquarzite zu liegen und steigt dort — allerdings nach Norden etwas ausdünnend — an. Die tieferen Kristallinmassen (mittlere Stirnzone, gleich Vissoielappen) bleiben im Querschnitt des Val d'Anniviers mehrfach mit Trias verkeilt zurück und stossen erst in der östlichen und westlichen Fortsetzung weiter nach Norden vor. Das Kristallin der oberen Stirnzone ist auf dem tieferen Kristallin nach Norden vorgerückt, und zwar in Form einer nach Norden überkippten Antiklinale, die durch einen phyllitischen und evtl. quarzitischen Verkehrtsschenkel angedeutet ist.

Im Raume zwischen Ginalstal und Vispertal, wo die Grenze nicht mehr durch den Illhornquarzit markiert ist, ziehen wir sie mit Vorteil an der Basis des tiefsten Amphibolituges des oberen Stirnkristallins weiter. Wir gelangen so längs dieser Grenze, deren Verlauf vorläufig leider noch nicht sicher nachgewiesen werden kann, im Gebiet des mittleren Mattertales genau in das Dach der Augengneismasse von Randa. Diese Augengneismasse verfigert sich gegen Norden und Osten (im Kartenbild auf Blatt Sion 1:200000 (Lit. 171) gut sichtbar) mit den Casannaschiefern der mittleren Stirnzone. Ein einziger Augengneiszug kommt gegen Westen durch ein zum mesozoischen Muldenstreichen schwach diskordantes Ansteigen über den Illhornquarzit zu liegen (Ergischhorn, Bortershorn; vgl. Profil 8 auf Tafel III). Dieser Umstand deutet an, dass die Struktur des Augengneiskörpers, die wir zum kleineren Teil als intrusiv betrachten, z. T. schon durch eine präalpine Tektonik bedingt war.

Interessant ist der Verlauf der Unterfläche der oberen Stirnzone im Gebiet von Vissoie (Kristallin auf Quarzit), wo es sich zeigt, dass die flache Aufwölbung des Pas du Boeuf noch an der Navisence ein lokales, schwaches Nordfallen hervorruft. Der Quarzit der mittleren Stirnzone verschwindet, wenn auch ständig unter

Schutt, südlich Vissoie. Bestärkt wird diese Ansicht durch einige Quarzitaufschlüsse am Waldrand oberhalb Mayoux (0,5 km SW Vissoie), ferner durch das Profil des Navisencestollens der Aluminium Industrie S.A. in Chippis.

Verschuppungen zwischen dem Kristallin und den liegenden Quarziten dürften häufiger sein als dies beobachtet wurde (Colliau), da diese Grenzzone durch Schuttbedeckung meistens der Beobachtung entzogen ist. Die Kristallinschuppe des Trittji, nördlich der Illseestauwand, deutet man einfacher nicht als basale Verschuppung des höheren Kristallins, sondern als interne Verschuppung des Illhornquarzituges (Profile 8 und 9 auf Tafel III), wobei aus der Tiefe eine Lamelle vom Kristallin der mittleren Stirnzone (Kristallin der Mittleren Illalp) mitgeschürft wurde.

Das Kristallin und die Quarzite zeigen im Querschnitt des Val d'Anniviers ein schwaches Achsengefälle gegen Osten.

III. DIE MITTLERE STIRNZONE DER MISCHABELDECKE

Die mittlere Stirnzone ist die Nordfront des „Kernstückes“ der Mischabeldecke. Ihr Herz — um mit ARGAND (Lit. 12) zu reden — sind die Augengneise von Randa im mittleren Mattertal. Doch, ähnlich wie zu beiden Seiten des Turtmanntales die höchsten Augengneiszüge über den Illhornquarzit zu liegen kommen, finden wir östlich des Saastales — am Grenzgrat gegen das Nanzertal — auch Augengneislagen unter dem Quarzit von St. Niklaus, d. h. im Staldenerlappen. Dies spricht wiederum für die bereits erwogene Möglichkeit, dass die alpinen Strukturen die präalpinen Strukturen des Augengneiskörpers schwach diskordant durchschnitten. Die alpinen Bewegungsflächen im Kristallin der nördlichen Mischabeldecke würden folglich zwischen dem Turtmanntal und dem Nanzertal steiler nach Osten ansteigen als alte Bewegungsflächen, längs denen anscheinend z. g. T. die heutige komplizierte Struktur des Augengneiskörpers geschaffen wurde.

Inwiefern die Augengneislagen im Abschnitt Visp–Turtmann evtl. doch die „Antiklinalkerne“ der drei Kristallinlamellen bilden, welche die mittlere Stirnzone im Querschnitt des Val d'Anniviers aufgliedern, ist schwierig zu entscheiden, weil das Gebiet zwischen den antiklinalen, nach Westen abtauchenden Augengneisbändern und den synklinalen, nach Osten ausstechenden Quarzitkeilen nicht gut aufgeschlossen ist¹⁾. ARGAND (Lit. 12) deutete diese seitlichen Übergänge von Quarzit in Kristallin als Abtauchen (Zurückweichen nach Süden) der antiklinal eingelagerten Quarzite, die im Val d'Anniviers als wichtigster Bestandteil des aufgewölbten, verdickten Verkehrtchenkels der Mischabeldecke auftreten sollten. Die Sedimentserien der mittleren Stirnzone würden also verkehrt liegen, was nicht bestätigt werden kann. Ferner sollten wir im Südosten dieser Zone (Vispertäler) die aufstossenden Sedimente des Verkehrtchenkels wieder antreffen. (Vielleicht hat ARGAND diesbezüglich an das „Fenster“ von St. Niklaus gedacht?) An Stelle dieser Sedimente finden wir jedoch die Augengneise von Randa. So wenig wie diese ist ihr umhüllendes, nördlich vorgelagertes Parakristallin von oben eingewickelt. Die Quarzite der mittleren Stirnzone zwischen Turtmanntal und Val d'Anniviers sind die sedimentären, verschuppten Synklinalreste, über denen jeweils das Kristallin (wiederum mit einer Quarzitbedeckung) längs einer ziemlich tiefgreifenden Bewegungsfläche nach Norden vorstösst. So finden wir östlich des Illgrabens drei mächtige Kristallinpakete, die noch etwas Quarzit tragen (vgl.

¹⁾ Es handelt sich hier um die schwer zugänglichen Wälder zwischen Oberems und Asp ferner um den Bergsturz südlich Agarn.

Tafel II und Fig. 7). Zum Val d'Anniviers besteht kein prinzipieller Unterschied, indem wir dort drei mächtige Quarzitpakete finden, die ihre kristalline Basis z. T. noch in einzelnen Lamellen besitzen. Der relativ rasche „Übergang“ im Osten zwischen Quarzit und Kristallin wird folgendermassen gedeutet: 1. Die Untertrias war evtl. im Osten schon primär weniger mächtig. 2. Die Achsen der Sedimentmulden streichen gegen Osten aus dem Talhang heraus. Das Kartenbild ist in erster Linie geprägt durch die geometrische Anordnung des Schnittes zwischen Talhang und Quarzitkeil.

Die Dreigliederung der mittleren Stirnzone ist östlich des Turtmanntales bis jetzt nicht durchführbar, da dort die Markierung durch Mesozoikum fehlt. Erst westlich des Meretschibaches ist die Situation eindeutig. Der Illhornquarzit, den wir vom Ginalstal bis zum Mont Nouoble verfolgen können, ist z. g. T. der leicht verschuppte Überrest des Sedimentanteiles der oberen Schuppe der mittleren Stirnzone (Kristallin der Mittleren Illalp + Quarzit des Illhornes). Die starke Zunahme der Mächtigkeit des Quarzites im Gebiete des Illhornes selbst zeigt sich von Osten nach Westen und von Süden nach Norden. Sie ist bedingt durch das schwach diskordante Einsetzen von Quarzitschichten oberhalb einer intraquarzitischen Bewegungsfläche, die nördlich der Illseestauwand durch einige Meter Kristallin (Kristallin vom Trittji) markiert ist (vgl. Profil 9 auf Tafel III).

Die Liegendgrenze des Kristallins der Mittleren Illalp ist identisch mit der Hangendgrenze der nächst tieferen (mittleren) Schuppe der mittleren Stirnzone. Das Kristallin der Mittleren Illalp war im Illgraben schon ARGAND und HERMANN bekannt. Seine Fortsetzung finden wir in einer Kristallinlamelle nördlich Vissoie, welche im Navisencestollen der Fabrik von Chippis durchfahren wurde. In der östlichen Basis des Crêt du Midi löst sich der Illhornquarzit wiederum vom Quarzit der mittleren Schuppe; seine kristalline Basis wird nach Westen rasch mächtiger. Der Quarzit nördlich des Mont Nouoble (zwischen Val de Réchy und Val d'Hérens) ist isoliert; er kann jedoch zwangslos mit dem Illhornquarzit in Verbindung gesetzt werden.

Die mittlere Schuppe mit dem Kristallin von Fang und dem Quarzit des Meschlertotz lässt sich ausscheiden vom Meretschibach bis auf die Ostseite des Val de Réchy (Tafel II). Der Quarzitanteil der Schuppe wird in der Gegend des Meschlertotz sehr rasch mächtig auf Kosten der Kristallinbasis. Das Kristallin durchzieht als breites Band den unteren Nordhang des Illhornes (Illgraben), erreicht jedoch den Grat zwischen Illhorn und Plan de Madeleine nicht und zeigt sich erst wieder bei Fang zu beiden Seiten der Navisence. Bei HERMANN (Lit. 174) erscheint dieses Kristallin mächtiger; er hat noch konglomeratische, feldspatführende Quarzite zum Kristallin geschlagen. Auf der Westseite des Val d'Anniviers zeigt sich südlich Les Giètes noch ein unsicheres Kristallinvorkommen. Ferner längs der grossen Bisse in den dicht bewaldeten West- und Nordabhängen des Crêt du Midi (1,5 km N La Brinta). In diesem, durch Bergsturz und Gehängeschutt stark überdeckten Gebiet, müssen wir evtl. das Kristallin mächtiger annehmen, als es auf der tektonischen Skizze (Taf. II) dargestellt ist.

Der Quarzitanteil dieser mittleren Schuppe (Quarzitzug des Meschlertotz) der mittleren Stirnzone ist sehr stark in sich verschuppt. Sichtbar werden die Verschuppungen durch Lagen von karbonatischer Trias, in erster Linie durch den Dolomitzug von Chandolin. Dieses Dolomit-Rauhwascheband zieht von Les Giètes bis unter das Meschlerhorn. Der Dolomitzug von Chandolin ist jedoch wieder selbst verschuppt (Repetitionen von Quarzitlagen). In seinen hangenden Quarziten tritt ein weiteres Dolomitband auf, das sich von der Mittleren Illalp bis gegen

Chandolin verfolgen lässt. Im Grat zwischen Illhorn und Plan de Madeleine sind in der unteren Partie des Meschlertotzquarzituges drei kleinere Dolomitsynklinalkeile erhalten geblieben. Die Keile zeigen deutlich synklinale Umbiegungen (gegen Süden geschlossen); das will jedoch nicht heissen, dass der Quarzit mitgefaltet wurde (Profil 9 auf Tafel III). Rein mechanisch kann man sich die Entstehung solcher Strukturen auch bei mehr oder weniger paralleler Verschuppung des Quarzites gut vorstellen.

Die untere Schuppe der mittleren Stirnzone wird gebildet durch den Quarzitug von Sex Rion mit einer nur im Osten vorhandenen, wenig mächtigen Kristallinbasis, dem Kristallin von Unter Meschler (vgl. Tafel II). Dieses Kristallin ist im unteren Illgraben nur noch wenige Meter mächtig, bildet aber trotzdem die deutliche Grenze gegen den Pontiskalk und den Quarzit von St. Niklaus, welche zur basalen Stirnzone gehören.

Ein noch ungelöstes Problem bildet die westliche Fortsetzung des Quarzituges von Sex Rion zwischen Val de Réchy und dem Val d'Hérens. Entsprechen jene Quarzite im Hangenden des Pontiskalkes nur dem Quarzit von Sex Rion oder dem des Meschlertotz oder gar dem von St. Niklaus? Am wahrscheinlichsten scheint es mir, dass sich nur die basalen Quarzite der mittleren Stirnzone (Sex Rion) so weit nach Westen fortsetzen. Dies würde heissen, dass wir im Val de Réchy und weiter westlich davon analoge, ja fast symmetrische tektonische Verhältnisse antreffen wie im Gebiet östlich des Illgraben.

Der Grad der Verschuppung der mittleren Stirnzone der Mischabeldecke ist stärker, als er durch die vorgenommene Dreiteilung zum Ausdruck kommt. Die einzelnen Quarzitüge sind wiederum in sich verschuppt, doch ist dies nur eindeutig erkennbar, wenn die Bewegungsfläche durch Kristallin oder karbonatische Trias markiert ist. Die tektonisierten Quarzithorizonte, welche verfolgt wurden (vgl. p. 56), sind selten eindeutig miteinander zu verbinden oder voneinander abzutrennen, bieten aber doch eine gewisse Hilfe bei der Entzifferung des Baues der mittleren Stirnzone im Val d'Anniviers.

IV. DIE BASALE STIRNZONE UND DIE BÜNDNERSCHIEFERZONE VON VISP

Eine zusammenfassende Beschreibung dieser beiden tektonischen Elemente ist gerechtfertigt, weil einerseits die beiden Elemente ineinander verschuppt zu sein scheinen und andererseits im stratigraphischen Teil schon das wesentlichste über die tektonische Stellung der Bündnerschieferzone vorausgeschickt werden musste.

Im Osten lässt sich die basale Stirnzone (hier Staldenerlappen) aufgliedern in den Lappen von Visperterminen, die Zone von Stalden und das Gspon-Törbelkristallin, welches als normale Sedimentbedeckung den Quarzit von St. Niklaus trägt (vgl. Fig. 7). Karbonatische Trias in normalem Zusammenhang mit diesem Quarzit ist nur bekannt von St. Niklaus (Lit. 143). Das Gspon-Törbelkristallin keilt bei Zeneggen gegen Norden aus; nur der Sedimentanteil, d. h. die oberste Partie dieses tektonischen Elementes zieht weiter nach Norden und Westen. Der Quarzit von St. Niklaus lässt sich gegen Westen bis in das Gebiet südlich Agarn verfolgen, wo er sehr wahrscheinlich über den Pontiskalk zu liegen kommt (Tafel II). Die linsigen Züge karbonatischer Trias, die an der Basis des Quarzituges zwischen Zeneggen und Turtmann auftreten, gehören zur Zone von Stalden. Im Gebiet der Vispertäler ist die Zone von Stalden nur durch karbonische Sedimente vom hangenden Gspon-Törbelkristallin getrennt. Nördlich Zeneggen setzt einerseits ein dünner Triaszug ein, andererseits ist die kristalline Basis nur noch in

verschuppten Linsen von Phylliten und Glimmerschiefern vorhanden. Unmittelbar im Liegenden und im Hangenden des Quarzituges von St. Niklaus finden wir also von Zeneggen an gegen Norden tektonische Grenzen. Dieser Umstand ist gut verständlich, wenn wir die ganze basale Stirnzone zwischen Zeneggen und Turtmann einfach als grosse Schuppenzone zwischen der mittleren Stirnzone der Mischabeldecke und der tiefenninischen Bündnerschieferzone auffassen (vgl. Profile 2—7 auf Tafel III).

An der Basis der mittleren Stirnzone (d. h. im Hangenden des Quarzites von St. Niklaus) erscheinen oft feinkörnige Glimmerschiefer, psephitisches Kristallin und Phyllite; diese Gesteine wurden auch schon dem Karbon zugerechnet, so dass demnach hier die mittlere Stirnzone mit einem nur im Kristallin angedeuteten kleinen Verkehrtshenkel (analog der oberen Stirnzone) auf dem nördlichen, tieferen Element der basalen Stirnzone aufliegen würde. Bemerkenswert ist die Verschuppung im Dach des Quarzituges von St. Niklaus südlich von Zeneggen. Auf eine Strecke von über 8 km wurde durch das vorstossende Kristallin im Hangenden ein Quarzitpahn abgehoben und in die Basis der mittleren Stirnzone eingeschuppt.

Wie schon gesagt, gehören die Serien direkt unter dem Quarzit von St. Niklaus zwischen Zeneggen und Turtmann zu der mittleren Digitation des Staldenerlappens, zur Zone von Stalden. Gegen Westen ist diese Serie immer stärker verschuppt. Im Querschnitt des Turtmanntales wurde sie als Zone von Unterems bezeichnet (vgl. Tafeln II und III). Karbon, Trias und (z. T. Mischabel-) Bündnerschiefer bilden eine stark verschuppte Zone, deren einzelne Glieder im Streichen nicht eindeutig verfolgt werden können. Aus dieser Zone heraus lässt sich (von Osten nach Westen fortfahrend) etwa von Asp (Agarn) an der Pontiskalk ausscheiden. Dieser wird am Ostende des Illgrabens rasch mächtiger und erreicht seine maximale Mächtigkeit im Val d'Anniviers. Dort ist auch wiederum seine untertriasische und kristalline Basis, das Kristallin von Niouc, gut entwickelt (Profile 8—10 auf Tafel III).

ARGAND (Lit. 12) hat sich sehr eingehend mit der Struktur des Pontiskalkes befasst. Seine Deutung dieser Trias als antiklinal aufgewölbter Verkehrtshenkel der Bernharddecke (heutige Mischabeldecke p. p.) fusst zu einem grossen Teil auf Beobachtungen aus dem Val d'Anniviers. Es ist deshalb notwendig, dieses Gebiet etwas eingehender zu beschreiben. ARGAND nannte diese Triasgewölbe „faux anticlinaux“, weil die mittlere Trias von den untertriasischen Quarziten und schliesslich von den Casannaschiefern überlagert ist. „Falsch“ wären die Gewölbe darum, weil man im Kern die jüngsten Gesteine findet. Diese ganze Vorstellung fusst auf dem Bild der „plis couchés“, jenen plastischen Deckenfalten, die mit dem allseitig umhüllenden Sedimentmantel noch in primärem Verband stehen. Es mag interessant sein, in diesem Zusammenhang zu erwähnen, dass nach neueren Untersuchungen, besonders von R. STAUB, Verkehrtserien des Mittelschenkels auch im penninischen Deckengebirge die Ausnahme bilden, dass man sie meistens nur angedeutet in den Deckenstirnen findet.

Doch kehren wir vorerst zurück zu den Schluchten von Les Pontis. Das „Gewölbe von Ponti d'amont“ ist als solches nur eindeutig sichtbar auf der nördlichen Flanke der Runse, die vom Illhorn nach Westen über Ponti d'amont nach Les Barmes (1,5 km NNW Fang) abfällt. Diese felsige Nordflanke streicht als Ganzes genau E-W. Untersucht man das Gewölbe im ganzen Gebiet von Les Barmes, Soussillon und Fribouge, so erkennt man, dass die Gewölbeachse SE-NW bis SSE-NNW streicht, das heisst senkrecht zum allgemeinen Zonenstreichen liegt. Ponti d'amont liefert ein Längsprofil! Es handelt sich um ein steiles (bis überkipptes), flexurartig einsetzendes Achsengefälle (nicht Gewölbeachse, sondern

Achse des allgemeinen Falten- und Zonenstreichens) nach Westen. Östlich Soussillon herrscht schwach östliches Achsengefälle, westlich davon steil westliches. Auf der linken Talseite ist von dieser axialen Flexur nur noch wenig zu sehen. In den hangenden Quarziten merkt man von dieser Flexur wenig. Solche Verbiegungen und Falten verlangen einen starken seitlichen Druck in der Streichrichtung der Zonen, quer zum alpinen Hauptschub. Die mächtige Anhäufung karbonatischer Trias (maximal über 1,5 km) wäre also nicht (oder nicht nur) durch Zusammenschub von N-S-hintereinanderliegenden Einheiten, sondern auch noch durch seitliches E-W-Zusammenschieben, d. h. durch eigentliche Querschiebung, entstanden. Woher die Kräfte für diese E-W-Bewegungen stammen, ist unklar. Das Zonenstreichen im untern Val d'Anniviers bildet zu dem am unteren Meretschibach im Kartenbild einen Winkel von ca. 40° (vgl. Tafel II). Diese Veränderung wird nicht stetig, sondern knickartig im Gebiet des Durchbruches des Illgrabens in die Rhoneebene vollzogen. Dieser „Knick“ im Zonenstreichen ist bedingt durch das gegen Osten ziemlich bruske Auftauchen des Aarmassives. Dies ist vorläufig die einzige Erklärungsmöglichkeit für seitliche Stauchungen; doch dürfen wir nicht vergessen, dass wir uns am Aussenrand des penninischen Walliserbogens befinden.

Kehren wir ein letztes Mal in die Schluchten von Les Pontis zurück, so sehen wir, dass doch noch ein Gewölbe existiert, ähnlich dem, das ARGAND beschrieb. Besonders deutlich ist dies zu sehen auf der Westseite des Val d'Anniviers. Im Talquerschnitt der Schluchten von Les Pontis geht (von S nach N vorrückend) das allgemeine Südfallen auf kürzere Strecke über in ein schwaches Nordfallen. Diese Verbiegung ist in Pontis d'amont der axialen Flexur aufgeprägt, kann aber bei ARGANDS „tunnel de Les Veillards“ (Voualans) schön beobachtet werden. Dieser Tunnel ist jedoch nach Norden nicht geschlossen, die Schichten tauchen im nördlichen Abschnitt des Pontiskalkes nicht ab, sie streichen in die Luft aus.

Gegen Westen komplizieren sich die Verhältnisse im Liegenden des Pontiskalkes insofern, als der Dolomitzug von Beauregard schon vor dem Val de Réchy auskeilt (vgl. Tafel II) und schliesslich wenige Kilometer weiter westlich auch das Kristallin von Niouc ausdünnert, so dass der Pontiskalk mit seiner von Grône an wieder gut ausgebildeten Untertrias direkt auf die Karbonzone (hangender Karbonzug) zu liegen kommt. Wir müssen daher wohl annehmen, dass dem Synklinalzug von Beauregard und dem darüber antiklinal aufgeschobenen Kristallin von Niouc nur untergeordnete Bedeutung zukommt. Oder anders gesagt: der Pontiskalk bildet die südliche Fazies der basalen Stirnzone, die westlich Turtmann allgemein Karbonzone genannt wird. Aus diesem südlichen Raum stösst bei Chippis eine Kristallinscholle mit der Hauptmasse des Pontiskalkes um einen geringen Betrag auf die Karbonzone von Chippis vor. Der Dolomit von Beauregard ist also vielleicht nur eine nördliche Fazies des Pontiskalkbeckens und tektonisch ein basaler Splitter des Pontiskalkes.

Gegen Westen lässt sich der Pontiskalk — hier zusammen mit der Untertrias, die meistens „Rand-Trias“ („Trias bordier“) genannt wird — verfolgen bis in das Val de Bagnes. Von dort an, gegen Süden, grenzt das Karbon ohne trennende Trias an das Kristallin der Mischabeldecke. Damit soll jedoch auf keinen Fall angedeutet werden, dass evtl. das ganze Briançonnais in die basale Stirnzone der Mischabeldecke im Wallis hineinstreiche. Es seien deshalb diese Verhältnisse kurz skizziert.

Das Briançonnais legt sich (z. B. nördlich der Isère, Lit. 108) mit einer Karbonbasis auf den westlich vorgelagerten Embrunaisflysch; diesen Flysch durchstösst eine grosse, komplexe mesozoische Antiklinale mit einem mächtigen Kern von Triasquarziten. Gegen Norden und Nordosten (in Richtung des Zonenstreichens)

taucht die axiale Karbonzone des Briançonnais am Kleinen St. Bernhard unter einigen höheren Falten hinter dem Mont Blanc-Massiv unter und taucht am Col de Ferret wieder auf; hier aber übernimmt ein basalerer Faltenzug das Karbon. In ähnlicher Weise überschneiden evtl. zur Zeit der mittleren Trias die Isopen die nachmaligen tektonischen Linien, so dass im Wallis die mächtige Trias „in Briançonnaisfazies“ unter die Hauptmasse des Mischabelkristallins zu liegen kommt; demgegenüber lassen sich aber nach R. STAUB die tektonischen Leitlinien auf dem nördlichen Rücken der Mischabeldecke durchverfolgen (z. B. Briançonnaisfächer-Bagnesfächer).

Das Karbon von Chippis gehört zum „Hangenden Karbonzug“ (Lit. 29). Mit seiner normalen Sedimentbedeckung ist es am Talhang östlich Chippis etwas verschuppt. Quarzit- und Rauhwackelagen schwimmen in den obersten Karbonschiefern. Doch nur ein einziger — nicht ganz sicher triasischer — Quarzitkeil greift tiefer. Die karbonatische Trias (Dolomitzug von Beauregard) bildet eine fächerförmig ausgepresste Synklinale mit einem nicht genau abgrenzbaren, steil stehenden Südschenkel (vgl. Profil 9 auf Tafel III). 1,5 km östlich Chippis streicht das Karbon in das Rhonetal hinaus und wird vom Quartär überdeckt. Das Kristallin von Niouc streicht ausdünnend gegen Pfyn. Dass es — ähnlich wie im Westen — ganz verschwindet und der Pontiskalk auf ein tieferes Element zu liegen kommt, ist unwahrscheinlich. Es scheint eher, dass im Osten die Aufsplitterung der Mischabelbasis grösser ist als im Westen; dies wird bei dem hier stärkeren Vorschub Richtung Wildstrubelsenke verständlich. Wir vergleichen deshalb das Karbon von Chippis mit der Zone von Turtmann. Östlich Turtmann findet man im Quarzit, der normal zur Karbonzone gehört, Karbonschiefer eingeschuppt. Westlich Turtmann ist diese Verschuppung stärker, indem die ganze Trias und evtl. noch etwas Bündnerschiefer einbezogen werden (Profile 6–8 auf Tafel III).

Gegen Turtig zu beobachtet man, wie das im Westen nur schmale Bündnerschieferband, das die Zone von Turtmann von der Zone von Unter Ems trennt, rasch mächtiger wird. Die Zone von Turtmann streicht bei Turtig unter das Rhonetaltalquartär. Von Turtig bis Visp bauen die tiefpenninischen Bündnerschiefer die unteren, steilen Talhänge auf. Ein einziges Element lässt sich in diesen Bündnerschiefermassen evtl. mit der Zone von Turtmann parallelisieren: die Triasschuppe der Kalkfluh, welche die westliche Fortsetzung des Lappens von Visperterminen darstellt. Doch auch die Bündnerschiefer im Hangenden dieser Schuppe gehören — wie ihr Ophiolithgehalt zeigt — primär nicht an die Mischabelstirn; sie sind tiefpenninisch. Wir sehen hier also, dass sich die basale Stirnzone der Mischabeldecke mit ihrer tiefpenninischen Basis verschuppt. Dass die basalsten Digitationen der Mischabeldecke nicht einfach Schubsplitter aus ihrer Unterfläche sind, welche evtl. von den in der Tiefe vorrückenden Bündnerschiefern mit verschleppt worden wären, zeigt die ziemlich mächtige Trias (Kalkfluh), welche mit diesem Kristallin verbunden ist. Es handelt sich eher um die nördlichsten Teile der Mischabeldecke, welche überfahren, z. T. abgetrennt und laminiert wurden. Inwiefern sich das Kristallin aktiv in die liegenden Bündnerschiefer einbohrte und in welchem Masse die Bündnerschiefermassen eine aktive Rolle spielten, ist schwierig zu entscheiden. Einen Hinweis in dieser Richtung bietet vielleicht auch die Form des Lappens der Berisalgneise.

Von einer synklinalen Einlagerung des Kristallins der basalen Stirnzone („faux synclinaux“) konnte nichts beobachtet werden. Neben den vielen, schon erwähnten Beobachtungen, die für eine einfache Verschuppung von normal liegenden Serien sprechen, konnte bei Turtmann (östlich vom Dorf) eine eindeutig

antiklinale Struktur gefunden werden. Ähnlich lassen sich auch die Profile von BONNARD (Lit. 22) aus dem Gebiet zwischen Sierre und Sion interpretieren.

Résumé

Les schistes cristallins de la Nappe des Mischabel ont été divisés en: 1. gneiss œillés de Randa, 2. schistes de Casanna, 3. orthoamphibolites et prasinites et 4. schistes cristallins supérieurs. Le Carbonifère dans la zone basale du front de la Nappe des Mischabel n'a pas fourni de résultats nouveaux. Dans les quartzites, il a été distingué une série inférieure et une autre supérieure (évent. avec le Röt); toute la formation est attribuée au Trias inférieur. Au Trias moyen et supérieur, on a reconnu une cornieule inférieure (base de l'Anisien), l'Anisien, le Ladinien et une cornieule supérieure (évent. Carnien). Dans le Trias moyen, il existe trois faciès différents: soit Beauregard, Les Pontis et Chandolin (voir pl. I et fig. 6). Les recherches dans les schistes lustrés n'ont pas apporté de résultats nouveaux.

Concernant la tectonique, il est important de remarquer que presque toutes les séries sont en superposition normale comme on le voit dans la partie inférieure du Val d'Anniviers. Dans la partie frontale de la Nappe des Mischabel, la distinction en zones inférieure, moyenne et supérieure est motivée par les importants synclinaux de quartzite de St. Nicolas et de l'Illhorn. Les schistes lustrés sur lesquels repose la Nappe des Mischabel sont attribués au pennique inférieur.

Literaturverzeichnis

Abkürzungen: Ecl. = *Eclogae geologicae Helvetiae*,

Beitr. = *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz*.

1. ARBENZ, P.: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich, 64. Jahrg., 1919.
2. ARBENZ, R. E.: Geologische Untersuchungen zwischen dem Visper- und dem Turtmanntal. Diplomarbeit ETH., Zürich, 1943 (Manuskript).
3. ARGAND, E.: Sur la tectonique du massif de la Dent-Blanche. C. R. Acad. Sc., t. 142, Paris, 1906.
4. — L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 45, Lausanne, 1909.
5. — Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Mat. carte géol. Suisse, N. S. 31, 1911.
6. — Sur la tectonique de la grande zone permo-houillère des Alpes occidentales. Ecl., vol. 11, 1911.
7. — Sur la limite des deux séries cristallophylliennes compréhensives dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 47, 1911.
8. — Sur les plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 47, 1911.
9. — Phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 48, 1912.
10. — Encore sur les phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique. Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 48, 1912.
11. — Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl., vol. 14, 1916.
12. — La zone pennique. Geol. Führer der Schweiz, Fasc. III, 1934.
13. BEARTH, P.: Über den Zusammenhang von Monte Rosa- und Bernharddecke, Ecl., vol. 32, 1939.