

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 39 (1946)
Heft: 1

Artikel: Zur Frage der Existenz unterostalpiner (grisonider) Elemente im Westalpenbogen
Autor: Roesli, Franz
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-160778>

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: 17.01.2026

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

Zur Frage der Existenz unterostalpiner (grisonider) Elemente im Westalpenbogen.

(Eine Arbeitshypothese.)

Von **Franz Roesli**, Luzern.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
I. Einleitung	56
II. Problemstellung	56
III. Geschichtliches	58
IV. Der Hochpenninisch-Unterostalpine Faziesgürtel in Bünden	59
V. Vergleich mit den Westalpen	64
VI. Die Stellung der Bernharddecke im Wallis	68
1. Die Verhältnisse der Simplongegend	68
2. Die Frage der Saaserzüge	69
3. Die Zugehörigkeit der Bernharddecke	70
VII. Die Stellung des Briançonnais	72
1. Die Verhältnisse in der Gegend der Montagnes d'Escreins	72
2. Der Ostrand des Briançonnais	75
3. Vom Briançonnais ins Wallis	75
4. Stellung der Lamellen von Jausier	76
5. Beheimatung des Briançonnais	76
6. Einwicklungs- und Verscherungsvorgänge	77
7. Der Verlauf der Fazieszonen, Beziehungen zur penninischen Geosynklinale u. z. Vorland	77
VIII. Die tektonischen Grosselemente im hochpenninisch-unterostalpinen Bereich Bündens und des Wallis.	79
1. Die Zone Disgrazia-Val Malenco	80
2. Die Fortsetzung der Grossmulde Châtillon-Malenk gegen N.	81
a) Wallis.	81
b) Oberhalbstein	83
c) Bedeutung der hochpenninischen Verschuppungsphänomene des Oberhalbsteins	84
IX. Beziehungen der Ophiolithintrusion zu den Überschiebungsvorgängen	86
X. Die Stellung der Préalpes und der Klippen	91
1. Beziehungen des Briançonnais und der Préalpes zum Unterostalpin	91
2. Beziehungen der Klippen zum Unterostalpin	93
XI. Zusammenfassung	94
Literaturverzeichnis	95

I. Einleitung.

Die vorliegenden Ausführungen befassen sich zur Hauptsache mit jenen Elementen des Westalpenbogens, welche infolge ihrer Fremdartigkeit, einerseits gegenüber der normalen helvetischen Schichtreihe, anderseits aber auch gegenüber dem Penninikum, vielfach als „exotisch“ bezeichnet wurden. SUESS hat (Lit. 151) diese durch ihre charakteristische Ausbildungsweise gekennzeichneten Serien unter dem Begriff der „lepontinischen Fazies“ zusammengefasst. Er bezeichnet als deren Hauptverbreitungsgebiet das Briançonnais, die Préalpes, die Klippen und die unterostalpinen Serien¹⁾.

Hier handelt es sich nun vor allem um die immer noch recht problematischen räumlichen Beziehungen der betreffenden Sedimentationsräume zueinander, und zwar in erster Linie im Hinblick auf die auffallenden Analogien, auf die bereits von sehr zahlreichen Autoren hingewiesen wurde. Gleichzeitig sollen einige neue Gesichtspunkte in bezug auf die Frage der tektonischen Zugehörigkeit zur Diskussion gestellt werden, die vielleicht das Unterfangen rechtfertigen dürften, eine Lösung auf etwas veränderter Basis zu suchen.

Über den reichlich umstrittenen Fragenkomplex in bezug auf die Beheimatung der Préalpes sind speziell in den letzten ca. 20 Jahren verschiedene tiefschürfende und vielfach sehr weit ausholende Abhandlungen erschienen, welche deren Wurzelzone z. T. auf der Südseite, z. T. auf der Nordseite des penninischen Haupt-Geosynklinaltroges annehmen und zwar in beiden Fällen auf Grund schwerwiegender Argumente. Weder die eine Lösung noch die andere scheint allerdings in ihrer heutigen Fassung restlos zu befriedigen.

Angesichts einer derartigen Situation kann man sich fragen, ob die Einführung einer weitem Hypothese für die Diskussion nicht eher eine Belastung als eine Erleichterung darstellen würde. Aus diesem Grunde hatte ich mir ursprünglich vorgenommen, auf eine solche Möglichkeit erst einzutreten nach Abklärung der wichtigsten Punkte durch Kontrolle im Felde. Diesem Zwecke dienten verschiedene Begehungen, vor allem im Wallis, wovon die ersten 1942 und 1943 der Gegend von Saas-Fe, eine spätere 1944 dem Simplon galten. Im übrigen kam mir eine gewisse Kenntnis der unterostalpinen Gebiete Bündens und bestimmter Teile der zentralschweizerischen Klippenregion zustatten. Dazu kommen einige kurze Begehungen in den Préalpes. Der Rest beruht auf dem Studium der allerdings sehr umfangreichen Literatur.

Je mehr ich mich aber mit diesen Fragen beschäftigte, umsomehr musste ich einsehen, dass es, wenn überhaupt je, noch für längere Zeit nicht möglich sein würde, sämtliche ausschlaggebenden Punkte persönlich zu begehen und dementsprechend das Problem in allen seinen Konsequenzen überprüfen zu können. Immerhin liegen eine ganze Anzahl guter Gründe vor, die auf eine Lösung hindeuten, welche meines Erachtens durchaus im Bereich des Möglichen liegt, und es scheint mir daher nicht unberechtigt, diese als Arbeitshypothese vorzulegen, welche aber im weitem auf Grund der Befunde in den einzelnen Arbeitsgebieten noch zu beweisen oder zu widerlegen wäre.

II. Problemstellung.

Seit der Erkenntnis der Wurzellosigkeit der Klippen und Préalpes fragte man sich immer von neuem nach deren Herkunft und geriet dabei in das scheinbar unlösbare Dilemma, dass sich sowohl auf tektonischer, wie auf faziell vergleichender Grundlage eine Einwurzelung mit ebenso gutem Recht in den unterostalpinen Elementen wie anderseits auch in den nach ARGAND mittelpenninischen Serien des Briançonnais begründen liess. Die beiden Lösungsmöglichkeiten schienen sich gegenseitig absolut auszuschliessen. Trotzdem, oder vielleicht gerade deswegen,

¹⁾ Dazu wurden in der Folge von SUESS, im Gegensatz zur STEINMANN'schen Schule, auch Elemente des Penninikums hinzugerechnet, welche total verschiedene Faziestypen repräsentieren.

durfte man sich vielleicht doch fragen, ob nicht etwa bloss scheinbar eine Unvereinbarkeit vorliege. Würde eine Verschiebung der Fragestellung auf die als bereits bewiesen erachteten Prämissen zu einer Lösung führen? Mit andern Worten: Entsprechen die heute angenommenen tektonischen Beziehungen zwischen Unterostalpin und Briançonnais wirklich den geologischen Gegebenheiten? Von diesem Gesichtspunkte aus würde sich nun eine ebenso interessante wie im Grunde genommen relativ einfache Lösung ergeben.

Um das Problem selber in möglichst kurze Worte zu fassen, sei erwähnt, dass es sich dabei um den Versuch handelt, die Bernharddecke ARGAND's samt dem Karbonfächer und den dazugehörigen Sedimenten des Briançonnais als eingewickelten Stirnkopf des Dent-Blanche-Systems und damit nicht als mittelpenninisch sondern als mindestens hochpenninisch bis unterostalpin zu deuten. Damit würden Bernharddecke, Karbonfächer und Briançonnais zu wurzellosen, schwimmenden und lokal tief unter die Dent-Blanche-Decke eingewickelten Massen. Eine solche Lösung ist im Wallis sehr wohl denkbar und scheint mir, wenigstens nach dem Studium der Literatur, auch im Briançonnais nicht auf unüberbrückbare Gegensätze zu stossen.

Anderseits würden auf diese Weise die Sedimente der Préalpes, des Briançonnais und der unterostalpinen Region in einem gemeinsamen Ablagerungsraum beheimatet, der allerdings eine in sich, durch orogene Hebungs- und Senkungstreifen reich gegliederte Zone darstellt, einen Faziesgürtel, welcher sich auch nach der bisherigen tektonischen Konzeption, ungefähr mit den strukturellen Elementen des Hochpenninikums und der unterostalpinen Decken deckt.

Damit soll nicht der Versuch einer direkten Parallelisation einzelner Einheiten gemacht werden, sondern es handelt sich bloss um die Feststellung, dass der den betreffenden Regionen eigentümliche Faziescharakter in grossen Zügen auch mit einer bestimmten tektonischen Zone zusammenfällt, jenen Zwischengliedern, die in Bünden infolge ihrer intermediären Stellung unter der oberostalpinen Hauptdecke und über dem System der penninischen Decken als unterostalpine Decken bezeichnet werden (Grisoniden plus oberstes Penninikum nach R. STAUB). Dass die Isopen auch hier vielfach schräg zu den Deckengrenzen verlaufen, dass ferner dieser Faziesgürtel seiner Grössenordnung nach nicht dem Begriff einer einzelnen Decke, sondern einer Gruppe von solchen entspricht, kommt bereits in der Bezeichnung „hochpenninisch bis unterostalpin“ zum Ausdruck.

Das Briançonnais besässe nicht mehr bloss „pseudo-ostalpine“ Fazies, sondern wäre ein Bestandteil dieser unterostalpinen Fazieszone und als weitere Konsequenz würde es somit auch nicht mehr als Exponent einer selbständigen und zwar mittelpenninischen Schwellenzone figurieren können.

Schwellenzonen wären auch innerhalb des eigentlichen Penninikums trotzdem mehrfach vorhanden (Adula, Suretta, usw.); sie würden aber nirgends die Bezeichnung „pseudo-ostalpin“ verdienen, denn auch die Schamser-Elemente wären nicht als Abkömmlinge des Mittelpenninikums, sondern als solche der hochpenninisch-ostalpinen Zone zu betrachten, wie dies übrigens für einen Teil derselben bereits R. STAUB in seiner neuesten Synthese annahm.

Im Prinzip handelt es sich bei dieser Lösung um eine Konzeption, durch welche sich die immerhin recht beweiskräftigen Argumente beider sich scheinbar grundsätzlich widersprechenden Ansichten auf harmonische Weise zu einem einheitlichen Ganzen zusammenfassen liessen. Die faziellen und tektonischen Zusammenhänge der Préalpes mit dem Briançonnais einerseits und dem unterostalpinen Bereich anderseits wären demnach durchaus nicht als Widersprüche aufzufassen, sondern sie würden sich ganz im Gegenteil in schönster Weise ergänzen.

Gerade diese Zusammenhänge dürften so zu einem der stärksten Argumente zugunsten einer Interpretation im obigen Sinne werden.

Dies ist im Grunde genommen dasselbe Prinzip, nach dem auch E. HAUG in seiner Synthese von 1925 (Lit. 58) eine Lösung erstrebte. Allerdings versuchte er eine Parallelisation auf einem tektonisch mehrere Stockwerke tiefer gelegenen Niveau, was zu räumlichen Widersprüchen in bezug auf die Verhältnisse in Graubünden führte.

Als Ausgangspunkt für seine tektonischen Parallelisationen stützte sich HAUG in erster Linie auf die analoge tektonische Position der Flyschdecken Embrunais-Niesen-Prättigau, die er, als tiefpenninisch, wurzelwärts mit dem Sojallappen in Verbindung brachte, während doch die südlich anschliessenden Massen des Oberhalbsteinerflysches unzweifelhaft mit mindestens hochpenninischen Elementen in Verbindung stehen.

Unter dem Gesichtswinkel anderer Parallelisierungsmöglichkeiten dürften aber gerade auch die Probleme dieser grossen Flyschmassen in einem neuen Lichte erscheinen.

III. Geschichtliches.

Das Problem der exotischen Massen am N-Rand der Alpen hat schon seit mehreren Generationen die Phantasie der Alpengeologen beschäftigt, war doch der Faziesunterschied zwischen den Préalpes und den helvetischen Kreideketten bereits vor über 100 Jahren von BERNHARD STUDER und später von ALPHONSE FAVRE erkannt worden.

Es war aber zweifellos das Verdienst von FRANZ JOSEF KAUFMANN, das Problem der zentralschweizerischen Klippen und der Fremdartigkeit ihrer Fazies gegenüber ihrer Umgebung erstmals unzweideutig gestellt zu haben. Der Deutung dieser „Fünf Jurassier“ (Lit. 74) als an Ort und Stelle in der Tiefe wurzelnde Erosionsrelikte, die von jüngern Gesteinen umhüllt würden, entsprach auch der Name „Klippen“, eine Bezeichnung, die einen Meilenstein bedeutet in der Geschichte der alpinen Geologie und die sich daher trotz unseren heute total verschiedenen Ansichten über deren Herkunft und Entstehungsweise in der Literatur eingebürgert und bis heute erhalten hat.

Durch diese Erkenntnis des faziellen Gegensatzes der Préalpes und speziell auch der Klippen wurde denn auch der Grundstein gelegt für den nächsten grossen Schritt, die Formulierung der Deckentheorie. Diese brachte eine völlige Revolution in der Konzeption nicht nur dieser exotischen Massen, sondern des Baues und der Entstehung der Alpen überhaupt mit sich. Klippen und Préalpes erscheinen so als mächtige Erosionsrelikte, welche, von S her verfrachtet, auf jüngerer Unterlage schwimmen. Diese Betrachtungsweise führte über die visionären Ideen von MARCEL BERTRAND und später H. SCHARDT zu den grossen Synthesen von M. LUGEON, E. HAUG, P. TERMIER, E. ARGAND und R. STAUB. Dies sind, neben vielen andern, die Namen, denen wir eines der ruhmvollsten Blätter aus der Geschichte der alpinen Geologie überhaupt verdanken.

In den letzten 20—25 Jahren hat die Entwicklung wieder einen etwas ruhigeren Verlauf genommen, da nach der oft verwirrenden Fülle sich überstürzender Erkenntnisse eine kritischere Betrachtungsweise und damit ein Bedürfnis nach vermehrten Detailkenntnissen sich geltend machte. Was dabei alles an zusammenfassenden Darstellungen und vor allem an minutiöser Kleinarbeit geleistet wurde, kann hier nicht voll gewürdigt werden.

Trotzdem sind noch viele Fragen nicht gelöst, und den Beweis, dass das Interesse an den genannten Problemen noch keineswegs geschwunden ist, liefern die

verschiedenen Publikationen, die sich im Laufe der letzten Jahre gerade mit der Frage der Beziehungen von Préalpes und Klippen, einerseits zu den unterostalpinen Decken, andererseits zum Briançonnais, beschäftigt haben.

Erwähnt wurde bereits der Versuch, von E. HAUG 1925, die Frage der Herkunft der Préalpes im Sinne einer Zugehörigkeit zum Briançonnais, d. h. zum Mittelpenninikum oder teilweise sogar zum tiefern Penninikum zu lösen, wobei er auch noch Falknis und Sulzfluh dazu rechnete, deren Zusammenhänge mit den Unterostalpinen Decken des Engadins er in Abrede stellt.

Auch GIGNOUX und MORET sowie die französischen Alpengeologen ganz allgemein vertraten seit längerer Zeit dieselbe Ansicht hinsichtlich des Zusammenhanges Briançonnais-Préalpes. Sehr deutlich kommt dies zum Ausdruck in den Profilen MORET's im Erläuterungstext zur Geolog. Karte Savoyens 1929, ebenso wird von GIGNOUX und MORET 1931 das Briançonnais ausdrücklich als Wurzelzone für die Préalpes bezeichnet (Lit. 49, pag. 4).

Demgegenüber haben sich in neuerer Zeit weder LUGEON noch GAGNEBIN je so deutlich ausgedrückt, da für beide trotz der auch von ihnen anerkannten faziellen Analogien die Bedeutung der räumlichen Verhältnisse in Bünden nicht übersehen wird.

Ganz eindeutig hat STAUB schon seit 30 Jahren für eine Parallelisation der Préalpes mit dem Unterostalpin Stellung genommen. In seinen „Gedanken zum Bau der Westalpen usw.“ (1937 und 1942, Lit. 140) hat er auch die „Klippenserien“ der Ubaye dazugerechnet und die Falten der Digitation Morgon-Caire mit dem Falknis verglichen.

CADISCH nimmt als Heimat der Préalpes ebenfalls einen S des Penninikums gelegenen Raum an.

Die neueste Arbeit, die sich mit diesen Fragen auseinandersetzt, ist eine zusammenfassende Übersicht von TERCIER, in der dieser Autor in Anlehnung an die französische Auffassung entschieden eine Herleitung der Préalpes aus dem Briançonnais befürwortet.

Eine allseits befriedigende Lösung hat sich aber aus dem Für und Wider der beidseits mit sehr guten Argumenten vorgetragenen Meinungen nicht ergeben, eine Tatsache, die vielleicht als Hinweis dafür gelten darf, dass irgendwo eine prinzipielle Unstimmigkeit bestehen dürfte, die vielleicht schon in den Voraussetzungen zu finden sein könnte.

IV. Der Hochpenninisch-Unterostalpine Faziesgürtel in Bünden.

Über die Faziesähnlichkeiten und -verschiedenheiten zwischen dem unterostalpinen Typ und demjenigen der Klippen und Préalpes besteht bereits eine sehr umfangreiche Literatur, so dass hier nicht im einzelnen darauf eingetreten werden soll. Das gleiche gilt auch für das vor der Surettastirn gelegene Packet der Schamserdecken, von denen gewisse Teilelemente von STAUB als das „Briançonnais Graubündens“ bezeichnet werden.

Dagegen dürfte ein kurzer Hinweis auf das gegenseitige Verhältnis der genannten beiden Bündner Faziesprovinzen (Unterostalpin und Schamserdecken) in bezug auf unsere Problemstellung von Interesse sein.

Auch hier ist eine Beschränkung auf generelle Gegebenheiten angezeigt, und zwar schon, um dadurch zu vermeiden, dass auf Grund von lokalen Einzelphänomenen zu allgemeine Schlüsse gezogen werden.

Eine gewisse Rolle spielt in diesem Zusammenhang das bereits vielfach erörterte Problem der *unterostalpin-penninischen Grenze*. Hier bedarf allerdings

schon dieser Begriff der „Grenze“ einer näheren Umschreibung. Vor allem ist dabei hervorzuheben, dass es sich in erster Linie um ein tektonisches Phänomen handelt.

In grossen Zügen ist ja allerdings der Kontrast zwischen den hangenden Massen der unterostalpinen Kristallinkerne gegenüber dem darunter liegenden Oberhalbsteiner Schiefergebiet ein ganz gewaltiger. Hinzu kommt noch der weitere Gegensatz der ophiolithfreien unterostalpinen Serien gegenüber den mächtigen Ophiolithmassen der Plattadecke.

Als Charakteristikum für die fazielle Einreihung einer Schichtreihe kann allerdings dem Auftreten von Ophiolithen nur unter bestimmten Umständen eine Beweiskraft zugestanden werden, da nach neueren Untersuchungen in bezug auf den ophiolithischen Magmatismus anzunehmen ist, „dass Spätstadien bereits synchron mit Embryonalfaltungen sind, wobei das Magma beim Aufstieg tektonisch vorgezeichnete Wege benutzte“ (BURRI und NIGGLI 1945, Lit. 25). Man vergleiche dazu auch die Ergebnisse von STREIFF, GANSSER, NABHOLZ u. a. Auf die Tatsache, dass die Schichtreihe der Plattadecke STAUB's im übrigen sich faziell von der ophiolithfreien Partie an der Basis der Erddecke kaum wesentlich unterscheidet, hat seinerzeit bereits ARBENZ (1922, Lit. 2) aufmerksam gemacht. Die typischsten sedimentären Schichtglieder der Plattadecke, Radiolarit und Aptychenkalk, sind ja auch in den unterostalpinen Decken weit verbreitet. Deshalb hatte denn auch ARBENZ vorgeschlagen, die betr. Grenze über der tiefen Synklinaltrennung im Hangenden des Oberhalbsteinerflysches zu ziehen. Auch in diesem Falle würde es sich also wiederum um eine tektonische Grenze handeln.

Wie aus den Untersuchungen von STAUB und vor allem auch denjenigen von STREIFF hervorgeht, sind ihrerseits die Flyschserien weitgehend mit Schichtfolgen der hangenden und der liegenden Einheiten faziell sehr nahe verwandt. Die in den untern Schuppen ophiolithfreie Curvèr-Serie ist nach STAUB und STREIFF (1939, Lit. 150, pag. 151) die nördliche Fortsetzung der Plattadecke. Martegnas-Serie und „Untere Flyschschuppe“ sieht der letztere als Repetition (von Plattadecke und oberer Flyschschuppe) infolge Deckenverschuppung an. Als Gesteinsinhalt wird erwähnt: Dolomite, weisse Marmore, Liasbrekzien, Kalkschiefer, Aptychenkalke, aus der Martegnas-Serie auch Radiolarit sowie grüne und rote Tonschiefer, untergeordnet auch „Bündnerschiefer“. Auch auf die lithologische Ähnlichkeit zu den jüngern Gesteinen der Marmorzone hat STREIFF sehr nachdrücklich aufmerksam gemacht.

Damit sind wir aber bereits im Gebiet der Schamserdecken angelangt. Nach STREIFF (Lit. 150, pag. 107) dürfte die Marmorzone den abgeschobenen Oberbau der Splügener Kalkberge darstellen, während dieser Autor auf der südlichen Fortsetzung der letztern (Schuppenwerk des Averser Weissberges) die „Surcrunas-Zone“ (Gelbhorndecke s. s.) ebenfalls als Oberbau beheimatet.

Nach STAUB dagegen befinden wir uns mit der Marmorzone (Tscherazone) bereits an der eigentlichen Stirn der Surettadecke, d. h. mitten im sog. „Briançonnais Graubündens“, und zwar ohne je die mächtigen Massen der Bündnerschiefer gequert zu haben, die in so eindrücklicher Weise den grössten Teil der Berglandschaft des Avers im Rücken der Surettadecke aufbauen. Dies rührt daher, dass der Zug des Averser Weissberges im Profil von Andeer mit seiner basalen Schubfläche der Kristallinstirn der Suretta, d. h. dem Roffnafächer, von oben her sehr nahe kommt. Andererseits sind die „Bündnerschiefer“ des Oberhalbsteins nicht sehr typisch und lassen sich z. T. eher nach dem unterostalpinen Schema gliedern.

Der Weissbergzug, d. h. das basale Element der Schamserdecken findet nun nach STAUB gegen S seine Fortsetzung über den Crap da Chüern am Silsersee in die Triasplatte des Piz Tremoggia, „unmittelbar an der Basis der Selladecke, so-

mit recht nahe beim unterostalpinen Raum“ (STAUB 1937, Lit. 140, pag. 97). Es handelt sich also um die obersten hochpenninischen, noch deutlich über der Margnadecke gelegenen Elemente, mit andern Worten: die im Profil von Andeer über dem Weissbergzug liegenden Einheiten gehören bis zur Basis der Errdecke samt und sonders dem hochpenninischen Faziesbereich an, soweit sie nicht bereits unterostalpin sind. Strittig sind bezüglich ihrer Herkunft einzig gewisse Elemente der westlichen Schamserdecken, die sowohl WILHELM wie STREIFF jenen des E-Schams gleichsetzen. STAUB dagegen bezieht die Gelbhorndecke aus der Splügenermulde, die Tscherazone von der Surettastirn, die Kalkbergzone dagegen ist auch nach ihm hochpenninisch. Als Hauptargument für die Trennung dieser eng miteinander verfalteten und faziesverwandten Elemente macht er die Unmöglichkeit geltend, wegen Raummangels auch diese Serien im selben hochpenninischen Raum zu beheimaten, doch scheint mir die Auffassung STREIFF's, dass es sich dabei nur um die Elemente eines zur Kalkberg-Weissbergzone gehörenden Oberbaues handle, diese Schwierigkeit zu beseitigen.

Nach HEIM, ZYNDEL, STEINMANN, MEYER und WELTER, WILHELM, STREIFF, JÄCKLI und meines Wissens auch nach NEHER wurden die Elemente des E- und des W-Schams immer irgendwie miteinander parallelisiert und insbesondere ist nach den neuesten Arbeiten die (nach STAUB der Splügenermulde entstammende) Gelbhornserie (Zone der Vizanbrekzien) des Westschams nicht von der Surcrunasserie (Zone der Taspinitbrekzien) des Ostschams zu trennen (vgl. die tektonische Karte von STREIFF und die tektonische Übersichtskarte zur Berninakarte von STAUB). In diesem Falle wäre aber auch die Herleitung der Marmorzone (Tscherazone, STAUB Lit. 140, pag. 82) von der Surettastirn mit grossen Schwierigkeiten verbunden, besonders mit Rücksicht auf ihre Stellung zwischen Kalkberg-Weissbergzone einerseits und Gelbhorn-Surcrunaszone anderseits, was sowohl im Westschams wie im Ostschams der Fall ist. Noch 1924 hat auch STAUB die Schamserdecken in ihrer Gesamtheit als verschürftes Stirnpacket der Margnadecke bezeichnet.

Wie dem auch sei, so ist von allgemeinen Gesichtspunkten aus doch festzuhalten, dass der Hauptteil der Schamserdecken, d. h. gerade die durch ihre Fazies am ehesten als „pseudo-ostalpin“ gekennzeichnete Kalkbergzone auch nach STAUB hochpenninisch ist und dass dieser hochpenninische Bereich nach oben mit den basalen Elementen der Errdecke durch fazielle Übergänge eng verbunden ist.

Dieser unterostalpin-hochpenninische Faziesraum stellt daher einen enorm breiten geschlossenen Gürtel dar, der in sich allerdings eine reiche Gliederung in Schwellengebiete und Tiefenzonen zeigt, der sich aber in seiner Gesamtheit deutlich von seiner Basis, den mächtigen Bündnerschiefermassen im Rücken der Surettadecke abhebt und daher einen Ablagerungsbezirk darstellt, der sich weit im Süden der letzteren erstreckte.

Man kann sich daher fragen, ob die Annahme einer mittelpenninischen Schwelle vom Typus eines „Briançonnais“ im Schams ihre Berechtigung hat. Die Schwelle ist zwar sicher vorhanden; doch ist dafür eine mittelpenninische Stellung sogar nach STAUB nur für einzelne untergeordnete Elemente anzunehmen. Dabei ist doch die Entstehung des Begriffes der „pseudo-ostalpinen“ Fazies der Schamserdecken in weitgehendem Masse gerade auf die auffallende Triasentwicklung der Kalkberg-Weissbergzone zurückzuführen.

Damit soll allerdings auch die Existenz von Schwellenbedingungen an der Stirn der Surettadecke nicht ganz verneint werden, es würde sich aber um eine Erscheinung handeln, die sich nicht so sehr von ähnlichen Phänomenen des übrigen penninischen Raumes abheben würde.

Ein schwieriges Problem bedeutet auch heute noch die Einordnung von Falknis- und Sulzfluhdecke. Dafür, dass sie ebenfalls aus demselben faziellen Grossraum stammen dürften, spricht schon ihre Lage unter der mit dem unterostalpinen Raum (spez. der Errdecke) zusammenhängenden Aroserzone. STAUB (1937, Lit. 140, pag. 127) beheimatet dementsprechend die Falknisdecke im Raume unmittelbar N der basalen Schuppen der Errdecke (Albula-Sgrischus), also ungefähr an seiner unterostalpin-hochpenninischen Grenze.

In die unmittelbare Nachbarschaft gehört aber nach ihm auch die Kalkberg-Weissbergserie, deren Oberbau nach STREIFF im N-Teil durch die Marmorzone, im S-Teil durch die Sucrunas-(Vizan-)Serie vertreten wird.

In diesem Zusammenhange ist es nun besonders interessant, dass gerade aus der Marmorzone von STREIFF (1939, Lit. 150, pag. 58) über dem Hyänenmarmor eine unterkretazische und mittelkretazische evtl. noch Oberkreide einschliessende Serie beschrieben wird, die „z. T. weitgehende Übereinstimmung mit Kreide-Elementen der Falknis- oder der Sulzfluhdecke“ aufweisen. Interessant ist aber ebenso, dass erst kürzlich dem Autor der vorliegenden Studie der Nachweis einer Kreideserie von ähnlichem, wenn vielleicht auch von etwas kümmerlicher Entwicklung in der Zone von Samaden, im Rücken der Errdecke gelungen ist (ROESLI, Lit. 111). Im letzteren Falle ist besonders der relativ einwandfreie Altersnachweis von Bedeutung (Eingabelung der betr. Sedimente zwischen Radiolarit und Aptychenkalk einerseits, Globotruncanen-führende Oberkreide anderseits).

Meiner Ansicht nach muss auch die Sulzfluhdecke in der selben Nachbarschaft beheimatet werden, denn ihre fazielle Verwandtschaft mit der Falknisdecke²⁾ ist so auffallend und das gegenseitige tektonische Verhältnis so eng, dass ich mich in dieser Beziehung durchaus den seinerzeit von CADISCH (1921, Lit. 29, pag. 86) geäusserten Ansichten anschliesse.

Die faziellen Verhältnisse dürften hier eine gewichtigere Sprache sprechen als die rein räumlichen, denn schliesslich hat die Faziesabrollung auch im Falle der helvetischen Decken zu einer Beheimatung dieser Einheiten in einem Raum gezwungen, der für uns nicht sichtbar ist.

Wenn im Vorhergehenden auf das Problem der unterostalpin-hochpenninischen „Geosynklinale“ so viel Gewicht gelegt wird, so aus dem Grunde, weil der Konstanz solcher Faziesgürtel grossen Ausmasses mehr Bedeutung zugemessen wird als gewissen tektonischen Phänomenen, deren Durchhalten von vielen Seiten angezweifelt wird (vgl. GIGNOUX et MORET, 1937, Lit. 52, pag. 58). In diesem Sinne hat sich vor kurzem auch TERCIER (1945, Lit. 152, pag. 138) geäussert: „Souvent, les grandes zones sédimentaires ont une continuité beaucoup plus grande que certaines nappes et il est des cas où les recouvrements n'affectent qu'une portion d'une zone sédimentaire.“

Im unterostalpin-hochpenninischen Raum haben wir einen ausgedehnten Ablagerungsbereich vor uns, der um ein Vielfaches grösser ist als die einzelnen der zahlreichen daraus hervorgegangenen Decken, Teildecken und Schuppen. Es ist eine Zone, die sich von dem ruhigen Senkungsraum der südlich anschliessenden Oberostalpinen Geosynklinale deutlich abhebt durch ihr unruhiges Relief, mit seinen Gräben und Inselkränzen, eine Zone, die ausgezeichnet ist durch rasche

²⁾ Auch TRÜMPY, Lit. 156, pag. 110, erwähnt, dass im Handstück der Riffkalk des Falknithons oft nicht vom Sulzfluhkalk zu unterscheiden ist; die Sulzfluhkreide dagegen ist nichts anderes als eine verkümmerte Falkniskreide, die nach der Beschreibung von CADISCH (1921, Lit. 29, pag. 28) eine ähnliche Entwicklung aufweist wie die entsprechenden Schichtglieder der Samadener Zone.

Sedimentationswechsel, stratigraphische Lücken, wiederholte Transgressionen, Riffbildungen, Brekzienstreuungen in Verbindung mit relativ tiefmeerischen Sedimenten usw. Im nördlich anschliessenden Raum steht dieser Fazieszone mit ihren reichen faziellen Wechselbeziehungen die relativ eintönige Folge der Bündnerschiefer des tiefern Penninikums gegenüber. In Bünden fällt die Grenze gegen den letztern Bezirk ungefähr mit der Basis des Kalkberg-Weissberg-Tremoggiazuges zusammen, während als Obergrenze die Überschiebung der Aeladecke (Albula-Trupchum) gelten kann, da in diesen mittelostalpinen Elementen bereits der Übergang zum Oberostalpin vorliegt.

Eine Grenze innerhalb dieser Faziesseinheit zwischen Unterostalpin und Hochpenninikum aufzustellen, ist für unsere Betrachtungen unnötig, denn es handelt sich dabei mehr um ein „internes“ Problem, das vorwiegend für die Einreihung tektonischer Einzelelemente von Bedeutung ist.

Wichtig ist aber, zur weiteren Verfolgung der zur Diskussion gestellten Frage ein eindrückliches Bild von der Allgemeinheit des beschriebenen Phänomens zu erhalten. Hier haben wir die Sedimente eines Ablagerungsraumes vor uns, die an der Basis der oberostalpinen Decken z. T. ausgewalzt, z. T. zu mächtigen Decken- und Schuppenpaketen gehäuft den gesamten Raum der tiefern penninischen Decken mit ihren Kristallinkernen und Bündnerschiefermassen sowie auch fast den ganzen helvetischen Bereich in mächtigem Bogen von den Wurzelzonen im S bis weit über den Falknis hinaus überspannen. Wenn wir daher in der Zentral- und Ostschweiz Relikte von Elementen mit Gesteinen entsprechender Fazies finden, die unbedingt im Bereich eines westlichen Fortstreichens dieser Zone liegen, so können wir nicht umhin, diese demselben Bereich zuzuordnen, umsomehr, als im Raume östlich der Tessinerkulmination keine andere Möglichkeit der Beheimatung denkbar ist, weder im mittelpenninischen noch im tiefpenninischen Raume von Graubünden.

Theoretisch wäre vielleicht eine Abtrennung der unterostalpinen Elemente Bündens von einem Teil der zentral- oder ostschweizerischen Klippen durch ein südwestliches Zurückschwenken der unterostalpinen Einheiten zu erklären, wie dies ja für die oberostalpinen Elemente nachgewiesen ist. Damit ist aber nichts gewonnen, da eine Herleitung aus einem bündnerischen „Briançonnais“ auch aus andern Gründen nicht möglich ist³⁾. Anderseits zeigen aber gerade die Streichrichtungen der Faltenachsen im Falknis im Gegensatz zu denjenigen der hangenden Silvrettadecke eine deutliche E-W-Richtung. TRÜMPY (1916, Lit. 156, pag. 72) hat diese Tatsache in einer instruktiven Kartenskizze festgehalten. Überdies sei noch daran erinnert, dass weit im N des Falknis am äussersten N-Rand der helvetischen Kreideketten des Allgäu noch Klippen von zweifellos unterostalpiner Fazies nachgewiesen sind (CORNELIUS u. a.).

Auch auf der S-Seite der Alpen finden wir weit im W, am S-Rand der nach STAUB (1942, Lit. 140, pag. 234) hochpenninischen Sesiazone Vertreter entsprechender Fazies (Radiolarite und Aptychenkalke) in dem schon seit ARGAND berühmt gewordenen „Canavese“.

Trotzdem es sich bei den erwähnten Tatsachen z. T. um längst Bekanntes handelt, schien es mir wichtig, diese nicht nur in Erinnerung zu rufen, sondern sie

³⁾ Man vergegenwärtige sich diesbezüglich bloss die durch eine derartige Interpretation (HAUG, Lit. 58, 1925) eintretende Durchkreuzung der tektonischen Einheiten (vgl. CADISCH, 1929, Lit. 32, pag. 70, sowie STAUB, 1937, Lit. 140, pag. 132). In den tiefern penninischen Elementen (Soja) fehlt überdies jeder Anklang an Briançonnais-ähnliche Fazies, was auch eine Deutung im Sinne HAUG's sehr erschwert.

auch einer möglichst wenig am Detail haftenden Betrachtung zu unterziehen. Dementsprechend dürften auch die daraus sich ergebenden Schlussfolgerungen eine allgemeinere Gültigkeit besitzen. Auf diese Weise sollte es möglich sein, Fehlerquellen zu vermeiden, die sich bei Parallelisierungsversuchen tektonischer Einzelemente auf weite Distanz infolge von Ablösungen einzelner Einheiten durch neue nur allzu leicht ergeben könnten.

Dieselbe Schwierigkeit wie bei tektonischen Parallelisierungen gilt auch für vergleichende fazielle Detailbetrachtungen, da der Verlauf der Isopen über weitere Strecken ebenfalls nicht in allen Fällen genügend sichere Rückschlüsse über weitere Distanzen gestattet.

Selbstverständlich sind für Detailbetrachtungen beide Methoden unentbehrlich. Um aber zu allgemeinen Ergebnissen über die grossen Zusammenhänge zu gelangen, müssen auch unsere Prämissen allgemeiner Natur sein, mit andern Worten: nur die Verfolgung der Grossphänomene, in diesem Fall der grossen Faziesgürtel kann, selbstverständlich unter Berücksichtigung der Detailergebnisse und im Einklang damit, auf grosse Distanzen zu befriedigenden Schlüssen führen.

Eine kurze Zusammenfassung der obigen Ausführungen lässt folgende Punkte hervortreten:

Das Verhältnis der unterostalpinen Faziesprovinz (Err-Berninagebiet) zu jener des Hochpenninikums (Schams) ist charakterisiert durch unmittelbare tektonische Nachbarschaft (Selladecke, Weissberg-Tremoggiazug), ferner durch fazielle Übergänge und Rekurrenzen in den sedimentären Schichtgliedern (Ophiolithe siehe Kap. IX), sprunghafte seitliche Faziesänderungen in beiden Provinzen, Schichtlücken und damit verbunden das Auftreten klastischer Bildungen.

Die Grenze zwischen den beiden Provinzen ist in fazieller Hinsicht sehr problematisch. Sie ist in erster Linie ein tektonisches Phänomen.

Die beiden Provinzen dürfen als eine faziell stark differenzierte Grosseinheit angesehen werden, die durch keine Zwischenschaltung von Elementen in typisch penninischer Bündernschieferfazies getrennt ist.

Das Schamser „Briançonnais“ bildet das eine Extrem dieses Faziesgürtels. In dieselbe fazielle Grosseinheit gehören aber auch die mittel- und nordbündnerischen Einheiten der Falknis- und der Sulzfluhdecke, sowie die der Aroserzone. Die Klippen hängen aus Gründen der tektonischen wie auch der faziellen und räumlichen Beziehungen ebenfalls damit zusammen.

Dieser ganze Faziesgürtel ist auf der S-Seite des penninischen Troges zu beheimaten.

Interessant ist, dass wir von diesem Standpunkt aus, in bezug auf das Verhältnis der Klippen (und damit auch der Préalpes) zum unterostalpinen Raum, in grossen Zügen wiederum zu denselben Resultaten gelangen wie vor fast 50 Jahren schon LUGEON, TERMIER und später auch STAUB u. a. Dies hängt möglicherweise damit zusammen, dass die genannten Autoren gerade infolge der damals vielfach noch lückenhaften Detailuntersuchungen zu Schlussfolgerungen allgemeiner Natur gezwungen waren.

V. Vergleich mit den Westalpen.

Trotz vieler Faziesähnlichkeiten scheint die allgemeine Situation im Briançonnais zunächst eine völlig andere zu sein als in Bünden.

Allerdings haben wir auch hier einen Faziesgürtel von durchaus eigenem Gepräge, der nach „Abrollung“ der einzelnen Decken ebenfalls eine ganz beträchtliche Breite einnehmen dürfte. Zudem handelt es sich um einen Ablagerungsraum,

der nicht nur grosse Faziesähnlichkeiten zu den Préalpes aufweist, sondern auch durch zahlreiche an den unterostalpin-hochpenninischen Bereich erinnernde Merkmale charakterisiert ist, so die vielen Fazieswechsel, die zahlreichen Schichtlücken und entsprechenden Transgressionen, die z. T. denen Bündens auch zeitlich durchaus entsprechen. So sind die von GIGNOUX und MORET (1937, Lit. 52) erwähnten Haupttransgressionen (Dogger, Malm, Oberkreide, Tertiär) auch in Bünden mehr oder weniger, z. T. sogar sehr deutlich mit entsprechenden Schichtlücken und Brekzienbildungen vertreten.

Andererseits ist aber, wie schon eingangs erwähnt, nach den heute geltenden Auffassungen dieser Faziesgürtel nach seiner tektonischen Lage nicht ohne weiteres mit jenem der unterostalpin-hochpenninischen Elemente in Bünden zu vergleichen. Die betr. Sedimente sind im Briançonnais ganz offenbar in stratigraphischem Verbande mit dem Karbonfächer der nach ARGAND mittelpenninischen Bernharddecke und diese Elemente legen sich unter Zwischenschaltung einiger basaler Schubsplitter gegen W auf die autochthon-helvetische Zone (Z. dauphinoise). Gegen E hin werden sie von der Zone der Schistes lustrés des Piemonts überfahren. Diese letztere repräsentiert das Hauptverbreitungsgebiet der eintönigen metamorphen Schieferserien mit ihren mächtigen Ophiolithmassen und ihren kristallinen Kernen, das sich in Bünden mit gutem Recht mit der Zone des Avers und Malenk vergleichen lässt. Nach ARGAND handelt es sich hier um die (höhere) Monte-Rosa-Decke und ihre Hülle, nach STAUB um die Rückenteile ein- und derselben (Mischabel-)Decke.

Während aber in Bünden die hochpenninisch-unterostalpinen Serien über dem Bündnerschiefergebiet des Avers liegen, befindet sich die Zone des Briançonnais unter den Schistes lustrés. Diese nach den lokalen Phänomenen eindeutige Lagebeziehung führte folgerichtig zur Annahme einer selbständigen Geantiklinalregion innerhalb der penninischen Region, eben des Briançonnais.

Auch im Briançonnais handelt es sich um ein alpines Grossphänomen von beträchtlicher Längen- und Breitenerstreckung, streicht doch diese Zone durch vom Mittelmeer bis gegen das Wallis. Wenn auch im beobachtbaren Breitenausmass etwas geringer als die unterostalpin-hochpenninische Zone in Bünden, lässt sie sich doch nach der Grössenordnung damit vergleichen. Auch sind die Überschiebungsbreiten im Embrunais, gemessen in der Entfernung der Stirnen von der „Zone axiale“ von einem derartigen Ausmass, dass diese Elemente in ihrer Fortsetzung gegen N ohne weiteres die Klippe von Sulens und damit die Préalpes des Chablais erreichen könnten. Auch das Streichen der Faltenachsen scheint für derartige Zusammenhänge zu sprechen. Mit ähnlichen Argumenten, wie dies für das Fortstreichen der unterostalpinen Fazieszone gegen W geschah, könnte vom rein räumlichen wie vom faziellen Gesichtspunkte aus auch hier ein Zusammenhang der betr. Elemente postuliert werden.

Um Überlegungen dieser Art handelt es sich denn auch, wenn TERCIER (1945, Lit. 152, pag. 136) von einem „argument d'ordre géométrique“ spricht. Die Ausführungen über seine „hypothèse sédimentaire“ sind, jedenfalls mit Recht, in sehr allgemeinen Ausdrücken gehalten. Offenbar denkt er dabei an eine Fazieszone von Briançonnais-préalpinem Charakter inmitten des Penninikums, ein System von Trögen und Antiklinalen, ein Relief, das nach E zu irgendwie ausflacht und sich in der allgemeinen penninischen Geosynklinale verliert, um bedeutend weiter südwärts durch ein anderes System ähnlicher Fazies im ostalpinen Raum abgelöst zu werden. Auf diese Weise glaube ich wenigstens in concreto seine Hinweise auf die Verhältnisse der Inselgirlanden im ostindischen Archipel interpretieren zu dürfen.

Einer solchen Auffassung, wie auch derjenigen von HAUG, GIGNOUX und MORET steht aber die Schwierigkeit entgegen, dass gerade da, wo im W der Pré-alpenbogen seinen Anfang nimmt, die Fazies des Briançonnais und Embrunais gegen N aussetzt.

Entsprechend der Breite dieses Sedimentationsgürtels, der die verschiedenen Zonen des Briançonnais und des Subbriançonnais umfasst, müssen wir aber notgedrungen diesem auch eine beträchtliche Längserstreckung zuerkennen. Damit erhebt sich aber die grundsätzliche Frage, wo denn die faziellen Äquivalente des Briançonnais entlang dem alpinen Bogen gegen N resp. NE oder E weiter zu verfolgen wären.

Da diese Elemente an der Bernhardstirn im Wallis nicht mehr in derselben Fazies auftreten, muss an eine in bezug auf die isopischen Linien schiefe Verschneidung durch tektonische Flächen gedacht werden.

Theoretisch bestehen, entsprechend den verschiedenen Interpretationen des tektonischen Aufbaues auch verschiedene Möglichkeiten, die hier der Reihe nach durchbesprochen werden sollen.

A. Möglichkeiten nach der Interpretation ARGAND:

1. Bei Annahme eines Ausweichens der Fazieszonen auf nördlichere tektonische Elemente, müsste diese Fazies auf die Simplondecken übergreifen, was nicht der Fall ist.
2. Bei einem Ausweichen nach dem Süden müssten wir sie auf der nächst höhern Decke, d. h. auf den Elementen der Monte-Rosa-Kuppel wiederfinden, also in der Nachbarschaft des Briançonnais z. B. auf dem Grand Paradis. Auch dies trifft nicht zu.

B. Möglichkeiten nach Interpretation STAUB:

1. Bei Ausweichen nach N ergibt sich dieselbe Situation wie bei ARGAND (Fall 1), also wiederum die Simplondecken.
2. Bei Ausweichen nach S würde es sich in diesem Falle um ein Zurückschwenken auf die rückwärtigen Partien seiner vereinigten Bernhard-Monte-Rosa-(=Mischabel-)Decke handeln. Hier kann man zunächst an ein Übergreifen auf die Elemente der Vanoise denken. Ihre weitere Fortsetzung wäre aber wiederum im Gebiete des Grand Paradis-Monte Rosa zu suchen. Auch dies ist nicht der Fall.

C. Als dritte Eventualität einer tektonischen Deutung der Walliser Profile wurde im Kapitel II „Problemstellung“ in der vorliegenden Arbeit bereits folgende Möglichkeit einer Deckenabfolge (von unten nach oben, resp. N nach S) angedeutet: Simplondecken-Monte-Rosa-Decke-Bernharddecke (als eingewickelter Abkömmling des Dent-Blanche-Systems) -Dent-Blanche-Decke.

1. Bei einem Ausweichen der Fazieszonen nach N käme die Monte-Rosa-Decke in Frage, eine Möglichkeit, die bereits verneint werden musste.
2. Bei Ausweichen nach S müssten in diesem Falle die Fazieszonen des Briançonnais auf die Dent-Blanche-Decke übergreifen. Von diesem Gesichtswinkel aus betrachtet würde sich somit konsequenterweise die Möglichkeit einer Interpretation ergeben, die von allen besprochenen Fällen weitaus am ehesten den tatsächlichen faziellen Verhältnissen gerecht werden dürfte. Es sei hier nur auf den schon von verschiedener Seite zitierten Charakter der Dent-Blanche-Sedimente am Dolin hingewiesen.

Bei einer derartigen Erklärungsweise würde sich auch das Fortstreichen einer Fazieszone von Briançonnais-ähnlichem Charakter in den Préalpes erklären, während doch gleichzeitig eben diese Elemente auf dem Karbonfächer, wie bereits erwähnt, gegen N hin schon hinter dem Mont Blanc aussetzen. Ebenso würde sich auch die Stellung der Niesendecke unter den Préalpes ohne weiteres erklären, und zwar als Transgression des Niesenflysches auf die Bernharddecke, nachdem durch Zusammenschub der Raum der tiefern penninischen Decken bereits stark verkleinert war. Es handelt sich hier um Verhältnisse, wie sie auch im Briançonnais selber zu bestehen scheinen (Zusammenhang des Embrunaisflysches mit dem eigentlichen Briançonnais). Auch in Bünden scheinen wir eine derartige Deutung annehmen zu müssen, ohne welche verschiedene Tatsachen nicht zu erklären sind. LEUPOLD postulierte bereits 1933 (Lit. 88, pag. 314) eine starke „Gosau“- oder „austrische Faltungsphase“, mit vielleicht weitgehendem Zusammenschub, [in deren Vortiefe die Ablagerung des Niesenflysches und des Prättigauflysches stattgefunden hätte. Ähnliche Ansichten äusserten auch STAUB (1934, Lit. 136 und 1937, Lit. 140, pag. 108) und LUGEON (1938, Lit. 96, pag. 18).

In bezug auf den Isopenverlauf soll noch erwähnt werden, daß die Fazies des Briançonnais schon weit südlich der Schweizergrenze, im Tale der Isère (Tarentaise), durch die Fazies der Schistes lustrés ersetzt wird, so dass im Querschnitt des Wallis die Briançonnaisfazies erst südlich der Bernharddecke, d. h. auf der Dent-Blanchedecke zu erwarten wäre. Der Verlauf der Isopen würde dementsprechend in diesem Raume ungefähr mit der Grenze Dent-Blanche/Bernharddecke zusammenfallen.

Das Auftreten einer Briançonnais-ähnlichen Fazies in den Préalpes wäre in diesem Falle zu erklären durch ein tektonisch bedingtes Vorbrücken von Stirn- und Rückenelementen der Dent-Blanche (im Sinne einer Abscherungsdecke) über die tieferen Elemente der Bernharddecke hinweg.

Die Annahme eines faziellen Hiatus' (penninische Fazies im Bernhardfächer des Wallis zwischen Briançonnais und Préalpes) würde dadurch überflüssig werden.

Auch die Verhältnisse im Briançonnais selber zeigen, dass eine höher als mittelpenninische Herkunft seiner Elemente immerhin im Bereich der Möglichkeit liegt. Auf dieses Thema soll später eingetreten werden.

Eine Tatsache muss aber noch festgehalten werden: Die offensichtlich enge Zusammengehörigkeit der einzelnen Elemente des Briançonnais', welche, — obwohl durch tektonische Flächen voneinander mehr oder weniger getrennt — in ihrer Gesamtheit der Bernharddecke ARGAND's entsprechen. Überall sind offenbar die Einzelglieder in horizontalem Sinne durch fazielle Übergänge oder vertikal durch Überlagerungen miteinander verbunden. Es dürfte gerade angesichts dieser Umstände schwierig sein, eine „Klippenserie der Ubaye“ von den übrigen Elementen als Vertreter der Préalpes abzutrennen (STAUB 1937, Lit. 140, pag. 201) und als Abkömmling der Dent Blanchedecke nicht nur aus einer Region über dem eigentlichen Briançonnais, sondern sogar hoch über der Zone der Schistes lustrés herzubeziehen, während der Rest dem Mittelpenninikum angehören würde.

Ganz abgesehen davon, dass in diesem Falle eine Zwischenschaltung von Resten der Zone du Piémont an der Basis des Morgon-Caire-Séolanes-Systems zu erwarten sein sollte, würde dadurch eben der durch fazielle Übergänge betonten Zusammengehörigkeit zu wenig Rechnung getragen. Dasselbe gilt auch für die übrigen Elemente. Subbriançonnais, Briançonnais, Karbonfächer und Kristallinkern der Bernharddecke s. s. sind nach den Ansichten sämtlicher französischer Alpengeologen nicht voneinander zu trennen.

Eine Herleitung dieser Elemente aus einer höhern tektonischen Etage kann unter diesen Bedingungen nicht nur für Einzelteile in Frage kommen. Sie muss sich vielmehr auf deren Gesamtheit beziehen.

Immer mehr konzentriert sich so die Frage nach den Beziehungen Unterostalpin-Briançonnais auf das Wallis als dem eigentlichen Kernpunkt des Problems.

VI. Die Stellung der Bernharddecke im Wallis.

1. Die Verhältnisse der Simplongegend.

Es war mir leider infolge der politischen Situation nicht möglich, anlässlich einer gemeinsamen mit M. SCHENKER unternommenen Begehung des Simplongebietes (1944), die geologischen Verhältnisse an der italienischen Grenze gegen Valle di Bognanco hin auch nur flüchtig zu streifen. Doch geben dort die von STAUB diesbezüglich unternommenen Untersuchungen, sowie auch die von ihm schon erwähnten Aufnahmen von STELLA auf Blatt „Domodossola“ der Carta Geologica d'Italia z. T. sehr deutliche Hinweise auf die Struktur dieses Gebietes.

Es handelt sich dabei um den dünnen und im Vergleich zu der enormen Masse der Bernharddecke im Grunde genommen recht eigentümlichen „Wurzelstiel“ der Bernharddecke im Sinne ARGAND'S.

Nach STAUB (1937, Lit. 140, pag. 45ff.) ist eine Fortsetzung der Bernhardgneise nach S wegen der Schuttbedeckung von vornherein nicht nachweisbar. Hingegen scheint alles darauf hinzudeuten, dass die Trias von Arza E Zwischbergen nur bis in die N-Hänge der Valle di Bognanco nach S zu verfolgen ist, wobei auch das S-Fallen der Bernhardgneise in dieser Gegend sehr rasch in ein N-Fallen umschwenkt, das gegen W auch weiterhin anhält bis über die Schweizergrenze ins Zwischbergental hinein. Dies geht sowohl aus den Beschreibungen STAUB'S, wie auch aus den Angaben STELLA'S auf Blatt Domodossola mit aller Deutlichkeit hervor.

Das E-Ende der Bernharddecke schwimmt also hier lokal auf drei Seiten auf seiner Unterlage und stösst gegen W axial in die Tiefe. Gegen S sticht es über die Bündnerschiefer und Grüngesteine der Antronazone in die Luft hinaus. Dementsprechend schwenken nach STAUB aller Wahrscheinlichkeit nach auch die Triaslinien von Arza über die von ihm (Lit. 140, pag. 46) neu entdeckte Linse von Pragia gegen W in den Zug Alpe del Dente-Cima Azioglio nach der Schweizergrenze zurück. Wenn also die Gneise der Bernharddecke trotzdem wurzelwärts unter die Antronazone eintauchen sollten, so müsste es sich bei den genannten Phänomenen (S-wärtiges Ausstechen über die Antronazone) um eine Rückfaltung handeln, die sich aber aus den Verhältnissen der nähern Umgebung offenbar nicht rechtfertigen lässt.

Zu dieser Argumentation STAUB'S ist noch ein weiterer Punkt zu erwähnen, der sich aus der Karte STELLA'S ergibt: Die auf der S-Seite der Valle di Bognanco offenbar sehr deutlich unter die Antronazone einfallenden Gneise der Cima Camughera werden im Talgrund N davon von Paraschiefern abgelöst, die nach der Karte im W direkt an die Grüngesteine der Antronazone grenzen, d. h. darunter gegen W einzufallen scheinen, gegen E aber ohne Unterbrechung sich bis über Domodossola hinaus fortsetzen und somit zur Leonedecke gehören dürften, mit denen sie offenbar auf der E-Seite des Tosatales in sehr engem Verbande stehen. Der von ARGAND als Wurzelstiel der Bernharddecke aufgefasste Komplex der Camugheragneise wäre damit, wie schon STAUB dartat, als Bestandteil der Leonedecke aufzufassen, und es

spricht somit alles dafür, dass die Bernharddecke tatsächlich von einer höhern tektonischen Einheit abzuleiten ist.

Zu denselben Ergebnissen ist auch BEARTH gelangt, der diese Gegend z. T. im Detail kartiert hat (Lit. 13).

2. Die Frage der Saaserzüge.

Die Möglichkeit einer Interpretation im obigen Sinne, zieht nun aber automatisch die Frage nach den gegenseitigen Beziehungen von Bernharddecke und Monte-Rosa-Decke nach sich.

Dem Studium dieses Problems habe ich im Sommer 1942 und 1943 einige Zeit gewidmet, u. a. auch anlässlich einer gemeinsamen Begehung mit K. SCHMID ins Weissmiesgebiet.

Es wurde schon von verschiedenen Beobachtern darauf hingewiesen, dass zwischen den Saaserzügen oben und den aus der Mulde von Antrona von unten (d. h. von E) her in das Portjengrat-Kristallin hinaufgreifenden Sedimentzügen des Zwischbergenpasses keine direkte Verbindung besteht. Speziell HUANG (1935, Lit. 67) hat eindrücklich darauf hingewiesen, dass die Saaserzüge in ein tektonisch höheres Stockwerk gehören. Er glaubte dann allerdings die Trennung zwischen Monte-Rosa- und Bernharddecke weiter nördlich anhand eines Quarzites in die Gegend östlich des Laquinhorns (Lit. 67, pag. 42 und pag. 60) und von da in das obere Laquintal, d. h. in die Muldenzone von Antrona (poche synclinale du Hoh-tossen) verfolgen zu können. STAUB hat dann (1937, Lit. 140, pag. 42 und 44) diese Verhältnisse dahin gedeutet, dass überhaupt keine durchgehende Trennung zwischen Bernhard- und Monte-Rosa-Decke bestehe, und dass die Saaserzüge E Saas-Grund in spitzen Keilen von oben im Kristallin der Weissmiesgruppe endigen (loc. cit. pag. 42). Er kam so zum Schlusse, dass Bernhard- und Monte-Rosa-Decke prinzipiell überhaupt nicht voneinander zu trennen seien, dass vielmehr die letztere Masse nur den wurzelwärtigeren Rückenteilen der alten Bernharddecke entsprechen. Dieser Auffassung hat sich später auch BEARTH (1939, Lit. 13) angeschlossen, indem er besonders hervorhebt, dass HUANG durch die von ihm postulierte Trennungsfläche „Gleiches von Gleichem“ trenne.

Demgegenüber ist erwähnenswert, dass eine Endigung der Saaserzüge E Saas-Grund auf jeden Fall nicht zu beobachten ist, denn diese verschwinden dort nicht im Weissmieskristallin, sondern in der südlichen Zunge des Melliggletschers, und zwar ohne irgendwelche Anzeichen eines Auskeilens. Es ist daher nach den räumlichen Verhältnissen eher anzunehmen, dass die Fortsetzung nicht gegen NE, wie HUANG glaubte, sondern gletscheraufwärts gegen E und nach der Gegend des Weissmies-Gipfels hin zu suchen ist. Diese Möglichkeit wird noch unterstrichen durch die Struktur der Weissmies-E-Wand. In engen Couloirs fallen dort die Paragneise des Weissmies fast senkrecht gegen den Laquingletscher ab. Die flach nach N fallende Lagerung, die auf HUANG's Karte durch ein Fallzeichen angedeutet ist, kann nur lokal am Fusse der Wand beobachtet werden. Östlich jenseits des Gletschers sind am Grat im N des Thäliorns bereits wieder die Schistes-lustrés-Züge der Antronazone zu finden. Die Vermutung eines Zusammenhanges mit den Saaserzügen liegt daher nahe, konnte aber anlässlich der genannten Begehung nicht definitiv nachgewiesen werden, denn einerseits war infolge ungünstigen Wetters die Sicht zu schlecht und andererseits war eine Begehung am Fusse der Wand wegen beständigen Steinschlages wenig ratsam. Immerhin handelt es sich meiner Überzeugung nach hier um eine Stelle, deren geologische Verhältnisse sicher noch einer nähern Abklärung bedürfen.

Interessant ist nun auch, dass in bezug auf die Zusammengehörigkeit von Bernhard- und Monte Rosa-Decke BEARTH neuerdings auf ein Phänomen der Furgmulde aufmerksam gemacht hat (1945, Lit. 14, pag. 2, Anm. 3 und Kartenskizze pag. 3), das ihn veranlasste, die ganze Portjengratzone von der eigentlichen Monte-Rosa-Decke abzutrennen. Er weist dabei vor allem auch auf die Verschiedenheit der Gesteinsassoziationen N und S der Furgmulde hin. Es wäre somit durchaus denkbar, dass die Portjengratzone ein mehr oder weniger selbständiges tektonisches Element zwischen Monte-Rosa- und Bernharddecke darstellen würde.

Ein Moment, das aber meines Erachtens ebenso sehr für eine Trennung der beiden Elemente (der Bernhard- und der Monte-Rosa-Decke im Sinne ARGAND's) spricht, liegt dagegen in der Tatsache, dass es sich ganz allgemein um zwei Regionen handelt, die hauptsächlich im tektonischen Aufbau beträchtlich voneinander abweichen. Und doch streichen die tektonischen Eigentümlichkeiten dieser Elemente auf weite Strecken durch, wie dies vor allem STAUB gezeigt hat. Erwähnt seien bloss die zwei Grossphänomene der Monte-Rosa-Kuppel und der Mischabelrückfalte.

Es scheint mir daher viel eher gerechtfertigt, für Erscheinungen von solchem Ausmass und von derart allgemeinem Charakter auch eine allgemeinere Ursache verantwortlich zu machen, als dies bei Annahme von bloss mehr oder weniger lokalen Phänomenen innerhalb derselben Decke der Fall wäre.

Übrigens müssen ja auch nach STAUB im Falle der Saaserzüge und der „Zwischbergenmulde“ sehr tiefgreifende Einkerbungen sowohl von oben wie von unten im Körper der „Mischabeldecke“ angenommen werden, so dass ein Gebilde vorliegen würde, dessen Entstehungsweise mechanisch nicht leicht zu deuten wäre (man vgl. die entsprechende Profilkonstruktion von BEARTH, Lit. 13).

So handelt es sich wahrscheinlich auch bei ARGAND um Überlegungen ähnlicher Art, die ihn dazu veranlassten, das Bestehen eines trennenden Schnittes zwischen den beiden Einheiten als gegeben zu betrachten. Diese Trennung ist allerdings nicht in einer Verbindung der Saaserzüge mit der Zwischbergenmulde zu suchen. Dagegen scheinen die strukturellen Verhältnisse der Weissmies-E-Wand auf die Möglichkeit einer Verbindung der Saaserzüge mit der Antronamulde („poche synclinale du Hohtossen“) hinzudeuten.

Ich bin mir bewusst, dass das Fehlen eines endgültigen Nachweises der Verbindung zwischen den Saaserzügen und der Antronamulde eine Lücke in der Beweisführung bedeutet. In Anbetracht der Tatsache, dass auch andere Gründe für eine Abtrennung der betreffenden Elemente sprechen, sowie unter Berücksichtigung des Umstandes, dass nach Bearth auch weiter im S Trennungen nachweisbar sind, glaube ich aber, die Beantwortung dieser Frage als ein allerdings nicht zu vernachlässigendes Detail den Ergebnissen der in diesem Gebiete im Gange befindlichen Kartierung überlassen zu dürfen.

3. Die Zugehörigkeit der Bernharddecke.

Während so die Einheitlichkeit der „Mischabeldecke“ im Sinne STAUB's sicher nicht als eindeutig bewiesen anzusehen ist, so bleibt andererseits immer noch die Frage der Herkunft der Bernharddecke offen, nachdem ihr der Wurzelstiel im S amputiert wurde.

Im Falle, dass eine Abtrennung auch von der Monte-Rosa-Decke zu Recht besteht, würde allerdings nichts anderes übrig bleiben als eine Herleitung von höhern Elementen. Dafür käme aber einzig das Deckenpaket des Dent-Blanche-Systems in Frage.

Die ganze Bernharddecke samt dem Bagnefächer müsste dann konsequenterweise als schwimmende und eingewickelte stirnwärtige Partie der hochpenninisch-unterostalpinen Dent-Blanche-Masse betrachtet werden, die ihrerseits von der letztern als ihrem rückwärtigen Teile überfahren würde.

Deckenmechanisch würde, unter der Voraussetzung obiger Zusammenhänge, die Entstehung der seit ARGAND allgemein bekannten tektonischen Gebilde der Walliser Alpen eine nicht einmal sehr komplizierte Erklärungsweise erfordern. Der Überschiebungsvorgang hätte sich, wenn wir von der Innentektonik der Dent-Blanche-Masse absehen, ungefähr folgendermassen abspielen können:

Überschiebung der Simplondecken und der Monte-Rosa-Decke.

Überfahren der letztern durch das System der Dent-Blanche-Decken (mit der Bernharddecke als stirnwärtiger Partie).

Einbohren dieser stirnwärtigen Partie (Bernharddecke) in die weiche Unterlage der abgeschürften Monte-Rosa-Sedimente und -Grünschiefer vor der Monte-Rosa-Stirne.

Durchscherung der Dent-Blanche-Bernhard-Masse und Überfahung des eingerollten Stirnpacketes durch die Dent Blanche.

Steilstellung der Wurzeln, Anpressung der Monte-Rosa-Decke an die eingewickelte Mischabelfalte, gleichzeitig Aufwölbung der Monte-Rosa-Kuppel.

Der ganze Vorgang wäre das Ergebnis einer gleichseitig gerichteten und gleichmässig fortschreitenden Bewegung, wobei eine Phase ganz unmerklich in die andere überleiten würde.

Die bei einem derartigen Bewegungsverlauf zu erwartenden tektonischen Gebilde würden mit den tatsächlich vorhandenen tektonischen Grossformen wohl ebenso gut harmonieren wie bei einer Interpretation im Sinne von ARGAND oder STAUB. Es sei im ersteren Falle nur die immerhin nicht ganz leicht verständliche Form des Wurzelstieles der Bernharddecke erwähnt. Was den Vergleich mit einer einheitlichen Mischabeldecke anbetrifft, so wäre die offenbare und unbedingt auffällige Persistenz der tektonischen Grossphänomene Monte-Rosa-Kuppel, Mischabelrückfalte usw.) nach dem eben skizzierten Vorgang jedenfalls besser zu begründen.

Die zwischen Bernhard und Dent Blanche verlaufende Scherungszone würde ein tektonisches Phänomen erster Ordnung darstellen und es wäre auch ohne weiteres verständlich, dass in diesem Raum verschürfte Elemente sowohl des Monte-Rosa-Rückens wie auch der Dent-Blanche-Basis auftreten könnten. In diesem Sinne würde auch das Auftreten einer mehr oder weniger selbständigen Schistes-lustrés-Decke in den französischen Alpen durchaus verständlich. Auch gewisse Phänomene geringerer Massenbewegungen wie das des „Würmlizuges“ liessen sich so deuten, doch soll hier auf diese Zusammenhänge nicht weiter eingetreten werden, da sie in einem spätern Kapitel nochmals zur Sprache kommen. Die Stellung des Elementes am Portjengrat ist für die vorliegende Betrachtung von mehr nur lokaler Bedeutung.

Dagegen soll nochmals mit allem Nachdruck betont werden, dass die oben gegebene Interpretation nach den tektonischen Verhältnissen im Wallis im räumlichen Sinne sehr gut möglich ist und auch der mechanische Ablauf der Bewegungsvorgänge durchaus kein besonders schwieriges Problem darstellt.

Der grosse Vorteil dieser Interpretation liegt aber darin, dass sich dadurch die Möglichkeit zur Lösung verschiedener bis jetzt recht problematischer Fragen bietet. Vor allem würde dadurch das Kernproblem der Einwurzelung der Préalpes und deren Stellung zum Unterostalpin und zum Briançonnais, das die Veranlassung für die vorliegenden Ausführungen darstellt, mit einem Schlage gelöst.

Es handelt sich nun im Folgenden darum, die Konsequenzen einer derartigen Interpretation auch in andern Gebieten einer entsprechenden Prüfung zu unterziehen. Dies kann hier allerdings nur sehr summarisch geschehen.

Am unmittelbarsten dürften sich die Folgen einer solchen Umdeutung der Bernhardzone in ihrer direkten Fortsetzung nach W, im Briançonnais, äussern.

VII. Die Stellung des Briançonnais.

Unter konsequenter Weiterführung der im Wallis geschilderten Möglichkeit der Herkunft der Bernharddecke aus einer höhern Einheit, — nämlich dem hochpenninisch-unterostalpinen Bereich —, müsste die gesamte Bernhardzone und die „zone axiale“ des Briançonnais samt den Decken des Embrunais und der Ubaye sich in schwimmender Lagerung befinden, wobei dieser Deckenhaufen nachträglich durch den Vorstoss der Schistes-lustrés-Zone eingewickelt und teilweise überfahren worden wäre. Die Wurzeln dieser Elemente wären im Piemont zu suchen, der Zusammenhang wäre durch die Erosion zerstört.

Es würde sich dabei um ein ganz gewaltiges Phänomen handeln, das vom Wallis durch die Westalpen bis ans Mittelmeer durchziehen würde, ein Phänomen, das allerdings in der Entwicklung der oberostalpinen Kristallinstirnen in den Ostalpen ein womöglich noch imposanteres Gegenstück findet.

Die Feststellung von schwimmender Lagerung bzw. der Wurzellosigkeit grosser Massen ist immer mit enormen Schwierigkeiten verbunden, eine Tatsache, die sich am Beispiel der Préalpes geschichtlich dokumentieren lässt. Im Innern dieses Deckenhaufens wäre wohl niemand auf eine solche Idee gekommen, so wenig wie dies im Briançonnais selber der Fall sein könnte. Ebenso wenig gibt das Querprofil darüber eine eindeutige Auskunft. Einen endgültigen Beweis bieten einzig die in der Längsrichtung über die Unterlage in die Luft austreichenden Faltenachsen.

Das eine Ende der Bernhardzone wurde oben aus der Simplongegend beschrieben. Es handelt sich nun darum, ob im weitem Verlauf gegen W und S analoge Verhältnisse zu treffen seien.

Am interessantesten ist diesbezüglich wohl die Stelle, wo zwischen den äussern Massiven (Pelvoux-Mercantour) und dem Cottischen „Massiv“ das Briançonnais auf eine enge Zone zusammengedrängt ist.

Nach ARGAND und STAUB handelt es sich bei dieser Erscheinung um ein Zurückbleiben der Elemente des Briançonnais in der Tiefe. Bei Annahme schwimmender Lagerung hat aber diese Erklärung kaum ihre Berechtigung. Es wäre im Gegenteil damit zu rechnen, dass die ganze Zone bis auf einen schmalen Rest der Erosion anheimgefallen wäre.

1. Die Verhältnisse in der Gegend der Montagnes d'Escreins.

Es ist nun äusserst wichtig, dass gerade aus diesem Gebiete gewisse Tatsachen darauf hinweisen, dass die Möglichkeit schwimmender Lagerung der einzelnen Decken auch hier gegeben zu sein scheint. Es wird diesbezüglich vor allem auf die hochinteressante Arbeit von BLANCHET hingewiesen (1935, Lit. 20).

Schon ein Blick auf die ausserordentlich instruktive Karte lässt berechtigte Bedenken an der Annahme auftauchen, dass wir uns hier in einem Gebiet mit

Wurzelstellung befinden. Dieser Eindruck wird noch verstärkt, wenn wir die Karte mit der tektonischen Skizze (Pl. III) oder gar mit den Serienprofilen (Pl. IV) vergleichen.

Schräg durch die Mitte des Kartenblattes ziehen von NW gegen SE die Höhenzüge, deren Verlauf ungefähr durch den Pic d'Escreins, La Main de Dieu, Pic de la Font Sancte wiederzugegeben ist.

Es handelt sich um langgestreckte Faltenzüge von Dogger (mit Basisbrekzie) Malm, Oberkreide und Flysch, die teilweise mit spitzen Synklinalen in der Trias stecken, aber immer mit eindeutigem Muldenschluss von dieser unterlagert werden, eine Tatsache, die an sich schon recht wenig für ein Einwurzeln spricht und doch soll gerade hier die Axe des Briançonnaisfächers durchziehen (s. tekt. Skizze Pl. III).

Dazu kommt, dass die Deckennatur der genannten Region teilweise bereits mit Sicherheit nachgewiesen ist. Es handelt sich hier zunächst um die „nappe supérieure du Guil“ nach GIGNOUX und MORET (1937, Lit. 52, pag. 80) oder die „nappe III“ nach BLANCHET (1935, Lit. 20, pag. 148).

Darunter tritt in mehreren Fenstern von z. T. bedeutender Ausdehnung die „nappe inférieure du Guil“ oder „nappe II“ zutage.

Diese ist in ihrer Schichtfolge dadurch charakterisiert, dass ihr wenigstens in dem von BLANCHET beschriebenen Gebiet die in der höhern Decke vorhandenen Dogger- und Malmstufen offenbar durchwegs fehlen, so dass die Oberkreide (marbres en plaquettes) meist mit Basisbrekzie, direkt auf der Trias transgrediert. Als jüngstes Schichtglied erscheint über dieser Oberkreide noch der Flysch.

Diese „nappe inférieure du Guil“ erscheint nun unter der „nappe supérieure“ in verschiedenen Fenstern. Ein solches ist bereits wenig mehr als 1 km E Guil-lestre aufgeschlossen (fenêtre du Guil“). Nach SE besitzt es eine fast 10 km lange Fortsetzung im Streichen entlang dem Tale des Rif-Bel („fenêtre d'Escreins“). Die Überschiebung auf der tiefern Decke ist beidseitig des Tales offenbar ganz eindeutig. Die Überschiebungsfläche fällt auf der E-Seite relativ flach gegen E, eine verkehrte Serie fehlt.

Weiter talaufwärts entlang dem Laufe des Cristillan, einem östlichen Zufluss des Guil erscheint gegen Osten ein weiteres Fenster („fenêtre du Cristillan“), dem allerdings BLANCHET eine grössere Ausdehnung zumisst als GIGNOUX und MORET (1937, Lit. 52, carte structurale, Pl. IX) dies tun. Er stützt sich dabei auf ein Vorkommen von stark verschürften marbres en plaquettes mit Basisbrekzie S unterhalb des Pic de Guillestre. Das auf Pl. IV wiedergegebene Profil kann allerdings insofern nicht ganz stimmen, als nach der Intersektion auf der Karte an dieser Stelle auf einen steilen Verlauf der Überschiebungsfläche geschlossen werden muss. Dies bedeutet allerdings keine besondere Schwierigkeit, da die beiden Decken nach GIGNOUX und MORET (loc. cit., pag. 80) nachträglich gemeinsam noch verfaltet wurden, wobei in der Folge auch die Schubflächen verbogen wurden.

Interessant ist nun aber vor allem, dass die „axe de l'éventail“ fast gerade auf den E-Rand dieses Fensters hinzieht.

Weiter ist sehr interessant, dass auf der E-Seite der Achse die „nappe supérieure“ mit flach gegen W fallender Schubfläche auf den Schistes lustrés aufliegt, einer Schubfläche, die an den W-Hängen des SE-NW verlaufenden Tales des Torrent du Tronchet von E her lokal ebenfalls bis ungefähr 1 km an die Achse des Fächers heranreicht und zwar offenbar ohne irgendwelche Anzeichen eines steilern Gefälles. Diese Auflagerung der „nappe supérieure“ entspricht den „nach E über-

kippten Rückfalten“, wie sie für den Briançonnaisfächer typisch sind. Auffallend ist dabei aber, dass auch hier jedes Anzeichen einer verkehrten Serie fehlt.

Während also im N (fenêtre du Cristillan) die Überschiebungsfläche der „nappe supérieure“ von W her offenbar bis in die unmittelbare Nähe der Achse des Fächers reicht, tritt sie im S (an den N-Hängen des Tales der Ubaye) auch von E her bis auf einen km an diese Achse heran.

Die Schistes lustrés des Torrent du Tronchet gehören nun aber nach BLANCHET nicht zur eigentlichen Zone der „Schistes lustrés“, sondern zu seiner „zone intermédiaire“. Diese ist nach ihm durch eine geringere Metamorphose gekennzeichnet und er glaubt darin Serien vom Typus des Briançonnais wiederzuerkennen.

Interessanterweise weist nun gerade das auf pag. 128 (Lit. 20) wiedergegebene Profil zwischen Col Tronchet und Col Girardin die Charakteristika der für die „nappe inférieure“ beschriebenen Schichtfolge auf: Oberkreide und Flysch, erstere mit Basisbrekzie transgressiv auf Trias.

Noch weiter E im Tal der Ubaye wurde bei Maurin (Maljasset) auch fossilführender Dogger sowie oberer Jura (marbre de Guillestre), Oberkreide (marbres en plaquettes) und Flysch nachgewiesen. Nach BLANCHET handelt es sich ebenfalls um Elemente der „zone intermédiaire“.

Die auffallenden Lagerungsverhältnisse der „nappe supérieure“, deren basale Überschiebungsflächen sich hier in bezug auf die Achse des Fächers von beiden Seiten bis fast auf 1 km nähern, das beidseitig gegen die Achse des Fächers hin relativ flache Einfallen der Überschiebungsflächen, das Fehlen einer verkehrten Serie und das Auftreten einer tiefern Serie („nappe inférieure“), die sowohl im W wie im E eine ähnliche (wenn auch im letztern Falle leicht metamorphe) Schichtreihe aufweist, — alle diese Momente lassen auf jeden Fall sehr berechtigte Zweifel an der Wurzelnatur des Briançonnaisfächers aufkommen.

Dieser Tatsache haben denn auch sowohl TERMIER wie GIGNOUX und MORET Rechnung getragen. Der diesbezügliche Passus in dem sich die beiden letztern Autoren über dieses Problem äussern, ist so bezeichnend, dass er hier wörtlich wiedergegeben werden soll (1937, Lit. 52, pag. 81):

„Avant de quitter ces gorges du Guil, remarquons encore que notre 'éventail briançonnais' pourrait nous donner l'idée d'un faisceau de plis enracinés. Or, à l'aval du Pont du Roi, nous avons constaté qu'il n'en est rien, puisque nous pouvons voir qu'à partir de là il s'agit ici seulement de replis secondaires dans la nappe supérieure du Guil charriée vers l'W. D'où la conclusion formulée depuis longtemps par P. TERMIER: *'L'éventail briançonnais n'est point enraciné'*; il ne nous montre que des ondulations superficielles, secondaires, affectant le sommet d'un empilement de nappes élémentaires, dont l'ensemble constitue une grande 'nappe du Briançonnais' charriée de l'E à l'W.“

Es wurde im Vorhergehenden etwas näher auf gewisse lokale Verhältnisse eingegangen, weil es mir schien, dass das Problem der ganzen Stellung des Briançonnais und insbesondere auch seiner Fächerstellung sich hier klarer präsentiert als dies an vielen andern Stellen der Fall ist.

Hier liegt meines Erachtens eine Schlüsselstellung, aus der heraus vielleicht verschiedene andere Probleme einer Lösung näher zu bringen sind.

Die oben geschilderten Verhältnisse lassen es auf jeden Fall wünschenswert erscheinen, die Möglichkeit schwimmender Lagerung und damit der Herleitung dieser Elemente des Briançonnais aus einem tektonisch weit südlicher resp. östlicher gelegenen Bereich wenigstens einer ernsthaften Überprüfung zu unterziehen.

2. Der Ostrand des Briançonnais.

Es wäre auch gar nicht ausgeschlossen, dass auf ähnliche Weise die offenbar sehr komplizierten Verhältnisse am E-Rand des Briançonnais, speziell in der Gegend von Briançon selber, eine Erklärung im obigen Sinne finden könnten.

Sicher ist ja offenbar, dass diese östlichste Partie des Briançonnais am Mont Genève einerseits von Schistes lustrés unterteuft, anderseits aber von z. T. recht eigenartigen Elementen des Piémonts überfahren werden. KILIAN, PUSSENOT und TERMIER, später auch HERMANN und RAGUIN haben auf diese Lagerung aufmerksam gemacht und sie z. T. mit der Dent-Blanche-Decke in Verbindung gebracht. Ähnlich äussert sich auch STAUB, der diese Elemente des Chaberton, des Gondran usw. verschiedenen Serien des Hochpenninikums beordnet (1942, Lit. 140, pag. 177—185).

Dem Fernerstehenden fallen hier zwei Momente auf, dass nämlich auf der einen Seite die Tendenz besteht, auf Grund fazieller und z. T. auch tektonischer Argumente die eben erwähnten Elemente als innerste Bestandteile des Briançonnaisfächers aufzufassen, während andere Autoren sie als höhere, sowohl dem Briançonnais als auch den Schistes lustrés aufgeschobene Einheiten betrachten und daher eine Herkunft vom Innenrand der „Zone du Piémont“ postulieren. Diese Auffassung würde nach der heute gültigen Interpretation der Westalpenprofile voraussetzen, dass sich zwischen den beiden Ablagerungsgebieten, — dem eigentlichen Briançonnais einerseits und den teilweise etwas andersartigen, aber damit offenbar durch fazielle Übergänge verbundenen Elementen am E-Rand des Briançonnais' anderseits, — der ganze Raum der „Zone du Piémont“ einschieben würde.

Die beiden scheinbar gegensätzlichen Forderungen (fazieller Übergang, resp. räumliche Trennung) liessen sich aber leicht auf einen gemeinsamen Nenner bringen, falls im Sinne obiger Ausführungen eine Einwurzelung des gesamten Briançonnais am piemontesischen Innenrand anzunehmen wäre.

Auch das merkwürdige Auftreten kristalliner Schubfetzen am E-Rand des Briançonnais könnte in diesem Zusammenhang vielleicht zu neuen Deutungen Anlass geben. Möglicherweise könnte dies auch bei der seinerzeit etwas umstrittenen Stellung der Masse des Mont Pourri (BOUSSAC, HAUG) der Fall sein.

Die Tatsache, dass Radiolarite sowohl am internen wie am externen Rand der „Zone du Piémont“ auftreten, wurde von HAUG schon hervorgehoben (1925, Lit. 58, pag. 230). Sie könnte im Sinne einer höhern Herkunft des Briançonnais ebenfalls eine entsprechende Erklärung finden (Zugehörigkeit zur selben tektonischen Zone an der Basis der schwimmenden Massen des Briançonnais'). Weiter im S lässt das W-Fallen des Karbons am Col de Longet und die Gabelung bei Acceglio ebenfalls ähnliche Verhältnisse vermuten.

3. Vom Briançonnais ins Wallis.

Ein weiteres Moment, das verschiedentlich bei Versuchen allgemeiner alpiner Synthesen zu Schwierigkeiten führte, ist das Verschwinden der Embrunaiszone im Wallis. Nach SCHOELLER (1929, Lit. 121, pag. 381—382), der diese über die Schweizergrenze durch das Val Ferret bis in das untere Val de Bagne verfolgen zu können glaubt, ist mit einer Fortsetzung nicht nur bis ins linksseitige Rhonetal (bei Riddes), sondern bis in die Zone von Sion zu rechnen. Von da gegen E fehlt aber jede weitere Spur.

Es ist nun interessant, dass in der Gegend des Val Ferret der „Flysch“, dessen Alter hier allerdings nicht eindeutig durch Fossilfunde bestätigt ist, offenbar einerseits nur durch eine dünne Dolomitlamelle vom Karbon des Bagnefächers getrennt ist, während er gegen W mit Überschiebungskontakt direkt auf dem Autochthon des Col Ferret liegt. Alle tiefern Schuppen, die in der französischen Nachbarschaft ausgeschieden werden konnten, fehlen offenbar hier vollständig.

Dieses Aussetzen tektonischer Elemente gegen N und E dürfte nach unserer Konzeption wenigstens teilweise als axiales Ausheben in die Luft zu deuten sein. Vor allem liesse sich das Verschwinden der Embrunaiszone im Wallis auf diese Art erklären, entsprechend dem axialen Ausheben des Kristallinkernes der Bernhardmasse ostwärts des Simplons.

Die Fortsetzung der Embrunais-Briançonnais-Elemente wäre demnach nicht mehr in den Tessinerelementen (HAUG 1925, Lit. 58, pag. 163, SCHOELLER, 1929, Lit. 121, pag. 383) zu suchen, sondern sie wäre entsprechend ihrer Position hoch über der Tessinerkulmination der Erosion anheimgefallen.

Erst weit im E würden wir entsprechend dem axialen E-Gefälle in Bünden die Äquivalente dieses westalpinen Faziesgürtels wieder finden, und zwar ebenfalls in einem weit höhern tektonischen Stockwerk. Auch in den Westalpen ist nach STAUB ein ähnliches Ausheben der Achsen in der Gegend des Col du Galibier (1942, Lit. 140, pag. 157, 158) anzunehmen.

Während also einzelne internere Elemente des Westalpenbogens in die Luft austreichen könnten, wäre es durchaus nicht überraschend, wenn anderseits an bestimmten Stellen Elemente der in diesem Falle tieferen „Zone du Piémont“ auch am Aussenrand oder in der Nähe desselben unter der schwimmenden Masse des Briançonnais emportauchen würden.

So könnte vielleicht die „zone du Petit Saint-Bernard“ (SCHOELLER 1929, Lit. 121, pag. 326/327) zu verstehen sein. Es könnte sich hier um ein Element der „zone des Schistes lustrés“ handeln, das von unten her zwischen die schwimmenden Schollen des Briançonnais und des Embrunais eingeschuppt wurde. Auch SCHOELLER bezeichnet diese Zone in Anlehnung an HERMANN als Äquivalent der Simplondecken, was ihn denn auch dazu zwingt, die darunter liegende Embrunaiszone ebenda einwurzeln zu lassen.

4. Stellung der Lamellen von Jausier.

In ähnlicher Position liegen auch die mit Serpentin vergesellschafteten Lamellen von Jausier im Tale der Ubaye, die am Aussenrande des Briançonnais ebenfalls aus der Tiefe unter diesem Deckenhaufen emportauchen könnten. STAUB (1942, Lit. 140, pag. 200) deutet diese als „vorgeschleppte Elemente der Zone von Antrona-Chiavenna“. In diesem Falle wäre allerdings das Auftreten von Radiolariten nicht ohne weiteres erklärlich, da solche in Gesellschaft mit Serpentin bisher wohl im Hochpenninikum, nicht aber in den tiefern penninischen Decken, beobachtet wurden. Theoretisch könnte dabei an ein Übergreifen dieser Fazies auf tiefere tektonische Einheiten gedacht werden, jedoch sind Radiolarite bis jetzt aus den tiefern penninischen Elementen (Simplondecken) nirgends bekannt geworden.

5. Beheimatung des Briançonnais.

Alle diese Momente scheinen mir die Annahme einer Beheimatung der Elemente des Briançonnais und des Embrunais am Innenrand des Westalpenbogens wenig-

stens theoretisch zu rechtfertigen. Eine definitivere Antwort wird sich aber erst aus der Überprüfung des Tatsachenmaterials im Felde ergeben können.

Dabei ist festzustellen, dass es sich nicht um die Frage der Deckennatur dieser Faltenhaufen handelt, die ja ohnedies wohl von sämtlichen Beobachtern bejaht wird.

Nach ARGAND wird ja bekanntlich das Ganze von den tiefern penninischen Decken unterlagert und die Karbonzone soll ja auch in der „zona grafitica“ unter dem Cottischen „Massiv“ als Fenster wieder zum Vorschein kommen, eine Möglichkeit, die auch HAUG anerkennt (1925, Lit. 58, pag. 115).

Hier wären also nach ARGAND die eigentlichen Wurzeln des Briançonnais zu suchen, bei Annahme einer interneren Beheimatung aber nur wenig weiter östlich, am Innenrand des Cottischen „Massives“. Dieser Umstand ist insofern interessant, als dementsprechend nur mit einer um ein Geringes grössern Überschiebungsbreite zu rechnen ist, als dies bis anhin bereits der Fall war.

6. Einwicklungs- und Verscherungsvorgänge.

Als Konsequenz einer „Einwurzelung“ der bisher als mittelpenninisch betrachteten Elemente am piemontesischen Innenrand würde sich allerdings ein etwas verändertes Bild der Westalpenprofile ergeben, das Bild einer mächtigen Decke, die in hochgewölbtem Bogen das bereits weitgehend zusammengeschobene Paket der tiefern penninischen Decken überschiebt. Die Stirn dieser höhern Einheit (Bernharddecke) würde nach Überfahung des tiefern Deckenhaufens vor diesem eingerollt worden sein, wobei nachträglich infolge Durchscherung ihre rückwärtigen Partien (Dent-Blanche-Decke) die frontalen Elemente ihrerseits überfahren hätten unter gleichzeitiger Verschleppung und Verschürfung tieferer Elemente aus der „Zone du Piémont“ über das Briançonnais hinweg. Der Umstand, dass eine solche Verscherung durch vorhergehende teilweise Erosion evtl. begünstigt sein könnte, würde die ganze Konzeption nicht wesentlich beeinflussen, doch scheinen verschiedene Umstände auf derartige Vorgänge hinzudeuten.

Ein interessantes Phänomen bildet in diesem Zusammenhang das Zurücktreten des kristallinen Kerns im Sektor von Briançon und vor allem in der Ubaye, ein Phänomen, das STAUB in Anlehnung an die Interpretation ARGAND's als ein Zurückbleiben dieses Elementes in der Tiefe hinter den autochthonen Massiven deutet.

Doch kann diesbezüglich ebensowohl angenommen werden, dass die basale, primäre Hauptscherfläche in dieser Gegend nicht mehr innerhalb des Kristallins verlief, sondern an oder nahe der Grenze zu seinem Sedimentmantel.

Es würde sich dabei um ein Phänomen handeln, das GIGNOUX und MORET (Lit. 52) in dem kurzen und prägnanten Satz zusammenfassten: „Il faut bien que les ‚nappes‘ se terminent quelque part.“

Ähnliche Erscheinungen „listrischer Flächen“ wurden von Helbling (Lit. 62) aus dem Glarnerland und dem St. Galler Oberland beschrieben.

7. Der Verlauf der Fazieszonen, Beziehungen zur penninischen Geosynklinale und zum Vorland.

In bezug auf die fazielle Zonenverteilung würden sich ebenfalls interessante Perspektiven eröffnen.

Das wichtigste Ergebnis wäre wohl die Erklärungsmöglichkeit für das Aussetzen der Briançonnaisfazies gegen N, gerade da, wo NW der autochthonen Mas-

sive der Klippenbogen beginnt. Diese Erscheinung liesse sich zwanglos durch den sich bereits im Briançonnais abzeichnenden schiefen oder z. T. fast queren Verlauf der Isopen erklären.

Die für das Briançonnais typische Sedimentationszone hätte sich einfach vom Stirnteil (Bernhardzone) auf den primären Rückenteil (Dent-Blanche-Decke) zurückverlagert. Dies würde allerdings die Idee der embryonalen Anlage der Stirnen im Sinne ARGAND's etwas modifizieren. Doch war es ja schon seit den Untersuchungen von BOUSSAC und ARNOLD HEIM über den Verlauf der isopischen Zonen sehr fraglich, ob die von ARGAND aufgestellte und vielfach sicher zutreffende Regel in der von ihm postulierten Allgemeinheit Gültigkeit besitzen dürfte.

Das schon 1909 von HAUG entworfene Bild einer Geantiklinale im Briançonnais würde dadurch in keiner Weise gestört, bloss hätte sich diese ursprünglich nicht innerhalb des Penninikums befunden, sondern an dessen piemontesischen Innenrande.

Daraus würde sich nun sofort eine weitere interessante Konsequenz ergeben: Die paläogeographischen Verhältnisse sind im Dauphiné und der Provence (Autochthon=Faziesgebiet der helvetischen Decken) durch das Auftreten einer merkwürdigen, relativ schmalen, E-W verlaufenden Zone tiefmeerischer Faziesentwicklung („type vocontien“) ausgezeichnet. Das ist die bekannte „fosse vocontienne“, die von der alpinen „Vortiefe“ im E bis an das Zentralmassiv im W reicht (in der Gegend von Montélimar).

An den Rändern dieses Grabens geht diese Schichtfolge mit Übergang („type mixte“) in eine solche mit Schelfmeerfazies über („type dauphinois normal“). Gegen E hingegen verbreitert sich diese Rinne in die „alpine Vortiefe“ und das Schuppenland der „zone ultradauphinoise“, das gegenüber der normalen Ausbildung im Dauphiné eine ähnliche Stellung einnimmt wie das Ultrahelvetikum gegenüber dem Helvetikum (GIGNOUX und MORET, 1937, Lit. 52, pag. 51). Der Charakter der Sedimentation ist ausgesprochen bathyal: „... les sédiments, tout en restant vaseux et profonds, cessent presque complètement d'être fossilifères et deviennent à la fois plus monotones et beaucoup moins épais: c'est là pour nous le fond de l'avant-fosse alpine, au moins après le Dogger.“ (GIGNOUX et MORET, 1937, Lit. 52, pag. 69).

Diese Beschreibung erinnert schon beinahe an die Verhältnisse des tiefen Penninikums, an die Bündnerschiefer des Oberwallis, abgesehen natürlich vom Zustand der Metamorphose. Diese letztere hält sich aber nach den Erfahrungen im Briançonnais ebensowenig an die Deckengrenzen wie die Fazieszonen.

Nach den obigen Ausführungen über die internere Herkunft der Bernhardzone und des Briançonnais wäre allerdings das Auftreten derartiger Zusammenhänge durchaus nicht merkwürdig, sondern im Gegenteil sehr natürlich, da von hier unter den schwimmenden Massen des Briançonnais hindurch eine direkte Verbindung der „fosse vocontienne“ mit dem penninischen Trog der „Zone du Piémont“ anzunehmen wäre. Im Oberwallis findet sich ja auch tatsächlich keine Spur einer briançonnais-ähnlichen Sedimentation zwischen Ultrahelvetikum und Penninikum bzw. innerhalb des Penninikums.

Es würde sich hier nicht bloss um einen Übergang der fosse vocontienne in die „avant-fosse alpine“ im Sinne von GIGNOUX, MORET und anderer Autoren handeln, sondern um einen Übergang in die penninische Hauptgeosynklinale selber.

Nach den beiden oben genannten Autoren (loc. cit. pag. 69) markiert die „zone subbriançonnaise“ den Übergang aus der bathyalen Region gegen die „cordillère briançonnaise“. Dies kann bei unserer Interpretation sehr wohl der

Fall sein, nur würde diese Übergangszone, wie auch die Geantiklinale des Briançonnais am internen Rand des Piemonts anzuschliessen sein.

Die „fosse vocontienne“ wäre somit nichts anderes als eine langgestreckte westliche Ausbuchtung der penninischen Geosynklinale, die hier ausgesprochen quer zum alpinen Streichen der Decken verläuft, analog dem etwas unregelmässig schrägen Verlauf der Isopen im Briançonnais. Aus solchen Verhältnissen liessen sich in diesem Sektor auch ganz allgemein die Faziesübergänge von einer Decke zur andern quer zu ihrem Streichen erklären. Der Westalpenbogen könnte als bis zu einem gewissen Grade in seiner Form vorbedingt betrachtet werden, vorbedingt durch den Verlauf der penninischen Geosynklinale. Ein vollständiges Sich-Anschmiegen an die nach W in eine schmale Rinne (fosse vocontienne) auslaufende Bucht wäre aber aus mechanischen Gründen nicht möglich gewesen.

Auf diese Weise würde die Existenz der als Einzelphänomen recht merkwürdigen „fosse vocontienne“ eine plausible Erklärung finden, insbesondere auch in Hinsicht auf ihre Beziehungen zum Ultrahelvetischen Faziesbereich.

Im übrigen würde die penninische Zone s. s. (ohne Hochpenninikum) viel von ihrer enormen Breite verlieren. Sie bliebe auf die Simplondecken und die Monte-Rosa-Decke (Zone du Piémont) beschränkt. Die autochthonen Massive könnten noch in relativ geringer Tiefe weit unter das Briançonnais eingreifen und die penninischen Elemente dazwischen könnten weitgehend laminiert sein, wie dies auch im Sektor des Simplon offenbar der Fall ist.

Der Fächer des Briançonnais, dieses beinahe zum Symbol für die Axialzone der Westalpen gewordene Phänomen, würde entsprechend obiger Interpretation tektonisch vollständig umzudeuten sein. Nicht eine „Wurzelzone“ würde hier vorliegen, sondern ein Deckenhaufen ähnlich dem der Préalpes, der nachträglich (Verbiegung der Schubflächen z. B. E Guillestre) noch zusammen gestaucht und z. T. rückwärts überfaltet und schliesslich noch von den ursprünglich tiefern Elementen der „Zone du Piémont“ überschoben und eingewickelt wurde. Auch die in der Gegend von Maurin unter den Schistes lustrés erscheinenden Serien wären vielleicht so zu deuten und würden sich somit in ähnlicher Lage befinden wie das Neocomien à Cephalopodes unter und zwischen den helvetischen Decken der Westschweiz.

Das Phänomen des Fächers wäre somit das Resultat eines Einwicklungsvorganges. —

VIII. Die tektonischen Grosselemente im hochpenninisch-unterostalpinen Bereich Bündens und des Wallis.

Es sind vor allem die Verhältnisse in Bünden, die zur Ansicht führten, dass der Bereich der unterostalpinen und der hochpenninischen Einheiten einen Sedimentationsbezirk, allerdings mit reicher Gliederung, aber anderseits mit vielfach sich wiederholenden Fazieseigentümlichkeiten bildet, der gegenüber den mehr monotonen Serien der tiefern penninischen Decken in schroffem Gegensatz steht.

Es wurde schon oben ausgeführt, dass aller Wahrscheinlichkeit nach die Schamser Elemente in ihrer Gesamtheit dem obersten Penninikum entstammen und nicht als Stirnelemente einer mittelpenninischen Einheit mit „pseudo-ostalpinen Fazies“ zu deuten sind.

Diese Ansicht wurde seinerzeit auch von STAUB verfochten, der damals noch eine gemeinsame Herkunft von der Margnadecke annahm. Sie ist auch in HEIM's Geologie der Schweiz wiedergegeben. Die Zuteilung der Schamserdecken zu drei

verschiedenen tektonischen Einheiten hat der erstere Autor erst später (1937, Lit. 140) vorgenommen. Aber auch bei dieser neuen Interpretation ist zu betonen, dass die wirklich „pseudo-ostalpinen“ Elemente (Kalkbergzone) auch von STAUB im Hochpenninikum belassen wurden, ja sogar gegenüber seiner frühern Ansicht noch höher gerückt sind (Basis, bzw. ehem. Stirn der Selladecke.).

Es muss hier wiederholt werden, dass dieses Phänomen der ursprünglich unmittelbaren Nachbarschaft, bzw. der ehemaligen Zusammengehörigkeit des unterostalpinen und des hochpenninischen Faziesraumes die Frage nach den Zusammenhängen mit den scheinbar heterogenen Verhältnissen des penninischen Troges im Westalpenbogen geradezu aufdrängen musste.

Nachdem nun im Vorhergehenden gezeigt wurde, dass nach den neuern Ergebnissen im Wallis und im Briançonnais eine andere Deutung durchaus im Bereich der Möglichkeit zu sein scheint, stellt sich anderseits nun das Problem der Zusammenhänge der tektonischen Grosseinheiten mit Bünden, spez. in Hinsicht auf die Konsequenzen einer solchen neuen Interpretation der Westalpenprofile.

Dabei zeigt es sich nun, dass auch von diesem Gesichtspunkte aus die von STAUB z. T. schon seit langem postulierten Parallelisationen ihre Gültigkeit in grossen Zügen durchaus beibehalten dürften.

Um Fehlerquellen, die sich beim Versuch von Detailparallelisationen einschleichen könnten, nach Möglichkeit zu vermeiden, sollen auch im Folgenden besonders die grossen Züge herausgehoben werden. Nicht auf die Analogie der tektonischen Einzelphänomene wird daher auch hier das Hauptgewicht gelegt, sondern vor allem auf deren gegenseitige Lagebeziehungen und ihre Zugehörigkeit oder ursprüngliche Nachbarschaft zu den entsprechenden Faziesgürteln.

1. Die Zone Disgrazia-Val Malenco.

Die besten Anhaltspunkte für einen Vergleich zwischen Wallis und Bünden liegen zweifellos, wie dies übrigens STAUB recht eindrücklich dargetan hat, im tektonischen Aufbau und den Lagebeziehungen derjenigen Elemente, die den tiefsten Schnitt im alpinen Gebäude charakterisieren, der Ophiolithzone des Malenk. Die Elemente:

Monte-Rosa-Kuppel — Disgraziakuppel (als Strukturelement der betr. Decken)

Zone Châtillon-Zermatt — Grüngesteine des Malenk

Hochpenninische Dent-Blanche-Elemente (Mont Mary usw.) —
Schuppenzone der Margna

Dent Blanche s. s. — Err-Bernina

entsprechen sich z. T. bis in Einzelheiten. Ob es sich im einzelnen tatsächlich um identische Einheiten handelt, oder ob sie sich seitlich vertreten, bleibt vorderhand eine nebensächliche Frage. Sie entstammen aber jedenfalls entsprechenden Faziesbezirken und auch die verschiedenen Bautypen, der penninische und der ostalpine, kommen in den betreffenden Elementen recht deutlich zum Ausdruck.

Die Analogie ist frappant und die von STAUB auf Grund eines reichen Beobachtungsmaterials geschilderten Verhältnisse ergeben ein ausserordentlich instruktives Bild vom tektonischen und stratigraphischen Aufbau dieser Gegenden, ein Bild, das die oben in allgemeiner Form gefasste Formulierung aufs deutlichste illustriert.

Verfolgen wir diese vorwiegend aus Bündnerschiefern und Ophiolithen bestehende Muldenfüllung des Malenk weiter gegen N, bzw. NW, so stossen wir im

Engadin auf ein Profil, das eine Zweiteilung in bezug auf das Auftreten der Ophiolithe aufweist. In zwei deutlich voneinander getrennten tektonischen Stockwerken des obern bzw. mittlern Penninikums sind hier diese Grüngesteinsmassen zu mächtigen Schuppenpacketen gehäuft, einerseits im obern Bergell unter der Margnadecke, anderseits in der Silser- und Silvaplanerseegegend über derselben.

Auch diese Verhältnisse finden noch ein ungefähres Äquivalent im Aostatal, wie dies STAUB dargetan hat (1937, Lit. 140, pag. 33). Interessant ist in diesem Zusammenhang auch das Vorkommen der vom selben Autor (1942, Lit. 142, pag. 101) entdeckten „Radiolarite“ einerseits in der Zone von Marmoré (Fextal) anderseits in der „Zone du Combin“ (Chanrion, Bagnetal), in einem tektonisch ungefähr äquivalenten Niveau.

Man kann sich darüber streiten, ob diese grünlichen, auf den ersten Blick oft gneisartig aussehenden, hie und da aber grün und rot gestreiften, manchmal dichten Quarzite den Namen „Radiolarite“ wirklich verdienen. Doch besteht gerade bei den letztgenannten Varietäten eine grosse Ähnlichkeit zu den Radiolariten und Kieselschiefern z. B. der Samadener Gegend. Auf jeden Fall lassen sie sich überhaupt nicht mit andern Gesteinsfolgen vergleichen. Hinzu kommt noch die Vergesellschaftung mit Hyänenmarmor-artigen Bündnerschiefern.

Wenn so die zwischen der Disgraziakuppel und der unterostalpinen Hauptüberschiebung auftretenden Elemente im Aostatal und z. T. weiter im N noch ihre ungefähren Äquivalente finden können, so wird ein Vergleich bedeutend schwieriger, wenn wir gegen NW, gegen das Oberhalbstein, oder das südliche Wallis hin vorwärtsschreiten. Eine nochmalige kurze Abschweifung ins Wallis ist hier zu Vergleichszwecken notwendig, bevor auf diese Frage eingetreten werden kann.

2. Die Fortsetzung der Grossmulde Châtillon–Malenk gegen Norden.

a) Wallis.

Im Wallis liegt nordwestlich vor der Dent-Blanche-Decke der Bagnefächer. Dieser hängt im N nach WEGMANN (1923, Lit. 161, Profil pag. 14, Text pag. 33) mit den ältern Casannaschiefern der Gegend von Thion (Eperollaz), d. h. mit der Hauptmasse der Bernharddecke, um die Synklinale von Chèques und des Mont-Rouge herum zusammen.

Die ursprüngliche Interpretation des Fächers durch ARGAND (1911, Lit. 6 und 1916, Lit. 7), dass nämlich dieses Gebilde mit den südlichen Partien im Rücken der Bernharddecke (Gegend der Mischabelrückfalte) zusammenhängen soll, dass es von dort durch die Dent-Blanche-Decke nach vorn verschürft und so im N vor deren Stirn zusammengestaucht wurde, lässt sich unter diesen Umständen nicht aufrechterhalten.

Damit wird aber auch der von ARGAND postulierte Bewegungsvorgang dem mechanischen Formengehalt der betr. Gebilde nicht mehr gerecht. Nördlich vor der Dent-Blanche-Decke, gerade da, wo sich deren frontaler Druck maximal auswirken musste, liegt ja der Bagnefächer, der über eine Distanz von mindestens etwa 15 km nach S, also im Gegensinne zurückgefaltet wäre in die Bündnerschieferzone zwischen Dent-Blanche- und Bernharddecke hinein.

Gerade diese Profile würden aber bedeutend leichter verständlich, wenn der Fächer, wie ARGAND dies annahm, von S her zusammengestaucht wäre.

Wenn er aber im N durch ein Scharnier mit der Hauptmasse der Bernharddecke verbunden ist, so kann er unmöglich im S mit deren Rückenteilen zusam-

menhängen. Eine Herkunft von N hätte nur gegen den allgemeinen Bewegungssinn erfolgen können, eine Herkunft von S verlangt dagegen im Falle eines Zusammenhanges von Fächer und frontalen Teilen des Bernhard-Hauptkörpers automatisch eine Herkunft von einem höhern Element.

Der Häufung der Schuppen im Fächer muss gegen S eine mechanisch bedingte Reduktionszone gegenüberstehen. Es ist nun sehr naheliegend die Spur einer solchen Verschürfungszone im obern „Würmlizug“ anzunehmen. Tatsächlich deuten verschiedene Phänomene auf eine derartige Lösung hin (Profile von ALB. HEIM in der Geologie der Schweiz (Lit. 59, Tafel XXVII).

Nach den Verhältnissen der Gegend von Zermatt-Valtournanche (man vgl. die Geolog. Generalkarte der Schweiz 1:200000, Blatt Sion) ist aber anderseits ein Zusammenhang zwischen oberem „Würmlizug“ und Mont-Mary, und durch dieses Element mit der Dent-Blanche-Decke im engeren Sinne, durchaus nicht unwahrscheinlich. Ein Rückbiegen des „Würmlizuges“ im Sinne ARGAND's ist schon deshalb fraglich, weil offenbar beide, der obere und der untere „Würmlizug“, normale Lagerung aufweisen. Der untere Zug könnte daher sehr wohl eine grössere Selbstständigkeit besitzen und es ist nicht ausgeschlossen, dass er überhaupt einer tiefern Einheit angehört und über die Täschalp in die Saaserzüge und schliesslich in die Unterfläche der Bernharddecke hinabstreichen könnte.

Entsprechend derartigen oder ähnlichen Zusammenhängen würde sich das Bild eines Faltenotyps ergeben, das demjenigen der helvetischen Kreideketten der Zentralschweiz nicht unähnlich wäre: ein Haufwerk von Faltungsdecken, mit einer Brandungszone der „Randkette“ am Massivrand, die basalen Elemente überfahren durch den Hauptkörper der Bernharddecke, Rückbiegen mit Scharnier in den Bagnefächer. Der „Würmlizug“ würde die Rolle eines verschürften Normal-schenkels darstellen, der von der nächst höhern Einheit, der Dent Blanche, überfahren würde. Die verschürften Massen des „Würmlizuges“ wären in der Schuppenzone von Evolena (Lit. 161) und im Fächer zusammengestaucht.

Dieser selbe Fächer trägt nun weiter im S die Schichtfolge des Briançonnais mit ihrer typischen Fazies. Diese Ausbildungsweise besonders der jüngern mesozoischen Sedimente geht aber nicht entfernt so weit nach N, um im Sektor des Wallis noch den Ablagerungsraum der Bernharddecke oder des Fächers zu erreichen. Die Isopen schneiden die Zone des Briançonnaisfächers schräg und weichen S des ehemaligen Bernhardraumes gegen E aus. Nach obigem Faltungs- bzw. Abwicklungsschema würde dies ungefähr dem Bereiche der Dent Blanche entsprechen.

Erst im Rücken und vor der Dent Blanche wären die faziellen Äquivalente des Briançonnais zu suchen. Im Sektor des Wallis wären diese Elemente mit Ausnahme des Dolin vollständig der Erosion anheimgefallen und nur ihre nördlichsten Relikte wären noch in den Préalpes zu finden.

Anderseits darf nach Analogien in Bünden angenommen werden, dass auch hier eine oberkretazische Transgression auf ein vorher zusammengeschobenes und teilweise anerodiertes Paket der tiefern penninischen Decken stattgefunden hatte.

So liesse sich das transgressive Auftreten von Flysch in den tiefern Schuppen der Bernharddecke (auf Trias) erklären, wie dies von französischer (SCHOELLER, Lit. 121) und z. T. auch italienischer Seite (HERMANN) angenommen wird. Der Altersnachweis für die betr. Ablagerungen ist im Wallis allerdings nicht durch Fossilfunde belegt, sondern bezieht sich nur auf Faziesanalogien und auf die Verfolgung der betr. Horizonte der Embrunaiszone ins Wallis hinein.

b. Oberhalbstein.

Nach diesem Abstecher ins Wallis wollen wir uns wieder nach Bünden wenden. Hier sind nun im Oberhalbstein über den Bündnerschiefern des Avers bis hinauf zur Errdecke die Elemente, die im Wallis vor und auf der Dent Blanche zu erwarten wären, tatsächlich vorhanden. Es sind dies die Einheiten des Weissbergzuges, der Schamserdecken, der Flyschschuppen, der Plattadecke und schliesslich die Elemente der Err- und Berninadecke selber.

Die in bezug auf Suretta- und Errkristallin als Grossmulde zu bezeichnende Füllmasse ist also hier recht komplexer Natur, im Gegensatz zu den relativ einfacheren Verhältnissen weiter im SE, im Malenk.

Zudem besteht diese Muldenfüllung im Oberhalbstein, im vordern Avers und im südlichen Schams nur zu einem geringen Teil aus mittelpenninischen Elementen. Der weitaus grösste Teil entstammt der hochpenninisch-unterostalpinen Grenzregion.

Auffallend ist dabei vor allem das plötzliche Auskeilen des Oberhalbsteinerflysches gegen S, bei Juf. An ein primäres Aussetzen ist angesichts der gewaltigen Mächtigkeit, in welcher der Flysch noch am Piz Arblatsch auftritt, kaum zu denken. Und doch konnten südwärts von Juf weder in den Schuppen der Margnadecke, noch in den höhern Komplexen bis zur Basis des Unterostalpins von diesen mächtigen Ablagerungen keine entsprechenden Äquivalente mehr gefunden werden.

Anderseits erwähnt aber STAUB (1919, Lit. 130, pag. 496 und 497) flyschartige braune Glimmersandsteine aus der Basis der Scalottaklippe (Errdecke), über höchstwahrscheinlich oberkretazischen Foraminiferenschiefern vom Typus der Couches rouges („direkt unter der Überschiebung... zwischen den penninischen Radiolariten und den Mittelschenkelgesteinen der Errdecke“).

In der selben Publikation beschreibt er auch das Umbiegen des Flysches nordwärts um die Ophiolithstirnen der Plattadecke herum, „als sei dieser Flysch unter dem Piz Platta nur durch sekundäre Einwicklung in seine Lage unter den Ophiolithen gelangt“ (loc. cit., pag. 496). Als Beweis für diese Auffassung erwähnt er das bereits zitierte Vorkommen dieser Gesteine an der Basis der Scalottaklippe.

Diese Verhältnisse deuten auf räumlich sehr enge Beziehungen dieser Flyschablagerungen zum unterostalpinen Raum, und zwar umsomehr, als wir Globotruncanen führenden Flysch, wenigstens cenomanen Alters, ja auch aus dem Bereich der unterostalpinen Deckenkerne kennen, und zwar am Murtiröl bei Zuoz (ROESLI 1927, Lit. 109) und aus der Zone von Samaden (ROESLI 1944, Lit. 110), also auf dem Rücken der Errdecke und evtl. sogar aus der Berninadecke (ROESLI 1945, Lit. 111).

Es spricht vieles dafür, dass wir heute in Bünden sogar südlich des höchsten Penninikums evtl. bis in die Berninadecke hinein mit voroberkretazischen Zusammenschüben rechnen können, doch lässt sich dies vorderhand noch nicht beweisen. Auf jeden Fall macht sich aber die Cenomantransgression in der Zone von Samaden in nahe miteinander in Beziehung stehenden Elementen in oft auffällig verschiedener Weise bemerkbar.

In der wahrscheinlich zur Berninadecke gehörenden Schlattainschuppe transgrediert das Cenoman z. T. mit Basisbrekzie bis auf den Hauptdolomit hinab. In der basalen auf dem Errkristallin liegenden Serie liegt dagegen eine für unterostalpine Verhältnisse relativ gut entwickelte Schichtreihe vor, die in der Unterkreide falknisähnliche Züge aufweist und aus welcher die Oberkreide ohne sichtbare Transgressionsphänomene hervorgeht.

Eine cenomane Transgression über einen z. T. sehr ungleichen Untergrund ist damit jedenfalls auch im Bereich der Kristallinkerne der unterostalpinen Decken bewiesen. Die Möglichkeit, dass dieser Untergrund auch teilweise schon vorgefaltet war, muss ebenfalls in Betracht gezogen werden.

Im penninischen Raum ist eine derartige Transgression des Flysches über die Deckengrenzen (LEUPOLD, Lit. 88, STAUB, Lit. 136 und 140) sogar höchst wahrscheinlich. Die mächtigen Flyschmassen des Prättigau, der Lenzerheide, der Viama, des Schams und des Oberhalbsteins sind zwar durch verschiedene Scherflächen z. T. beträchtlicher Ausdehnung durchschnitten und aufeinander geschuppt, scheinen aber im übrigen die komplizierten Verfaltungen der ältern Schichten nicht durchwegs mitzumachen. Diese Tatsache würde unter der Annahme einer vorcenomanen Faltungsphase bedeutend leichter zu verstehen sein.

Das plötzliche Aussetzen des am Piz d'Arblatsch und Piz Forbisch noch so mächtigen Flyschkomplexes bei Juf ist jedenfalls eine auffällige Erscheinung und es ist sehr begreiflich, dass STAUB hier eine Einwicklung von oben um die Ophiolithstirnen der Plattadecke herum annahm. Eine solche Interpretation hat tatsächlich sehr viel für sich. Auch wenn das Einwicklungsphänomen als solches nicht zu beobachten ist⁴⁾, so ist durchaus nicht ausgeschlossen, dass es ursprünglich trotzdem vorhanden war, aber durch die nachträglich stattgefundene Verschuppung vollständig überprägt wurde. Die von STAUB (Lit. 130) aus der Scalottabasis erwähnten glimmerreichen flyschartigen Sandsteine lassen einen solchen Verdacht immerhin nicht ganz unberechtigt erscheinen. Auf dieses Vorkommen am Scalotta, sowie auf das Auftreten eines Ruchberg-artigen Sandsteins in den Schiefern von Savognin gründet sich übrigens die Altersbestimmung des Arblatsch-flysches (STAUB 1919, Lit. 130, pag. 495).

Nun ist allerdings nach der sehr klaren Beschreibung von STAUB (1919, loc. cit., pag. 497 und 498) damit zu rechnen, dass der erwähnte Flysch samt Aptychenkalk, Radiolarit und Couches Rouges-ähnlichen Foraminiferenschiefern bereits mit der Verkehrtserie der Errdecke zusammenhängt. Auf die Analogien mit den Verhältnissen im Engadin wurde bereits an anderer Stelle hingewiesen (ROESLI 1944, Lit. 110, pag. 370). Diese werden übrigens auch von STAUB selber betont.

Es handelt sich hier ganz zweifellos um ziemlich tiefgreifende nachträgliche Verscherungen und Verschuppungen, die evtl. sogar mehrere tektonische Einheiten in Mitleidenschaft zogen. Diese Bewegungsphänomene dürften mit den Überschiebungen der unter- und der oberostalpinen Decken zusammenhängen. Sie sind zu einer Zeit entstanden, als der penninische Untergrund höchst wahrscheinlich bereits teilweise zusammengeschoben war und in diesem Zustande von Flysch bedeckt wurde, der seinerseits mitverschert ist.

Die Kontaktfläche zwischen dem Flysch und den Ophiolithen der darüber liegenden Plattadecke ist nach STAUB (1921, Lit. 132, pag. 105) eine Überschiebungsfläche.

c. Bedeutung der hochpenninischen Verschuppungsphänomene des Oberhalbsteins.

Von den vielen Schuppungs- und Verscherungsflächen, welche den hochpenninischen Komplex im Avers und Oberhalbstein durchqueren, ist die Aufschie-

⁴⁾ STAUB selber hat das Auftreten des Flysches an der Scalottabasis in seinen Profilen in HEIM's Geologie der Schweiz 1921 nicht zur Darstellung gebracht, dagegen wird die Einwicklung als solche im „Bau der Alpen“ wieder erwähnt.

bungsfläche der Plattaophiolithe auf den Flysch wohl die auffälligste. Sie schneidet offensichtlich von den unterostalpinen Serien bis an die basale Schubfläche des Weissbergzuges S Juf hinab. Es ist denkbar, dass sie sich von da infolge nachträglicher Verbiegung gegen S wieder über die Margnadecke aufwärts zieht. Da es sich aber nicht um eine primäre Deckenschubfläche, sondern bereits um eine spätere Verschiebungsfläche handelt, wäre es ebensogut möglich, dass sie gegen S unter der Basis der Margnadecke als eine deckendurchscherende listrische Fläche in die Zone des Malenker Serpentin weiterzieht.

In diesem Falle könnte man sich allerdings fragen, ob dadurch nicht auch dort, im obersten Bergell, ehemals Zusammengehörendes durchschert wurde, mit andern Worten, ob nicht das Margnakristallin an dieser Stelle mit der Surettadecke zusammenhing und ob dieser Zusammenhang später durch eine deckenverscherende Diskontinuitätsfläche zerrissen wurde.

Diese Möglichkeit ist vorderhand rein hypothetisch und es ist sehr fraglich, ob sie sich überhaupt je nachweisen liesse und zwar aus dem Grunde, weil gerade hier durch das Aufdringen des Bergellergranits die Deckengrenzen überhaupt zum Verschwinden gebracht wurden.

Ich möchte nun aber den Eindruck vermeiden, dass die, wie mir scheint, begründete Hypothese der Einwicklung der Bernhard- unter die Dent-Blanche-Decke durch eine weitere Hypothese gestützt werden soll. In bezug auf die Möglichkeit einer Einwicklung der Suretta- unter die Margnadecke fehlen mir jegliche Anhaltspunkte, da ich mit den betreffenden Verhältnissen viel zu wenig bekannt bin.

Diese Frage wurde lediglich aus dem Grunde angeschnitten, weil sich nach der Analyse der Verhältnisse im Wallis automatisch der Blick nach Bünden wendet und weil durch die Annahme eines analogen Einwicklungsphänomens auch in diesem Bereich das von STAUB sehr einleuchtend begründete Schema der Deckenparallelisation am wenigsten gestört würde.

Es soll aber das eine nicht vom andern abhängig gemacht werden. Es *könnte* sein, dass sich die Einwicklung der Bernharddecke des Wallis in Bünden widerspiegelt. Es ist aber auch ebensowohl denkbar, dass über die Tessinerkulmination hinweg sich neue Einheiten einstellen und andere wiederum verloren gehen. Das Einwicklungsphänomen könnte sich auch bloss, auf die Schamselemente beschränken, indem hier, ähnlich wie im südlichen Briançonnais, eine kristalline Basis ganz oder teilweise fehlen würde.

Da die ursprünglichen strukturellen Züge Graubündens nicht nur durch spätere tektonische Vorgänge, sondern auch durch junge Intrusionen weitgehend verwischt wurden, ist es fraglich, ob sich die tektonischen Probleme des Wallis überhaupt von hier aus lösen lassen. Der Schlüssel dazu dürfte wohl eher im Wallis selber und im Briançonnais zu suchen sein, denn dort, wo im Falle schwimmender Lagerung die einzelnen tektonischen Elemente im Streichen ganz oder teilweise in die Luft ausheben müssten, besteht wohl am ehesten die Möglichkeit, den Nachweis für die Wurzellosigkeit der betreffenden Elemente („Bernharddecke“) zu erbringen.

In bezug auf die Parallelisationen STAUB's soll hier noch betont werden, dass dieser Autor, dem die Zusammenhänge von den Ostalpen durch Bünden, das Wallis und die Westalpen bis ans Mittelmeer wohl wie kaum einem zweiten bekannt sind, auf die Wiederholung tektonischer Phänomene aufmerksam gemacht hat, von deren Existenz ich mich in einigen wenigen Fällen persönlich überzeugen konnte.

Wenn aber solche Wiederholungen zu Gesetzmässigkeiten werden, so besteht nur eine Möglichkeit, sie zu erklären, nämlich die Existenz einer allgemein wirkenden Ursache. Es wird unsere nächste grosse Aufgabe sein, in solchen Fällen die entsprechenden Ursachen namhaft zu machen.

IX. Beziehungen der Ophiolithintrusion zu den Überschiebungsvorgängen.

In neueren Arbeiten, welche sich mit dem Intrusionsmodus der Ophiolithe beschäftigen, besteht offenbar die Tendenz, der alten Idee der syntektonischen Intrusion wieder mehr Beachtung zu schenken.

SUESS hat seinerzeit im „Antlitz der Erde“ (Bd. III 2, 1909, Lit. 151, pag. 125) diese Idee streng dahin formuliert, dass die Grüngesteine nur akzessorische später hinzugetretene und der ursprünglichen Fazies fremde Merkmale seien.

Später ist allerdings, besonders unter dem Einfluss der STEINMANN'schen Schule der Gedanke mehr und mehr zur Geltung gekommen, dass die Ophiolithintrusion gesetzmässig an abyssale Sedimente gebunden sei und dass die Ophiolithe somit als primäres Faziesmerkmal zu Deckenparallelisationen verwendet werden können. Dementsprechend wurden denn auch die faziellen Merkmale der Schichtreihe von STEINMANN's „Rhätischer Decke“ formuliert und ihr Bereich nach diesen Gesichtspunkten abgegrenzt.

Nach seinen eingehenden Studien im Apennin wusste allerdings schon STEINMANN selber (1926, Lit. 149, pag. 664) keine Erklärung dafür zu geben, „weshalb zwei benachbarte Gebiete (z. B. penninische und unterostalpine Decken oder Liguriden und Toskaniden), die eine sehr ähnliche Vorgeschichte besitzen und besonders auch zu gleichen Zeiten denselben Senkungen ausgesetzt gewesen sind, so dass idente und gleichaltrige Abyssite entstanden, sich in ihrem eruptiven Verhalten so abweichend verhalten haben“.

Wie STAUB, so nimmt übrigens auch STEINMANN (1926, loc. cit., pag. 660) an, dass das Magma „auf einem Längsstreifen am Hinterrande der ophiolithischen Geosynklinale“, „auf einem (oder mehreren?) Längsrisse“ zugeführt worden sei.

Zudem macht er sehr nachdrücklich darauf aufmerksam, dass die (im Apennin) mit den Ophiolithen vergesellschafteten Tiefseegesteine (Radiolarite, Tiefseetone, Calpionellenkalke) *älter* seien als die Ophiolithintrusion, da sie gelegentlich von Spilitgängen mit kontaktmetamorphen Begleiterscheinungen durchsetzt werden. Nach ihm kann es sich also nicht darum handeln, „dass die ins Meer durch Pneumatolyse eintretenden Stoffe, vor allem an Natron gebundene Kieselsäure, einen besonders günstigen Nährboden für die kieselsäurebedürftigen Mikroorganismen, wie Radiolarien und Diatomeen abgegeben hätte“, wie dies von englischen und amerikanischen Forschern angenommen wird, auch nicht um Vergiftungserscheinungen, wie von anderer Seite vermutet wird.

STEINMANN stützt seine Ansichten vor allem auf Beobachtungen im Apennin und auf die analogen Verhältnisse in den Dinariden, da ihm die tektonischen Komplikationen in den Alpen diesbezüglich wenig geeignet erscheinen. Er weist dabei aber ganz besonders auf die geradezu erstaunliche Gleichartigkeit der Sedimente wie auch der Eruptiva sowohl in den Alpen, den Apenninen und den Dinariden hin. Er glaubt dementsprechend auf gleiches Alter der Intrusionsvorgänge innerhalb des mediterranen Orogens schliessen zu dürfen. Einer solchen These gegenüber ist allerdings äusserste Vorsicht am Platze, doch muss zugegeben werden, dass dieses Phänomen einer Gesetzmässigkeit zu folgen scheint, die wir vorderhand noch nicht begründen können. Dieselben Verhältnisse kennen wir ja heute des fernern nicht nur aus dem Balkan und Griechenland, sondern auch aus der Türkei (ARNI, 1942, Lit. 12) aus Persien (SCHROEDER, 1945, Lit. 123) und bis in den Himalaya und den ostindischen Archipel (vgl. KOSSMAT, 1937, Lit. 85).

Wenn STEINMANN aber nach seinen Forschungen im Apennin sich gegenüber der Idee einer auch nur teilweise syntektonischen Intrusion ablehnend verhielt, so ist dies durchaus begreiflich, da ja nach seinen eigenen Darstellungen die Intrusion

erst nach der Unterkreide erfolgte, und die darauffolgenden transgredierenden Schichten bereits dem Obereozän angehören. Was in der Zwischenzeit erfolgte, war seiner Beobachtung entzogen. Da aber in den Dinariden die Altersfrage noch weiter durch das Auftreten der Gosautransgression eingeengt wird (vgl. KOSSMAT, 1937, Lit. 85, pag. 312) vermutete KOSSMAT auch im Appennin ein mittelkretazisches Alter der Intrusion.

In den Dinariden werden nach KOSSMAT sowohl der Ophiolithgürtel wie auch die Schubflächen von der Gosau transgressiv überlagert (loc. cit. pag. 317). Dieser Autor betont vor allem die Allgemeinheit des Phänomens der Ophiolithintrusion im alpinen wie auch in älteren Faltungsgürteln. Er spricht von einer „Wundnaht“ zwischen den Nord- und Südkontinenten.

STAUB hat schon 1921, Lit. 132, pag. 124, dann 1924, Lit. 134, pag. 237) die alpinen Ophiolithe als kretazisch angesehen. Nach ihm entstammen diese den Geosynklinalgebieten, in Zusammenhang mit den sich bildenden Deckenembryonen. Er nimmt eine gesetzmässige Verteilung der einzelnen Glieder der Ophiolithe an (was zwar von CORNELIUS bestritten wird). Diese Verteilung führt er auf primäre Differenziationserscheinungen nach dem Gesetz der Schwere innerhalb von asymmetrisch gebauten Lakkolithen zurück. Während er früher die Grüngesteine weitgehend als Faziesmerkmale bestimmter Schichtreihen betrachtete, so nimmt er heute bis zu einem gewissen Grade ebenfalls syntektonische Intrusion an (1944, Lit. 144, pag. 17): „Denn dass sich zwischen der Hauptintrusion der Ophiolithe und der Überschiebung grosser Deckenkomplexe auch auffallende zeitliche Übereinstimmungen ergeben, ist ebenfalls bemerkenswert.“ So rechnet er mit Deckenüberschiebungen „auf einer magmatisch geschmierten Gleitbahn, parallel der Intrusion ophiolithischer Magmen, *zusammen mit derselben*“.

GANSER (1937, Lit. 47, pag. 512) und NABHOLZ (1945, Lit. 102, pag. 80) nehmen beide eine Intrusion zur Zeit der penninischen Hauptorogenese an, deren genaues geologisches Alter sich aber in den betreffenden Untersuchungsgebieten nicht feststellen lässt.

Die soeben erschienene monographische Abhandlung über die Ophiolithe von BURRI und NIGGLI (1945, Lit. 25) bezieht sich zur Hauptsache auf die petrographischen Verhältnisse und den Chemismus dieser Gesteine. Bezüglich des Alters wird angenommen, dass die Intrusion *vor* dem Hauptparoxysmus stattgefunden habe, da die spätere Faltung für den jetzigen Zustand der Metamorphose verantwortlich zu machen sei. Gleichzeitig wird aber die Möglichkeit offen gelassen, „dass Spätstadien bereits synchron mit Embryonalfaltungen sind, wobei das Magma beim Aufstieg tektonisch vorgezeichnete Wege benutzte“ (1945, loc. cit., pag. 563).

Für die Alpen besteht nun im Gegensatz zu Appennin und Dinariden sicher insofern ein Sonderfall, als hier nach verschiedenen neuern Arbeiten in gewissen Fällen ein jüngerer, mindestens oberkretazisches Alter angenommen werden muss, so im Chablais (Intrusion in Flysch von senomem oder jüngerem Alter, SCHROEDER, 1939, Lit. 122, pag. 74), so auch im Berner Oberland (Simmendecke, TSCHACHTLI, 1941, Lit. 157, VUAGNAT, 1944, Lit. 160, GRUNAU, 1945, Lit. 53. — Intrusion cenoman oder jünger).

Ähnliche Verhältnisse dürften bei Arosa vorliegen, wie dies auch GRUNAU (1945, pag. 325) hervorhebt, doch ist das Alter der die Ophiolithe umgebenden Schiefer nicht mit Sicherheit festgelegt. Flysch cenomanen Alters wurde aber auch dort bereits früher nachgewiesen (vgl. ROESLI, 1944, Lit. 110, pag. 372), allerdings nicht in Kontakt mit Ophiolithen.

Es ist fraglich, ob die basischen Gesteine der Trias schon in den Ophiolithzyklus eingerechnet werden dürfen. Es ist hingegen möglich, dass die Intrusionen in den Alpen bereits im Jura eingesetzt haben, doch besitzen wir darüber keine absolut sichern Anhaltspunkte.

Es ist etwas auffällig, dass Ophiolithe als Komponenten mit Sicherheit weder in der Oberkreide noch in ältern Gesteinen Bündens beobachtet wurden. Das von CORNELIUS (1935, Lit. 40, pag. 281) erwähnte Konglomerat von Val Natons ist sowohl in bezug auf seine Natur als Konglomerat, wie auch bezüglich des Alters nicht unbedingt eindeutig.

Doch besagt auch das Fehlen von Konglomeraten nicht viel, wenn die Intrusionen, wie angenommen wird, sich auf die Geosynklinalregionen beschränkten.

In bezug auf den Beginn dieser Intrusionen sind wir daher noch ziemlich im Unklaren.

Über den weiteren Verlauf derselben vermag vielleicht die Rekonstruktion des Überschiebungsvorganges einige Anhaltspunkte zu liefern.

Wir dürfen heute mit der Wahrscheinlichkeit rechnen, dass ungefähr zu Beginn der Oberkreide die penninischen und vielleicht sogar ein Teil der unterostalpinen Decken bereits weitgehend aneinandergeschoben waren. Dies geht, wie bereits erwähnt, aus der im Vergleich zu den ältern Sedimenten bereits stark reduzierten ursprünglichen Ablagerungsbreite des oberkretazischen Flysches hervor.

Es ist nun nach den oben zitierten Arbeiten sehr wahrscheinlich, dass in dieser voroberkretazischen Phase eine ophiolithische Intrusion entlang den tektonischen Leitlinien des Penninikums erfolgte.

Dagegen darf nun mit ziemlicher Sicherheit angenommen werden, dass auch nachträglich wiederum Ophiolithe gefördert wurden, welche in der Folge in die cenomanen oder senonen Schichten der Aroser Zone, der Simmendecke und der Brekziendecke eingedrungen sind. Auch dieser Vorgang erfolgte höchst wahrscheinlich entlang tektonischen Gleitbahnen. Gerade diese Gesteine scheinen wenigstens teilweise einen von den offenbar ältern in den penninischen Geosynklinalen stecken gebliebenen Ophiolithen etwas verschiedenen eher effusiven Charakter zu besitzen (Pillow-Laven, Brekzien, Tuffe).

Es bestehen aber durchaus keine Anzeichen dafür, dass diese Magmenförderung aus einer unterostalpinen oder gar aus einer mittelostalpinen Wurzelzone erfolgt ist. Eine solche müsste in den betr. Mulden unbedingt ihre Spuren hinterlassen haben. STAUB hat schon vor langer Zeit (1921, Lit. 132) sehr eindrücklich beschrieben, wie die Ophiolithe als mächtige Gebilde im Streichen über sehr lange Strecken aus den Wurzelgebieten aufsteigen.

Ihr Eindringen z. B. in die Aroserzone von einer seitwärts gelegenen Austrittsstelle her aus einer unter- oder mittelostalpinen Synklinalzone ist kaum denkbar, da doch südlich der Aroserzone die weiter wurzelwärts gelegenen Partien dieser Decken über weite Erstreckung sichtbar sind, ohne irgendwelche Anzeichen ophiolithischer Intrusionen zu entblößen.

Dagegen liegt gerade in der südlichen Fortsetzung der Aroserzone das Ophiolithgebiet der Plattadecke. Auch STAUB hat früher eine Verbindung dieser beiden Elemente miteinander angenommen.

Unter diesen Umständen darf wohl angenommen werden, dass angesichts des unterostalpinen Charakters der Aroserzone und teilweise auch der Plattadecke die Ophiolithe der Aroserzone unter Durchschneidung der primären Überschiebungsflächen aus der penninischen Wurzelzone gefördert wurden. Das könnte aber erst der Fall gewesen sein, als die unterostalpinen Decken bereits auf das Penninikum überschoben waren, als unter dem Anmarsch der Silvrettadecke die alten Dis-

kontinuitätsflächen des Penninikums wieder auflebten und zu den weitgehenden Einwicklungs- bzw. Verschuppungserscheinungen im Oberhalbstein führten.

Es waren aber im Vergleich zu den mächtigen, eventuell schon im ersten Stadium aufgedrungenen Ophiolithmassen der Plattadecke nur noch geringe Reste, die aus dem bereits lange vorher differenzierten Lakkolithen im Sinne STAUB's aus der Tiefe abgequetscht und, dem Weg des geringsten Widerstandes folgend, nach oben getrieben wurden.

In den Wurzelgebieten und im Oberhalbstein dürfte dieser Weg am ehesten innerhalb der ältern Ophiolithmassen verlaufen sein, so dass entsprechende Kontakterscheinungen kaum zu erwarten bzw. als solche nicht erkennbar sind. Erst in den äussern Teilen machten sich diese bemerkbar.

Schon vor dieser Zeit hatte die Sedimentation des Flysches in den südwardigen Partien aufgehört, im Unterostalpin bereits im Cenoman, weiter im N, gegen das Prättigau hin, allerdings erst im Tertiär. Die Intrusion in Arosa dürfte zu einer Zeit erfolgt sein, da das Unterostalpin der Aroserzone von seinen Wurzeln abgesichert, zusammengeschoben und unmittelbar auf die südlichen Partien des penninischen Deckenhaufens aufgeschoben wurde, ohne noch den Flysch in seiner Gesamtheit zu überfahren. Doch ist anzunehmen, dass zu dieser Zeit die benachbarten Flyschgebiete bereits trocken lagen, da sonst Streuungen dieses Materials in den Flysch stattgefunden hätten. Erst nachträglich konnte das Ganze von der Silvretta überfahren, ausgewalzt und von seinen Verbindungen mit dem Oberhalbstein abgeschürft werden.

Wenn wir diese Möglichkeit der Magmenförderung auf spätern deckenverscherenden Gleitbahnen in Betracht ziehen würden, so wäre es auch selbstverständlich, dass Ophiolithe nicht als Leitgesteine für die Fazies einer bestimmten Decke gelten dürften. Dies könnte für die penninischen Decken in bezug auf die während der ersten Phase geförderten Magmen der Fall sein. Diese ersten Magmenschübe wären aber praktisch nicht von solchen einer spätern Phase zu unterscheiden.

Unter diesen Gesichtspunkten würde somit auch das Vorhandensein oder Fehlen von Ophiolithen durchaus kein Hindernis für eine gegenseitige Parallelisierung gewisser faziell sonst absolut den unterostalpinen Typus repräsentierender Serien darstellen, und zwar vor allem dann nicht, wenn auch der tektonische Verband auf Zusammengehörigkeit hinweist. Dies gilt besonders für die Serien an der Basis der Errdecke, sowie auch für die Aroserzone.

Die Abtrennung eines hochpenninischen Faziesraumes vom Unterostalpin hat wohl ihre Berechtigung, doch ist es fraglich, ob diese Grenze unbedingt an das Auftreten der Ophiolithe gebunden ist. Auf diese Frage hat schon vor langer Zeit ARBENZ (1922, Lit. 2) sehr nachdrücklich hingewiesen.

Auf jeden Fall dürfte es angezeigt sein, die alte SUESS'sche Ansicht über den akzessorischen Charakter der Ophiolithe innerhalb einer Schichtreihe nicht ganz unberücksichtigt zu lassen. Die Ophiolithe scheinen eben mehr oder weniger passiv überall da eingedrungen zu sein, wo örtliche Druckentlastung herrschte, ob es sich dabei nun um Schichtfugen oder tektonische Flächen handelte.

Abschliessend könnten das Ophiolithproblem und die Frage früher Decken-Anschiebungen oder -Aufschiebungen dahin zusammengefasst werden, dass frühe Magmenförderungen schon im Jura bis vor der Oberkreide möglich waren. Eindeutig sind solche Vorgänge vorderhand nicht zu beweisen, wenn auch vieles auf eine derartige Möglichkeit hinweist. Es darf aber vielleicht doch eine gewisse Analogie mit den Verhältnissen im Appennin und vor allem in den Dinariden angenommen werden. Eine Förderung auf tektonisch vorgelockerten Bahnen ist vielfach wahrscheinlich.

Die Verhältnisse im inneralpinen Flysch deuten auf einen voroberkretazischen An- oder Zusammenschub (nicht Überschiebungen grossen Ausmasses im Stil der heutigen alpinen Decken).

Die frühen Magmenförderungen — wenn solche überhaupt stattgefunden haben — wären aber zur Hauptsache in der Tiefe stecken geblieben (Anhäufungen in den wurzelnahen Partien der penninischen Decken), denn wir kennen davon weder Effusivgesteine noch Gerölle in den (jüngeren) Gesteinen des inneralpinen Flysches.

Da die vor-oberkretazischen An- und Zusammenschübe kein Deckengebäude im alpinen Sinne geschaffen haben und da Aufschiebungen lokal begrenzt sein müssen, wäre es auch leicht verständlich, dass die Oberkreide lokal konkordant auf dem Gault auflagert (Falknis, Basisserie der Errdecke bei Samaden etc.), während anderwärts (Clavadatsch-Schlattainserie der Samadenerzone) der Flysch auf Trias transgrediert.

Diese frühe Schubphase dürfte sich am stärksten im Penninikum bemerkbar gemacht haben. Anzeichen dafür im Unterostalpin sind auf enge Zonen von relativ geringer Ausdehnung beschränkt.

Der tiefste tektonische Schnitt im Alpengebäude, dessen Entstehung zeitlich ungefähr mit der Überschiebung der unter- und vor allem der oberostalpinen Decken zusammenfallen dürfte, ist in seiner heutigen Ausdehnung sicher erst im Tertiär zur vollen Ausbildung gelangt (Auflagerung dieser Decken auf dem Prätigauflysch), könnte aber in seiner inneralpinen Anlage etwas älter sein.

Mit diesem Vorgang sind deckenverscherende Phänomene verbunden. Auch eine nach-cenomane bis nach-oberkretazische Magmenförderung (Effusivgesteine und Kontaktwirkungen in der Brekzien- und Simmendecke der Préalpes, sowie höchst wahrscheinlich auch in der Aroserzone) dürfte mit diesen jüngeren, sicher bis ins Tertiär andauernden Überschiebungsvorgängen zusammenfallen. Erst dieser am tiefsten in das Alpengebäude hinabreichende tektonische Vorgang hätte die Ophiolithe in ihre gegenwärtige Lage innerhalb der Regionen der höheren (ostalpinen) Decken aufdringen lassen. So liesse sich der Umstand erklären, dass Ophiolithe in stirnwärtigeren, abgeschürften Teilen der unterostalpinen Decken (Arosa) auftreten können, während sie in den selben Decken weiter im S fehlen (Oberengadin). Die Förderung der Aroser Ophiolithe wäre bei dieser Deutung aus einer penninischen Wurzelzone erfolgt.

Der ganze Vorgang liesse sich somit folgendermassen skizzieren:

Aufdringen von basischen Magmen entlang Schichtflächen und tektonisch vorgelockerten Zonen im Zusammenhang mit vor-oberkretazischen Schubphasen (frühe Schübe im allgemeinen auf die penninischen Decken beschränkt, als lokale Phänomene auch im Unterostalpin). Steckenbleiben (Stauung) der Magmamassen in den Synklinalzonen zwischen den penninischen Kristallinkernen. Ablagerung des Flysches.

Wiederaufleben der alten tektonischen Diskontinuitätsflächen in einer oberkretazischen (inneralpin) bis tertiären Phase. Überschiebung der höheren Decken (Unter- und Oberostalpin). Gleichzeitig Verscherung und Verschuppung der tieferen Decken (Unterostalpin und Hochpenninikum). Erneutes Aufdringen von basischen Magmen auf deckenverscherenden listrischen Flächen, z. T. gleichzeitig mit der endgültigen mise en place der Silvrettadecke.

An ähnliche Vorgänge darf vielleicht auch im Falle der Dent-Blanchedecke gedacht werden. Es liesse sich so wenigstens die auffällige Verfilzung ihrer Basis mit der ophiolithischen Unterlage erklären.

X. Die Stellung der *Préalpes* und der Klippen.

In der Umschreibung der unter Kap. II dieser Arbeit (Problemstellung) präzierten Arbeitshypothese, wurde die Annahme vorweggenommen, dass die Heimat der *Préalpes* und der Klippen in der unterostalpinen Wurzelzone zu suchen wäre, eine Annahme, zu der LUGEON schon 1902 in seiner ersten grossartigen Synthese der Schweizer Alpen gelangt war. TERMIER, ARGAND, STAUB, um nur die bedeutendsten zu nennen, haben auf dieser Idee weiter gebaut. Daneben entstanden aber eine grosse Zahl sorgfältigster Detailarbeiten, auf die hier einzutreten der Raum fehlt. Wenn wir aber bedenken, was zu Beginn dieser Epoche z. B. an Karten vorgelegen hat, wie GERLACH's Karte des Wallis, THEOBALD's Karte von Bünden, beides zu ihrer Zeit Riesenleistungen, so ist es wahrhaft erstaunlich, was in kaum mehr als 20 Jahren während dieser wirklich heroischen Epoche der Alpengeologie geleistet wurde. Schon 1924 konnte STAUB in seinem „Bau der Alpen“ eine Arbeit vorlegen, die tatsächlich weitgehend einen Abschluss darstellte. Er hat darin ein Bild vom Werden des Alpengebirges entworfen, das auch heute noch in den grossen Zügen gültig ist. Dieses Bild wurde in seiner neuesten Synthese (1937 und 1942, Lit. 140) mit ihren zahlreichen neuen und interessanten Problemstellungen noch weitgehend vertieft. An dieser grossen Konzeption des alpinen Baues kann heute, vor allem wenn wir sie der geologischen Erkenntnis der Alpenprobleme um die Jahrhundertwende gegenüberstellen, nur wenig Wesentliches mehr geändert werden.

1. Beziehungen des Briançonnais und der *Préalpes* zum Unterostalpin.

Was die faziellen Vergleiche der *Préalpes* über die Brücke der Klippen mit dem Falknis und damit mit dem unterostalpinen Raum betrifft, so ist dieses Problem schon längst von kompetenterer Seite erörtert worden. Bereits SUESS, STEINMANN, HEIM sind diesen Weg gegangen, dann STAUB, JEANNET, CADISCH und zahlreiche andere. Es erübrigt sich daher, hier nochmals darauf einzutreten.

Das gleiche gilt anderseits von dem Problem des Zusammenhanges der *Préalpes* mit dem Briançonnais, der besonders von HAUG, GIGNOUX, MORET und neuerdings auch von TERCIER verfochten wurde.

Demgegenüber haben vor allem LUGEON, GAGNEBIN, LEUPOLD diese Frage offen gelassen, indem sie die Argumente beider Seiten in Berücksichtigung zogen.

Da es sich im vorliegenden nicht um ein „Entweder-Oder“, sondern um ein „Sowohl-als-auch“ handelt, würden sich die positiven Ergebnisse beider Seiten aufs einfachste vereinigen lassen.

Briançonnais, *Préalpes* und Unterostalpin (inkl. Hochpenninikum) würden ein und derselben, allerdings sehr reich gegliederten Fazieszone angehören.

Dabei wäre es durchaus nicht verwunderlich, dass innerhalb dieser Zone vom Unterostalpinen bis ins Briançonnais verschiedene Faziesänderungen auftreten würden.

Die auffallendsten Ähnlichkeiten und Unterschiede sind ja längst bekannt. Beide, Ähnlichkeiten wie Unterschiede, bestehen sowohl zwischen *Préalpes* und Briançonnais, zwischen *Préalpes* und Unterostalpin, sie bestehen aber auch zwischen Briançonnais und Unterostalpin.

Es sei vor allem darauf hingewiesen, dass z. B. die Transgressionen im Dogger, z. T. auch im Malm, in der Oberkreide, im Unterostalpinen oft sehr kräftig in Erscheinung treten, oft sogar mindestens so sehr wie im Briançonnais, viel stärker

jedenfalls, als dies in den Préalpes im allgemeinen der Fall ist. Ich erinnere dabei einerseits an die typische Fazies der Liaskalke mit Kieselknauern, ferner an die unvollständige und z. T. brekziöse Ausbildung des Lias, wie sie im Unterostalpin weitverbreitet ist und wie sie z. B. vom Piz Bardella durch CORNELIUS und H. G. STEINMANN beschrieben wurden, ferner an die Saluverbrekzien, die wir heute an die Basis des Malm, evtl. in den Dogger stellen müssen, dann die Brekzien im Malm (im Radiolarit der Zone von Samaden, im Falknis), Brekzien im Aptychenkalk, dann vor allem die cenomane Transgressionsbrekzie, die teilweise bis auf die Trias hinabgreift, genau wie das im Briançonnais bei der nappe inférieure du Guil der Fall ist.

Andererseits ist das Auftreten der typischen Couches Rouges zu erwähnen, welches die unterostalpine Region mit den Préalpes gemein hat, ein Schichtglied, das dem Briançonnais bis auf Spuren fehlt, während die Oberkreide dort meist in den Fazies der marbres en plaquettes auftritt, eine Erscheinung, die allerdings nicht als sehr wichtiger Faziesunterschied zu bewerten ist.

Der Analogien und Verschiedenheiten sind aber noch mehr, so der Riffkalk des Malm, der lokal im Briançonnais (Ubaye) auftritt, den Préalpes, den Klippen und der Sulzfluhdecke geradezu ihr Gepräge gibt, während im unterostalpinen Kerngebiet nur Andeutungen vorhanden sind, sodann das Auftreten des Radiolarits, der in einzelnen Einheiten aller drei Regionen vorkommt.

Längst bekannt ist wiederum das Auftreten des Dogger einerseits in der Fazies der Zoophycusschichten in den Klippen, den Préalpes, im Briançonnais und sogar im Autochthonen des Dauphiné, eine Ausbildungsweise, die dem Unterostalpin überhaupt zu fehlen scheint, andererseits in der Fazies des Mytilusdoggers, der, abgesehen von einigen vereinzelt Vorkommen im Briançonnais, sonst nur in den Préalpes auftritt. Auf die Ausbildungsweise des Lias wurde bereits hingewiesen, hingegen ist schliesslich auch der teilweise ostalpine Habitus der Trias im Briançonnais zu erwähnen.

Diese wenigen Hinweise mögen genügen, um zu zeigen, dass zwischen den drei Hauptverbreitungszonen, trotz aller Sprunghaftigkeit der Fazies im grossen und ganzen eine ausgesprochene Faziesverwandtschaft besteht, ja dass gerade diese Sprunghaftigkeit eines der Hauptmerkmale bildet, das diesen Bezirk in einen ganz auffallenden Gegensatz sowohl zum Helvetikum wie auch zum tiefern Penninikum und schliesslich auch zum Oberostalpin stellt.

Gerade diese Idee eines breiten Faziesgürtels von sprunghaft ändernder Ausbildungsweise in den verschiedenen Schichtstufen, eines Gürtels, aus dem eine ganze Anzahl grösserer Decken ihren Ursprung genommen hätten, ist nun aber durchaus nicht neu. Sie findet sich im Gegenteil schon bei SUESS, welcher die dieser Zone entstammenden Decken als „lepontinisch“ bezeichnete, allerdings unter Einbeziehung auch der penninischen Decken (vgl. SUESS 1909, Lit. 151, pag. 126 und 171).

Immerhin hat gerade SUESS das Briançonnais, die Préalpes, die Klippen und die unterostalpinen Serien als die charakteristischen Verbreitungsgebiete dieser Zone aufgefasst.

Wenn man die tiefern der von ARGAND seinerzeit als penninisch definierten Elemente als selbständige Fazieszone abtrennt, wie dies z. T. schon durch die STEINMANN'sche Schule geschah, so könnte man, um die umständliche Bezeichnung: unterostalpin-hochpenninisch zu vermeiden, von einer lepontinischen Fazieszone im engern Sinne sprechen. Dieser Fazieszone würden sämtliche Decken der oben genannten Gebiete entstammen. Dieser Begriff dürfte allerdings nur als Faziesbezeichnung Verwendung finden.

Diese „lepontinische“ Fazieszone wäre innerhalb der tektonisch ursprünglich eng zusammenhängenden Bernhard-Dent-Blanche-Decke im Sektor des Wallis von der erstern gegen S auf die letztere zurückgewichen, wenigstens sofern dies die nachtriadischen Ablagerungen anbetrifft.

Eine gewisse Verwandtschaft zwischen Dent-Blanche- und Bernharddecke dürfte immerhin erwiesen sein, hat doch schon HEIM (Geologie der Schweiz, Lit. 59, pag. 537) auf die Ähnlichkeit der Fazies der „Groupe du Dolin“ mit derjenigen der Zone Sion-Val Ferrex hingewiesen, ähnlich wie dies übrigens auch STAUB tut (1942, Lit. 140, pag. 196). Auch der auffallende Gegensatz in der Kristallinfazies der beiden Decken erscheint wohl weniger abrupt, wenn wir die Masse des Mont Mary als verbindendes Zwischenglied ansehen. Überhaupt dürfte die Deckenfolge: Simplon-Monte Rosa-Bernhard-Mont Mary-Dent Blanche den tatsächlichen Übergängen der verschiedenen Kristallinfazien am ehesten gerecht werden.

Im strukturellen Sinne wären daher die Decken der Préalpes mit ihrer Fazies von „lepontinischem“ Typ als Abkömmlinge der Dent-Blanche-Decke zu betrachten, während die Bernharddecke hier im Gegensatz zu den Verhältnissen der Gegend des Briançonnais noch weitgehend penninische Fazies besitzt.

Dagegen wäre der Flysch, ähnlich wie dies offenbar auch in Bünden der Fall ist, bereits über die Bernharddecke und vermutlich auch auf das teilweise zusammengeschobene tiefere Penninikum transgrediert.

So würde sich die Auflagerung der Schichtreihe des Niesen auf Casanna-schiefer vom Typus der Bernharddecke zwanglos erklären. Dies würde auch übereinstimmen mit den neuern Ergebnissen LUGEON's (1938, Lit. 96, pag. 18) hinsichtlich einer oberkretazischen Faltungsphase, deren Existenz sich aus den Verhältnissen im Niesenflysch ergibt.

Die Transgression des Niesenflysches auf die Bernharddecke wäre so aufzufassen, dass die vor-oberkretazische Faltungsphase sich nur als ein Aneinanderschieben (mit lokalen Überschiebungsphänomenen ohne eigentliche Deckenbildung) ausgewirkt hätte. Bei der damit verbundenen Denudation wäre die mesozoische Bedeckung nur stellenweise ganz entfernt worden (Auflagerung des Flysches im Val Ferret nach SCHOELLER auf einer dünnen Dolomitlamelle). Hingegen hätte der Flysch über die entsprechenden An- oder Aufschiebungsflächen hinwegtransgredieren müssen. Diese Flächen wären später wieder reaktiviert worden, so dass die ursprünglich zusammenhängenden Flyschmassen durchschnitten wurden und nun den einzelnen Decken zugehören, so zwar, dass der Flysch nicht sämtliche Verfaltungen der ältern Schichten mitzumachen scheint, wie dies auch im Oberhalbstein der Fall ist.

Eine Transgression des Niesenflysches auf die Bernharddecke würde auch durchaus mit der Tatsache vereinbar sein, dass in diesem Flysch noch Pakete von Oberkreide und ältern mesozoischen Schichten auftreten.

Aus dem Gesagten ergibt sich, dass nicht nur zwischen Préalpes und Unterostalpin im engeren Sinne, sondern auch in deren aus der unterostalpin-hochpenninischen Grenzregion stammenden Unterlage nahe Beziehungen bestehen, die in beiden Fällen eine auffallende Gleichheit der jeweiligen Problemstellung mit sich bringen.

2. Beziehungen der Klippen zum Unterostalpin.

Was hier in bezug auf die Préalpes gesagt wurde, müsste dementsprechend auch für die Klippen der Zentral- und Ostschweiz gelten. Auch diese Verhältnisse speziell in bezug auf die Verwandtschaft mit dem Unterostalpin sind bereits seit

langem von kompetenteren Autoren beschrieben worden. Es soll daher nur noch auf einige Einzelheiten hingewiesen werden.

HAUG hat seinerzeit (1925, Lit. 58, pag. 205) eindrücklich darauf aufmerksam gemacht, dass das „Argovien grumeleux“ dem unterostalpinen Bereich total fehle. Dies gilt teilweise auch für die Klippen, doch hat diesbezüglich vor kurzem JEANNET auf die interessante Feststellung verwiesen, dass im Wildflysch der Ibergergegend unter anderm auch Blöcke der krümeligen rötlichen Mergelkalke des Argovien vorkommen. Dabei handelt es sich hier um einen weit im E gelegenen Alpenquerschnitt, in dem gegen S überhaupt kaum eine andere als eine unterostalpine Wurzel in Frage kommt, da in dem entsprechenden Profil Bündens nirgends Gesteine einer auch nur annähernd ähnlichen Fazies auftreten.

Interessant ist auch, dass in der unmittelbaren Nachbarschaft, an den Mythen, in der Rämsibrekzie die Doggertransgression sich wieder viel stärker bemerkbar macht, als dies in den Préalpes im allgemeinen der Fall ist. Dies erinnert viel mehr an die Verhältnisse im Briançonnais oder anderseits an analoge Vorkommen im unterostalpinen Bereich, wo wir nun (ROESLI 1945, Lit. 111) nach neuern Ergebnissen aus der Samadener Zone die schon seit Studer bekannten Saluverbrekzien aller Wahrscheinlichkeit nach ungefähr an die Grenze Dogger-Malm zu stellen haben.

Ein letztes Problem soll hier noch kurz gestreift werden, nämlich das Auftreten einer kretazischen Schichtreihe in der Falknisdecke, die gewisse Ähnlichkeiten zur Ausbildung der helvetischen Kreide aufweist.

Diese kretazische Schichtreihe ist aber durchaus nicht rein helvetisch, sondern ebenso sehr auch unterostalpin. Schon CADISCH hat aus der Weissfluhgegend eine zur Sulzfluhdecke gehörende Schichtreihe beschrieben, die eine verkümmerte Ausbildung dieser Falkniskreide darstellt. STAUB und CADISCH (1921, Lit. 133) haben die Falkniskreide aber auch im Unterengadiner Fenster gefunden. STREIFF (1939, Lit. 150, pag. 59) beschreibt eine ebenfalls etwas verkümmerte Kreideserie aus dem Schams und schliesslich kennen wir dieselbe Schichtreihe, überlagert durch Globotruncanum-führende Oberkreide, aus der Zone von Samaden (ROESLI 1945, Lit. 111).

Die Ähnlichkeit mit diesen bestimmt kretazischen Serien aus dem Kerngebiet der unterostalpinen Decken ist, auch wenn sie gegenüber der Entwicklung am Falknis etwas verkümmert sind, ebensogross wie mit dem Helvetikum. Was in erster Linie den Gedanken eines engern faziellen Zusammenhanges des Falknisraumes speziell mit dem Südhelvetikum nahelegte (vgl. Lit. 73), war die Tatsache, dass es TRÜMPY als erstem gelungen war, überhaupt eine durchgehende Kreideserie im Unterostalpin nachzuweisen. Ferner besteht aber auch eine gewisse Ähnlichkeit mit dem helvetischen Malm, wenn man von der Streuung kristalliner Klastika von unterostalpinem Habitus absehen will.

Die bekannten Anklänge an die helvetische Fazies lassen sich allerdings auch erklären als solche des gegenüberliegenden Schelfes der penninischen Geosynklinale, zumal wir eine ähnliche Ausbildungsweise auch aus dem unterostalpin-hochpenninischen Raume kennen.

XI. Zusammenfassung.

Mit diesen Feststellungen sind wir zum Ausgangspunkt in Bünden zurückgekehrt. Der Kreis hat sich geschlossen. Er reicht, offenbar ohne Unterbrechung, von Bünden über die Wurzelzone nach dem Wallis, dann nach dem Briançonnais. Von hier führte uns der Weg zurück zu den Decken der Préalpes und über die Klippen und den Rhätikon wieder hinein in den unterostalpinen Bereich. Nirgends lässt sich offenbar vom Briançonnais bis nach Bünden eine endgültige Unterbrechung

konstruieren, ohne den Verhältnissen Gewalt anzutun. Dies ist ein starkes Indizium für die Richtigkeit der aufgestellten Hypothese, wenigstens in ihrer allgemeinen Form. Aber es gibt noch verschiedene andere. Ob dabei die Einzelheiten richtig gedeutet wurden, dies zu beweisen muss der weitem Forschung anheimgestellt werden.

Immerhin scheint mir die obige Deutung der Walliserprofile im Sinne einer Einwicklung der Bernharddecke auch vom tektonischen Standpunkt aus ein viel natürlicheres Bild zu geben als dies bisher der Fall war: Eine im Prinzip durchaus einfache nachträglich teilweise verscherte Faltentreppe von allerdings gigantischem Ausmass⁵). Für diese Interpretation sprechen auch die Profile des Bagnafächers (WEGMANN) und überdies scheinen auch viele tektonische Probleme im Sektor des Briançonnais eine einfachere Erklärung zu finden, vor allem die schon von TERMIER, GIGNOUX und MORET geäusserten Zweifel an der Einwurzelung des Briançonnaisfächers. Dabei würde die Überschiebungsbreite für die Elemente des Briançonnais, auch wenn sie auf der Innenseite der penninischen „Zone du Piémont“ wurzeln sollten, kaum viel grösser als dies bei der Interpretation ARGAND's der Fall war, da ja auch nach ihm die Wurzeln unter dem Cottischen „Massiv“ bzw. unter dem Grand Paradis liegen, also nur durch die schmale Wurzelzone des Monte-Rosa-Systems von der Innenseite des Piemonts getrennt sind.

Die geantiklinale Embryonalgeschichte des Briançonnais würde an sich ebenfalls keine Änderung erfahren, abgesehen davon, dass sich ihre mesozoische Entwicklung eben auch auf der Innenseite des Piemonts abgespielt hätte. Dabei bedürften die Deckenparallelisationen STAUB's, abgesehen von Einzelheiten, kaum einer wesentlichen Umdeutung.

Ausser der schon erwähnten Vereinfachung des Problems der Beziehungen von Briançonnais, Préalpes und Unterostalpin würde aber noch ein anderes, fazielles Problem eine höchst interessante Lösung finden, nämlich dasjenige der Beziehungen der fosse vocontienne zum penninischen Trog. Ebenso würden sich in bezug auf die Probleme des Flysches interessante Konsequenzen ergeben.

Ich bin mir vollkommen bewusst, dass alle die erwähnten Indizien und Argumente zum Teil vielleicht recht einleuchtend klingen mögen, dass aber die Hypothese vorderhand eine solche bleibt, solange sie nicht die Probe eingehender Detailarbeiten und der Überprüfung der ausschlaggebenden Stellen im Felde bestanden hat. Ich glaube aber, mindestens deren Berechtigung als Arbeitshypothese im Vorliegenden dargetan zu haben.

Die Hauptstütze für die Richtigkeit dieser Hypothese erblicke ich in der Tatsache, dass dadurch eine enorme Vereinfachung verschiedener Problemstellungen, sowohl solcher fazieller wie auch tektonischer Art, resultieren würde und schliesslich ist ja gerade die Vereinfachung der Prüfstein einer jeden Hypothese.

Literaturverzeichnis.

1. ARBENZ, P.: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, Bd. 64, 1919.
2. — Zur Frage der Abgrenzung der penninischen und ostalpinen Decken in Mittelbünden. Ecl. Geol. Helv., Vol. 17, 1922.
3. — Über das Alter der Saluverkonglomerate und die Juratransgression in den unterostalpinen Decken Graubündens. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich. Beiblatt 10, 71, 1926.

⁵) Eine graphische Darstellung der betr. Verhältnisse (Karten- und Profilskizzen) ist bereits in Bearbeitung und ich hoffe, diese in nächster Zeit ebenfalls publizieren zu können.

4. ARGAND, E.: L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. Bull. Soc. Vaud. Sc. nat., Vol. 45, Nr. 166, 1909.
5. — Sur la racine de la nappe rhétique. Mitt. Schw. Geol. Komm., 1909.
6. — Sur la répartition des roches vertes mésozoïques dans les Alpes Pennines avant la formation des grands plis couchés. Extr. Soc. Vaud. Scs. nat., 1911.
7. — Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. geol. Helv., Vol. XIV, 1916.
8. — La zone pennique. Geol. Führer d. Schweiz., Fasc. III, 1934.
9. ARNI, P.: Geologische Forschungen im mittleren Rätikon. Diss. Zürich, 1926.
10. — Foraminiferen des Senons und Untereocäns im Prätigauflisch. Beitr. N. F. 65, 1933.
11. — Der Ruchbergsandstein. Ecl. Geol. Helv. 26, 1933.
12. — Materialien zur Altersfrage des Ophiolithe Anatoliens. Auszug M.T.A. Ankara, 1942.
13. BEARTH, P.: Über den Zusammenhang von Monte Rosa- und Bernhard-Decke. Ecl. geol. Helv. Vol. 32, Nr. 1, 1939.
14. — Über spätalpine granitische Intrusionen in der Monte Rosa-Bernhard-Decke. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXV, Heft 1, 1945.
15. BERNOULLI, W.: Ammoniten im Bündnerschiefer von Termen bei Brig. Ecl. geol. Helv., Vol. 35, Nr. 2, 1942.
16. BIERI, P.: Der Bau der Klippendecke zwischen Gantrisch und Simmental (Berner Oberland). Jahrbuch d. Phil. Fak. II, Univers. Bern.
17. BLANCHET, F.: Aperçu tectonique et stratigraphique sur le «Massif d'Escreins» (Hautes-Alpes). Extr. Bull. carte géol. de France, N° 151, T. XXVII, 1922—1923.
18. — Etudes géologiques sur le terrain houiller des régions intra-alpines. (Zone du Briançonnais). Trav. Lab. géol. Grenoble, T. XIII, 1923.
19. — Etude paléontologique d'un nouveau gisement fossilifère dans le tithonique intra-alpin entre Briançon et Château Queyras. Trav. Lab. géol. Grenoble, T. XV, 1929.
20. — Etude géologique des montagnes d'Escreins. (Hautes-Alpes et Basses-Alpes). Trav. Lab. géol. Grenoble, T. XIX, 1935.
21. BOUSSAC, J.: Le terrain nummulitique des Alpes Méridionales. Extr. Bull. Soc. géol. France, 4^e sér., T. VI, 1906.
22. — Les méthodes stratigraphiques et le Nummulitique Alpin. Observations sur le Nummulitique des Alpes suisses. Extr. Bull. Soc. géol. de France, 4^e sér., T. IX, 1909.
23. — Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin. Minist. des Trav. Mem. carte géol. de France, 1912.
24. — Sur la constitution géologique de la Haute-Tarentaise. C. R., T. 157, 1913.
25. BURRI, C. und NIGGLI, P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, I. Die Ophiolithe, Zürich 1945.
26. BUXTORF, A.: Die Lagerungsverhältnisse der Gneisslamelle der Burgruine Splügen. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. 30, 1919.
27. — Aus der Talgeschichte der Via Mala. Vierteljahresschr. Schr. d. Natf. Ges. Zürich, Bd. 64, 1919.
28. CADISCH, J., LEUPOLD, W., BRAUCHLI, R. und EUGSTER H.: Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. Heimfestschrift, 1919.
29. — Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 1921.
30. — Zur Geologie des zentralen Plessurgebirges. Ecl. Geol. Helv., Vol. 17, 1923.
31. — Der Bau der Schweizeralpen. Habilit. Schrift, 1926.
32. — Tektonik und Stratigraphie im penninisch-ostalpinen Grenzgebiet. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. 40, 1929.
33. — Die Schichtreihe von Ardez (Steinsberg) im Unterengadiner Fenster. Ecl. Geol. Helv., Vol. 25, 1932.
34. COLLET, L.: Aperçu sur la géologie du Massif du Mont Blanc. Guide Vallot, Fasc. 2, 1924.
35. CORNELIUS, H. P.: Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, NF. 49, 1921.
36. — Bemerkungen zur Geologie des östlichen Rhätikons. Verh. d. geol. Staatsanstalt, 1921.
37. — Die kristallinen Schollen im Retterschwangtale (Allgäu) und ihre Umgebung. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1921.

38. CORNELIUS, H. P.: Zur Deutung der Allgäuer und Vorarlberger Juraklippen. Verh. d. Geol. Bundesanstalt, Wien 1923.
39. — Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu. Geol. Archiv, München, 1. Abhandl., 1926.
40. — Geologie der Err-Juliergruppe. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, 1. Teil, 1935.
41. EUGSTER, H.: Geologie von Mittelbünden. Die westliche Piz Uertschkette. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. NF. 49, 1924.
42. FRANCHI, S., KILIAN et LORY: Sur les rapports des Schistes Lustrés avec les Faciès Dauphinois et Briançonnais du Lias. Min. Trav. Publ., Bull. carte géol. de la France. Extr. N° 119, T. VIII, 1907—1908.
43. — Osservazioni sulla geologica della Liguria. Estr. Boll. Soc. Geol. Ital., Vol. XXXIV, 1915.
44. — Sui profili geologici attraverso la zona di Courmayeur e la supposta falda di ricoprimento del Gran San Bernardo. Estr. Boll. Soc. Geol. Ital., Vol. XLVI, Fasc. 2, 1927.
45. GAGNEBIN, E. et PETERHANS, E.: Les analogies des Préalpes romandes avec les nappes de l'Ubaye. Bull. Lab. Géol. géogr. phys. min. et pal. Lausanne, Bull. N° 41, 1927.
46. — Les Préalpes et les «klippes». Geolog. Führer der Schweiz, Fasc. II, Allgemeine Einführungen, 1934.
47. GANSSER, A.: Der Nordrand der Tambodecke. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. 17, 1937.
48. GIGNOUX, M.: Les problèmes géologiques de la région Vanoise—Mont Pourri (Savoie). Trav. Lab. Géol. Grenoble, T. XV, 1. Fasc., 1929.
49. — et MORET L.: Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. Trav. Lab. Géol. Grenoble, T. XV, 3^e Fasc., 1931.
50. — et RAGUIN, E.: Découverte d'écaillés de roches granitiques au Nord-Ouest du col du Lautaret (Hautes Alpes) à la base de la nappe du Flysch des Aiguilles d'Arves. Extr. du Bull. Soc. géol. Fr., 5^e sér., T. II, 1932.
51. — MORET, L., et SCHNEEGANS, D.: Observations géologiques dans le bassin de la Haute Durance entre Gap et la frontière ital., Trav. Lab. géol. Grenoble, T. XVIII, 1934 à 1935.
52. — et MORET, L.: Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Trav. Lab. géol. Grenoble, T. XXI, 1937.
53. GRUNAU, H.: Das Ophiolithvorkommen von Hauen am Jaunpass (Kt. Bern). Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XXV, Heft 2, 1945.
54. — Die Hornsteinbreccie von Maran bei Arosa. Sitzungsber. NF. Ges. Bern, 1945.
55. GUBLER-WAHL, Y.: La nappe de l'Ubaye au sud de la vallée de Barcelonnette. Propositions données par la faculté. Thèses, Fac. Scs. de Paris, 1928.
56. HÄFNER, W.: Geologie des südöstlichen Rhätikon (zwischen Klosters und St. Antönien). In. Diss. Universität Zürich, 1924.
57. HAUG, E.: Traité de Géologie, T. III, 1913.
58. — Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. France, 4^e sér., T. XXV, Fasc. 3, 1925.
59. HEIM, ALB.: Geologie der Schweiz, Bd. I und II, 1919—1922.
60. HEIM, ARNOLD: Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. Abh. Schw. Pal. Ges., Vol. XXXV, 1908.
61. — Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe, 1. Teil: Einleitung und Stratigraphie vom Tertiär bis zur mittleren Kreide. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, N.F. 20, 1910.
62. HELBLING, R.: Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarner Alpen. Beitr. NF. 76, 1938.
63. HERMANN, F.: Paléogéographie et genèse penniques. Ecl. géol. Helv., Vol. XIX, Heft 3, 1926.
64. — Les écaillés de gneiss de la Pointe Rousse de Verney, aux environs du Petit Saint-Bernard. Extr. Ecl. géol. Helv., Vol. 21, 1928.
65. — La nappe de la Dent Blanche et les nappes des schistes lustrés en Maurienne et Tarentaise. Extr. Ecl. géol. Helv., Vol. 21, N° 1, 1928.
66. — Sulla tectonica valdostana. Mem. dell'Istituto Geol. d. Univ. Padova, Vol. VII, 1928.
67. HUANG, T. K.: Etude géologique de la région Weissmies—Portjengrat (Valais) S. A., Bull. Soc. neuchât. Sc. nat., T. 60, 1935.

68. JÄCKLI, H.: Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams. Ecl. geol. Helv., Vol. 34, Nr. 1, 1941.
69. — Zur Geologie der Stätzerhornkette. Ecl. geol. Helv., Vol. 37, Nr. 1, 1941.
70. JEANNET, A.: Monographie géologique des Tours d'Ai et des régions avoisinantes (Préalpes vaudoises). 1^{re} et 2^e partie. Carte géol. suisse, 1912.
71. — Das Romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen, in Heim, Geol. der Schweiz, Bd. II, pages 589—672, 1921.
72. — Geologie der obern Sihltaler Alpen. Ber. Schwyz. Natf. Ges., 3. Heft, 1938/40.
73. JENNY, H.: Die alpine Faltung. Bornträger, Berlin 1924.
74. KAUFMANN, F. J.: Fünf neue Jurassier. Mythen, Buochser- und Stanserhorn, Enzimattberg und Rothspitz. Nebst Bemerkungen über den Giswylerstock. Jahrbuch des SAC., 1876.
75. KILIAN, W. et PUSSENOT, Ch.: Sur l'âge des Schistes lustrés des Alpes franco-italiennes. Inst. de France, Acad. d. Scs., Extr. C. R., T. 155, 1912.
76. — et PUSSENOT, Ch.: Nouvelles données relatives à la tectonique des environs de Briançon. Inst. de France, C. r. d. sc. de l'Acad. d. Scs., T. 156, 1913.
77. — et PUSSENOT. La série sédimentaire du Briançonnais oriental. Extr. de la Soc. géol. de France, 4^e sér., T. XIII, 1913.
78. — et RÉVIL, M. J.: Aperçu sommaire sur les roches éruptives des Alpes françaises. Trav. Lab. géol. Grenoble., T. XII, 1917—1918.
79. KILIAN, W.: Sur la répartition des facies du Paléocrétacé dans les unités structurales du sud-est de la France. Inst. de France. Extr. C. r. d. sc. de l'Acad. des Scs., T. 170, 1920.
80. KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. Wien. 1923. (Bornträger, Berlin).
81. KOPP, J.: Der Anteil der Aduladecke am Aufbau des Prättigauer Halbfensters. Ecl. Geol. Helv., Vol. 20, 1926.
82. KOSSMAT, F.: Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abh. math.-phys. Kl. d. Sächs. Akad. d. Wissensch., Bd. XXXVIII, Nr. II, 1921.
83. — Tektonische Bemerkungen zum Isostasieproblem. Ber. math.-phys. Kl. d. Sächs. Akad. d. Wissensch., Leipzig, Bd. LXXVIII, 1926.
84. — Das Erdbild und seine Veränderungen. Handb. d. Experimentalphysik, Bd. XXV/2, 1931.
85. — Der ophiolithische Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. Sitzungsber. d. Preuss. Akad. d. Wissensch. phys.-math. Kl. 1937.
86. KRAUS, E.: Der nordalpine Kreideflysch. Geol. u. paläontol. Abh. NF. 19, II, Jena 1932.
87. — Geologie des Mittelallgäus. Neues Jahrbuch f. Min. Geol. und Pal. Abh. 69. Beilage-Band, Abt. B, 1933.
88. LEUPOLD, W.: Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. Ecl. Geol. Helv., Vol. 26, 1933.
89. — Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. Ecl. Geol. Helv., Vol. 30, Nr. 1, 1937.
90. — Die Flyschregion von Ragaz. Ecl. Geol. Helv., Vol. 31, 1938.
91. — Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. Ecl. Geol. Helv., Vol. 35, Nr. 2, 1942.
92. LOMBARD, A.: Observations sur la nappe du Niesen dans le territoire de la feuille Wildstrubel-Est de la carte nationale de la Suisse. Ecl. Geol. Helv., Vol. 35, Nr. 2, 1942.
93. LUGEON, M.: Les grandes nappes de recouvrements des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. soc. géol. de France, 1, 1902.
94. — Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses. C. R. congr. géol. internat., Vienne 1903.
95. — Les Haues-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, NF. 30, 1918.
96. — Quelques faits nouveaux dans les Préalpes internes vaudoises (Pillon, Aigremont, Chamossaire), Ecl. Geol. Helv., Vol. 31, N° 1, 1938.
97. MEYER, HERM. L. F. und WELTER O.A.: Zur Geologie des südlichen Graubündens. A. d. Monatsber. d. Deutschen Geolog. Ges., Bd. 62, 1910.

98. MORET, L.: Présence de crétacé supérieur à facies « Couches rouges » (facies préalpin) dans l'autochtone des environs de Thônes (Haute Savoie). Trav. Lab. Géol. Grenoble, T. XIII, 1924.
99. — Notice explicative d'une carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes. Trav. Lab. Géol. Grenoble, T. XV, 1929.
100. — Sur le contact du groupe exotique de Sulens avec le substratum autochtone du synclinal de Serraval (Haute-Savoie). Trav. Lab. géol. Grenoble, T. XV, 1929.
101. NABHOLZ, W.: Gryphäenfunde in den Schistes lustrés-Serien Bündens und des Wallis. Ecl. Geol. Helv., Vol. 36, Nr. 2, 1943.
102. — Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. Ecl. Geol. Helv., Vol. 38, Nr. 1, 1945.
103. OTT, E.: Geologie von Mittelbünden. V. Abt. Geologie der westlichen Berggünertstöcke (Piz Michèl und Piz Toissa, Graubünden). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 1925.
104. QUEREAU, E. C.: Die Klippenregion von Iberg (Sihltal). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, NF., 3. Lief., 1893.
105. RAGUIN, E.: Nouvelles observations sur la région des Alpes françaises comprise entre Modane et Tignes. Bord de la Vanoise et des Schistes lustrés. B.S.G.F., 4^e sér., T. 25, 1925.
106. — A propos du Mont-Pourri. B. S. G. F. 4^e sér. T. 27. 1927.
107. RICHTER, M.: Das Problem des alpinen Wildflysch. Geol. Rundschau, 18, 1927.
108. — Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau. Jahrb. Geol. Bundesanstalt, Wien, 80. Bd., Heft 3 u. 4, 1930.
109. ROESLI, F.: Zur Geologie der Murtirölgruppe bei Zuoz (Engadin). Jahrb. Phil. Fak. II, Bern, 1927.
110. — Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden. Ecl. Geol. Helv., Vol. 37, Nr. 2, 1944.
111. — Sedimentäre Zone von Samaden (Samaden Kt. Graubünden). Vorl. Mitt., Ecl. Geol. Helv., Heft 2, 1945, Vol. 38.
112. ROQUES, M.: Structure géologique de la partie méridionale du massif de Pierre Eyrantz (Hautes-Alpes). Trav. Lab. géol. Grenoble, T. XVIII, 1934—1935.
113. SCHARDT, H.: Sur l'origine des Préalpes romandes (zone du Chablais et du Stockhorn). Arch. Sc. phys. et nat., Genève, Vol. XXX, 1893.
114. SANDBERG, C. G. S.: Etudes géologiques sur le massif de la pierre à voir (Bas-Valais), Univ. de Paris, 1905.
115. SCHNEEGANS, D.: La stratigraphie des brèches du Pic de Mélézein au SE de Briançon. Extr. du C. R. S. de la soc. géol. de France, N° 16, 1930.
116. — Observations sur la série stratigraphique du Massif au Grand Galibier. Extr. C. R. S. de la soc. de France, N° 5, 1931.
117. — Observations sur la limite occidentale de la nappe du Briançonnais au sud de la Maurienne. Acad. des Scs., T. 192, 1931.
118. — Les subdivisions de la nappe de l'Ubaye dans le massif du Morgon. Acad. des Scs., 1932.
119. — Les relations entre la zone du Flysch dans l'Embrunais et la Nappe du Briançonnais. Acad. des Scs., T. 197, 1933.
120. SCHOELLER, H.: La nappe de l'Embrunais en Tarentaise, au nord de l'Isère et son prolongement en Italie et en Suisse. Extr. Bull. Soc. géol. de France, 4^e sér., T. XXVII, 1927.
121. — La Nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère avec quelques observations sur les régions voisines: bord externe de la Nappe du Briançonnais, zone dauphinoise, lambeaux de recouvrement de Sulens. Minist. d. Trav. Publ. Bull. des serv. de la carte géol. de la France, N° 175, T. XXXIII, 1929.
122. SCHROEDER, W. J.: La brèche du Chablais entre Giffre et Drance et les roches éruptives des Gets. Univ. de Genève. Thèse, 1939.
123. — Quelques aspects de la géologie de l'Iran. Extr. Bull. V.S.P., N° 39, 1945.
124. SPITZ, A.: Gedanken über tektonische Lücken, Verh. k. k. geol. R. A., Nr. 13, 1911.

125. SPITZ, A.: Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins. Verh. Geol. R. A., 1919 (Nachlass).
126. STAUB, R.: Zur Tektonik der südöstlichen Schweizer Alpen. Beitr. N. F. 46, 1916.
127. — Über Faziesverteilung und Orogenese der südöstlichen Schweizer Alpen. Beitr. N. F. 46, 1917.
128. — Das Äquivalent der Dentblanchedecke in Bünden. Festschr. d. Natf. Ges. Zürich, 62, 1917.
129. — Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, 1918.
130. — Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. Ecl. Geol. Helv., Vol. XV, 1919.
131. — Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, 1920.
132. — Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schw. min. u. petr. Mitt., 1921.
133. — und CADISCH, J.: Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. Ecl. Geol. Helv., Vol. 16, 1921.
134. — Bau der Alpen. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 1924.
135. — Übersicht über die Geologie Graubündens. Geolog. Führer der Schweiz, Fasc. III, 1934.
136. — Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschr. S. N. G. 69, Abh. I, 1934.
137. — Des raccords tectoniques entre les nappes valaisannes et grisonnes C. R. somm. Soc. géol. de France 5, 1936
138. — Sur les racines des nappes valaisannes et grisonnes entre la Valtelline, le Tessin et l'Ossola. C. R. Soc. géol. de Fr. 7.—, 1937.
139. — Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. Denkschrift d. Schweiz. Natf. Ges., Vol. LXXII, 1937.
140. — Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, LXXXVII, 1937, 1. T., 1942, 2. T.
141. — Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis. Ecl. Geol. Helv., Vol. 35, Nr. 2, 1942.
142. — Radiolarit im Walliser Hochpenninikum. Ecl. Geol. Helv., Vol. 35, Nr. 1, 1942.
143. — Über den Bau der Zone du Combin der Walliser Alpen. Ecl. Geol. Helv., Vol. 35, Nr. 2, 1942.
144. — Die Gebirgsbildung im Rahmen der Erdgeschichte. Verh. d. Schweiz. Natf. Ges. Sils, 1944.
145. STAUB, W.: Gebirgsbau zwischen Vispertal und Turtmanntal. Mitt. Natf. Ges. Bern, 1934.
146. STEINMANN, G.: Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefmeerabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. Ber. d. Natf. Ges. Freiburg i. Br., Bd. 16, 1905.
147. — Geologische Probleme des Alpengebirges. Eine Einführung in das Verständnis des Gebirgsbaues der Alpen. Sonderabdr. a. d. Zeitschr. d. Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, 37. Bd., Innsbruck 1906.
148. — Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? Geol. Rundschau 16, 1925.
149. — Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. Congrès géol. internat. C. R. de la XIV^e session en Espagne, 2^e fasc., 1926.
150. — STREIFF, V.: Geologische Untersuchungen im Otschams (Graubünden). Zürich 1939.
151. SUSS, E.: Das Antlitz der Erde, Bd. III, 1909.
152. — TERCIER, J.: Le problème de l'origine des Préalpes. Extr. Bull. Soc. frib. Scs. nat., Vol. XXXVII, 1945.
153. — TERMIER, P.: Les mylonites de la quatrième écaille briançonnaise. Inst. de France. Acad. Scs. Extr. C. R., T. 171, 1920.
154. — et KILIAN, W.: 1. Sur la signification tectonique des lambeaux de micaschistes, de roches cristallines diverses et de roches vertes, qui affleurent çà et là, près de Brian-

- çon, au sein ou à la surface des terrains à facies briançonnais. 2. Le bord occidental du pays des Schistes lustrés, dans les Alpes franco-italiennes, entre la Haute-Maurienne et le Haut-Queyras. 3. Le lambeau de recouvrement du mont Jovet, en Tarentaise; les Schistes Lustrés au nord de Bourg-St-Maurice. 4. Sur l'âge des Schistes Lustrés des Alpes occidentales. Inst. de France. Acad. Scs. Extr. d. C. R. de l'Acad. des Scs., T. 171, 1920.
155. SUESS, E.: 1. Que l'ensemble tectonique Vanoise-Mont-Pourri dans les Alpes de Savoie n'est pas séparable de la nappe du Briançonnais. 2. La nappe des Aiguilles d'Arves entre le Lautaret et la Vallouise. 3. Le pays de nappes des Alpes françaises. Extr. C. R. Acad. Scs. France, T. 185, 1928.
156. TRÜMPY, D.: Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 1916.
157. TSCHACHTLI, B. S.: Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental-Saanen), Bern 1941.
158. VONDERSCHMITT, L.: Die Giswyler Klippen und ihre Unterlage. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 1923.
159. VUAGNAT, M.: Les grès de Taveyannaz du Val d'Illeiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 23, 1943.
160. — Sur quelques roches éruptives des Préalpes romandes. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 24, 1944.
161. WEGMANN, E.: Zur Geologie der St. Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). Thèse, Neuchâtel, 1923.
162. WILHELM, O.: Geologie der Landschaft Schams. Beitr. N. F. 64, 1933.
163. ZYNDEL, F.: Über die Tektonik von Mittelbünden. Verh. Schweiz. Natf. Ges. Basel, 1910.
164. — Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, 1912.

Manuskript eingereicht am 1. Juni 1946.