

Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden

Autor(en): **Staub, Rudolf**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **31 (1938)**

Heft 2

PDF erstellt am: **26.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-159824>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden.

Von **Rudolf Staub**, Zürich.

Mit 1 Textfigur.

I. Unterostalpiner Charakter der Dent Blanche.

a) Die Schichtfolge des Mont Dolin zeigt neben ihrem bereits mitgeteilten unterostalpinen Gesamtgepräge folgende Sonderzüge:

1. Unsicheren Nairporphyr an der Grenze des Arollakristallins gegen das Mesozoikum, nebst Pyritquarziten von der Art jener der Err-Decke.

2. Typischen zum Teil grobkonglomeratischen, unmetamorphen, oft rötlichen Verrucano, nicht unterscheidbar von solchem aus der Bernina-Decke der Val del Fain.

3. Eine Art Campiler Niveau an der Basis der Trias, schwächtlich ausgebildet wie vielenorts im unterostalpinen Bereich.

4. Gutgebankten, deutlich geschichteten, zum Teil gelblichen Dolomit mit grünen, grauen und violetten Tonschieferlagen, ununterscheidbar vom gebankten und vielfach gleichfalls analoge, bunte Tonschieferlagen führenden Hauptdolomit der Err- und der Bernina-Decke.

5. Andeutungen von Korallenkalk zwischen Triasdolomiten und Liaskalkschiefern, analog den Korallenkalken des Rhät im Oberengadin. Kössener Schichten wurden keine gefunden.

6. Schwierigkeit der Abtrennung von Rhät und Lias, genau wie vielenorts im unterostalpinen Raum.

7. Im Lias Tafel- und Bänderkalke unten, Kalkschiefer in den oberen Partien; dazu, aber erst in einiger Höhe über der Trias, die bekannten polygenen Dolinbreccien. Dieselben führen zum Teil grosse Kristallinblöcke. Die ganze Liasserie erinnert mit diesen Breccienlagen vollständig an die Liasfolge der Val d'Agnelli in der Err-Decke. Es wäre übrigens wie dort nicht undenkbar, dass die erwähnten polygenen Breccien bereits in den Dogger gehörten, als Äquivalente der Rämibreccie der Mythen etc.

b) Von tektonischen Argumenten weisen auf unterostalpinen Charakter:

1. Die Basis der Dent Blanche zeigt keine stratigraphische Verbindung mit ihrem mesozoischen Substrat, in Form einer „zone de transition“ im Sinne **ARGANDS**, sondern das Dent-Blanche-Kristallin ruht diesem Substrat längs einer glatten und scharfen Überschiebungsfläche auf. Dieselbe verläuft oft diskordant zu den basalen Bündnerschiefern, so dass verschiedene Schichten derselben schief von der Überschiebung abgeschnitten werden. Im übrigen kommen gerade die

jüngeren mehr tonigen Horizonte der Bündnerschiefer an die Überschiebung zu liegen. Sehr schön sind diese Verhältnisse wenig östlich von Satarma am Weg nach Arolla zu sehen (s. Fig.).

2. Das Dolin-Mesozoikum ruht, genau wie dies für ausgedehnte Bezirke des Unterostalpinen charakteristisch ist, vielfach mit einer basalen Gleitfläche dem Dent-Blanche-Kristallin auf. Die dabei auftretenden Mächtigkeitsschwankungen, im besondern innerhalb der Trias, erinnern durchaus an die Auskeilungen des Alvzuges in der Val del Fain.

N

S



Phot. BOLLI.

Die Basis der Dent-Blanche-Decke nordöstlich Satarma am Weg von Evolena nach Arolla.

(Hammer auf Schubfläche zwischen Bündnerschiefer und Arollagneis.)

3. Die Zone des Mont Dolin erreicht in Form des Permocarbons der Dent de Veisivi südlich Satarma auf jeden Fall beinahe die mesozoische Basis der Gesamt-Dent-Blanche, so dass der Eindruck entsteht, das die Dolinbasis bildende nördliche Kristallin des Mont Rouge keile gegen Süden rasch und vollständig aus. Auch am Pas de Chèvres liessen sich die Dinge auf diese Weise gut deuten. Der Keil des Mont Rouge würde so ein ähnliches Phänomen aufweisen wie im Engadin die südwärts auskeilende Err-Decke an der Basis der Bernina, und es ist vielleicht nicht nur blosser Zufall, wenn die Dolinfacies am meisten Beziehungen gerade zu dieser Err-Decke aufweist.

II. Gliederung der Bündnerschiefermassen.

a) Bünden:

1. Die Grossgliederung der Bündnerschiefermassen, wie sie von mir erstmals im Gebiete des hinteren Safientales in der Tomülschuppe der obersten Adula versucht wurde — sie konnte seither von H. JÄCKLI im grossen auch bestätigt werden —, lässt sich im Grundprinzip, mit geringen Modifikationen, dafür aber mit zum Teil beträchtlichen Mächtigkeitsschwankungen, noch in einer Reihe anderer tektonischer Elemente Bündens wieder erkennen.

2. Diese Folge, im grossen bestehend aus: Kalkglimmerschiefern — z. T. mit Ophiolithen —, Nollaschiefern, Safierkalken und -breccien, Beverin Quarziten, ist heute auch festgestellt in den Bündnerschieferzonen des Lugnetz: in den Bündnerschieferseinheiten von St. Martin-Duvin, von Peiden und von St. Sebastian bei Ilanz, d. h. bis hinab in die „gotthardmassivischen“ Bündnerschiefer. Die höhere Abteilung dieser komplexen Schieferserie lässt sich auch im Gebiet der Tscherazone des Schams und den tieferen Flyschschuppen des Curvègebietes wieder erkennen, die Serie Kalkglimmerschiefer-Nollaschiefer-Safierkalk auch im Surettarücken bis hinein ins Bergell, unter Umständen sogar noch in der Margna-Decke des Oberengadins. Nollaschiefer, Safierkalk und Beverin Quarzite sind schliesslich auch am inneren Fläscherberg noch schwach angedeutet.

3. Die genannte Gliederung der Bündnerschiefermassen hat somit im bündnerischen Penninikum weit durchgehenden Charakter, sie darf daher ohne weiteres auch stratigraphisch näher gedeutet werden, auch wenn bis heute Fossilhorizonte fehlen. Es liegt hier nach allen faciiellen Analogien, im besonderen mit dem stratigraphisch gesicherten Gebiet der Falknis-Decke, mit allergrösster Wahrscheinlichkeit eine penninische Folge von Lias, Dogger, Malm und tieferer Kreide vor, die bis in den Gault hinauf reichen mag.

4. In Bünden ist diese Gliederung, wenn auch mit Unterbrüchen und mannigfachen Abänderungen, verwirklicht vom Rücken des Gotthardmassivs im Lugnetz bis in die hochpenninischen Flyschserien des Curvè, d. h. über die ganze Breite des penninischen Raumes. Diese Gliederung der Bündnerschiefermassen sollte unter diesen Umständen daher auch im Wallis zumindest angedeutet sein.

b) Wallis:

1. Dogger und Malm der „ultrahelvetischen“ Zone oberhalb Saxon zeigen erstaunliche Anklänge an Nollaschiefer und Safierkalke.

2. Die Quarzithorizonte südlich von Riddes am Weg gegen Isérable sind ununterscheidbar von den Beverin Quarziten, sie dürfen bestimmt als Kreide aufgefasst werden.

3. In der Schlucht hinter Riddes finden sich, zum Teil mit charakteristischen schwarzen Tonschiefern und Quarziten, auch Feinbreccien, die fast ununterscheidbar sind von den Tristelbreccien Bündens, welche im Niveau der Safierkalke und -Breccien auch in den penninischen Schiefermassen Bündens auftreten. Diese Zone von Riddes scheint überschoben von den Schistes lustrés der eigentlichen Zone von Sion; sie ist vor deren Anschub auch zu schönen Falten zusammengestaucht.

4. Aus der Zone du Combin erwähnt WEGMANN aus der Gegend östlich von Evolena bedeutende Quarzitzüge in den Schistes lustrés. Das können, aus der

Ferne beurteilt, sehr wohl Beverinquarzite sein, sie bedürfen aber noch näheren Studiums.

5. In den Schistes lustrés des Nordfusses der Dent de Veisivi erinnern in den obersten Partien massige Kalkbänke von geringer Mächtigkeit auffallend an durchaus entsprechende Niveaux aus der obersten Suretta-Decke des Bergells im Duan-Maroz-Gebiet, die dort, nach den gegebenen regionalen Zusammenhängen, ohne weiteres den Safierkalken zugezählt werden können. Auch da sind aber weitere Detailvergleiche noch notwendig.

III. Äquivalenzen im nordpenninischen Raum.

Der nordpenninische Raum schliesst an die mittelpenninische Stirnregion der Mischabel-Decke an und reicht bis auf das Gotthardmassiv.

1. In den nördlichen Westalpen liegen vor der Briançonnais-Front der Mischabel-Decke im grossen nur zwei penninische Einheiten: die Zone des Pas du Roc und jene der Aiguilles d'Arves. In der nördlichen Tarentaise schaltet sich zwischen diese beiden Elemente die ophiolithführende Serie des Kleinen St. Bernhard ein als die Einheit der Pointe Rousse.

2. Im unteren Wallis fehlt zunächst die letztgenannte Zone wieder, dafür gliedert sich der Raum im Norden der Mischabelstirn in eine ganze Reihe von Unterelementen: die Zone von Valère, die Zone von Sion, die Zone von Riddes und die Wurzel der Laubhorn-Decke oder der Zone von Bex, an die sich dann die „ultrahelvetische“ Wurzel bei Saxon anschliesst.

3. Die Zone von Valère kann als Äquivalent des Pas du Roc betrachtet werden, die Gesamtheit der Zonen von Sion, Riddes und der Laubhornwurzel aber als komplex struierte Basis des Flysches der Aiguilles d'Arves. Der Flysch der Aiguilles d'Arves breitet sich an seinem Aussenrand aus über der mehr neritischen Laubhornserie, an seinem Innenrand aber über der mehr bathyalen Zone von Sion.

4. Im oberen Wallis erscheinen über der eigentlichen Zone von Sion die ophiolithführenden Schuppenserien von Visp-Eich-Zeneggen als deutliche Ausläufer der Synklinalzone von Antrona, und damit aus dem Hangenden der Leone-Decke stammend; darunter die verschiedenen Bündnerschieferzonen um Brig und Binn, die bereits aus dem Liegenden der Leone- und wohl auch der Lebendun-Decke vorgeschürft worden sind. Die tiefsten Bündnerschiefermassen liegen direkt dem Gotthardkristallin auf.

5. Die Zone des Pas du Roc streicht als Zone von Valère am Südrand der Zone von Sion mit grosser Wahrscheinlichkeit in die untersten Digtationen der Mischabel-Decke, resp. des Staldener Lappens derselben, hinein; sie dürfte schon bei Turtmann an dieselben anschliessen. Die ophiolithführende Serie von Eich-Zeneggen erscheint in der Position der Zone des Kleinen St. Bernhard, der Pointe Rousse, die somit am ehesten ebenfalls aus dem innersten Gebiet der Simplon-Decken, d. h. aus der Zone von Antrona, stammen wird.

6. In Bünden erscheinen als nordpenninische Elemente die Einheiten der Adula, mit der Misoxer Zone als Hangendstem, davor die ophiolithfreien Bündnerschieferseinheiten des Lugnetz, — von St. Martin-Duvin, von Peiden und von St. Sebastian —, die aus den tiefgreifenden Synklinalzonen zwischen Adula, Soja, Simano und Leventina hergeleitet werden müssen. Die beiden ersten: St. Martin-Duvin und Peiden, aus der bis in die Wurzelzone reichenden Synklinalzone zwischen Adula/Soja und Simano, die letztere, d. h. jene von St. Sebastian, aus der bescheideneren Fuge zwischen Simano und Leventina.

7. Da die Misoixer Zone Bündens mit ihren verschiedenen Unterelementen, — Valser, Aul- und Tomül-Schuppen — der gleichartigen Zone von Eich-Zeneggen im Wallis entspricht, erscheint die grosse Haupt-Bündnerschiefermasse des Lugnetz, d. h. jene von St. Martin-Duvin, welche die Hauptmasse der Signinagruppe mitsamt dem Piz Riein aufbaut und sich über das vordere Domleschg bis jenseits Feldis und gegen Chur hin fortsetzt, als grossartiges Äquivalent der eigentlichen Zone von Sion, vielleicht sogar samt der darunterliegenden Schuppenzone von Peiden. Die unter dieser dann emporsteigenden Serien von St. Sebastian, die längs einer grossartigen Gleitfläche dem Gotthard aufliegen, dürften endlich am ehesten einem östlichen Äquivalent der Laubhornzone des Wallis, d. h. der Zone von Bex, entsprechen.

8. Die Zone von Sion entstammte auf solche Art wie jene von St. Martin-Duvin am ehesten aus der Synklinalzone zwischen Antigorio- und Leone-Decke, die des Laubhorns aber aus der Basis der Antigorio-Decke, aus der Synklinale von Crodo-Baceno.

9. Laubhornzone, Zone von Riddes und Zone von Sion bilden in den Westalpen die Basis des Flysches der Aiguilles d'Arves; die diesen Walliser Elementen entsprechenden nordpenninischen Zonen Bündens dagegen werden zwischen Domleschg, Schanfigg und der Herrschaft vom Prättigau auflysch s. str. bedeckt, so dass der Flysch der Aiguilles d'Arves und jener des Prättigau effektiv einander entsprechen, wenn auch nicht dem genauen Alter nach.

10. Die Zone des Laubhorns, schon vom Pillon und von Bex an charakterisiert durch ihre mächtigen Gipsvorkommen, schliesst sich östlich Brig direkt an das Gotthardmassiv an, genau wie dies die entsprechende Zone von St. Sebastian im Süden von Ilanz tut; dabei stellen die grossen Gipszüge der Val Canaria und des Lukmanier ungezwungen die Verbindung her.

IV. Beheimatung der Helvetischen Decken.

1. Die Morcles-Decke des Wallis reicht mit ihren rückwärtigen Teilen über das ganze Aarmassiv zurück bis in das Rhonetal zwischen Gampel und Visp. Das Aarmassiv kann daher als kristalliner Untergrund der helvetischen Decken s. str., d. h. von Diablerets- und Wildhorn-Decke, nicht in Frage kommen. Demgemäss ist aber auch das Mont-Blanc-Massiv als alter Kern der Morcles-Decke zu betrachten, wie ARGAND dies seinerzeit vertreten hat, und wie im besonderen auch der blosse Blick vom Ostende des Mont Blanc bei Saxon auf die mächtige Morcles-Serie im Norden der Rhone in grossartiger Klarheit zu erkennen gibt. Unmöglich, diese ganze gewaltige Decke, von den Dents de Morcles und vom Grand Muveran bis an die Lizerne bei Ardon, die zudem zwischen Saillon und Ardon in voller Mächtigkeit gegen das Rhonetal sich senkt, in der engen Chamonixmulde unterzubringen, die erst der Synklinale zwischen Aiguilles Rouges-Autochthon und Morcles-Decke entspricht. Ganz abgesehen davon, dass eben im Querschnitt der Gemmi diese Morcles-Decke über dem südlichen Aarmassiv ja auch die Fortsetzung des Mont Blanc in grandioser Geschlossenheit überspannt und auch im helvetischen Osten die Morcles-Äquivalente des Calanda nur allzu deutlich die südlichsten Zonen des Aarmassives, die Tavetscher Zone, bis hinab nach Reichenau völlig ummanteln.

2. Der im Osten wohl an die 50 km breite Faciesraum der helvetischen Hauptdecken, d. h. der Glarner Schubmasse mit allen ihren Sonder-elementen: Glarner-, Mürtschen/Axen-, Säntis-Drusberg-Decken etc., im Westen jener der Diablerets-Wildhorn-Decke, kann somit auf befriedigende Weise,

wenn wir nicht absolut hypothetische Verschluckungen annehmen wollen, einzig im südlich an das Aarmassiv anschliessenden Gotthardmassivrücken untergebracht werden, d. h. in jenem Bezirk, der heute von den nach ihrer ganzen Facies nordpenninischen „gotthardmassivischen“ Bündnerschiefern eingenommen ist. Dies in dem Sinne, dass diese helvetische Deckenserie primär dem Gotthardmassiv und seinen südlichen, heute unter der Leventina-Decke begrabenen Annexen auflag und von da erst durch den Vorstoss des nordpenninischen Deckenblockes, im grossen längs der Diskordanzfläche zwischen Verrucano resp. Trias und hercynischem Unterbau, nach Norden über die vorliegenden aarmassivischen Serien hinweggeschoben wurde. Die Abscherungsdecken des Glarnerlandes, die erst neuerdings von R. HELBLING auf Grund exakter stereophotogrammetrischer Aufnahmen ins rechte Licht gesetzt worden sind, sind die Folgen dieser penninischen Abschürfprozedur gewesen. Dabei wurde der Raum, den primär die Serie der helvetischen Decken eingenommen hatte, seinerseits überfahren durch das von seinen eigenen kristallinen Kernen im Tessin abgeschobene nördlichste penninische Mesozoikum, d. h. durch die heutigen sogen. „gotthardmassivischen“ Bündnerschiefer, die in Wirklichkeit im grossen etwa der Laubhorn-Decke oder etwas Ähnlichem entsprechen.

3. Das Gotthardmassiv endet südlich von Grengiols in einer feinen Spitze zwischen der bis dorthin durchaus möglichen Urserenmulde des Oberwallis und der penninischen Nordfront. Es erscheint auf solche Art gegenüber dem Aarmassiv und seiner Bedeckung durch das Morcles-Mesozoikum in absolut derselben Position wie wenig weiter westlich bei Sierre die Wurzelplatte der Diablerets-Wildhorn-Decke.

4. Wurzelwärts keilt das mächtige Paket der Diablerets-Wildhorn-Decke zwischen Morcles-Wurzel, Ultrahelvetikum und Laubhornzone bei Saxon zumindest bis auf ganz geringe Reste aus; die grosse helvetische Hauptschubmasse der westlichen Schweizeralpen endet somit im Wallis südwärts in einer dünnen Lamelle. Dasselbe Ausdünnen der helvetischen Hauptschubmasse gegen ihre Wurzeln hin ist aber auch vom Ostende der Glarneralpen seit langem bekannt; denn die helvetische Hauptdecke des St. Galler Oberlandes, d. h. die Axen/Säntis-Decke, schwindet zwischen der grossen Verrucano-Überschiebung und dem Ostrand des Fläscherberges in der Gegend um Ragaz ganz enorm zusammen und keilt, wie die Stellung des ultrahelvetischen Pizalun direkt über dem Ragazer Wildflysch deutlich anzuzeigen scheint, zwischen basalem Flysch und Ultrahelvetikum überhaupt aus. Das Ausdünnen der helvetischen Hauptschubmasse gegen Süden ist somit im Wallis und in Bünden dokumentiert, es scheint damit eine allgemeine Eigentümlichkeit derselben zu sein, die sich auszeichnet durch den erwähnten Abscherungsmechanismus im Hangenden des Gotthard erklären und verstehen lässt.¹⁾

5. Dass bei dieser Abschürfung der gotthardmassivischen Sedimenthülle in die helvetische Deckenserie, hervorgerufen durch den Vormarsch des nordpenninischen Deckenblockes, die primär zuoberst gelegenen Schichtstösse derselben zuerst ergriffen und in der Folge auch am weitesten vorgetragen wurden, erscheint

¹⁾ Nach gütiger Mitteilung von W. LEUPOLD über seine seitherigen Untersuchungen ist die Masse des Pizalun zusammen mit dem Ragazer Wildflysch nunmehr gleichfalls in das Liegende der Glarner Überschiebung zu versetzen, umsomehr, als seinem diesjährigen Befunde nach der Hauptteil desselben auch eine deutlich nordhelvetische Entwicklung zeigt. Am Prinzip einer enormen Reduktion der helvetischen Hauptschubmasse gegen die Wurzeln hin wird damit aber nichts Wesentliches geändert.

abscherungsmechanisch ohne weiteres verständlich; und in der Tat liegen wirklich heute zum Beispiel die grossen Kreideplatten in Form separater Kreidedecken, vom Säntis bis über den Thunersee hinaus, immer viel nördlicher als die jurassischen Serien der helvetischen Decken oder gar deren Verrucanokerne, oder die Liasserien, und ist vor allem auch der südhelvetische Flysch in einer relativ frühen Phase der Abschürfung sogar in Form einer eigenen Flyschdecke so weit vorwärts gelangt, dass er in der Folge vom helvetischen Hauptpaket nochmals überfahren werden konnte und nun als Wildflyschdecke zu einem guten Teil sogar unter der Glarner Überschiebung liegt.

6. Dass schliesslich der ganze Südrand des Gotthardmassivs eine Zone grosser Abscherungen ist, geht in ausgezeichneter Art hervor aus der unregelmässigen Mächtigkeit der Trias desselben und dem Heranstossen ganz verschiedener penninischer Elemente an denselben. Es sei an die Zone des Nufenenpasses erinnert oder an den Scopi oder den Lukmanier, wo bald eine mächtige Trias, bald direkt der Bündnerschiefer an das Gotthardkristallin angrenzt. Auf das Hineinstreichen der Calandafalten des osthelvetischen Morcleskomplexes gegen das Gotthard-Ostende bei Ilanz sei nur nebenbei hingewiesen, ein Phänomen, das abermals, samt den mesozoischen Schollen von Rhäzüns, – wenn dieselben nicht zum Flimser Bergsturz gehören, – die absolute Notwendigkeit einer Beheimatung der helvetischen Hauptdecken zumindest über dem Gotthardmassiv bezeugt. Die grosse Breite des helvetischen Deckenraumes aber macht es in hohem Grade wahrscheinlich, dass derselbe ausser dem Gotthardrücken einst auch die südlich benachbarten, heute unter der Leventina-Decke begrabenen Annexe des Gotthard besetzt hielt und dass sich primär der Übergang zur penninischen Zone im Substrat der Leventina-Decke erst etwa auf der Höhe von Biasca, d. h. im heutigen Tessin vollzog.

V. Deutung der Urserenmulde.

1. Die Urserenmulde bildet heute den Nordabschluss des Gotthardmassivs, von Grengiols im Oberwallis bis nach Ringgenberg und Schlans in der bündnerischen Surselva. Sie sollte gemäss den obigen Ableitungen eine Facies zeigen, die zwischen Morcles-Calanda und helvetischer Deckenausbildung vermittelt.

2. Die Urserenmulde könnte nach ihrer tektonischen Lage, wie u. a. ARBENZ dies annimmt, zur Wurzel der Morcles-Decke gehören oder unmittelbar an dieselbe anschliessen. Nun zeigen aber die Profile der Urserenmulde, ganz besonders schön jene an der Furka, eine beträchtliche Masse von Lias, in einer Facies, die auch von jener der Zone von Sion nicht sehr verschieden ist, sich auf jeden Fall mit jener gut vergleichen lässt. Dazu kommen die stark metamorphen Quartenschiefer bis ins Bündner Oberland, woher u. a. auch NIGGLI immer auf stark penninische Anklänge der Urserenfacies hingewiesen hat. Es ist auch in der Tat ganz ausgeschlossen, in der Urserenmulde die im ganzen Osten, von der Jungfrau an sozusagen liasfreie Morcles-Facies beheimaten zu wollen.

3. Penninische Bündnerschiefer mit beträchtlicher Metamorphose erreichen bei Naters oberhalb Brig fast direkt den Südrand des Aarmassivs, d. h. ungefähr die Stellung der Urserenmulde, und das Morcles-Mesozoikum ist hier nordwärts radikal abgeschürft worden.

4. Es scheint daher heute eine Möglichkeit zu bestehen, in der Urserenmulde Reste des über das Gotthardkristallin vorgeschürften nördlichsten Penninikums oder des südlichsten Ultrahelvetikums zu sehen, die nachträglich, bei der viel jüngeren Hochschaltung der autochthonen

Massive, im Gefolge einer späten Aufschiebung des Gotthard gegen das Aarmassiv, zwischen diesen und das Aarmassiv oder dessen südliches Anhängsel, das Tavetscher Massiv, geklemmt worden wären. In der Urserenmulde läge damit eine ganz junge Muldenzone vor, in welcher die nördlichsten Ausläufer des von den Tessiner Kernen aus vorgeschürften penninischen Mesozoikums durch Einklemmung zwischen Aar- und Gotthardmassiv noch erhalten geblieben wären, und in dieser Sondermulde ganz jungen Datums wäre auch der tiefere Grund für die eigentliche Anlage der grossen Längstalflucht zwischen Martigny und Chur zu suchen, auf welche Möglichkeit ich vor einigen Jahren schon hinwies.

5. Der Kontakt zwischen Urserenmulde und Gotthard müsste in diesem Fall gleichfalls ein mechanischer Gleitkontakt sein, was mir angesichts des Zustandes der Trias derselben nicht unwahrscheinlich scheint.

6. Das Gotthardmassiv verschmilzt nicht, wie bisher fast allgemein angenommen worden war, im Raume zwischen Fiesch und Brig mit dem Aarmassiv, sondern bleibt bis an sein Westende bei Grengiols durch die Urserenmulde von demselben getrennt.

7. Die tiefgreifende Einmündung des nördlichsten Penninikums zwischen Aar- und Gotthardmassiv, als die wir in obigem Sinne die Urserenmulde auffassen müssten, würde sich endlich auch in der höher-penninischen Überdeckung noch abbilden in jenem Zug von „faux synclinaux“ an der Stirn der Mischabel-Decke, wo, besonders zwischen Val d'Anniviers und Turtmann, höhere Elemente deutlich synklinal zwischen tiefere eingewickelt erscheinen, genau wie ein Stockwerk tiefer das nördlichste Penninikum in der Urserenmulde.

VI. Bergeller Massiv und Taveyannazmaterial.

Die neue Einsicht, dass der grösste Teil des inneralpinen penninischen Flysches senonen bis höchstens untereoazänen Alters sei, worauf ARNI und LEUPOLD in erster Linie und seit langem hingewiesen haben, und jene weitere, dass bereits vor der Ablagerung dieses Flysches grosse Deckenbewegungen in den inneren Alpentteilen stattgefunden haben, stellt auch die Zusammenhänge zwischen den jungalpinen Intrusionen vom Typus des Bergeller Massivs und der Förderung des andesitischen Taveyannaz-Materials in ein neues Licht.

Bisher wurde, gestützt auf das vermeintliche eozäne oder sogar unteroligozäne Alter des Prättigauflysches, die Intrusion dieser jungalpinen Magmen, da dieselbe ja den Deckenbau fast fertig durchbrach, günstigstenfalls in das obere Oligozän oder noch wahrscheinlicher in das früheste Miozän gestellt.

Heute dürfen wir diese Vorgänge nun zurückrücken in eine bedeutend ältere Zeit. Der Vorstoss der Margna-Decke über die vorliegende Suretta ging auf jeden Fall bereits in der unteren Kreide seinen Gang, und mit demselben haben wir ursächlich auch den Vorstoss des Unterostalpinen über das südlichste Penninikum zu verknüpfen. Der Aufschub der mittelostalpinen Deckenkerne auf das Unterostalpin kann gleichfalls mindestens in die oberste Kreide gesetzt werden, so dass wir annehmen dürfen, zumindest in der oberen Kreide seien die vom Bergeller Massiv durchbrochenen Deckenelemente im Prinzip bereits übereinander gelegen. Der grosse Hauptstoss des ostalpinen Gesamtblockes über den Prättigauflysch hinweg fällt allerdings sicher erst ins Eozän, zu welcher Zeit ja auch die grosse „exotische“ Blockschüttung unterostalpiner Trümmer in das südhelvetische, resp. ultrahelvetische Flyschbecken einsetzt, und der endgültige Stillstand der grossen ostalpinen Deckenmasse wurde sicher erst im späteren Unteroligozän erreicht, als auch die

unteroligozäne helvetische Dachschiefer- und Sandsteingruppe samt den wenig später darüber hinweggegangenen helvetischen Decken überfahren worden war. Aber auf jeden Fall liegt heute die Möglichkeit vor, dass schlotartige Vorläufer der Bergeller Intrusion und ihrer Analoga bereits im mittleren Eozän ihre Deckenhülle sprengten und dass auf solche Art eine inneralpine Vulkanreihe, auf im Alpeninneren beinahe völlig abgeschlossenem Überschiebungsbau thronend, das Material für die Taveyannazgesteine im nordhelvetischen Trog liefern konnte. Das alpine Penninikum war damals bereits zu einem grossen Teil von ostalpinen Elementen überdeckt und auch in sich weitgehend zusammengestossen, der Raum zwischen Bergeller Magmenherd und nordhelvetischem Trog, wo das Bergeller Material auf der autochthonen Sedimentserie des Aarmassivs in Form der Taveyannazgesteine der Ostschweiz zum Absatz kam, somit schon derart stark verkürzt, dass die Entfernung zwischen Eruptionort und Absatzgebiet nicht mehr übertrieben gross war.

Die jungalpinen Intrusionen gingen aber weiter bis in die frühinsubrische Phase der Wurzelsteilstellungen, die ja verschiedentlich, in der Val Camonica, im Veltlin und auch um Traversella, von den jungen Massiven durchschnitten sind. In dieser Zeit schob sich seinerseits der inneralpine Deckenblock auch noch über das bisher noch freigelegene Helvetikum. Bei diesem späten Vorschub des inneralpinen Deckenblockes wurden wohl schliesslich auch die Wurzeln der Intrusionen, d. h. die Zufahrten von den Magmenherden der Tiefe gegen die alpine Oberfläche abgeriegelt und erlosch der ganze Bergeller Vulkanismus relativ rasch. Dass bei diesem Vorstoss diese jungen Massive noch etwas tektonisiert wurden, erscheint heute nur zu natürlich, ja es wäre vielleicht sogar denkbar, dass die im grossen so klar durch die Klüftungen angedeutete Gewölbestructur des Bergeller Massivs noch auf solche relativ späte Verbiegungen und das blockweise Vorstossen der inneren Alpentheile gegen das Helvetikum zurückginge.

Auf jeden Fall aber wurde der Bergeller Granit nicht vor dem Miozän blossgelegt, d. h. aus seiner alpinen Hülle befreit; denn sonst müssten wir unbedingt Reste von Bergeller Gesteinen in der stampischen und der aquitanen Nagelfluh der Nordschweiz finden, sind doch die den Bergeller Gesteinen unmittelbar benachbarten Bernina-Eruptiva dort massenhaft vertreten. Das Bergeller Massiv kann erst freigelegt worden sein zu einer Zeit, wo die Hauptgeröllausfuhr aus den Zentralalpen nicht mehr in erster Linie gegen Norden, sondern bereits gegen Süden ging, d. h. in einem Zeitpunkte, wo der Ausweg gegen Norden durch die jüngeren Hebungen in den äusseren Alpentheilen, vor allem in den autochthonen Massiven, gesperrt wurde, und das war, nach allen Dokumenten der Molasse, erstmals der Fall im unteren Miozän. Der grosse Hauptvorstoss der alpinen Geröllschüttungen im Burdigal und Helvet, der abermals keine Bergeller auf die andere Seite brachte, lässt aber vermuten, dass es erst an der Wende vom Helvet zum Torton zur endgültigen Freilegung dieser jungen Massive gekommen ist. Intrusion, Kristallisation und Entblössung dieser Massive verteilen sich so nach unseren neuen Erkenntnissen auf die lange Zeit zwischen oberer Kreide und mittlerem Miozän, und was diese Zeitspanne effektiv bedeutet, das dokumentieren auf eindringlichste Art die während derselben zum Absatz gelangten mächtigen Serien des helvetischen Flysches und der subalpinen Molasse.

