

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 16 (1920-1922)
Heft: 1

Artikel: Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens
Autor: Staub, Rudolf
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-157910>

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: 17.02.2026

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

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. Von RUDOLF STAUB.¹⁾

Vor vier Jahren führten mich meine Studien in den südöstlichen Schweizeralpen zu gewissen neuen Parallelisierungen zwischen den Decken des Wallis und denen Graubündens, sie führten mich ferner zu einer neuen Auffassung der Wurzeln und der Heimat der Klippen und der präalpinen Decken überhaupt. Die Begründung jener Anschauungen lag damals zum grossen Teil nur in einer weiteren tektonischen Verfolgung der einzelnen Bauelemente und in der festen Ueberzeugung von der Gültigkeit der Deckentheorie. Mancher Schluss ergab sich nur indirekt, und manche Tatsache blieb im Gebirge noch auf ihre Richtigkeit, manche Kombination auf ihre Gültigkeit zu prüfen.

Seither haben die geologischen Untersuchungen in Graubünden wiederum grosse Fortschritte gemacht, dank den Arbeiten von TRÜMPY, CADISCH, EUGSTER, LEUPOLD und meinen eigenen. Ich kann gleich vorausschicken, dass dieselben bis jetzt meine früheren Kombinationen, z. T. auch meine blossen Vermutungen, so ziemlich völlig bestätigen. Das Gerüst unserer Parallelisierungen der tektonischen Einheiten Graubündens mit denen der westlichen Schweizeralpen hat sich seither zu einem wohl fundierten Bau erweitert, und ich will daher heute besonders von den neuen Tatsachen sprechen, die diesen Bau stützen.

Wir können Graubünden in tektonischer Beziehung in vier grosse Teile zerlegen, von denen jeder seine grosse Bedeutung und seine Aequivalenzen im Gesamtbau der

¹⁾ Nach einem Vortrage, gehalten in der Geol. Ges. Zürich am 1. Dezember 1919.

Alpen besitzt. Von oben nach unten sind dies die drei grossen Deckensysteme der ostalpinen Decken, des Penninikums und des Helvetikums samt der autochthonen Region, und endlich das von einem Deckensystem und vom Alpenbau überhaupt völlig unabhängige Gebiet der tertiären Massive. Wir hätten also:

1. die ostalpinen Decken,
2. die penninischen Decken,
3. das Helvetikum und die autochthonen Massive,
4. die tertiären Massive.

Das helvetische Gebiet lassen wir heute völlig weg, seine Gliederung und die Parallelisierungen seiner Decken sind schon lange bekannt. Den Schlüssel zu den Parallelisierungen der übrigen Bündner Elemente bilden die penninischen Decken Graubündens, mit ihnen wollen wir uns daher zuerst befassen.

Die *penninischen Decken Bündens* zerfallen in drei grosse Einheiten: die Margnadecke, früher die rhätische genannt, die Tambo-Surettadecke und die Aduladecken. Im südlichen Graubünden, im Bergell, werden diese drei Einheiten von den tertiären Graniten und Tonaliten des Bergellermassives quer durchbrochen und zerstückelt, der Zusammenhang mit den Wurzeln ist daher nur z. T. erhalten geblieben. Gegen Osten tauchen sie unter unter die gewaltigen Granitdecken des Berninagebirges und der Errgruppe, gegen Westen stechen sie eine nach der anderen in die Luft hinaus.

Die Parallelisierung der penninischen Decken Graubündens mit denen des Wallis kann heute als definitiv und als abgeschlossen gelten. Die Margnadecke entspricht der Dentblanchedecke, die Tambo-Surettadecke der des Monte Rosa, die Aduladecken als Ganzes der St. Bernharddecke und den Simplondecken.

Die Aequivalenz der *Margnadecke* mit der *Dentblanche* wird durch eine Reihe von Punkten gestützt. Früher war man versucht, die Aequivalente der Arollagneise, die Hornblendegranite, Arkesine, blauen Granite usw. der Arollaserie in den ostalpinen Decken des Berninagebirges zu suchen, etwa in der Sellagruppe und am Piz Corvatsch. Die Ähnlichkeit vieler dieser Eruptivgesteine ist allerdings eine frappante. So z. B. sind Arollagneise sehr oft von den Granitmyloniten des Piz Corvatsch kaum zu unterscheiden, desgleichen die Banatite der Selladecke von vielen sog. Arkesinen. Was aber eine Parallelisierung der Dentblanche

mit den betreffenden ostalpinen Einheiten, also mit der Errdecke und der Selladecke vollständig ausschliesst, das ist die Schichtreihe dieser Glieder vom Perm bis zum Lias, und deren tektonische Stellung gegenüber ihrem Substrat. In der Errdecke, wo die Arollagneis-ähnlichen Granite vorkommen, haben wir eine völlig ostalpine Schichtreihe: Carbonkonglomerate, Perm in Form von Verrucanobreccien und -Konglomeraten, mit vulkanischen Tuffen und Laven, dann eine gut gegliederte typisch ostalpine Trias von vielen hundert Metern Mächtigkeit. Die betreffenden Einheiten liegen mit scharfer Grenze, z. T. diskordant auf ihrem Untergrund, sie sind mit demselben keineswegs verwachsen. Ganz anders das Bild in der Dentblanchedecke! Dieselbe besitzt eine vollständige, allmählich mit ihrem Untergrund, der «Zone du Combin», verschmelzende «Série renversée»; Diskordanz und scharfe Grenzen suchen wir dort vergebens. Auch die Schichtreihe der Dentblanchedecke ist eine ganz andere. Keine Carbonkonglomerate, kein Verrucano, keine Tuffe und Laven, direkt auf den kristallinen Schiefern eine spärliche, kaum einige 20 m mächtige, typisch penninische Triasserie. Lias und Trias sind in der Errdecke durch mächtiges fossilführendes Rhät, die Kössenerschichten, getrennt; in der Dentblanche, am Mont Dolin finden wir davon gar nichts. Auch die Liasbreccien der Dentblanche sind nicht gleich wie die der Errdecke.

All diese Tatsachen weisen unzweifelhaft darauf hin, dass das Aequivalent der Dentblanchedecke in Graubünden tiefer gesucht werden muss.

Die Tektonik der Wurzelzonen führte mich vor vier Jahren zu dem Schlusse, die Dentblanchedecke sei in Graubünden in Form der Margnadecke, der damaligen sog. rhätischen, vorhanden. Diese Ansicht war durch den Zusammenhang der Wurzeln der Margnadecke mit denen der Dentblanche bereits damals nachgewiesen. 1916 nun und in den folgenden Jahren forderte die weitere Kartierung der Deckengebiete des obersten Engadins eine ganze Menge von in dieser Beziehung überaus wichtigen Tatsachen zu Tage, ein Glied der Walliser Dentblanchedecke nach dem andern wurde gefunden, und heute sind die tatsächlichen Unterschiede im Gehalt zwischen Margna- und Dentblanchedecke eigentlich verschwindend klein geworden. Sie sind auf das Fehlen von einigen besonderen Eruptivgesteinen und deren Zurücktreten gegenüber dem Wallis überhaupt beschränkt. Aber was das Wichtige, das Fundamentale bei Vergleichen

auf so grosse Strecken ist: die Paraserie, d. h. die sedimentogene Serie der kristallinen Schiefer, und die Art und Tiefenstufe ihrer Metamorphose, dazu die mesozoische Schichtreihe, das stimmt vollständig miteinander überein. Es ist mir 1916 gelungen, sämtliche Elemente der Dentblanchedecke aus dem Wallis und Val d'Aosta auch in der Margnadecke im Oberengadin aufzufinden.

Das *Mesozoikum* der Walliser Dentblanchedecke kennen wir nur vom Mont Dolin im Arollatal, und zwar nur Trias und Lias. Die Trias ist dort ganz gewöhnlich penninisch entwickelt, mit spärlichen Quarziten, Dolomiten und Quartenschiefern; der Lias in Form der bekannten Dolinbreccien und -Quarzite neben gewöhnlichen Schisteslustrés-Gesteinen. Die Trias der Margnadecke ist an sich sehr wechselvoll und wenig bezeichnend, es finden sich aber darin alle Glieder der Dentblanchetrias wieder. Quarzite und Dolomite sind über das ganze grosse Deckengebiet vom Schams bis ins Puschlav verbreitet, und auch die Quartenschiefer fehlen nicht, es sei nur an diejenigen der Schamserdecken im Albatal, bei Tiefenkastel, erinnert. Ganz typisch finden wir den Dolinlias wieder im Fextal, wo die Tafelkalke und die Breccien mit den Quarziten auch im Handstück von solchen des Wallis nicht zu unterscheiden sind. Die Hauptverbreitung der Dolinbreccien aber liegt in den abgeschürften Stirnpartien der Margnadecke, in den Schamserdecken. Die dortigen Breccienanhäufungen sind gewaltig. Z. T. sind sie auch hier von solchen des Dolin nicht zu unterscheiden, zum andern Teil aber sind sie enorm marmorisiert und vollständig zu weissen Marmorbreccien umgewandelt wie am Averser Weissberg. Sowohl im Avers wie im Oberengadin waren diese Breccien bisher nicht bekannt, nur die Varietät des Taspinites im Schams hatte schon die Aufmerksamkeit der ältesten Autoren erregt.

Lias und Trias der Margnadecke stimmen also mit den entsprechenden Gliedern der Walliser Dentblanchedecke durchaus überein. Im Wallis folgt unter dem Mesozoikum zunächst Casannaschiefer, dann die meist eruptive *Arollaserie*. Die Hauptmasse derselben bildet der sog. Arollagneis. In Graubünden schienen bisher die eruptiven Gneise der Margnadecke gegenüber deren Paragesteinen zurückzutreten. Die letzteren aber stimmen völlig mit den entsprechenden Casannaschiefern des Wallis überein. Eruptivgneise sind nun aber in den letzten Jahren in der sog.

Malojaserie der Margnadecke an mehreren Stellen in grösseren Massen aufgefunden worden, und dieselben gleichen den eigentlichen Arollagneisen in vielen Beziehungen überaus stark. Die grösste dieser Eruptivgneismassen bildet der eigentliche Maloja-Augengneis, der in Farbe, Formen, Mineralbestand, Anwitterung usw. die weitgehendsten Analogien mit dem Arollagneis des Wallis zeigt. Die Ueber-einstimmung der sog. Malojaserie der Margnadecke mit der Arollaserie des Wallis ist damit heute eine bedeutend grössere geworden als dies noch 1916 den Anschein hatte. Die Identität der Maloja- und Arollagneise aber wird zur Gewissheit bei der Beurteilung des Folgenden.

Im Wallis folgt unter der Arollaserie die sog. *Série de Valpelline*, eine mannigfaltige Gesellschaft von kristallinen Schiefern aller Art. Es ist eine Serie von kristallinen Schiefern, die sich in ihrer Eigenart nirgends mehr im ganzen penninischen Deckensystem des Wallis und der Westalpen überhaupt wiederholt, und die daher für die Dentblanchedecke in ganz besonderem Masse charakteristisch ist. Gegenüber dem reinen Epicharakter der Metamorphose in der Arollaserie zeigt sich hier eine ausgesprochene Metamorphose tieferer Zonen, eine solche höherer Temperatur, wie sie in den Katazonen der kristallinen Schiefer heimisch ist. Hornfelse und Biotitgneise und -Schiefer mit Granat, Andalusit, Sillimanit, Cordierit sind häufig, daneben, was stratigraphisch ausserordentlich wichtig ist, eine ganze Reihe von gleichaltrigen vortriadischen Marmoren und Kalksilikatfelsen, also hochmetamorphen Kalken der altkristallinen Serie. Basische Intrusiva in Form von Gabbros und Peridotiten gehören gleichfalls zum Grundbestand der *Série de Valpelline*. Die Verbindung von Granat-Andalusit-Sillimanit-Biotitgesteinen, sog. Kinzigen, mit Marmoren, Kalksilikatfelsen und Gabbros ist für die ganze Valpellineserie typisch. Diese hochinteressante Gesteinsgesellschaft nun fanden wir 1916 auch in der Margnadecke des Oberengadins, eben gerade dort, wo wir schon vorher ganz unabhängig von diesen Funden die Aequivalente der Dentblanchedecke vermutet hatten. Auch im Oberengadin liegt unter einer oberen kristallinen Schieferserie von ausgesprochenem Epicharakter, der Malojaserie, eine zweite, tiefere vom Charakter der Katazone, gleichfalls typisch entwickelt in Form von Kinzigen, Marmoren, Kalksilikatfelsen und basischen Intrusiven wie Dioriten, Gabbros, Peridotiten und Amphiboliten. Die Uebereinstimmung dieser

unter der Malojaserie liegenden sog. *Fedozserie*, so benannt nach dem Val Fedoz bei Sils, mit der Série de Valpelline des Wallis, ist eine völlige. Der Vergleich lässt sich bis in mikroskopische Einzelheiten führen. ARGAND, der diesen Herbst mit mir die betreffenden Gesteine im Val Fedoz selbst gesehen hat, fand auf Schritt und Tritt seine ihm wohl bekannten Walliser Typen.

Aber noch mehr! Die Valpellineserie ist im Wallis mit der darüber liegenden Arollaserie in mächtige liegende Falten gelegt. Am *Matterhorn* gelangt die Série de Valpelline in Form einer gewaltigen liegenden Falte, deren Scharniere wohl zu sehen sind, über die höhere Arollaserie hinweg auf den Gipfel des Berges. Die Verhältnisse sind bekannt, ARGAND hat sie meisterhaft beschrieben.

Den ganz gleichen Fall nun finden wir auch im Oberengadin wieder. Auch hier sind an mehreren Orten die Kataschiefer der Fedozserie mit ihren Kinzighen, Marmoren und Gabbros in Form von liegenden Falten über die überliegenden Epigesteine der Malojaserie geschoben. Das Bild des Matterhorns wiederholt sich an der *Margna*. Zwar sind hier die Verhältnisse bedeutend kleiner, dafür aber sehen wir an der Margna auch noch die Triassedimente in die Verfaltung eingreifen, wodurch dieselbe, sagen wir noch handgreiflicher wird. An der Margna haben wir im Muldenkern der zwischen die Valpellineserie eingefalteten Arolla-Malojaserie noch die unveränderte Trias, und wir sehen dieselbe gegen Süden zu auch vollständig zwischen den kristallinen Schiefern auskeilen.

Das gleiche Profil wie 150 km weiter westlich am Matterhorn! Nur ist an Stelle der blossen liegenden Mulde von Arollagneisen an der Margna eine stark gestreckte Mulde von Malojagneisen und typischer Trias getreten, wir haben also an der Margna ein erweitertes und stark ausgewalztes Matterhornprofil.

Aber auch die *Basis der Margnadecke* stimmt in ihrem Habitus und ihren Eigenheiten völlig mit der Basis der Dentblanchedecke im Westen überein. An beiden Orten ein unmerklicher Uebergang von Casannaschiefern der Arolla- bzw. der Malojaserie in die liegende Schichtreihe der Schistes lustrés, ohne typische dolomitische Trias in diesem Mittelschenkel, an beiden Orten darunter, die Basisfläche auf weite Strecken begleitend, eine grosse Masse von Grün-gesteinen aller Art in Form eines mächtigen, oft zu gewaltigen Lakkolithen anschwellenden Lagerganges. Ich

habe mit ARGAND diesen Herbst verschiedene Stellen der Margnabasis besucht, auch er fand völlige Uebereinstimmung mit der Basis der Dentblanche.

Die Dentblanchedecke des Wallis zerfällt in 3 *Lappen*; von unten nach oben: die Masse des *Mont Emilius* bei Aosta, die Masse des *Mont Mary* und endlich die Hauptmasse der eigentlichen *Dentblanche*. Die beiden oberen Lappen, Dentblanche und Mont Mary, führen Kinzigite, der Mont Emilius hingegen nicht. Die gleiche charakteristische *Dreiteilung der Decke* finden wir nun auch im Oberengadin und im Bergell. Durch die Sedimentzüge der Margnakette und die Trias von Casaccia wird der Kern der Margnadecke gleichfalls in 3 Hauptlappen zerteilt. Der obere bildet die eigentliche Hauptmasse der Decke an der Margna und im Fextal, ich nenne ihn *Fexerlappen*, der mittlere bildet die Basis der Margnakette und die Grundlage des Malojapasses, er heisse *Malojalappen*, den untersten, der als solcher abgetrennt nur im Bergell vorkommt, bezeichnen wir als *Bergellerlappen*. Dass nun diese 3 Lappen unserer Margnadecke in der Tat auch den 3 Lappen der Dentblanchedecke im Wallis entsprechen, zeigt die *Verbreitung der Kinzigite*. Dieselben sind hier genau wie dort auf die beiden oberen Lappen beschränkt. Sie fehlen dem tiefsten. So mächtig sie in den Kernen des Fexer- und Malojalappens entwickelt sind, so vergebens suchen wir sie im Bergellerlappen. Die Analogie zwischen Ost und West ist bis in diese Details eine solch verblüffende, dass heute ein Zweifel an der tatsächlichen Identität der beiden Deckenteile Margna und Dentblanche entschieden nicht mehr aufkommen kann.

Die Verknüpfungspunkte sind aber immer noch nicht erschöpft. So z. B. sehen wir im Oberengadin wie im Wallis die Basis der Gesamtdecke in Form gewaltiger Ophiolithlager. In die trennenden Mulden zwischen den einzelnen Lappen aber treten dieselben nicht ein. Die Basis der Decke ist im Westen an einer Reihe von Punkten steilgestellt und eingewickelt. Diese Einwicklungen finden wir auch in Bünden, und zwar von Casaccia im Bergell bis tief ins Val Malenco und in die Disgraziagruppe hinein. Wir sehen, die Uebereinstimmung von Dentblanche- und Margnadecke ist eine solche, wie sie nicht besser sein könnte. Alle Beobachtungen, die ich seit 1915 in dieser Hinsicht machen konnte, stützen also die damals nur auf Grund rein geometrisch-tektonischer Ueberlegungen gegebene Deutung und Parallelisierung in weitgehendstem Masse.

Stratigraphische Uebereinstimmung im Mesozoikum und Altkristallin, Uebereinstimmung der petrographischen Typen und ganzen Gesteinsgesellschaften, nicht nur der einzelnen Handstücke, Uebereinstimmung in Art und Verteilung der Metamorphose, in Formen und Besonderheiten der Tektonik, all dies formt sich zu einem schlagenden Beweis für die Richtigkeit und Fruchtbarkeit der modernen Deckentheorie, die uns die Augen für die grossen Zusammenhänge erst geöffnet hat.

Die Zweifler unter den Tektonikern, dazu die immer noch zahlreichen Gegner der Deckentheorie, werden sich sagen: die Margnadecke kann ja nun allerdings schliesslich die Fortsetzung der Dentblanchedecke in Graubünden sein, aber wie steht es denn mit den tieferen Decken? Finden sich in Graubünden auch für die tieferen Decken des Wallis gleiche oder ähnliche, nicht bloss tektonische, sondern auch stratigraphische und petrographische Vergleichspunkte? Sie können sich vollständig beruhigen. Die Uebereinstimmung der tieferen Decken ist durch die Studien der letzten Jahre in gleicher Weise auch petrographisch und stratigraphisch bestätigt worden, genau wie die Identität der Margna-Dentblanchedecke.

Wir können heute mit gleicher Sicherheit von der *Monterosadecke* in Graubünden reden wie von einer Dentblanche-decke.

Nachdem die Uebereinstimmung der Margna-Dentblanche-decke einmal auf solche Weise bekräftigt war, war die Annahme natürlich, nun die Aequivalente des Monte Rosa in den darunter liegenden *mittleren* penninischen Decken im Bergell, d. h. in der *Tambo-Surettadecke*, weiter zu suchen. Unsere neueren Untersuchungen im Bergell sowie die Vergleiche der Facies und der tektonischen Formen haben diese Vermutungen in weitestem Masse bestätigt.

Zunächst schien es ohne weiteres klar, dass die nächst-tiefere Decke unter der Margna, die Suretta, dem Monte Rosa entsprechen müsse. Unter dem Kristallin der Margnadecke folgt die gewaltige Zone der Pietre verdi von Val Malenco, die sich ohne weiteres mit der Zone von Châtillon-Valtournanche vergleichen lässt. Die Serpentine des Gornergates und von Zermatt entsprechen dabei den Serpentinen des Malenco, und darunter erscheinen eben im Westen die Gneise des Monte Rosa, im Osten die der Surettadecke. Die *Surettadecke* muss daher schon aus rein *tektonisch-geometrischen* Gründen zum Monte Rosa gerechnet werden.

Die *Tambodecke*, die ich gleichfalls dazu schlagen muss, hätte auf den ersten Blick auch das Aequivalent einer tieferen Decke sein können, und tatsächlich hat auch seinerzeit ARGAND die Tambodecke als Aequivalent der Bernharddecke in seine tektonische Karte der Westalpen eingezeichnet. Die Tambodecke muss aber schon von vornherein aus folgenden Gründen zur Monterosadecke gerechnet werden:

Im Wallis liegen zwischen der «Nappe du Montrose» und der des Gr. St. Bernard, wie ARGAND gezeigt hat, Trias, Schistes lustrés und Prasinite der *Zone von Antrona* in typisch piemontesischer Facies vor. Die Ablagerungen jener Zone stammen aus einer deutlichen Geosynklinale, dem tiefsten Becken des penninischen Sedimentationsraumes, sie sind zum grössten Teil bathyal. Es fehlen daher dort die permischen Konglomerate, es fehlen die Triasquarzite, es fehlen mächtige Rauhwacken und Gips, es fehlen endlich die Liasbreccien. Wollte man nun die Tambodecke des Ostens mit der Bernharddecke zusammenhängen, so müssten wir die *Splügenermulde* mit der Unterlage der Nappe du Montrose, d. h. der Mulde von Antrona, identifizieren, ein Beginnen, das, wie ich gleich zeigen werde, vollständig verfehlt ist.

In der Splügenermulde fehlen nämlich die *bathyalen* Sedimente und die Prasinite der piemontesischen Geosynklinale, wie wir sie in der Mulde von Antrona treffen, vollständig. *Perm Konglomerate, mächtige Triasquarzite und Rauhwacken, Gips, Liasbreccien, keine Spur von Prasiniten*, das ist die Schichtfolge derselben, und die entfernt sich *himmelweit* von der in der Unterlage der Monterosadecke bei Antrona. *Die Splügenermulde kann daher niemals der Unterlage der Monterosadecke entsprechen*. Nehmen wir aber die Tambodecke, wie ich es seit 1915 getan, gleichfalls *mit zum Monterosa*, so fallen diese Schwierigkeiten dahin. Wir finden die postulierten bathyalen Schistes lustrés und die Prasinite der Zone von Antrona in der Unterlage der Tambodecke, d. h. in der *Misoxermulde*, in allen Einzelheiten wieder.

Die Tambodecke müssen wir also zum Vornherein gleichfalls zur Nappe du Montrose rechnen. Haben wir nun für diese *Parallelisierung Monterosa-Tambo-Suretta* weitere Anhaltspunkte?

Eine ganze Menge!

Die *Orthogneise der Tambodecke* im unteren Bergell, ganz besonders diejenigen südlich von Promontogno am Eingang der Bondasca, stimmen bis in alle Einzelheiten mit den

Orthogneisen des Monterosa selbst überein. Wir sammelten dort mit ARGAND Typen derselben, die jener ebensogut als von einer beliebigen Stelle des Monterosa stammend hätte etikettieren können. Es finden sich hier im unteren Bergell *Augengneise* genau vom Typus derer vom Monterosa und vom Gran Paradiso, und diese Augengneise bilden hier wie dort den einheitlichen Kern der Decke. In Graubünden finden wir sie hauptsächlich im Kern der Tambodecke, wo sie nach den Angaben von Stella auch im Valle San Giacomo am Splügenpass eine enorme allgemeine Verbreitung finden. Doch fehlen sie der Surettadecke keineswegs. Im Gegenteil, gerade bei Vicosoprano im Bergell sind sie in gleicher Ausbildung in der Surettadecke vorhanden, wie einige Kilometer weiter unten in der Tambodecke. *Die Monterosa Orthogneise bilden also den gemeinsamen Grundbestand und Kern der beiden Decklappen der Suretta und des Tambo.* Ich möchte schon heute die wohl begründete Anschauung aussprechen, dass dieser Monterosagneis endlich auch gleichbedeutend ist mit dem Centralgneis der Hohen Tauern.

Die Paraserie der kristallinen Schiefer der Tambo- und der Surettadecke gleichen sich fast vollständig. Wir fanden zusammen mit ARGAND auch hier die Typen der Monterosadecke wieder. Von besonderem Interesse sind dabei dunkle Granatglimmerschiefer und eine ganze Menge von *Chloritoidgesteinen* aller Art, die sich vom Pizzo Galleggione bis ins mittlere Bergell hinab erstrecken. ARGAND konnte dieselben fortwährend mit Typen aus Findelen, vom Gornergrat, aus dem Saastal identifizieren, eine Menge von Gesteinen auch, besonders ältere Orthogneise der Suretta und die Chloritoidgesteine, mit solchen aus dem Massiv der Dora Maira am anderen Ende der Monterosadecke in den Graiischen Alpen. Von gewissen Handstücken aus dieser Zone meinte er auch, sie könnten ebensogut von der Dufourspitze stammen. Die dunklen Karbonquarzite der Splügenermulde verglich er mit der Zone graphitica im Dora Mairamassiv. Sowohl in der Tambo-Surettadecke wie im Monterosa sind die *Amphibolite*, überhaupt die basischen Gesteine eine *Seltenheit*. In Graubünden fehlen bisher auch die Glaukophan- und Jadeitgesteine der piemontesischen Alpen völlig. Das fast gänzliche *Fehlen von alten Marmoren*, die in der Margna-Dentblanchedecke so häufig und charakteristisch sind, ist der Tambo-Suretta- und der Monterosadecke in gleichem Masse eigen. Aeusserst

spärlichen, höchst vereinzelten, kleinen Marmorschmitzen im Monterosagebiet standen bisher in der Tambo-Surettadecke *gar* keine alten Marmore gegenüber. Diesen Herbst aber haben wir solche auch in der Tambodecke gefunden. Kleine hochkristalline *Marmorbänder liegen in den Parasciefern am Gipfelbau des Pizzo Tambo selbst.* Damit ist eine weitere Uebereinstimmung dokumentiert. *Das kristalline Grundgebirge beider in Betracht kommender Gebiete harmoniert also fast völlig mit einander.*

Die Uebereinstimmung ist aber auch im *Mesozoikum* die gleiche. Die Aequivalenz der Zone von Val Tournanche-Zermatt mit der des Val Malenco und damit des Avers habe ich schon hervorgehoben, desgleichen die Uebereinstimmung der Misoxermulde mit der Mulde von Antrona. An beiden Orten typische *Ablagerungen eines tieferen Meeres*, Anschwellen der Schistes lustrés auf Kosten der Kalke und Dolomite, Verschwinden der Rauhwacken und Gipse, Verschwinden der Quarzite zu Gunsten der Casannaschiefer, daneben ein gewaltiges Anschwellen der Grüngesteine gegen Süden. Um die Stirnteile der Decken allerdings nehmen in Graubünden die Ablagerungen eines seichteren Meeres stark zu, man denke an die Splügenermulde, an die Gegend von Ferrera usw. Dasselbe macht sich aber auch z. T. im Wallis bemerkbar, es sei nur an die Trias des Gorner Grates oder von Saas erinnert. Im grossen Ganzen stimmt die stratigraphische Schichtreihe mit verschwindend kleinen Abweichungen in beiden Gebieten völlig überein. Dasselbe gilt bis in Einzelheiten auch von den *Ophiolithen* dieser Zone, nur fehlen bis jetzt die Glaukophangesteine derselben im Osten¹⁾). Angesichts der übrigen Gesichtspunkte aber müssen diese kleinen Unterschiede als unbedeutend verschwinden, und wir können daher heute ohne Uebertreibung sagen: *die Tambo-Surettadecke entspricht zur grossen Hauptsache in ihren Gesteinen und ihrer Schichtreihe der Monterosadecke völlig.*

Einzig ein Aequivalent des *Roffnaporphyrs* scheint bis jetzt im Wallis zu fehlen. Derselbe bildet aber auch im Osten nur eine lokal beschränkte Facies des Surettakristallins, er ist für diese Decke nur im äussersten Norden typisch. Dem ganzen Süden der Decke und der ganzen Tambodecke fehlt er, er darf also schliesslich auch im Wallis nicht gerade ohne Weiteres erwartet werden.

¹⁾ Sie sind seither gefunden worden (s. Eclogae 1920, p. 26 ff.).

Hingegen finden sich weitere Beweise für die Monterosanatur der Tambo-Surettadecke in einer ganzen Menge *tektonischer Besonderheiten*. Als Ganzes schiebt dieselbe die oberen Schuppen und Lappen der Aduladecken aktiv nach Norden, ihre Bewegung ist daher jünger als die der Adula; andererseits wickelt sie als Ganzes die vorgeschobenen Schuppen der Margnadecke im Schams und Rheinwald unter sich ein. Sie ist also jünger als die Margna- und jünger als die Aduladecke, sie ist von allen penninischen Decken Graubündens am spätesten entstanden, ihre Bewegung hat auf alle Fälle die der andern überdauert. Das Gleiche wissen wir aber auch von der Monterosadecke im Wallis. *Die längste Dauer der Bewegung ist also beiden Deckenteilen gemeinsam.*

Das ist *ein grosser Zug*, der zweite folgt sogleich. Das auffallendste Merkmal der Tambo-Surettadecke liegt in der tiefgehenden *Zweiteilung durch die Splügenermulde*, die ja eben zur Trennung der Decke in eine Tambo- und eine Surettadecke Anlass gegeben hat. Meine Aufnahmen im Bergell haben mit Bestimmtheit ergeben, dass diese Splügenermulde in den Bergen ob Soglio in mehreren Digtationen zwischen den kristallinen Schiefern vollständig auskeilt, das Auskeilen gegen Süden konnte an mehreren Orten direkt beobachtet werden. Die Trennung von Tambo- und Surettadecke reicht also nicht sehr tief hinein, sie teilt nur zwei verschiedene Lappen ein und derselben Decke. Wie steht es nun mit diesem charakteristischen Hauptzug unserer Decke im Wallis, in der Monterosadecke? Eine Zerschlitzung ist auch dort tatsächlich vorhanden. Es ist die *Mulde von Furggen* im Saastal. Dieselbe reicht allerdings mit ihrer Trias bei weitem nicht so tief zwischen die kristallinen Kerne hinein, zeigt aber in ihrer Stratigraphie einige Eigentümlichkeiten, die ARGAND auch in der Splügenermulde aufgefallen sind. Ein besonderes Merkmal bilden für beide Orte z. B. hellgraue seidenglänzende Schiefer in der dolomitischen Trias, wie sie sonst nicht vorkommen. Die Mulde von Furggen setzt aber vielleicht noch bedeutend weiter nach Süden fort als dies bis jetzt bekannt ist, und es wäre wohl möglich, dass sie selbst unter dem Monte Rosa ob Macugnaga noch in Form von Trias vorhanden ist. Die betreffenden Marmore konnten eben leider von ARGAND auf diese Möglichkeit noch nicht geprüft werden. Mit der *Möglichkeit* einer tieferen Zerschlitzung der Monterosadecke muss daher auch im Wallis immer noch ge-

rechnet werden. Bei einer Fortsetzung der Furggenmulde bis unter den Monterosa hinein käme dieselbe auf eine Länge von rund 20 km, von der Stirn weg gemessen, und das entspricht fast genau der Länge der Splügenermulde. Wie dem auch sein möge, eine Zerschlitzung der Decke ist jedenfalls an beiden Orten vorhanden und für dieselbe typisch. Weiter im Westen, im Massiv der Dora Maira, wird dieselbe wieder stärker, und hier erinnern die Verhältnisse dann vollständig an Graubünden. Wir haben daher auf jeden Fall eine tiefe Zerschlitzung der Monterosadecke an ihren beiden Enden, vielleicht aber reicht dieselbe auch eben so stark bis in deren zentralen Teile im Wallis hinein.

Charakteristisch sind ferner für die Monterosadecke des Wallis *heftige Faltungen und Schuppungen im Normalschenkel der Decke*. Argand hat sie vom Gornergrat hauptsächlich bekannt gemacht. Das gleiche Phänomen finden wir nun im Normalschenkel der Surettadecke bis in alle Einzelheiten wieder. Das «Gornergratprofil» der Val di Camp ob Plan Lö im Bergell erregte die helle Begeisterung von ARGAND, und andere solche Stellen kenne ich in Masse vom Duan, vom Gletscherhorn und aus dem Forno. Die Uebereinstimmung der beiden Gebiete bis in solche Details hinein ist auch hier wiederum erstaunlich, und sie ist auch hier nur möglich bei einer tatsächlichen Identität der beiden Decken.

Nach unseren Erfahrungen mit der Margnadecke, nach unseren jetzigen Erfahrungen mit der Tambo-Surettadecke, wo uns auf Schritt und Tritt das Wallis entgegentritt, *nach alledem kann die Parallelisierung auch der Tambo-Surettadecke mit der Nappe du Montrose als gänzlich gesichert gelten.*

Eine Schwierigkeit schien sich zunächst noch am Nordrand der Tambo-Surettadecke einzustellen, das ist die *Stellung der Burgruinengneise von Splügen*. BUXTORF hat diese altberühmte Lokalität jüngst wieder beschrieben, und deren lokale Verhältnisse ganz wesentlich aufgeklärt. Aber was uns die Arbeit von BUXTORF leider nicht bringt, das ist die Klarstellung der tektonischen Stellung des Burgruinengneises im Allgemeinen. Bisher wurde derselbe fast allgemein aus der Surettadecke oder der Tambodecke bezogen. Roothaan leitete ihn von der Adula ab. Das wahrscheinlichste schien bis dahin die Verbindung mit der Tambo-decke, in der Art, dass der Burgruinengneis sich in die

Basis der Tambodecke im Areuental fortsetze, und damit als eine *untere Abzweigung der Tambodecke* zu deuten sei. So wurde die Sache von WILCKENS vermutet, so fassten sie ZYNDEL und nach ihm auch ich auf. Auch BUXTORF neigt zur selben Ansicht. Dadurch bekämen wir eine bedeutendere *untere Abspaltung der Monterosadecke* in Graubünden. Solche Abspaltungen aber kennen wir bis jetzt aus den Westalpen *nicht*, die Unterfläche der Decke ist dort völlig glatt. Die dortigen kleinen Gneislinsen stammen allesamt entweder aus der mittleren Trennungsmulde, also unserer Splügenermulde, oder aber aus dem Hangenden des oberen Lappens. Ich war nun gleichfalls an der Burgruine Splügen, aber das Problem scheint mir ohne genaue Kartierung der ganzen weiteren Umgebung, d. h. des ganzen Gebietes zwischen Andeer und Hinterrhein, nicht zu lösen sein. Ich möchte nur auf einige *Möglichkeiten* hinweisen, die dabei zu berücksichtigen sind. Der Burgruinengneis scheint mir erstens einmal *nicht unter die Tambodecke* hineinzu streichen, sondern in die *Splügenermulde* hinauf. Das Axial gefälle zeigt dies mit ziemlicher Sicherheit an. Der Gneis der Burgruine aber sieht weder dem der Tambo noch dem der umgebenden Surettadecke gleich. Es ist weder der Rofnaphyr der Surettastöcke noch der Paragneis des Pizzo Tambo, und Gesteinen aus den hinteren Partien der Splügenermulde gleicht er erst recht nicht. Hingegen habe ich an der Burgruine Splügen Handstücke dieses Gneises gesammelt, die ich, hätte man sie mir ohne Angabe des Fundortes vorgelegt, ohne Besinnen als Typen der *Malojaserie*, und zwar als solche des *Bergellerlappens* aus der Umgebung von Casaccia bezeichnet hätte. Wir sehen, die Stellung der Splügener Burgruine spaziert im penninischen Deckensystem Bündens von der Adula- bis zur Margnadecke. Ich möchte zwar damit noch keineswegs für bewiesen halten, die Splügener Burgruine gehöre nun mit absoluter Sicherheit zur *Margnadecke*, aber *möglich* scheint mir dies allerdings, und der Gesteinscharakter scheint mich in dieser Ansicht stark zu unterstützen. Es wäre eben möglich, dass die *Burgruinengneise von Splügen* irgend welche *Schubsplitter von verschlepptem Margnakristallin an oder unter der Basis der Schamserdecken*, hier speziell der *Splügenerkalkberge* wären, und dass sie nur infolge einer starken *Einwicklung durch die Surettadecke* in ihre heutige Lage, d. h. in die Splügenermulde gelangt wären. Die Zeichnung von Buxtorf schliesst auch *diese Möglichkeit* keineswegs aus, und zu-

sammen mit dem Hineinstreichen der Zone in die Splügenpassmulde, und zusammen mit ihrem Gesteinscharakter scheint mir diese Möglichkeit sogar eine starke Wahrscheinlichkeit zu besitzen. Mehr kann ich leider zu diesem interessanten Problem nicht beitragen, wollte es aber doch stellen. Die zukünftige Forschung wird hier schon Klarheit bringen.

Auf alle Fälle scheint mir das Hineinstreichen in die Splügener Mulde gesichert, und damit fällt die oben angeführte Dissonanz zwischen Tambo-Suretta- und Monterosadecke in sich zusammen.

Gehen wir nun in kurzen Worten über zur Bedeutung der *Aduladecke*. Dieselbe zerfällt, wie schon ALBERT HEIM und ROLLE, z. T. schon ESCHER und STUDER, dann WILCKENS, ZYNDEL und andere wussten, in eine ganze Anzahl von Teildecken. ARGAND hat, vom Tessin her in die Adula eindringend, zunächst deren untersten Teil, die Simanodecke, abgetrennt von einer zweiten schmächtigen Gneislamelle und einer dritten höheren Decke, die er nicht weiter gliederte. ROOTHAAN und HEIDWEYLLER haben die Adula von oben her in Angriff genommen und sind zu einer weitgehenden Zerschlitzung des von Argand noch nicht gegliederten oberen Teiles der Adula gekommen. Leider stimmen die beiden letzten Autoren in verschiedenen wesentlichen Punkten nicht überein, sodass eine Gliederung, wie sie sein sollte, für die eigentliche Adula noch fehlt. Auf einem Streifzug von Hinterrhein über das Rheinwaldhorn nach Val Soja und Aquarossa habe ich nun Manches gesehen, und es schienen mir dabei einige sichere Anhaltspunkte für eine rationelle Deckentrennung nicht mehr weiter zu erschüttern sein. Ich bin dabei zu einer neuen Gliederung der Adula gekommen und möchte dieselbe hier kurz mitteilen.

Zunächst können wir bestimmt die *Misoxermulde* mit der *Zone du Combin* des Wallis verbinden. Die Gesteine sind dieselben, nur die Gesamtmaächtigkeit der Zone ist geringer. Die Facies aber und tektonische Stellung entsprechen sich vollständig. An beiden Orten nehmen gegen Süden die Ophiolithe der Zone in solchem Masse zu, dass sie schliesslich alle andern Gesteine verdrängen. Die südlichsten Teile bestehen an beiden Orten, bei Chiavenna und südlich Antrona, nur noch aus Ophiolithen. — Die *Gneisschuppen von Vals*, die sich in grösserer Zahl dem ganzen Ostrand der

Adula entlang bis tief ins Misox hinein ziehen, entsprechen dabei des schönsten dem sog. *faisceau vermiculaire*, dem «*Würmlizug*» von ARGAND. Die darunter liegende *obere Hauptmasse der Adula* entspricht daher unbedingt der Decke des *Grossen St. Bernhard*. Grünglimmergneise und Casannaschiefer, dazu massenhaft Amphibolite, sind beiden Deckengebieten im Westen wie im Osten in gleich hohem Masse eigen. Die Amphibolite und alten Prasiniten besonders scheiden die Adula- und Bernharddecke scharf von Tambo und Monte Rosa, wo dieselben im Gegensatz dazu fast völlig fehlen. Die Abgrenzung dieser Bernharddecke in der östlichen Adula und bis ins Bergell hinein gegen oben ist durch den Misoxerzug gut gegeben. Wo aber liegt in der Adula die Grenze der Bernharddecke gegen unten?

Nach meinem Dafürhalten gehört in der Adula zur Bernharddecke alles, was über den Marmoren von Zappo^t, d. h. dem tiefern Zug der Hölle liegt. Mit andern Worten, das ganze zentrale Adulamassiv, das ganze weite Bergland von den Marmoren im Zappo^t bis hinauf in die Misoxermulde. Bis zu den Zapportmarmoren hinab bleibt sich die kristalline Facies der oberen Adula von Hinterrhein bis zur Hölle völlig gleich, es herrschen die grünen Adulagneise, die Glimmerschiefer und die Amphibolite. Was hingegen darunter liegt, gehört einer tieferen Einheit an. Deren kristalline Schiefer unterscheiden sich beträchtlich von denen der oberen Adula, die grünen Adulagneise verschwinden, braune Biotitgneise werden vorherrschend, Amphibolite sind hier viel seltener. Der Charakter dieser Gesteinsserie nähert sich oft auffallend dem des Maggialappens im Tessin. Von den Zapportmarmoren hält diese tiefere tektonische Einheit nach unten an bis zur Triaszone der Val Soja, die ARGAND beschrieben hat. Es ist seine dritte Decke. In Val Soja liegen darunter die Reste des Lebendungneises, und darunter folgt endlich die gewaltige Masse des Antigoriogneises in den Wänden des Simanomassivs.

Simano und die *Gneisschuppen der Val Soja* entsprechen mit Sicherheit der Antigorio- und Lebendundecke. Darüber folgt in der Adula bis hinauf zu den Zapportmarmoren die Monte-Leonedecke. Die Zapportmarmore aber und die sie begleitenden Glimmerschiefer und Prasiniten ziehen rings um das Rheinwaldhorn herum, wir haben sie unter dem Brescianagletscher wieder gefunden, und das Rheinwaldhorn als höchster Gipfel der Adula gehört daher bereits zur höheren Einheit, zur Bernharddecke.

Vor einigen Jahren schien es, als sei die Bernharddecke Graubündens nur auf die schmächtigen *oberen Schuppen* der Adula beschränkt. Unsere Beobachtung nun, dass das Rheinwaldhorn zur oberen Serie gehört, schafft hier gründlich Wandel. *Gehört das Rheinwaldhorn zur Bernharddecke*, so muss nach dem Verlauf der Schichten in der westlichen Adula *das ganze zentrale Adulamassiv, die ganze vergletscherte Hochregion dazu gehören*. Zur Decke unter den Zappormarmoren, d. H. zur Monte-Leonedcke gehören nur das Fenster in *Zapport*, die Berge *westlich Val Carassina* und wahrscheinlich der *Nordrand der Adula* gegen Vals hin. *Die grosse Hauptmasse der eigentlichen Adula gehört nicht, wie Roothaan meinte, zur Decke des Monte Leone, sondern die Hauptmasse der Adula gehört mit Sicherheit zur Bernharddecke*. Auf diese Weise wird die Parallelisierung mit dem Westen um vieles natürlicher, die Bernharddecke erlangt so auch in Graubünden eine gewaltige Mächtigkeit.

Das alte Adulamassiv zerfällt also nach den neuesten Untersuchungen in 4 selbständige Decken, die wir in ihrer Gesamtheit am besten als «*Aduladecken*» bezeichnen. Die frühere Aduladecke löst sich auf in Aduladecken. Deren unterste wurde von Argand seinerzeit nach dem Simanomassiv benannt, die zweite bezeichnen wir am besten nach der Val Soja, die dritte bis zu den Zappormarmoren hinauf nach ihrer Hauptverbreitung in Val Carassina als *Carassinadecke*, die vierte nach ihrem höchsten Gipfel, dem Rheinwaldhorn, als *Rheinwalddecke*. Zu dieser Rheinwalddecke gehören Bernardino- und Fanellalappen und endlich die Valserschuppen als obere Digitationen. Auf diese Weise erhalten wir, von oben nach unten, folgende *Gliederung* und *Parallelisierungen* der **Aduladecken**:

Graubünden:

Misoxermulde.

- IV.a. **Misoxer- und Valserschuppen.**
- IV. **Rheinwalddecke**, mit oberen Digitationen. (Bernardino- und Fanellalappen.)
- III. **Carassinadecke.**
- II. **Valsojadecke.**
- I. **Simanodecke.**

Wallis:

Zone du Combin-Antrona.

- IV.a. **Faisceau vermiculaire** (Argand).
- IV. **Nappe du Gr. St. Bernard.**
- III. **Nappe du Monte Leone.**
- II. **Nappe du Lebendun.**
- I. **Antigorio.**

Soviel für heute über das Deckenprofil am Rheinwaldhorn. Die nächste Hauptaufgabe der Adulaforschung wird nun sein, die Zappormarmore peinlich durch das ganze Gebirge zu verfolgen, vom Rheinwaldhorn nach Norden und nach

Süden. Sie dürften z. B. über Val Madra in Malvaglia und den Passo di Giumella, wo wieder Marmore existieren, in Verbindung mit den Marmoren des Calvarese zu setzen sein. Die darunterliegende Zone der Val Soja glaube ich durch die Berge der Malvaglia und den Pizzo Magno ob Biasca mit den Marmoren auf dem Pizzo Claro und den schon STUDER bekannten von Landarecio in der unteren Calanca verbinden zu müssen, doch fehlen mir hierüber noch bestimmte Beobachtungen. Auf alle Fälle harrt hier an der Grenze von Bünden und Tessin ein grossartiges Problem noch immer seiner Lösung, und erst wenn auch der Schleier des Unbekannten über jenen einsamen unwirtlichen Gebirgen gelüftet sein wird, erst dann können wir die Parallelisierung der Decken Bündens bis hinab in die Tiefen des Tessins als vollendet betrachten. Bis dahin müssen wir, was die tieferen Teile der Adula betrifft, zuwarten. Sicher ist jedoch heute das Eine, dass in der Adula *alle* tiefen penninischen Decken, von der Bernharddecke über Monte Leone und Lebendun bis hinab zum Antigoriogneis, in gewaltigen Massen vorhanden sind.

Das ist, was ich heute über die *penninischen* Decken Graubündens und deren Bedeutung berichten wollte.

Mit den *ostalpinen Decken Bündens* muss ich mich leider kürzer fassen, so interessant auch diese wären.

Drei Hauptpunkte sind es hier, die sich durch alle neueren Untersuchungen seit 1915 mehr und mehr gefestigt haben:

1. *Die Gliederung der ostalpinen Decken Graubündens unter sich hat sich voll und ganz bestätigt.*

2. *Die damalige Vermutung, die tiefsten unterostalpinen Decken Graubündens seien die Heimat der präalpinen Decken der Nord- und Westschweiz, kann durch eine Fülle von Beobachtungen heute als gesicherte Tatsache gelten.*

3. *Der von den ostalpinen Geologen, insbesondere von SPITZ und DYHRENFURTH, für Graubünden postulierte und schon als bewiesen betrachtete deckenbildende Ostwestschub, mit dem die Deckentheorie bekämpft werden sollte, hat ein gründliches Fiasko erlitten.*

Wir unterschieden 1915 eine oberostalpine Decke, die Silvrettadecke, von einer unterostalpinen Deckeneinheit mit mehreren Teildecken wie Sella-, Err-, Bernina-, Languard-, Campodecke. Die Herleitung nun der Silvrettadecke über die obersten unterostalpinen Elemente, d. h. über die Engadiner Dolomiten hinweg, stiess auf starken Widerspruch insbesondere bei SPITZ und DYHRENFURTH. Deren Argumente

schienen mir schon damals nicht mehr stichhaltig und als kein Gegenbeweis gegen unsere neue Auffassung. Die Untersuchungen der jungen Berner Geologen haben nun dieses Problem völlig aufgeklärt. Die Silvretta ist tatsächlich eine Decke, die über der Lischanna-Aelaregion, d. h. über der Campodecke, dem obersten Unterostalpin, als selbständige höhere Einheit liegt. Deren mesozoische unterostalpine Unterlage taucht im Engadin als die Engadiner Dolomiten unter die kristallinen Schiefer der Silvretta hinab, sie erscheint aber auch, was wir bis jetzt nicht wussten, jenseits der Silvretta wieder, in den Dolomiten von Arosa. Dank dem stark östlichen Axialgefälle streicht diese mesozoische Unterlage der Silvretta gegen Westen überall ans Tageslicht heraus, und so sehen wir denn durch das gewaltige Verbindungsstück der Bergünerstöcke die Aroser Dolomiten tatsächlich kontinuierlich übergehen in die Zone der Engadiner Dolomiten. Die Facies der Aroser Dolomiten ist bis in alle Einzelheiten diejenige der Engadiner Dolomiten. Sie ist mit dieser zusammen grundverschieden von der bereits fast südalpinen Facies des Mesozoikums der Silvrettadecke im Hochducan. Die Arbeiten von EUGSTER und LEUPOLD haben dies mit prachtvoller Klarheit gezeigt, und die Fortschritte in der Gliederung der ostalpinen Trias dieser Gebiete sind in dieser Beziehung ganz enorm. *Die Selbstständigkeit der Silvretta und deren höhere Abkunft ist damit eklatant dokumentiert.*

Die Gliederung der unterostalpinen Teildecken wurde gleichfalls von SPITZ und DYHRENFURTH mit lokalen Ost-West-schüben im Sinne der Rhätischen Bögen heftig bekämpft. Ich will hier nicht mehr näher auf deren Argumente und ihre Widerlegung eingehen, und nur mitteilen, dass sich die Gliederung der unterostalpinen Decken Graubündens durch alle meine weiteren Studien im Puschlav, Engadin und Oberhalbstein stets wieder bestätigt hat, und dass der Ostwestschub eine arge Täuschung war. Die Gliederung der ostalpinen Decken bleibt also bestehen.

Bestätigt wurde ferner im Laufe der letzten Jahre mehr und mehr, dass unsere Kombination, die *Heimat der präalpinen Decken* sei in den tiefsten unterostalpinen Elementen: Err-, Bernina- und Languarddecke zu suchen, die richtige war. Früher stritt man sich, zu welchen penninischen Decken die Präalpen, Klippen, Hornfluh, Chablais usw. gehörten. Heute ist deren unterostalpiner Charakter dargetan, und wir diskutieren nur noch über Einzelheiten. Trias, Rhät, Lias

der Klippen- und Brecciendecke finden ihre nächsten Verwandten in den *unterostalpinen Decken des Oberengadins*, also in genau der Zone, in welche auch die *tektonische* Verfolgung der präalpinen Einheiten geführt hat. Sulzfluh und Falknis sind in Graubünden die sicheren Äquivalente derselben, darüber kann kein Zweifel sein, und diese müssen heute, das hat sich seit 1915 immer deutlicher, besonders durch die Arbeiten von CADISCH, gezeigt, mit den unterostalpinen Decken Südbündens in Zusammenhang gebracht werden. Deren Unterlage, der Prättigauflysch, setzt nach Süden fort in den Flysch von Tiefenkastel und von Savognin; dieser aber bildet das *oberste* Glied des Penninikums, er ist das Hangendste der Dentblanchedecke. In der Gegend von Parpan, sogar erst im Albatal, verschwinden die letzten Reste der nordbündnerischen präalpinen Decken. Gehen wir von dort nach Süden auf die Suche nach deren Fortsetzung, der Basis der Bergünerdolomiten entlang, so kommen wir schon unter dem Piz d'Aela, kaum 12 km weiter südlich, direkt in sicher unterostalpine Schubfetzen hinein. Dieselben bilden also tektonisch die südliche Fortsetzung der präalpinen Decken, und die isolierten Trias-linsen auf Motta Palousa sind uns die willkommenen Verbindungsstücke. Was an der Fuorcla Tschitta nun aber an ostalpinen Sedimenten und verdrücktem Kristallin unter dem Piz d'Aela hervor erscheint, gehört neben anderem teils zur Err-, teils aber auch zur Languarddecke, gewisse Breccien vielleicht auch zur Berninadecke.¹⁾ Für die Herkunft der präalpinen Decken Bündens bleiben also nur noch Err-, Bernina- und Languarddecke übrig; die Campodecke fällt nicht mehr in Betracht, da sie, wie die Aroser und Bergüner Dolomiten deutlich zeigen, schon eine bedeutend höhere tektonische wie stratigraphische Einheit bildet. *Dass die präalpinen Decken in ihrer Gesamtheit in Err-, Bernina- und Languarddecke wurzeln, dass sie also unterostalpin sind, darüber herrscht heute unter den kartierenden Bündner Geologen kein Zweifel und kein Widerspruch mehr.*

Aber auch die *stratigraphischen* Parallelen mehren sich von Jahr zu Jahr. Die Trias des Piz Alv und des Sassalbo

¹⁾ Die Verhältnisse sind durch grosse Einwicklungen an der jetzigen Errstirn ausserordentlich kompliziert. Durch dieselben gelangen wahrscheinlich Gesteine der Languarddecke bis weit unter den Errgranit hinein, wohl sicher bis hinter Carungas westlich Val d'Err. Die kristallinen Keile auf Fuorcla Tschitta erscheinen als westliche Ausläufer der von oben her in das Mesozoikum des Albulpasses eingespiessten »Maduleiner Faltenzüge.«

hat weitgehende Analogien mit der Klippentrias, das Rhät ebenfalls, und kürzlich wurde auch der für die ostalpinen Decken des Oberengadins so charakteristische Steinsbergerkalk noch in der Basis der Sulzfluhdecke bei Langwies gefunden; derselbe gleicht ferner in vielen Varietäten vollständig der Pierre d'Arvel der Klippen. Diesen Sommer konnten wir im Hangenden der Languarddecke im Puschlav am Sasselbo sogar Malm und Kreide in typisch präalpiner Facies nachweisen, wodurch die Parallelisierung definitiv gefestigt wird. Von besonderem Interesse und erhöhter Wichtigkeit ist dabei der Fund eines der typischsten Klippengesteine, der *Couches rouges*. Die Kreidegesteine der Klippen reichen also über die Sulzfluh und Arosa nicht nur bis Parpan, sondern sie reichen bis fast in die Wurzeln der Decken, bis tief ins Puschlav, zurück, und sie finden sich genau an den Stellen, wo unsere Kombination sie auch vermuten liess. Der Malm des Sasselbo zeigt gleichfalls weitgehende Analogien mit dem Falknis und den Préalpes; RABOWSKY z. B., der ein Stück desselben gesehen hat, hielt es sofort für die Brèche supérieure der Brecciedecke.

Sie sehen, das Gebäude unserer Decken wird immer fester und gewaltiger, und Jahr für Jahr bringt neue Ergebnisse. Nur über die *besondere* Parallelisierung der *einzelnen* präalpinen Decken mit *einzelnen* der unterostalpinen Einheiten herrscht noch Meinungsverschiedenheit.

Ich halte die Falknisdecke Graubündens für einen Abkömmling der Errdecke, die Sulzfluhdecke dagegen als solchen der Berninadecke. CADISCH hingegen hält *beide* für Abkömmlinge der Errdecke. Er stützt sich dabei auf deren ähnliche Facies und glaubt, sie *müssten* deshalb auch *einer* tektonischen Einheit entsprungen sein. Wenn wir aber sehen, wie z. B. die Tristelbreccien der unteren Kreide, oder die *Couches rouges* oder die Steinsbergerkalke in *ganz* gleicher Ausbildung in *sicher ganz verschiedenen Decken* vorkommen, so müssen diese Argumente schwinden. Die Juliergranite an der Basis der Sulzfluh, die ich gesehen habe, sind den Juliergraniten aus der Berninadecke eben gerade so ähnlich, ja in vielem noch ähnlicher als dem Errgranit¹⁾, und die Sulzfluhdecke sehen wir *nirgends in Graubünden mit der Falknisdecke verschmelzen*, wie CADISCH

¹⁾ Die Albuladecke kann als präalpine Decke nicht in Frage kommen, sie endigt bei Preda mit einer prachtvollen ganz eindeutigen Stirn; am Piz Mulix sehen wir den Albulagranit in wundervoller Biegung vollständig von Trias und Lias umhüllt.

es möchte, sie ist im Gegenteil überall, so weit man sie auch nach Süden zu kennt, immer wohl von derselben getrennt, wie ja eben CADISCH selber gezeigt hat. Das spricht aber nicht für Verschmelzung in *eine* Einheit, sondern eben für *verschiedene* Stammdecken dieser Einheiten. Wenn ich annahm, die *Klippendecke* der Préalpes und der *Sulzfluh* sei mit der *Bernina*-, die *Brecciendecke* dagegen mit der *Errdecke* zu identifizieren, so glaube ich auch heute noch die triftigsten Gründe für diese Anschauung zu haben. Die Brèche supérieure und die Kreide der Brecciendecke haben wir im Falknis, die Brèche inférieure und die Trias derselben aber in der Errdecke in typischer Ausbildung; gleichfalls deren Carbon und Perm. Die Liasbreccien der *Errdecke* haben die grösste Aehnlichkeit mit denen der Hornfluh und des Chablais, diejenigen der Bernina- und der Languarddecke hingegen sehen ganz anders aus. Sie sind rot und gelb und nähern sich in ihrem Charakter bereits stark dem Brocatello d'Arzo der Südralpen. Aus eben diesem Grunde glaube ich auch die Parallelisierung Brecciendecke-Languarddecke, die sich angesichts des Sassalbo gewiss zunächst stark aufdrängte, nicht annehmen zu sollen. Ich halte die Brecciendecke für die primär tiefere Einheit als die Klippendecke und sehe dafür in der stratigraphisch grösseren Uebereinstimmung der Breccien- mit der Errdecke eine gute Stütze. Die Verhältnisse in den Préalpes sprechen nirgends dagegen, im Gegenteil, viele dafür. Interessant ist übrigens die Wanderung der Brecciendecke durch alle überhaupt möglichen Decken von unten nach oben. Ursprünglich mit der Brèche du Télégraphe des Briançonnais in der Bernharddecke identifiziert, spazierte sie später durch die Dentblanche-, Err-, Bernina- und Languarddecke bis hin-auf zu den Unterengadiner Dolomiten, an die Basis der Silvretta. Ich habe sie nun in die goldene Mitte plaziert und glaube, damit recht zu haben.

Wie dieser Streit um die engere Heimat der préalpinen Decken im einzelnen auch enden mag, das eine ist heute sicher, dass sie aus den untersten ostalpinen Decken des Oberengadins stammen, sie sind unterostalpin.

Wir sehen, dass in den letzten Jahren sich die Parallelisierungen der bündnerischen Decken, wie ich sie 1915 auf Grund nur relativ weniger, dafür aber umso glücklicherer Kenntnisse aufgestellt hatte, bestätigt und erweitert haben. Die Analogien der penninischen Decken mit den Westalpen sind vollkommen, und die Verknüpfungspunkte der unter-

ostalpinen Decken Bündens mit den Préalpen und Klippen mehren sich täglich. Die südlichere Herkunft der Silvretta gegenüber den Engadiner Dolomiten und dem Ortler ist heute erwiesen und deren Zusammenhang mit dem dinarischen Gebiet durch die Faciesstudien bestätigt. Der Ostwestschub hat gründlich versagt, er hält den neueren Untersuchungen nirgends Stand.

Ich bin aber mit meinen Parallelisierungen noch nicht zu Ende. Wir haben bisher ein hervorragendes Element im Gebirgsbau Graubündens vollständig vergessen, ich meine das *Bergeller Massiv*, jenes herrliche Gebirge im Süden des rhätischen Hochlandes. Auf die lokalen Ergebnisse, die dessen nunmehrige Erforschung gezeitigt hat, will ich nicht mehr eingehen, ich habe vor 2 Jahren eingehend darüber berichtet. Nur auf die *Bedeutung des Bergeller Massivs im Grossen* möchte ich noch mit einigen Worten hinweisen.

Nicht nur die *Decken* Graubündens haben ihre Aequivalente und ihre höhere Bedeutung im Alpenbau, auch das *tertiäre Eruptivmassiv hat seine Aequivalente*. Ich meine dabei nicht etwa seine heutigen Nachbarn, die Tonalitmassive von Sondrio und den Adamello, sondern etwas uns viel näherliegendes. Wir haben in den Schweizeralpen noch ein ganz hochbedeutsames *Aequivalent des Bergeller Massives*, ich meine das Taveyanazgestein. Diese Parallelisierung ist von der allergrössten Bedeutung für unsere gesamte Alpengeologie. Sagt sie uns doch nicht mehr und nicht weniger, als dass unsere Alpen mit Sicherheit von Vulkanen gekrönt waren wie heute die Anden und der Kaukasus. Ich habe vor 2 Jahren die Frage offen gelassen, ob das Bergeller Massiv zum *Durchbruch an die Oberfläche* gelangt sei oder nicht. Heute muss ich diese Frage bestimmt bejahen. *Das Bergeller Massiv ist die tief entblößte gewaltige Magmakammer eines Taveyanazvulkans. Der Taveyanatztuff und die Taveyanazdiabase, die Taveyanaz-andesite, sind die effusive Facies der Bergeller Tonalite und Granite.* Selbstverständlich stand dieser Vulkan nicht allein da; über den Tonaliten des Tessins, über den Dioriten von Traversella im Piemont mögen ähnliche Kegel gestanden haben, und dasselbe dürfen wir auch annehmen für den Adamello.

Einige einfache Hinweise auf bekannte Tatsachen genügen, die Richtigkeit dieser Ideen darzutun.

1. Das Taveyanazgestein ist ein vulkanischer Tuff oder enthält wenigstens massenhaft solchen. Ergussgesteine wie Diabase und Andesite sind darin gleichfalls gefunden worden.
2. Das Taveyanazgestein ist in seinem Alter bestimmt als unteres Oligozän, Lattorfien.
3. Das Material der Taveyanazgesteine muss daher von einem tertiären oligozänen Vulkan herstammen.
4. Tertiäre Eruptiva aber sind in den Schweizeralpen ausser dem Bergeller Massiv nicht bekannt.
5. Die Ophiolithe der Bündnerschiefer fallen als die Heimat der Taveyanazgesteine nicht in Betracht, sie sind z. T. jurassisch, z. T. cretacisch, sicher aber älter als Oligozän; denn sie sind in den penninischen Deckenbau passiv miteinbezogen, und derselbe begann bereits im Mesozoikum, und war am Anfang des Oligozäns längst abgeschlossen.

Es bleibt also gar nichts anderes übrig als das Material für die Taveyanazgesteine vom Bergeller Massiv und seinen Trabanten herzuleiten. Eine gewisse Schwierigkeit scheint nun zunächst darin zu bestehen, dass das Bergeller Massiv *jünger als oligozän*, ziemlich sicher miozänen Alters ist. Das ist aber nur die obere Altersgrenze der Intrusion; die letzte Phase derselben vor der allgemeinen Erstarrung des Magmakerns, und die untere Altersgrenze derselben, deren erste Anfänge in der Tiefe, kennen wir keineswegs. Der jetzige Bergellerstock hat allerdings sicher seinen heutigen Platz im Gebirge erst im Miozän eingenommen, aber nichts hindert uns, anzunehmen, dass schon zur Oligozänzeit und früher dessen endgültige Intrusion präpariert wurde durch das Vorhandensein eines gewaltigen, nur viel *tiefer* gelegenen Magmenbassins. Aus diesem tieferen oligozänen Magmenbassin bahnte sich das Magma allmählich seinen Weg, erst partiell, in Form von Apophysen und Gängen, in denen die magmatischen Gase mit Vehemenz sich emporarbeiteten, um endlich erst viel später, im Miozän, als *Ganzes* in sein jetziges Niveau zu gelangen. Dieses *tieferes* Magmenbassin nun kann durch gewaltige Schlote den Taveyanazvulkan auf der Oberfläche gespeist haben. Die spätere definitive mise en place des heutigen Bergeller Massivs folgte nur diesen primären magmatischen Wegen als hiezu präparierten Anlagen. Intrusion, Differentiation und Erstarrung des Massivs verteilen sich so über enorme geologische Zeiträume,

was angesichts der gewaltigen Mächtigkeit der heute durchschmolzenen Massen nur natürlich erscheint.

Eine ganze Reihe von Punkten sprechen noch für die eben dargelegten Zusammenhänge.

I. Eingeschmolzene Schollen von älteren basischen Ausscheidungen des Magmas, wie Dioriten und Tonaliten, im Zentrum des Bergeller Granites können eventuell als Reste der die älteren oligozänen Vulkanschlote füllenden und dort erstarren Magmamassen gedeutet werden. Eine ältere in der Hauptsache tonalitische Intrusion lässt sich im Bergeller Massiv auf alle Fälle nachweisen. Dieselbe kann sehr wohl schon oligozän gewesen sein.

II. Durch die effusive Phase, die entsprechend dem Taveyanazgestein ziemlich basisch sein musste, wurde dem Restmagma die Möglichkeit genommen, sich noch weiter stark basisch zu differenzieren. Es blieb daher bei der späteren Enderstarrung bei der intermediären und sauren Facies der Tonalite und Granite, und eine basische Ganggefölgenschaft derselben kennen wir tatsächlich aus dem Bergell nicht. Das Fehlen derselben schien bisher unverständlich. Heute erklärt es sich ausgezeichnet als durch reichliche basische Stoffabfuhr bei der Effusion entstandenes basisches Manko im Restmagma.

III. Endlich stimmt der Chemismus des Taveyanazgesteins bisher frappant mit dem Chemismus von Tonaliten aus dem Bergeller Massiv überein. Im Projektionsdreieck von Osann fällt der Punkt des Taveyanazgesteins gar völlig mit dem der basischen Tonalite vom Fornogletscher zusammen. Auch die sogenannte Isofalie, die heute bei Gesteinsvergleichen eine so wichtige Rolle spielt, liegt bei beiden Gesteinen in den gleichen Werten. Auf alle Fälle liegt der Projektionspunkt der Taveyanazgesteine im Feld der Bergeller Tonalite, und entfernt sich weit von denen der Ophiolithen in den Bündnerschiefern. Bis jetzt allerdings steht mir nur eine einzige brauchbare alte Analyse des Taveyanazgesteins von BALTZER zur Verfügung. Eine detaillierte, geologisch-petrographische wie chemische Neubearbeitung dieser hochwichtigen Gesteine ist daher dringend zu wünschen.

Was die weitere chemische Untersuchung aber auch bringen möge, als Heimat der Taveyanazgesteine müssen wir schon heute ohne Zweifel, aus rein zeitlichen geologischen Gründen, das Bergeller Massiv und seine Trabanten betrachten.

Vulkanbauten auf den tertiären Alpen sind dadurch sicher gestellt. Im Helvetikum erkennen wir deren Tuffe, deren Laven

und ihren Detritus, im penninisch-ostalpinen Hinterlande dagegen deren gewaltigen tief denudierten, und heute nur mehr rudimentär erhaltenen unterirdischen Herde.

Eingegangen am 23. Dezember 1919.

Ueber ein neues Vorkommen von Glaukophangesteinen in Graubünden.

Von RUDOLF STAUB.

Die Glaukophangesteine der Schweizeralpen schienen bisher auf die penninischen Decken des Wallis beschränkt zu sein. Trotz eifrigem Suchens gelang es nicht, solche auch in der östlichen Fortsetzung derselben, in Graubünden, aufzufinden. Die Glaukophangesteine der Westalpen schienen sich im Gegenteil im Deckengebiete des Wallis allmählich gegen Osten zu verlieren. Tatsächlich verschwinden auch die mannigfaltigen Glaukophangesteine des Val de Bagnes im Kern der Bernharddecke gegen Osten zu sehr rasch, sie erreichen nicht einmal die Zermattertäler. Was sollte man sie dann noch weiter in Graubünden erwarten? Sie keilten ja im Wallis schon aus. In der Bernharddecke Graubündens, d. h. in der Adula, sind denn auch bis heute nie auch nur die geringsten Spuren von Glaukophangesteinen gefunden worden.

Die Glaukophangesteine fehlen aber Graubünden keineswegs. Sie sind nur in einer andern tektonischen Einheit zu suchen. Ein zweites Gebiet von Glaukophangesteinen in den Westalpen ist das der Ophiolithe der Monterosadecke. Die Glaukophanprasiniten des Gornergrates und die Glaukophaneklogite von Zermatt gehören hieher. In der gleichen tektonischen Position nun finden sich auch Glaukophangesteine in Graubünden. Auch hier liegen sie in den gewöhnlichen Ophiolithen des Mesozoikums, genau wie am Gornergrat, und auch hier in der mesozoischen Umhüllung der Monterosadecke. Dem Kern derselben entsprechen in Bünden die beiden Lappen der Tambo- und der Surettadecke, der Zone des Gornergrates und von Zermatt hin-