

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 17 (1922-1923)
Heft: 3

Artikel: Compte-rendu de la 39ème session annuelle de la Société géologique suisse, tenue le 26 août 1922 à Berne
Autor: [s.n.]
Kapitel: C: Wissenschaftliche Sitzung
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-158099>

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: 13.02.2026

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

des invitations, en particulier par la ville de Bruxelles, par l'Université de Louvain, par la Société géologique de Belgique à Liège. Avant et après la session ont eu lieu de grandes excursions toutes habilement conduites.

Le monde des géologues ne peut donc qu'adresser ses chauds remerciements aux organisateurs de la 13^{ème} session du Congrès géologique international, session qui laissera un souvenir ineffaçable.

La 14^{ème} session aura lieu en Espagne, sans que le lieu des séances ait été désigné. La République Argentine s'est également offerte pour recevoir le Congrès."

Fin de la séance administration 9^h 30.

C. Wissenschaftliche Sitzung

zugleich Sektion für Geologie und Mineralogie der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.

a) Vormittagssitzung der Gesamtsektion.

Präs. L. W. COLLET; Sekretäre PH. BOURQUIN und ED. GERBER.

1. — PAUL NIGGLI (Zürich): **Der Taveyannazsandstein und die jungalpinen Eruptivgesteine.**

Der Vortrag erscheint in ausführlicher Form in den Schweiz. Min.-Petr. Mitt. Bd. II Heft 3/4.

2. — LOUISE DE TECHTERMANN (Genève): **Une femme du 17^{ème} siècle, précurseur de la géologie minière contemporaine.**

L'auteur parle d'une figure attachante et trop peu connue: celle de MARTINE DE BERTEREAU, dame DE BEAUSOLEIL, minéralogiste française (1590 à 1645 ou 46). Vers 1610, Martine de Bertereau épousa Jean du Châtelet baron de Beausoleil, ingénieur minéralogiste, originaire du Brabant. Riches, libres, passionnés de savoir, les deux époux consacrèrent quinze années à des voyages d'études scientifiques qui les poussèrent jusqu'en Amérique. A leur retour Mme. de Beausoleil, en ardente patriote qu'elle était, navrée de voir les richesses naturelles de la France si peu mises en valeur, voulut faire profiter son pays natal du savoir si laborieusement acquis par son époux et par elle. Elle obtint de Cinq-Mars, marquis d'Effiat, surintendant des mines sous Louis XIII, la „commission“ de découvrir et faire ouvrir des mines, indiquer les minerais dont il ferait dé-

couverte et en donner avis. (Une rapide esquisse de l'histoire des mines en France, depuis les temps mérovingiens jusqu'au règne de Louis XIII nous explique les causes diverses de l'abandon complet où se trouvaient les mines à cette époque.)

Les Beausoleil amenèrent une équipe de soixante habils mineurs étrangers qu'ils entretenaient entièrement à leurs frais, et pendant plus de dix ans, ils travaillèrent à la recherche et mise en exploitation de plus de cent-cinquante mines dont plusieurs sont encore aujourd'hui au premier rang de la richesse minière de la France. Madame de B. s'intéressa aussi vivement à la recherche des sources, principalement celles d'eaux minérales. Femme d'une rare et indomptable énergie autant qu'épouse dévouée, elle soutint, stimula et encouragea le zèle plus tiède de son mari dans cette gigantesque entreprise.

Des œuvres écrites des Beausoleil, trois seulement sont parvenues jusqu'à nous. La première en date, dûe à la plume du baron, n'offre guère d'intérêt: c'est de l'alchimie pure. Les deux autres: „Véritable déclaration faite au Roi et à nos seigneurs de son conseil des riches et inestimables trésors nouvellement découverts dans le Royaume“ et „La restitution de Pluton à Mgr. le duc de Richelieu“, sont l'œuvre de Madame de Beausoleil, œuvre aussi singulière qu'intéressante. L'espace nous manque, ici, pour les étudier; remarquons pourtant que c'est surtout dans le domaine pratique où son esprit s'affirme étonnamment ouvert, moderne et entreprenant que Madame de B. mérite le titre de „précurseur“. Dans le domaine de la science pure, certes, elle est moins géniale. Mais lorsqu'on étudie l'œuvre de ses contemporains — Bernard de Palissy excepté — on peut affirmer hardiment que sa pensée scientifique est en avance d'un siècle sur son temps, et qu'elle est la première qui ait réalisé la nécessité du contact direct avec la nature.

En 1640, après plus de dix ans de recherches et de travaux, la fortune princière des Beausoleil se trouva si fort diminuée que Madame de B. se vit obligée à solliciter de Richelieu qu'il leur fût accordé d'exploiter pour leur propre compte quelques-unes des mines découvertes et creusées pour le bénéfice de l'Etat. Malheureusement des jaloux travaillaient dans l'ombre contre les Beausoleil, dont le désintéressement même était un reproche vivant pour certains courtisans avides, et une sorte de conspiration s'ourdit pour les perdre à force de calomnies. Probablement Richelieu en fut la dupe, car il ne répondit pas aux suppliques de Madame de B. et deux ans plus tard, en 1642, il la fit emprisonner à Vincennes tandis que son mari

était incarcéré à la Bastille. Ces deux époux si unis ne se revirent plus, et moururent en prison, au bout de peu d'années, dans un complet dénuement.

3. — HANS JENNY (Albisrieden): **Bau der unterpenninischen Decken im Nordost-Tessin.**

Die folgenden Ausführungen stützen sich in der Hauptsache auf geologische Detailuntersuchungen, die ich in der westlichen Adula durchgeführt habe. Mitberücksichtigt sind auch Resultate der Aufnahmen der Herren G. FRISCHKNECHT und J. KOPP in der östlichen Adula, im mittleren und obern Teil der Aduladecke.

In der Gegend zwischen der Val Blenio einerseits und der Linie Mesocco-Vals anderseits tritt ein 8—10 km mächtiges Paket von Gneisen und Glimmerschiefern zutage. Dasselbe lässt sich einteilen in drei tektonische Hauptelemente, drei Deckfalten. Die relativ grosse Mächtigkeit des Aufschlusses haben wir zu verdanken dem 20—30 Grad betragenden Ostfallen dieser Gesteinsmasse, dann den grossen Höhendifferenzen. Entsprechend dem Axialgefälle gegen Osten befindet sich das tektonisch tiefste Glied im Westen und von unten nach oben ergibt sich folgende Reihenfolge der Decken:

Sojadecke;

Simanodecke;

Aduladecke.

Nach oben wird das Paket dieser Decken abgegrenzt durch die mesozoischen Gesteine der Misoxer Mulde, die ihrerseits überlagert werden von denjenigen der Tambodecke. Nach unten grenzt der Zug mesozoischer Gesteine, der von Olivone über Ponto-Valentino zum Pizzo Molare zieht, er möge hier als Bleniomulde bezeichnet werden, dasselbe ab von den Gesteinen des Lucomagnomassivs.

Auf hochmetamorphen Parabiottitschiefern und -gneisen des Lucomagnomassivs liegt die Trias des untern Schenkels der Bleniomulde, Dolomite, stellenweise etwas Rohwacke, wenig oder keine Quarzite. Über diesen Triasgesteinen folgt der Kern der Mulde, Kalkglimmerschiefer jurassischen Alters, mit Einlagen von kalkfreien Granatglimmerschiefern. Eingebettet in diese jurassischen Gesteine, von denselben aber getrennt durch Dolomite und Quarzite der Trias, erscheint in der Gegend Aquila-Val Soja die Schiefer- und Gneislamelle der Sojadecke, deren Fortsetzung dann weiterhin längs dem Nordrand der Adula von Olivone bis Alpe Garzura in der Val Luzzzone aufgeschlossen ist. Südlich von Torre, im Talgrund

der Val Blenio, ist das Südende des Bündnerschieferkerns der Bleniomulde, weiter südlich besteht das Mesozoikum der Mulde nur noch aus Triasgesteinen. Oberhalb Corzoneso im westlichen Talhange tauchen die letzteren, als Halbfenster geschlossen, unter die Paragneise der Simanodecke, werden damit weiter gegen Süden der Beobachtung entzogen. Wahrscheinlich ist es, dass die Bleniomulde noch bis weit nach Süden hinabreicht.

Bei Dangio-Aquila teilt sich die Bleniomulde in zwei Arme. Der obere derselben, die Sojamulde, trennt die Simanodecke von der darüberliegenden Aduladecke. Prachtvoll ist in der vordern Val Soja die Stirnumbiegung der Simanodecke aufgeschlossen. Nur bis knapp über diese Umbiegung hinauf reicht in der Sojamulde der Bündnerschieferkern. Höher, in der hintern Val Soja, ist nur noch die Trias der Mulde vorhanden, mächtige Dolomite der mittleren Trias, mächtige Quarzite der untern Trias. Bei Urbello in der hintersten Val Malvaglia, verschwindet auch die Hauptmasse der Dolomite, 1 km weiter südlich die der Quarzite. Die Sojamulde *scheint* hier gegen Süden geschlossen zu sein. Genauere Untersuchung zeigt aber, dass das nicht der Fall ist. Spärliche, wenig mächtige Triaslinsen, meist wenige Zentimeter, in günstigen Fällen bis ein paar Meter mächtig, bezeichnen in den Osthängen der Val Malvaglia, dann weiterhin in der Val Pontirone die Grenze zwischen Simanodecke und Aduladecke. Noch weiter südlich, in der Val Osogna, erscheinen in der Mulde plötzlich wieder Bündnerschiefer, die in Verbindung stehen mit den längst bekannten Kalkschiefern auf dem Gipfel des Pizzo di Claro. Diese wiederum scheinen zusammenzuhängen mit den Bündnerschieferzügen von Algaletta oder Castione.

Die Sojadecke tritt im östlichen Tessin als allseitig geschlossene Linse in Erscheinung. Es ist deshalb nicht ohne weiteres möglich, ihre tektonische Stellung im weiteren Rahmen anzugeben. Der kürzere, petrographisch mannigfaltigere Teil der Decke ist auf ungefähr 3 km Länge aufgeschlossen von Aquila bis hinein in die Val Soja. Es ist das die Gneislamelle, die ARGAND erstmals inmitten der mesozoischen Gesteine feststellte, die er dann parallelisierte mit der Lebendundecke des Wallis. Als zweiter Teil liegt in den Bündnerschiefern längs dem Nordrand der Aduladecke eine Schieferlamelle, welche von NIGGLI zuerst als Fortsetzung der Sojagneise angesprochen wurde.

Die Gesteine der Sojadecke zerfallen in zwei scharf voneinander getrennte Gruppen, die beide im südlichen Deckenteilstück vorhanden sind. Der Kern der Decke setzt sich zu-

sammen aus hochmetamorphen Parabiotschiefern und -gneisen, mit wenigen Einlagerungen von Amphiboliten und hellen Gneisen. Wichtig für unsere Betrachtungen ist der zweite Teil der Gesteine der Sojadecke. Sie trennen immer die vorerwähnten, altkristallinen Gesteine des Deckenkerns von denen der Trias. Sie liegen unter den Quarziten der untern Trias. Der nördliche Deckenteil besteht überhaupt nur aus diesen Gesteinen. Es sind das bläulichgrünliche, quarzitisches Sericitschiefer. Vielfach, besonders im nördlichen Teil, haben sie das Aussehen von Konglomeratgneisen. Sie enthalten gerundete Knollen hellen Materials, welche unter dem Mikroskop sich als zertrümmerte Quarzgerölle erweisen. Die Gesteine besitzen einen viel geringeren Grad der Metamorphose als die Paragesteine des Deckenkerns. Der Grad der Metamorphose ist der gleiche wie bei Bündnerschiefern derselben tektonischen Höhe. Nach Mitteilung von Niggli sind die Gesteine gleich vielen Verucanogesteinen des Gotthardmassivs. Entsprechend ihrer Lage und Beschaffenheit müssen sie als *Verrucano* bezeichnet werden. Es sind fein- bis grobklastische, kalkfreie Sedimente, welche nur anlässlich der alpinen Gebirgsbildung umgewandelt worden sind.

Die Gesteinsanordnung in der Sojadecke ist folgende: Im Süden ist der Deckenkern altkristalliner Gesteine, welcher gegen Norden von einem mächtigen Verrucanomantel umschlossen ist. Dieser wiederum ist gegen Norden umhüllt von Triasgesteinen, welche auf der Alpe di Garzura mit prächtiger Umbiegung gegen Norden, oben, den Verrucano gegen die Bündnerschiefer abschliessen. Aus dieser Gesteinsanordnung ergibt sich mit Sicherheit, dass die Sojadecke im Süden wurzelt, ihre Stirn oben im Norden hat. Genau die gleiche Anordnung der Gesteine herrscht an der Stirn der Lebendundecke, im Gebiete des Basodino. Auch dort findet sich die Anhäufung jüngerer Gesteine oben im Norden. Demnach scheint mir richtig zu sein, was früher allgemein angenommen wurde, nämlich, dass die Lebendundecke im Süden zwischen Antigoriodecke und Monte Leonedecke wurzelt. Sicher fundiert scheint mir auch die Argand'sche Parallelisierung *Sojadecke* = *Lebendundecke*. Wichtig ist der Umstand, dass die Sojadecke nur wenig weit in die Sojamulde hinaufgreift, dass sie sich weiter im Süden in derselben nicht mehr vorfindet. Diese Einfaltung der Sojadecke, von unten her in die Sojamulde hinauf, spielt die gleiche Rolle wie im Westen die weit mächtigere Rückfaltung der Bernhardsdecke zwischen die Monte Rosa- und Dent Blanchedecke hinein.

Die Simanodecke. Das Wesentliche über ihre Abgrenzung wurde schon gesagt. Nach oben wird sie durch die Sojmulde, die zurückgreift bis in die steilgestellte Wurzelzone südlich von Claro, abgetrennt von der Aduladecke. Die auf lange Strecken fast vollständige Ausquetschung der Gesteine dieser Mulde gibt einen wichtigen Hinweis darüber, wie tektonische Untersuchungen im Gebiete der Tessiner Gneisdecken durchgeführt werden müssen. Betrachten wir kurz den Innenaufbau der Simanodecke. Zweckmässig im Rahmen meines Untersuchungsgebietes ist eine Gliederung des Deckeninhaltes in drei Teile:

1. *Grosser Granitgneisstock*, als Deckenkern, im Mittel ca. 2000 m mächtig, besteht aus grobkörnigem Granitgneis in sehr gleichmässiger Ausbildung, zumeist als Augengneis entwickelt. Der Stock erstreckt sich zurück bis in die Wurzelzone. In seinem Innern konstatieren wir einen Glimmerschieferzug, der im Norden, ungefähr bei Dongio, vollständig von Granitgneis umschlossen, endigt, der gegen Süden sich verfolgen lässt bis zurück in die Wurzelzone. Es ist dies der innerste Deckenkern, der ehemalige Boden des Granitstockes, welcher in die Falte hineingezogen wurde.

2. *Kleinerer Lakkolith aus aplitischem Granitgneis* im oberen, nördlichen Teil der Decke. Derselbe ist in seiner Ausdehnung beschränkt auf die Kulmination des Simanogebirgstockes. Ich erwähne denselben an dieser Stelle nur, weil er ein wunderbar schön erhaltenes Beispiel eines kleinen, granitischen Intrusivkörpers darstellt. An seiner Unterseite findet sich noch die Stielplatte, d. h. der Verbindungs- und Zufuhrkanal vom grösseren unteren zum kleineren oberen Magmaherd. Die Stielplatte, die ursprünglich steil und discordant die Paragesteine durchsetzte, ist durch tektonische Vorgänge in mehr oder weniger konkordante Lage zu den letzteren gebracht worden. Stofflich entsprechen die Gneise des kleinen Granitkörpers aplitischen Gneisen der Randfacies des Hauptstockes.

3. *Die Schieferhülle der zwei besprochenen granitischen Intrusivkörper* besteht in der Hauptsache aus hochmetamorphen Paragesteinen, d. s. braune Biotitschiefer und -gneise. Eingelagert in dieselben erscheinen im oberen, von der Stirn etwas zurückliegenden Teil der Decke helle granitische Orthogneise, ausgebildet als Streifen- und Lagengneise. Sie zeigen einen bedeutend stärkeren Grad der Metamorphose als die besprochenen Granitgneise. Sie sind von den Paragneisen viel schlechter abzutrennen als jene. Sie bilden mit den Para-

gesteinen zusammen die Schieferhülle der Granitstöcke, sind also wesentlich älter als diese.

Die Paragneise der Simanodecke erweisen sich vom Deckeninnern bis hinaus unter die Trias als in gleichem Masse metamorph. Über ihnen folgen unvermittelt, ohne irgendwelche Übergänge, die Quarzite der unteren Trias, darüber die Dolomite, darüber Bündnerschiefer mit einem ganz anderen Grad der Metamorphose. Gesteine, ähnlich dem Verrucano der Sojadecke fehlen der Simanodecke. In der hintern Val Soja berühren Triasgesteine die Granitgneise des kleinen Lakkolithen. Aus alledem ergibt sich folgendes:

Die Paragesteine der Simanodecke sind in ihrer Gesamtheit lange vor der herzynischen Faltung vorhanden gewesen. Vor der herzynischen Faltung sind in dieselben Granite eingedrungen, wohl am Ende einer Faltungsperiode vor- oder mittelpaläozoischen Alters. Alte Para- und Orthogesteine wurden zurzeit der herzynischen Faltung zum Gebirge aufgetürmt. Über die Intensität dieser Faltung lässt sich Sicheres noch nicht aussagen. Sicher ist dagegen, dass während dem Ende dieser Faltungsperiode, im Obercarbon, neuerdings gewaltige Granitmassen intrudiert sind. Diese finden sich heute als scharf abgegrenzte Granitgneisstöcke, die nur noch durch die alpine Gebirgsbildung relativ schwach verändert worden sind. Vor und während der herzynischen Faltung war das Gebiet der Simanodecke Festland, festländische Abtragung herrschte auch noch zur Permzeit, transgressiv griff dann das Triasmeer über dies Gebiet über.

Die Simanodecke zeigt eine einfache äussere Form, relativ einfachen inneren Bau, eine relativ geringe innere Deformation. Der Stirnteil der Decke ist zusammengestaucht; der Deckenrücken ist aufgebaut aus langausgequetschten, gegen Süden zurückgelegten Teilfalten. Aus dem heutigen Bau der Decke lässt sich noch leicht der Bau des Deckenursprungsgebietes herauslesen. Anders liegen die Verhältnisse bei der nun zu besprechenden Aduladecke.

Die Aduladecke. Die ganze Gneis- und Glimmerschiefermasse von der Sojamulde bis hinauf zur Misoxermulde wird hier zusammengefasst als Aduladecke. Bis anhin wurde fast allgemein angenommen, dieselbe bestehe aus den Äquivalenten der Monte Leone- und der Bernhardsdecke des Wallis. Die nunmehr ausgeführten Detailuntersuchungen lassen einen solchen Schluss nicht mehr zu. Die Aduladecke ergibt sich sowohl bei tektonischer, als bei stratigraphisch-petrographischer Be-

trachtung als eine Einheit. Sie ist 4—5 km mächtig, entspricht in ihren Grössenverhältnissen ungefähr der Gesamtmasse der helvetischen Decken. Für die tektonische Analyse wird man dieselbe mit Vorteil in zwei Hauptteile zerlegen, einen unteren, kaum gefalteten, eher gestreckten Teil 1—1,5 km dick, und einen oberen Teil 2—3 km mächtig, der aufs ungeheuerlichste verfaltet ist.

Der untere Deckenteil besteht wiederum aus zwei Hälften. Direkt über der Sojamulde liegt eine Masse von alten Paragneisen, ähnlich denen der Simanodecke, mit Einlagerungen von Orthogneisen, welche den alten Orthogneisen der Simanodecke entsprechen. Obere Grenze dieser Gneismasse ist eine Transgressionsfläche, an die von unten abwechselungsweise Para- und Orthogesteine anstossen. Die obere Hälfte des unteren Deckenteils ist aufgebaut aus Glimmerschiefern mit Quarz, Muskovit, Chlorit und Granat als Hauptgemengteilen, also aus Gesteinen, die weniger metamorph sind als die unteren Paragneise.

Der obere, mächtige Deckenanteil enthüllt sich bei näherer Betrachtung als Paket von ungefähr 20 übereinandergelegten Teilfalten. Jeweilen eine obere dieser Teilfalten greift über die unteren gegen Norden vor. Die einzelnen Teilfalten sind durch Muldenzüge voneinander getrennt, die Triasgesteine, sehr selten auch Bündnerschiefer enthalten. Die Falten weisen Längen auf von wenigen km bis zu 20 bis 30 km, während stellenweise ihre Mächtigkeit bis unter 10 m hinabgeht. Die Entwicklung der Trias in den die Falten trennenden Teilmulden ist die typisch penninische, Quarzit, Dolomit, Rauhwacke, grüne Dolomitmergelschiefer, in der gleichen Ausbildung, wie sie sich in den mächtigen Triasmassen der Val Soja vorfinden. Die Triaszüge sind aber nicht mehr als zusammenhängende Platten vorhanden. Sie sind vielmehr auseinandergerissen zu Systemen von einzelnen Linsen, meist von geringer Mächtigkeit. Ein Umstand erleichtert das Auffinden dieser Triasrelikte. Sie sind fast immer begleitet von Amphibolitzügen, die sich im allgemeinen viel leichter verfolgen lassen. Die Amphibolite bilden zusammen mit den Triasrelikten eine tektonische Einheit. Sie mögen zum Teil sedimentogenen Ursprungs sein und ursprüngliche Unterlage der Triassedimente gewesen sein.

In den Teilmulden der Aduladecke erscheinen neben den übrigen Amphiboliten, im westlichen und nördlichen Deckenteil Serpentinstöcke und -linsen, die unzweifelhaft von Peridotiten abstammen. Sie liegen durchbrechend gelagert in den Amphibolit- und Triaszügen, sind also jünger als diese. In den

Teilmulden von San Bernardino hat FRISCHKNECHT Eklogite und Granatamphibolite gefunden, von denen Triasgesteine kontaktmetamorph beeinflusst worden sind. Nach der Gesamtheit der Erscheinungen lassen sich diese Derivate basischer Eruptivgesteine auffassen als Äquivalente der mesozoischen Grüngesteine in den Bündnerschiefern.

Die Teilmulden lassen sich, wie schon erwähnt, auf weite Strecken verfolgen. Sie liegen in verschiedenen Niveaus übereinander. Je das nördliche Ende einer unteren Mulde steht in Verbindung mit der nächst höheren Mulde. Manchmal schliessen diese Vereinigungen zweier Mulden gut sichtbare Umbiegungen im Gneis ein. Damit ist wohl bewiesen, dass die Anordnung der Züge in verschiedenen Niveaus übereinander, tektonisch verursacht ist, dass sie also nicht etwa normale stratigraphische Einlagerungen sind. Alle Teilmulden sind gegen Süden geschlossen.

Die zwei Haupttatsachen, nämlich Vereinigung des Nordendes einer Mulde mit der nächst höheren, Schluss der Mulden gegen Süden, lassen uns den komplizierten Innenbau der Decke auf einfache Art erklären. Als Anfangsstadium war eine grosse, einfach gebaute Deckfalte entstanden. Unter dem Drucke vorrückender höherer Decken bildeten sich auf dem Deckenrücken Dorsalfalten, Teilfalten, die enge aufeinandergelegt und ausgewalzt wurden. Je eine höhere dieser Falten wurde über die tiefere, nördlich darunter entstehende, gegen Norden hinaus vorgeschoben. Die zweitsüdlichste, grösste, dieser Teilfalten, der Zervreilerlappen, gelangte, über alle tieferen weit vorgreifend, hinaus an den äussersten Nordrand der Decke. Die Grösse dieses Lappens war bedingt durch den mächtigen Granitstock, der als Ganzes in diese Falte hineingezwungen wurde. Als Folge der übermässigen Grösse des Lappens bildeten sich auf seinem Rücken zwei sekundäre Teilfalten, unter denen die heutigen Mulden von Torrone di Garzura und Sorreda-Weissgrätli tief ins Lappeninnere hineingreifen.

Von der letzten grösseren Bewegung der penninischen Decken, dem insubrischen Zusammenschub, wurde in der Hauptsache der Zervreilerlappen betroffen. Eine starke Zusammenstauchung des nördlichsten Lappenteils, eine ungeheure Zusammenfaltung der sekundären Teilmulden in seinem Rücken, Rückfaltung der nördlichsten Lappenteile, sodann Einpressen der derart verdickten Stirn des Lappens in den Untergrund, waren Folgen dieser letzten grösseren tektonischen Bewegung. Der Auswalzungs Vorgang wirkte bis hinunter in den unteren Teil der Decke. Ein Vorschieben der Glimmerschiefer der

oberen Hälfte desselben hinaus an den Nordrand war seine Folge. Durch den insubrischen Zusammenschub wurden diese vorgeschobenen Massen teils in Form eines dünnen Schildes am äussersten Nordrand der Decke emporgepresst, teils wurden sie südlich unter dem Zervreilerlappen akkumuliert.

Das Resultat aller dieser Vorgänge macht sich bemerkbar in dem beinahe etwas fremd anmutenden Bau der Aduladecke. Eine Anzahl Teilfalten einer Decke tauchen ein in den Stammteil dieser selben Decke, statt wie es im allgemeinen der Fall ist, in die die Decke umhüllenden mesozoischen Gesteine. Infolge des gewaltigen Ausgreifens des Zervreilerlappens gegen Nord, dann infolge des Einpressens desselben in den Untergrund, erscheint nun die Gesamtzahl der unter demselben liegenden Teilmulden summiert zu einer einzigen, stark zusammengefalteten Mulde grösster Länge, welche im Norden nur noch an einer Stelle in Verbindung steht mit den die Decke umhüllenden mesozoischen Gesteinen. Nach diesen Erörterungen mag es verständlich werden, dass man die Decke, vom tektonischen Standpunkte aus betrachtet, als eine Einheit bezeichnet. Sie ist eine Einheit auch vom petrographisch-stratigraphischen Standpunkte aus. Auf petrographische Details einzugehen, ist leider im Rahmen dieser kurzen Arbeit nicht möglich. Angedeutet sei hier, dass sich auch bei der Dünnschliffuntersuchung einzelner Gesteinsserien der Decke die Hauptphasen der Deckengeschichte herauslesen lassen. Eine Trennungslinie durch die Decke, welche dieselbe in zwei Teile zerlegen soll und die zugleich mit Zügen mesozoischer Gesteine zusammenfällt, mag man legen wie man will, sie zerreisst immer neben tektonischen auch wichtigste petrographische Zusammenhänge. Gegen eine Zerteilung der Decke spricht übrigens auch deren höchst einfache Gesamtform. Damit kommen wir zu der Frage der Parallelisierung der Decken. Die Aduladecke als Ganzes entspricht der St. Bernhardsdecke des Wallis. Beide zeigen den gleichen, starken Deformationsgrad, herrührend von der oberhalb sich einzwängenden Monte Rosa-Tambodecke. Infolge ungleicher Überlastung durch ostalpine Decken ist die Art der Deformation im Westen und im Osten eine verschiedene. Im Westen wurde die Hauptmasse der Decke als Ganzes nach vorn gepresst; im Osten erfolgte, da die Möglichkeit des Ausweichens nach Norden nicht in derselben Masse vorhanden war, eine intensivere Durcharbeitung des Deckeninnern. Auch stratigraphische Analogien sprechen dafür, dass die ganze Aduladecke ein Teil der Bernhardsdecke ist. Unter dem Stirnteil der Aduladecke,

von Aquila bis hinauf in die Val Carasina, finden wir zwischen Trias und Altkristallin die gleichen Verrucanogesteine wie in der Sojadecke. In ihrer Lage entsprechen sie dem Carbon unter der Stirn der Bernhardsdecke. Der obere Teil des Fächers von Bagne, wie man ihn beispielsweise von Lourtier bis Bonatchesse durchschreitet, mit seinen Glimmerschiefern, Amphiboliten und Prasiniten ist tektonisch und petrographisch das Äquivalent des Teilaltenbündels der Aduladecke. Einzelne Gesteine von West und von Ost aus dieser Zone stimmen bis ins feinste, mikroskopische Detail miteinander überein. Charakteristisch für beide Orte ist der Reichtum an Grüngesteinen.

Gleiche Merkmale wie Bernhardsdecke und Aduladecke besitzt der Maggialappen des westlichen Tessins. Derselbe ist ebenfalls aufs intensivste deformiert; er ist ausgezeichnet durch den gleichen Reichtum an Grüngesteinen. Er ist ein Teilstück der Bernhardsdecke und damit das tektonisch höchste Element im westlichen Tessin.

Als direkte Fortsetzung der Simanodecke erscheint westlich vom Tessintale der Campo Tencia-Lappen, der in der Vertikalen das gleiche Profil zeigt wie die erstere. Den Paragneisen im untersten Teil der Simanodecke dürfen wir mindestens einen Teil der Zone gegenüberstellen, die von Preiswerk als Stiel des Maggialappens aufgefasst worden ist. Diese Paragesteine werden überlagert, im Westen durch die Granitgneise des Pizzo di Ruscada, im Osten durch diejenigen des Simano. Beide Granitgneisstöcke gehen gegen Süden über in die Masse der sog. Tessinergneise. Über den Granitgneisen folgen an beiden Orten braune Paragneise, darüber im Westen die Orthogneise des Pizzo Barone, im Osten die alten Orthogneise der Simanodecke. Unter der Aduladecke liegt die Simanodecke, unter dem Maggialappen der Campo Tencia-Lappen, unter der Bernhardsdecke die Monte Leonedecke. Simanodecke, Campo Tencialappen und Monte Leonedecke sind Teilstücke ein und derselben Decke.

Das nächst tiefere Glied unter der Monte Leonedecke ist die Lebendundeecke, welcher die Sojadecke äquivalent ist. Letztere wurzelt demnach unter der Simanodecke.

Die Mulde, welche unter die Antigoriodecke eingreift, wird vom Simplon gegen Osten immer weniger tief. Die Antigoriofalte wird von Westen gegen Osten aus einer Deckfalte zu einer blossen Flexur, um schliesslich westlich des Tessintales, vor Erreichen der Tessinerkulmination, zu erlöschen. Im Lucomagnomassiv sind Verampioigneis und Antigorioigneis vereinigt.

Zusammengefasst ergibt sich folgende Parallelisierung:

| <i>Simplon:</i> | <i>Westtessin:</i> | <i>Osttessin:</i> |
|--------------------|--------------------|-------------------|
| St. Bernhardsdecke | Maggialappen | Aduladecke |
| Monte Leonedecke | Campo Tencialappen | Simanodecke |
| Lebendundecke | — | Sojadecke |
| Antigoriodecke } | — | Lucomagnomassiv |
| Verampiogneis } | | |

Die Süd-Nord Profile und die Ost-West Profile durch die Aduladecke bieten uns im grossen ähnliche Bilder. Wie gegen Norden so auch gegen Westen stossen die oberen Teillappen über die unteren hinaus vor. Die Stirnlinien der einzelnen Teillappen verlaufen östlich vom mittleren Bleniotal angenähert in Nord-Südrichtung. Diese Erscheinung lässt sich nur auf eine Art befriedigend erklären. Die Stirnlinie der Tambodecke muss über dem Gebiet der Tessinerkulmination eine mächtige Einbuchtung gegen Süden besessen haben, so dass die einzelnen Teillappen der Aduladecke, wie gegen Norden, so auch gegen Westen unter ihrem Rande hervorgepresst worden sind. In etwas schwächerem Masse als die Tambodecke ist die Aduladecke hinter der Tessinerkulmination zurückgeblieben. In gewaltigstem Masstabe findet sich sodann diese Erscheinung bei der Lebendun-Sojadecke, deren Stirnrand über dem Tessin hufeisenförmig eingebuchtet ist. Einzig die Monte Leone-Simanodecke bildet eine Ausnahme. Ihr Stirnrand verlief in gerader Richtung mit N. 80° O. vom Simplon bis in den Osttessin. Sie stiess damit im Gebiete der Kulmination weiter vor als die übrigen Decken, wodurch sich unter anderem auch die quere Einwicklung des Maggialappens unter den Campo-Tencialappen hinein, südlich von Fusio, erklären lässt. Vier Decken sind von der Kulmination mehr oder weniger stark beeinflusst worden, bei einer fünften ist das nicht der Fall. Die Kulmination muss vor der Bildung der ersten eigentlichen Deckfalten vorhanden gewesen sein, muss sich dann im Verlaufe der Deckenvorstösse weiterentwickelt haben. Tiefliegende Ursachen müssen diese gewaltigste Erscheinung im Längsprofil der Alpen bewirkt haben. Wir dürfen wohl nicht gebirgsartige Relikte abgetragener herzynischer Massive für ihre Entstehung verantwortlich machen. Bemerkenswert scheint mir dagegen der Umstand, dass sich die Kulmination ungefähr an der Stelle befindet, wo das S.W.-N.O.-Streichen der Alpen in ein W.-O.-Streichen übergeht.

Orogenetische Vorgänge. Im *abgewickelten Profil* der unteren penninischen Decken zeichnen sich im grossen folgende Verhältnisse ab:

Im Lucomagnomassiv, resp. in der Antigoriodecke bedeckt Trias hoch metamorphe, altkristalline Paragesteine oder auf grosse Strecken blossgelegte Granitgneise. Das bedeutet Festlandsperiode mindestens von Obercarbon bis Trias.

An der Stirn der Sojadecke lagert über hochmetamorphen Paragesteinen schwach metamorpher, fein- bis grobklastischer Verrucano, darüber Trias in normaler Entwicklung. Festland also im Obercarbon. Meerestransgression schon im Perm.

In der Simanodecke transgrediert Trias auf Paragesteinen, die vor der herzynischen Faltung abgelagert worden sind, die wahrscheinlich schon eine vorherzynische Faltung mitgemacht haben, in die vorherzynische und herzynische Granite eingedrungen sind. Trias berührt neben alten Paragesteinen Granitgneise zweierlei Alters. Festland von Mittel- oder Unter-carbon bis zur Trias.

In der Aduladecke sind die Verhältnisse etwas komplizierter. Im abgewickelt, nördlichen Teil derselben greift, wie in der Simanodecke, Trias über alte Paragneise und vorherzynische Granitgneise über. Weiter südlich wird diese alte Gneisserie transgressiv überdeckt von den bedeutend weniger metamorphen Glimmerschiefern der Decke, die aber ebenfalls noch von kalkfreien Tonsedimenten abstammen. Innerhalb dieser jüngeren Paragesteinsmassen treffen wir zwei Generationen von Eruptivgesteinen: 1. Quarzdioritische Gesteine, die während der Sedimentablagerung teilweise wieder abgetragen worden sind, deren Detritus dann in engster Wechselagerung mit den Tonsedimenten sich vorfindet. Im Wallis scheinen an Stelle dieser quarzdioritischen Gesteine mehr solche gabbroider Natur vorhanden zu sein. 2. Granite eingedrungen im Obercarbon, am Ende der herzynischen Dislokationen. Diese Granite sind an einzelnen Stellen wieder durch Erosion blossgelegt worden.

Nach Abschluss der herzynischen Dislokationen ist eine Abtragsfläche geschaffen worden, an der zutage traten: im Norden alte Paragesteine mit Einlagen vorherzynischer Granitgneise, im Süden jüngere Paragesteine mit Einlagen von Quarzdioriten und obercarbonischen Graniten. Über dieser Abtragsfläche liegen in der Stirnregion der heutigen Aduladecke Verrucanogesteine, gleich denen der Sojadecke, weiter südlich Grüngesteine, wohl ebenfalls permischen Alters, die gemischt sind aus sedimentogenem und eruptivem Material. Über dem Ganzen liegen Triassedimente in typisch penninischer Facies. Speziell für das Gebiet der Aduladecke fasse ich deshalb nochmals folgende Vorgänge zusammen:

1. Ablagerung der ältesten zutage tretenden Sedimente, Faltung derselben, Intrusion von Graniten, Abtrag.

2. Transgression. Ablagerung der späteren Glimmerschiefer. Intrusion, vielleicht auch Extrusion von quarzdioritischen bis gabbroiden Gesteinen. Zum Teil wieder Abtrag derselben. Herzynische Faltung. Eindringen obercarbonischer Granite. Abtrag.

3. Transgression. Ablagerung von Verrucano im Norden, weiter südlich wahrscheinlich Extrusion grüner Gesteine. Absatz der Triassedimente, dann der jurassischen Sedimente. Intrusion der mesozoischen, basischen Eruptiva. Faltung. Abtrag.

Betrachten wir nun noch die Vorgänge, welche sich im Anschluss an die herzynische Gebirgsbildung in der unterpenninischen Region abgespielt haben. Die ganze Region war Teilgebiet des herzynischen Gebirges. Im Obercarbon und im Perm war sie zum grössten Teil noch Festland und in Abtrag begriffen. Im Perm, zum Teil schon im Carbon bildeten sich inmitten der Festlandsmassen zwei flache Meeresrinnen, aus denen heraus sich später die Stirnen der Adula- und der Sojadecke entwickelten. Mit wunderbarer Klarheit nehmen wir hier den Zusammenbruch herzynisch-penninischer Gebirgszüge zur penninischen Geosynklinale wahr. Während und nach der herzynischen Gebirgsbildung entstanden als Vorläufer der penninischen Geosynklinale Teilgeosynklinalen. In der Frühtrias erfolgte die Einsenkung des Hauptteils der Geosynklinale, so dass zur Triaszeit die ganze Region als weites Flachmeer, dem da und dort noch Inselreihen entragten, ausgebildet war. Mit Ende der Trias setzte von neuem die Differenzierung ein. Die spätversunkenen Teile, die Teile, die zur Triaszeit zum Teil noch das Meer überragten, sanken ein zu geosynklinaler Tiefe. Die Gebiete der ältesten Teilgeosynklinalen begannen sich als Erhöhungen auszuzeichnen, wurden zu Geantiklinalen.

Im grossen enthüllt sich uns, im Anschluss an die Abtragungsvorgänge des herzynischen Gebirges, die Bildung einer riesigen Geosynklinale, in der Zeit vom Obercarbon bis zum unteren Jura. Während Jura, Kreide und Tertiär erhob sich aus derselben heraus die Grossgeantiklinale, die dann zum Paket der penninischen Decken wurde. Der Gesamtvorgang der Geosynklinal- wie der Geantiklinalbildung löste sich auf in eine Reihe von Teilvorgängen, so dass jede einzelne Decke sich aus einem Geosynklinalstadium heraus zur Geantiklinale und später zur Deckfalte entwickelte. Sojadecke, Aduladecke und wahrscheinlich auch die Margnadecke hatten ihre Geo-

synklinalphase im Jungpaläozoikum, Antigoriodecke, Simanodecke und Tambodecke im unteren Jura. Gleicherweise trat eine Verspätung ein in der Geantiklinalbildung der letzteren drei Decken gegenüber der der ersteren drei, eine Verspätung, die sich noch bemerkbar macht in den Hauptphasen der Gebirgsbildung.

Der Grund dieser zeitlichen und räumlichen Differenzierung des Gesamtvorganges ist leicht ersichtlich. Er liegt im herzynischen Bau der penninischen Region. Antigorio-, Simano- und Monte Rosadecke besitzen gewaltige Kernmassen obercarbonischer Granite, die gegen Ende der herzynischen Faltungsperiode in Antiklinalzonen intrudiert sind. Diese letzteren mögen als weitgespannte Erhebungen, parallel dem Streichen des Gebirges, ausgeprägt gewesen sein. Sicher ist, dass sie als versteifte Zonen die Einsenkung zur Geosynklinale erst mit starker Verspätung mitmachten.

Was ich hier aus meinen Beobachtungen in der westlichen Adula abgeleitet habe, steht zum Teil in Widerspruch mit der von ARGAND und R. STAUB vertretenen Ansicht. Diese Forscher nehmen eine Ausprägung von Geantiklinalen schon vor der Trias an, in einem penninischen Meeresraume, der seit Alt- oder Mittelpaläozoikum ständig vom Meere bedeckt gewesen sein soll, der von der herzynischen Gebirgsbildung kaum beeinflusst worden sein soll. In den Zonen, die nach meiner Ansicht im Perm Festland waren, sind nach ihnen während Perm und Trias bathiale Sedimente abgelagert worden. Die Zonen, die ich als flache Rinnen zur Permzeit auffassen muss, waren nach ihnen damals Schwellen zwischen tieferen Meeresräumen.

Die Annahme dauernder Sedimentation vom Alt- oder Mittelpaläozoikum bis in den Jura muss heute wohl fallen gelassen werden, denn zu deutlich prägen sich unter den Trias-sedimenten gewaltige Erosionsdiscordanzen aus. Die enorme Differenz zwischen der Ausbildung grosser Massen kalkfreier Tonsedimente und derjenigen der Bündnerschiefer, dann die Art der zwischen beiden liegenden Triassedimente, weist hin auf den denkbar grössten Wandel der Absatzverhältnisse. Wenig wahrscheinlich ist auch, dass sich die typischen, lagunären Triassedimente auf Schwellen zwischen tieferen Meeresräumen gebildet haben, in welchen letzteren bathiale Sedimente abgelagert worden sind. Wo die Trias in typischer Entwicklung fehlt, darf man sie nicht in Bündnerschieferfacies suchen, sondern muss nach einer anderen Erklärung greifen. Am Nordrande der Adula finden sich häufig Stellen, wo Bündnerschiefer und

Deckenkristallin sich berühren. Sorgfältige Untersuchung erweist aber hier immer, dass das Fehlen typischer Triassedimente tektonisch bedingt ist, denn immer wieder kann man in solchen Grenzen Fetzen gut ausgebildeter Trias nachweisen. Andere Fälle werden auftreten, da es zu einer Ablagerung der Trias überhaupt nicht gekommen ist, an solchen Stellen, die bei der Geosynklinalbildung am spätesten eingesunken sind. In einzelnen Fällen ist die Trias vor der Ablagerung der Bündnerschiefer wieder abgetragen worden.

Gegen eine Ansicht möchte ich hier noch kurz Stellung nehmen, nämlich die, dass die mesozoischen Sedimente innerhalb der Geosynklinalen vor der eigentlichen Gebirgsbildung metamorph geworden sein sollen, infolge der Überlagerung durch weitere Sedimente, dann weil sie in den tieferen Teilen der Geosynklinale am tiefsten eingetaucht waren. Die Metamorphose der Bündnerschiefer ist abhängig von der tektonischen Tiefe, abhängig auch von der Intensität der tektonischen Beanspruchung.

Zum Schlusse mag hier noch einiges gesagt werden über die Reihenfolge der Bildung der Decken. Als erste der penninischen Decken hat sich wohl die Sojadecke zur eigentlichen Deckfalte ausgebildet. Unter derselben entstand sodann die Antigoriodecke. Der Vorstoss der Aduladecke fällt in einen dritten Zeitraum. In einem vierten Stadium schob sich zwischen Soja- und Aduladecke die Simanodecke ein. Die Sojadecke wurde dabei zu ihrer heutigen unregelmässigen Gestalt ausgewälzt und eingefaltet in die Sojamulde. Im Rücken der Simanodecke bildeten sich, als Folge des Widerstandes der schon vorhandenen Aduladecke, die gegen Süden zurückgelegten Teilfalten. Die weiteren Phasen sind von Argand im Wallis auseinandergelesen worden. Nach der Bernhards(Adula)-Decke in einem fünften Stadium, rückte die Dent Blanchedecke vor. Als sechste Phase erfolgte das Eindringen von Monte Rosa-(Tambo)-Decke zwischen Bernhards- und Dent Blanchedecke. Die zwei letzten Stadien lassen sich im Osten nicht mehr auseinanderhalten, wenigstens soweit unser Untersuchungsgebiet in Betracht kommt. Der komplizierte Innenbau der Aduladecke rührt wohl zur Hauptsache her vom sich Eindringen der Tambodecke. Nach dem Gesamtbau der Aduladecke zu schliessen, müssen zur Zeit dieses Vordringens der Tambodecke schon höhere, ostalpine Decken das penninische Gebiet überdeckt haben. Die penninische Platte ist als Einheit gegen Norden vorgeschoben worden, staute sich im Norden am Kontinentalrand und wurde sukzessive von Norden gegen Süden

gefaltet, so dass die nördlichen Falten die älteren, die südlichen die jüngeren sind. Den umgekehrten Fall finden wir dort, wo Falten sich unter dem Drucke höherer, vorrückender Decken gebildet haben, beispielsweise also in dem Teilfaltenbündel der Aduladecke, wo die südlichste, höchste Falte die älteste ist.

4. — P. ARBENZ (Bern): **Zur Frage der Abgrenzung der penninischen und ostalpinen Decken in Mittelbünden.**

Die Frage nach der Abgrenzung der ostalpinen von den penninischen Decken in Graubünden steht in engem Zusammenhang mit der tektonischen Deutung der Ophiolithe enthaltenden Zone von ostalpinen Elementen, die früher allgemein unter dem Namen rhätische Decke oder rhätische plus Brecciendecke zusammengefasst wurden.

In Nordbünden liegt bekanntlich über den wohldifferenzierten Falknis- und Sulzfluhdecken die „Aroser Schuppenzone“ (CADISCH), umfassend die Aroser Schuppenzone im engeren Sinne und die stratigraphisch nah verwandte, aber ophiolithfreie Tschirpendecke (BRAUCHLI, Parpaner Zwischenstück von HOEK). Eine weitere Trennung innerhalb der im übrigen wohl nicht homogenen Aroserzone vorzunehmen, etwa im Sinne einer Rhätischen und einer Brecciendecke, ist nach CADISCH unmöglich.

Im Profil der Lenzerheide endigen diese Decken z. T. in einer sehr sonderbaren Weise. Falknis- und Sulzfluhdecke reichen im S nur bis zum Ochsentobel bei Parpan (CADISCH, Aufnahmen 1921), die Sulzfluhdecke in Form von kleinen Malmlinsen, die von Kreide umgeben werden, die Falknisdecke mit nach N übergelegten Falten, deren Eigentümlichkeit darin besteht, dass es sich um faux synclinaux handelt mit Malm als Ältestem im N im Kern, mit Kreide im S als umhüllenden Schichten. Von der Aroser Zone reicht die Tschirpendecke bis unters Lenzhorn, die ophiolithhaltigen Reste der tieferen Teile der Aroser Zone erreichen in Form dünner Überbleibsel an der Basis der grossen Überschiebungsfläche das Albulatal bei Surava, um sich von dort, nach S wieder ansteigend, unter dem Piz Michèl fortzusetzen. Der Marmor südlich ob Surava (nach ORT über- und unterlagert von Serpentin) wurde bisher als mutmassliches Äquivalent der Sulzfluhdecke angesehen. Diese Auffassung lässt sich aber durch keinerlei stratigraphische Merkmale stützen.

Im Oberhalbstein liegt zwischen der Aela-, resp. Errdecke oben und dem Flysch (unten) die Hauptmasse der eigentlichen rhätischen Decke des Oberhalbsteins.

CORNELIUS (1912) vereinigte die rhätische Decke mit ihren Ophiolithen, Radiolariten, Hyänenmarmoren usw. mit den Malojagneisen, in denen er den kristallinen Kern der rhätischen Decke zu erkennen glaubte. Aus den Malojagneisen wurde nach R. STAUB ein Teil der Margnadecke, und da er letztere als östliches Äquivalent der Dent Blanchedecke erkannte, kam die ganze ehemalige rhätische Decke in die penninische Zone zu liegen, obwohl sie in Mittel- und Nordbünden mit den ostalpinen Schubmassen marschiert und im Jura ostalpine Fazies zeigt. Demgemäss hat R. STAUB 1916 in seiner tektonischen Karte auch die über dem Oberhalbsteiner- und Lenzerheideflysch liegenden Teile der älteren rhätischen Decke mit der Margnadecke zusammengenommen, wenn auch damals schon als Teilschuppen (Plattadecke, Totalpdecke).

Gegen die Richtigkeit und Endgültigkeit dieser Auffassung schienen mir aber von jeher gewisse Bedenken möglich zu sein, und zwar sowohl tektonische, wie stratigraphische.

Die ophiolithische rhätische Decke des Oberhalbsteins liegt als eine bedeutende Überschiebungsmasse nach Art einer mehr oder minder selbständigen Decke, der Plattadecke STAUB's, auf dem Flysch des Oberhalbsteins. Die eingehenden Studien von E. ORT (1) haben gezeigt, dass ein Teil dieser Masse zur Errdecke gehört und ophiolithfrei ist, der Rest dagegen ist mit seinen Ophiolithen durchaus äquivalent der Aroser Zone s. s. Beide Teile unterscheiden sich stratigraphisch so wenig, dass sie oft kaum auseinander gehalten werden können.

Die Flyschmasse im Liegenden ist eine der am allertiefsten in die Alpen eingreifenden Synklinaltrennungen, und trotzdem sollte sie tektonisch keine grosse Bedeutung haben und Hangendes wie Liegendes sollte zu einer und derselben Hauptdecke gehören.

Stratigraphisch zeigt die „rhätische“ Decke in ihren Sedimenten einen durchaus ostalpinen Habitus, vor allem in der Juraformation. Mit ihren Radiolariten, Aptychenkalken, rotem Verrukano, Saluergesteinen usw. steht sie in scharfem Kontrast zu den übrigen Teilen der Margnadecke, die nirgends solche Gesteine enthalten. Man suchte sich zunächst mit der Annahme einer Vermischung ostalpiner und penninischer Elemente zu helfen, wobei die Ophiolithe als zwischen Margna- und Selladecke heimatberechtigt angesehen wurden (ORT u. a.). Für die übrigen Teile dachte man an Einwicklungen aus höheren Decken herab, z. B. aus der Bernina-Languarddecke), indem man den Versuch TRÜMPY's, der Err- und Languarddecke miteinander verbinden wollte, für die Languard- resp. Berninadecke

wiederholte, wiederum ohne bestimmten Erfolg. Die Arbeiten von OTT und CORNELIUS geben für derartige Verbindungen keinen Anhaltspunkt.

Durch die neueste inhaltreiche Arbeit von R. STAUB (2) über die Verteilung und Tektonik der Ophiolithzonen sind wieder eine ganze Reihe neuer Gesichtspunkte in die Diskussion gekommen, die eine beträchtliche Annäherung an unsere Auffassung bedeuten und die Entscheidung der Frage, wo die Grenze zwischen Ost- und Westalpen liege, beinahe nur noch als Frage der Nomenklatur erscheinen lassen. Die Punkte der STAUB'schen Abhandlung, die zugunsten der Auffassung sprechen, dass die ophiolithische Zone des Oberhalbsteins zu den ostalpinen Decken gezählt werden muss, sind kurz zusammengefasst folgende:

1. Die Ophiolithzone des Oberhalbsteins wird als eigene, selbst wieder stark zerteilte überschobene Masse angesehen, die durchweg den Oberhalbsteiner Flysch mit Überschiebungskontakt überlagert. Sie wird unter dem Namen „Plattadecke“ vereinigt, ein Name, der schon 1917 von STAUB für diesen Teil seiner rhätischen Decke vorgeschlagen worden war. STAUB bezeichnet die Überschiebungsfläche als eine solche „grossen Stils“ und sieht in der Plattadecke zwar keine eigene Decke, wohl aber eine „höhere Schuppe erster Ordnung innerhalb der Margnadecke“ (loc. cit., p. 105).

2. Demgemäss bildet die Plattadecke mit den unterliegenden Schamersschuppen keine einheitliche Schichtreihe, da der Flysch des Oberhalbsteins richtigerweise als ein Teil der Schamersschuppen angesehen und damit in die Stirnregion der Margnadecke gestellt wird. Die Plattadecke kann daher auch nicht unmittelbar zum Malojagneis gehören. Damit entfernt sich STAUB in einem fundamentalen, für unsere Frage äusserst wichtigen Punkt von der Auffassung von CORNELIUS, dessen Verbindung der rhätischen Decke mit dem Margnakristallin des Maloja eigentlich dazu führen musste, in der rhätischen Decke eine penninische Decke zu erblicken.

3. Die Plattadecke ist von ihrer Wurzel völlig abgetrennt. Ophiolithe und Mesozoikum vom Aroser Typus hören infolge von Abquetschung oder Abscheerung südlich des Silsersees auf, ohne dass sich ihr kristalliner Kern in geschlossener Masse einstellen würde. Eine direkte sichtbare Verbindung mit einem Teil der Margnadecke besteht somit nicht. Erst weit unten in der Wurzelzone am Comersee findet STAUB diese Decke wieder, jedoch nur noch in Form von Ophiolithen; Mesozoikum ist dort nicht mehr vertreten, wodurch die Parallelisation im einzelnen natürlich erschwert wird.

4. Die bisher von STAUB stets als das oberste, allerdings ophiolithfreie Glied der Margnadecke angesehene Partie der ehemaligen rhätischen Decke, die von OTT als sicher zum Unterostalpinen gehörend erkannte, wird nun mit ihren Lias-schiefern, Aptychenkalk und Radiolarit unter dem Namen „Schieferkomplex“ auch von STAUB von der Plattadecke abgetrennt und z. T. als abgeschürfte Sedimente der unterostalpinen Selladecke gedeutet, z. T. mit der Albuladecke in Verbindung gebracht. Die Grenze zwischen Ostalpin und Penninisch zieht STAUB heute im Hangenden der Plattadecke, dem Kontakt mit diesem stratigraphisch mit der Plattadecke nahverwandten Schieferkomplex entlang.

Wie oben schon angedeutet wurde, möchte ich noch etwas weiter gehen und auch die Plattadecke als Hauptvertreter der ehemaligen rhätischen Decke STEINMANN's nicht mehr zum Penninikum, sondern zu den ostalpinen Decken rechnen, wohin sie stratigraphisch und in Mittel- und Nordbünden auch tektonisch gehört. Mein Vorschlag geht also dahin, die Grenze zwischen Ostalpin und Penninisch unter der Plattadecke, zwischen dieser und den Schamzerschuppen, resp. deren Flysch, als oberstem Teil der Margnadecke zu ziehen. Und da die Aroser Zone sicher verschleppte Teile der Plattadecke und wohl auch noch höherer Decken enthält, so können wir auch diese unbedenklich wie bisher als ostalpin bezeichnen. Die Serpentine, die in dieser Zone auftreten, wären demnach ebenfalls ostalpin, wie diejenigen der Plattadecke, denn es ist kein Grund und keine Möglichkeit vorhanden, dieselben aus dem Schichtverbande herauszuziehen, so gemischt und geschuppt die Aroser Zone auch erscheinen mag. Einzig diese Mischung und die Unsicherheit der Aufteilung in verschiedene tektonische Elemente kann uns davon abhalten, den etwas in Misskredit gekommenen alten Namen „Rhätische Decke“ wieder aufzugreifen, denn dass in der Aroser Zone auch die Plattadecke vertreten sei und umgekehrt, darüber kann wohl kein Zweifel bestehen.

Im Zusammenhang mit dem Problem der Abgrenzung von ost- und westalpinen Elementen in Graubünden drängt sich auch die Frage nach der tektonischen Stellung der Falknis- und Sulzfluhdecke auf.

Zum ersten Male werden diese Decken von R. STAUB 1917 als unterostalpin bezeichnet und in Beziehung zu den kristallinen Massen der Err- und Bernina gebracht. Für diese Parallelisation war ihre Lage über der ostalpinen Hauptüberschiebung und die petrographische Verwandtschaft der Granite an der

Basis der Sulzfluh mit den unterostalpinen Eruptivgesteinen im südlichen Bünden massgebend. Kürzlich haben STAUB und CADISCH die wichtige Entdeckung gemacht, dass auch der Tasnagranit im Unterengadin und seine transgressiven Sedimente der Falknis-Sulzfluhdecke angehören. In der Albula-Errgruppe selbst ist es aber bisher nicht gelungen, Spuren von Falknis-Sulzfluhsedimenten zu finden. Eine direkte Stütze für die Einreihung der genannten Decken in den Rahmen der südbündnerischen unterostalpinen Decken konnte vorläufig nicht beigebracht werden.

Zu dieser Schwierigkeit gesellt sich aber noch eine andere. Verbindet man Falknis-Sulzfluh mit Albula-Err-Bernina, indem man die Verwandtschaft in den kristallinen Gesteinen in den Vordergrund stellt, so ist man genötigt, eine weitgehende Einwicklung oder Überlagerung einst tieferer über höhere Elemente des Deckenbaues anzunehmen. An allen Stellen nämlich, wo Falknis und Sulzfluhdecke überhaupt bekannt sind — im Rhätikon, im Plessurgebirge, im Unterengadiner Fenster —, überall liegen sie unter der Aroser Zone mit ihren Ophiolithen, Radiolariten usw. Im Oberengadin und Oberhalbstein aber liegen die mutmasslichen Äquivalente der Falknis und Sulzfluh über der Aroser Zone, resp. über der Plattadecke. Alle Versuche, hier Einwicklungen anzunehmen (z. B. Err-Albula unter Bernina, Platta-rhätische Decken unter Err-Albula) sind bisher gescheitert. Auf der andern Seite darf man doch wohl auch nicht ohne zwingenden Grund die genannten Falknis-Sulzfluhdecken in ihrem gesamten bekannten Verbreitungsgebiet als eingewickelt, d. h. als nicht richtig in der Deckenfolge eingereiht ansehen.

Auch die Fazies des Mesozoikums ist der Annahme einer solchen Deckenumstellung durchaus nicht günstig. Bekanntlich sind in Falknis und Sulzfluh nur unbedeutende Anklänge an die Ostalpen zu finden (roter Lias von Ardetz-Langwies), wohl aber zeigen sich weitgehende Beziehungen zu Kreide und Malm in helvetischer Fazies, so dass man auf Grund von stratigraphischen Merkmalen allein die genannten Decken sehr wohl sogar in der Nachbarschaft der helvetischen Decken wurzeln lassen könnte. Err- und Berninamasse lagen im Mesozoikum deutlich südlich der grossen Faziesschwelle, der Falknis dagegen ebenso deutlich auf deren Nordseite. Mit Ausnahme etwa des Saßalbo zeigt sich innerhalb der ostalpinen Decken nirgends ein Rückfall in die Falknis-Sulzfluhfazies, und umgekehrt fehlt in dieser letzteren jede Spur einer Annäherung an die Fazies der Aroser Zone oder der Plattadecke, die doch

zu erwarten wäre, wenn sich Falknis-Sulzfluh zwischen Bernina- und Plattadecke sollte einreihen lassen. In diesem Falle müsste die Falknisfazies gegen Norden in die der Plattadecke übergehen, eine Annahme, die auf die grössten Schwierigkeiten stösst.

Eine endgültige Lösung dieses Problems ist vorläufig noch nicht abzusehen.

Angeführte Literatur.

1. E. OTT. Zur Geologie der westlichen Bergünnerstöcke (Piz Michèl und Piz Toissa) im Oberhalbstein und der südlichen Randzone Tinzen-Preda (Graubünden). Jahrb. d. Phil. Fak. II, Bern, Bd. II, p. 113—125, 1922.
2. RUDOLF STAUB. Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schweiz. Min. u. Petrogr. Mitt., Bd. II, Heft 1/2, p. 78—149, 1922. (Hierin ein vollständiges Verzeichnis der einschlägigen Literatur über Graubünden, auf welches ich hier verweise.)

Man vergleiche ferner:

RUDOLF STAUB. Profile durch die Westlichen Ostalpen. Separatabdruck aus ALB. HEIM: Geologie der Schweiz, 1921, erschienen 1922. (Auf Profil 2 kommen die ungeheuren Komplikationen zwischen Stretta- und Errdecke in vorzüglicher Weise zum Ausdruck. Die Plattadecke erscheint hier noch in engerem Zusammenhang mit der Margna als dies aus der oben zitierten neueren Abhandlung hervorgeht. Neu ist ferner vor allem, dass die Languarddecke mit der Campodecke verbunden wird, und nicht mehr mit der Bernina. Der Sassalbo kommt dadurch zwischen Bernina (Strettalappen) und Campodecke zu liegen.)

b) Nachmittagssitzung der Subsektion für Geologie und Stratigraphie.

Präs. L. W. COLLET; Sekretäre PH. BOURQUIN und ED. GERBER.

5. — FRITZ NUSSBAUM (Bern): Eine neue geologisch kolorierte Exkursionskarte der Umgebung Berns.¹⁾

Seit mehreren Jahren ist die von A. BALTZER, F. JENNY und E. KISSLING geschaffene „Geologische Exkursionskarte der Umgebungen von Bern“ im Masstab 1:25000²⁾ vergriffen, ein Umstand, der bei geologischen und geographischen Exkursionen schmerzlich empfunden wurde; wohl ist eine Neuaufnahme des Gebietes in Angriff genommen; allein bis eine neue Karte in gleichem Masstab und von gleicher Ausdehnung erstellt sein wird, können noch Jahre vergehen.

¹⁾ Exkursionskarte der Umgebung von Bern. Geologisch bearbeitet von Dr. Fritz Nussbaum. Herausgegeben von Kümmerly und Frey, Bern 1922.

²⁾ Beilage zu der Lief. 30 der Beiträge zur geol. Karte d. Schweiz, Bern 1896.

Diesem Übelstand sucht die vorliegende Karte teilweise abzuhelpen. Der kleine Masstab 1 : 75 000 und das vereinfachte technische Herstellungsverfahren gestatteten allerdings die Wiedergabe aller geologischen Einzelheiten nicht. Bei der Darstellung des *Tertiärs* kam die petrographische Beschaffenheit in erster Linie in Betracht; dabei hat sich der Verfasser an vorhandene Kartierungen gehalten¹⁾; zudem konnten neue eigene Beobachtungen verwendet werden.

Besondere Aufmerksamkeit wurde den *Quartärbildungen* geschenkt. Bei der Angabe und Nomenklatur des *Diluviums* waren für den Verfasser die eigenen Beobachtungen massgebend, die er hauptsächlich in der Arbeit über „Das Moränengebiet des diluvialen Aaregletschers zwischen Thun und Bern“ zusammenfassend niedergelegt hat.²⁾ Es war mir darum zu tun, dieses Moränengebiet auch in einer Karte übersichtlich wiederzugeben, und da die würmeiszeitlichen Ablagerungen auch hier wie andernorts äusserst charakteristische Geländeformen bilden, so sind sie auf der Karte kräftig hervorgehoben worden; dies gilt namentlich von den Jungmoränen und den Niederterrassen-Schottern.

Neu sind Vorkommnisse von hochgelegenen Riss-Schotter nordöstlich Worb und Utzigen (bei Bösarni, Aetzrüti und Ober-Lauterbach) und alluviale *Dünen* bei Schönbühl. Die Vorkommnisse von Riss-Schotter zwischen Biglen und Goldbach (Gaisrücken, Krätzmatt, Ätzlischwand) und südöstlich Signau (Führen, Egg) sind im Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geolog. Gesellschaft im Jahre 1911 beschrieben.³⁾ Wegen der noch etwas unsicheren Stellung der vor-risseiszeitlichen Schotterbildungen glaubte der Verfasser hier auf nähere Bestimmungen verzichten zu sollen.⁴⁾

Im Ferneren weist die Karte viele Einzelheiten der *Alluvialbildungen* (Gehängeschutt, Torfboden, Schutt- und Schwemmkegel usw.) auf, die auf den früheren geologischen Karten des Gebietes nicht berücksichtigt worden waren. Zum Schlusse sei noch auf einen kleinen Irrtum aufmerksam gemacht, indem aus Versehen die Signaturen der Terrassenschotter des Emmenales verwechselt worden sind.

¹⁾ In jüngster Zeit hat Ed. Gerber die Überschiebungslinie der miozänen und oligozänen Molasse in der subalpinen Zone, westlich des Gürbetales, auf einer von der vorliegenden Karte etwas abweichenden Begrenzungslinie nachgewiesen.

²⁾ Mitt. Nat. Ges. Bern, 1921 und Verlag K. J. Wyss, Bern, 1921.

³⁾ Eclog. geol. Helv. Vol. XI, p. 791, 1912.

⁴⁾ Von diesen rechnet der Verfasser die höher gelegenen zum jüngeren Deckenschotter (vgl. Eclog. geol. Helv. Vol. XVI, p. 102, 1920).

6. — FRITZ NUSSBAUM (Bern): **Über das Vorkommen von Jungmoränen im Entlebuch.**

Im Talgebiet der Kleinen Emme, das Entlebuch genannt, finden sich ansehnliche Ablagerungen sowohl aus der Riss- als auch aus der Würmeiszeit: erratische Blöcke, Schotter und Moränen. Wie andernorts sind auch hier die Jungmoränen als im Gelände deutlich wahrnehmbare Hügel, Wälle und Terrassen ausgebildet. Über das Vorkommen solcher Moränen haben bereits F. J. KAUFMANN¹⁾, FRITZ ANTENEN²⁾ und jüngst HANS MOLLET³⁾ berichtet. Der Vortragende hat die genannte Gegend erstmals 1918 und seither wiederholt begangen und ist zu folgenden *Ergebnissen* gelangt:

Es lassen sich Jungmoränen des Reussgletschers, der grossen lokalen Talgletscher (Klein-Emmegletscher und Entlegletscher) und endlich kleiner lokaler Kar- und Hängegletscher feststellen.

a) Südlich Wolhusen finden sich in 710—740 m bei Grosstein und Obermoos drei deutliche Wälle, die aus geschotterter Moräne (mit kristallinen Geschieben) bestehen; ANTENEN sieht in ihnen risseiszeitliche Endmoränen des Emmegletschers (l. c. p. 81), während ich sie als Ufermoränen des würmeiszeitlichen Reussgletschers betrachten möchte, der hier leicht gegen S vorstiess und dessen östliche, entsprechende Moränen in 700—800 m bei Schwarzenberg liegen.

b) Eine prächtige Moränenlandschaft, die dem Klein-Emmegletscher zugeschrieben werden muss, dehnt sich östlich Schüpfheim auf der breiten Hasle-Hohwaldterrasse in 800 bis 1100 m Höhe aus. Es lassen sich hier 8 verschiedene Moränenzüge feststellen; MOLLET hat die meisten von ihnen auf seiner Karte wiedergegeben, die jedoch nicht das ganze Moränengebiet umfasst. Wie MOLLET bereits bemerkt hat, haben wir es hier mit Jungmoränen des Klein-Emmegletschers zu tun während ANTENEN solche irrümlicherweise im Talgrund südlich Schüpfheim gesucht hatte (l. c. p. 83). Auffallenderweise sind Wälle auf der linken Talseite nicht deutlich, obwohl erratischer Schutt in ansehnlicher Mächtigkeit in mehreren Bachgräben aufgeschlossen ist. Die Stirn des Klein-Emmegletschers muss während des Maximalstandes unterhalb Entlebuch ge-

¹⁾ Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Lief. 24, Bern 1886.

²⁾ Mitteilungen über Talbildung und eiszeitliche Ablagerungen in den Emmentälern. Eclog. geol. Helv. Vol. XI, 1910.

³⁾ Geologie der Schafmatt-Schimbergkette. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lief. XLVII, N. Folge. Bern 1921.

legen haben. Entsprechende Moränen sind jüngst von Herrn cand. phil. Jos. STEINER nachgewiesen worden.

Gut ausgebildet und ausserordentlich mächtig sind, wie bereits MOLLET ausgeführt hat, die Jungmoränen des Entlegletschers südöstlich von Egg. Meine Beobachtungen stimmen mit der Darstellung MOLLET's völlig überein.

c) Ich möchte nun noch das Vorkommen von Jungmoränen kleiner Kar- und Hängegletscher kurz besprechen.

In der Höhe von 1100—1150 m ist östlich Schüpflheim bei Heiligkreuz, oberhalb der höchsten Ufermoränen des Emmegletschers, gut erhaltene Lokalmoräne mit vielen gekritzten Geschieben in grauem Glazialschlamm aufgeschlossen, und Wälle lassen sich bergwärts nach dem Ausgang einer breiten Nische verfolgen, die auf der Nordseite der Farneren (1576 m) liegt. Das Material dieser Moränen besteht ausschliesslich aus Gesteinen der miozänen Nagelfluh; teils sind es Konglomeratblöcke, teils vereinzelte Gerölle mit den bekannten Eindrücken. Die Gletscherschrammen finden sich auf den Kalkgeröllen dieser Nagelfluh. MOLLET hat (loc. cit. p. 56) diese Bildungen als Riss-Moräne des Emmegletschers gedeutet. Meines Erachtens handelt es sich jedoch um die Endmoräne eines kleinen Kar- oder Hängegletschers, der sich an der Farneren bei einer Schneegrenze von 1250—1300 m bilden konnte, und zwar in der letzten Eiszeit. Hiefür sprechen einmal die Lage und der frische Erhaltungszustand der Moränen und sodann das Vorkommen ähnlicher Ablagerungen an der benachbarten Beichlen.

Am westlichen Abhang der Beichlen, deren Kamm von 1500—1770 m hinaufreicht, beobachtete ich an vier verschiedenen Stellen in 1100—1200 m Blocklehm aus Nagelfluhschutt mit gekritzten Geschieben und Wallformen, so südlich Ober-Rütiboden, ferner bei Dürrhütte, Bütler und Mitlistgrotzen. Am östlichen Abhang vermochte ich Lokalmoränen bei den oberen Muoshütten zu erkennen.

Damit glaube ich erstmals auf das Vorkommen diluvialer Lokalgletscher in der Zone der subalpinen Molasse hingewiesen zu haben.

7. — PAUL BECK (Bern): **Der Alpenrand bei Thun** (mit 3 Textfiguren).

1. Die *mittelländische Molasse* (s. Fig. 1) deutet die Nähe des Alpenrandes durch das flache Falkenfluhgewölbe an. Gleichzeitig gehen östlich der Aare die marinen Schichten des Helvetien in limno-terrestre Ablagerungen über.

2. Die *subalpine Molasse* (s. Fig. 1) beginnt mit der *Blumenschuppe*, einem limno-terrestren Stampienkomplex von 3700 (am See) bis 2700 (im Eriz) m Mächtigkeit, der ein mittleres Fallen von 30° gegen die Alpen aufweist. Genauere Angaben finden sich in den Berner Mitteilungen im Bericht über die Sitzung vom 18. Juni a. c.

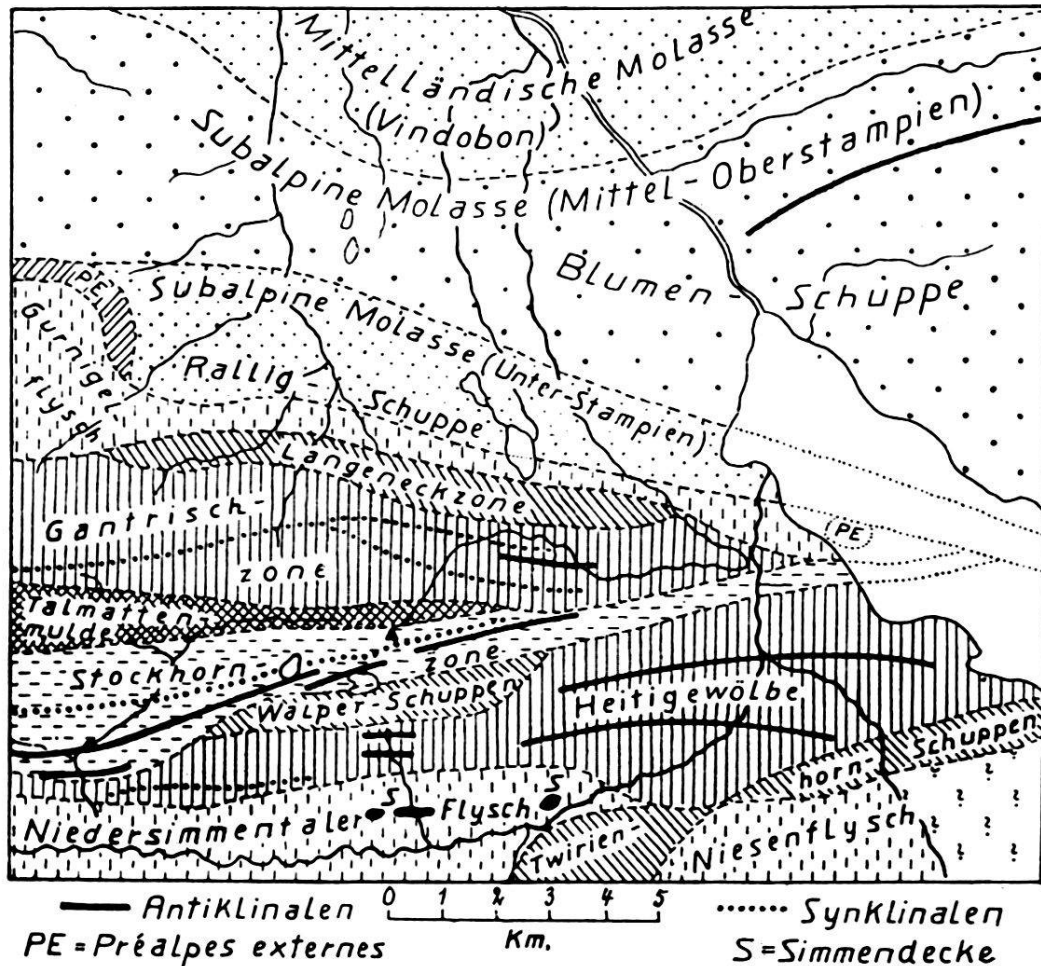


Fig. 1. Tektonische Kartenskizze des Alpenrandes bei Thun, 1922. Westlich der Gürbe und der Krümmelwege bis an Walalp- und Morgetenbach von ED. GERBER, übriges Gebiet von P. BECK.

Gegen S schliesst die subalpine Molasse mit der *Rallig-schuppe* ab. BERNHARD STUDER beschrieb 1825 den Rallig-sandstein und die begleitenden Mergel eingehend aus der Nähe von Ralligen, ohne aber ihre mergelreiche Fortsetzung längs des Sigriswilgrates dazuzuzählen. Nach mannigfaltigen stratigraphischen Zuteilungen entschieden die Untersuchungen BAUMBERGERS (siehe Jahresversammlung in Schaffhausen 1921) für Stampien, speziell unteres. STUDER wies auch auf ähnliche Gesteine am Gurnigel hin. BRUNNER und GILLIÉRON stellten sie aber, verwirrt durch die dortigen Klippen der Préalpes

externes, in den Flysch. Erst GERBER schied den Lieneggsandstein und die Jordisbodenmergel wieder als eine selbständige Gruppe, die sich zwischen die subalpine Molasse und die *Préalpes externes* samt Gurnigelflysch einschiebt, aus. Ihr Gesteinscharakter, der zwischen Flysch und Molasse schwankt, liess mich sie als Ralligschichten erkennen. Diese Auffassung wurde bald darauf durch die Entdeckung zweier Vorkommnisse im Moränengebiet von Amsoldingen: dem von BACHMANN auf der geologischen Dufourkarte als Molasse bezeichneten, aber nicht beschriebenen Aufschluss NW des Ubeschisees und einem langen, schlecht aufgeschlossenen Rundbuckel westlich zwischen Amsoldingen und Ubeschisee bestätigt. An beiden Orten streichen sehr steil nach S fallende harte Sandsteine von Flysch-Molassecharakter in der Richtung Ziegerhubel-Ralligen.

Der ganze Charakter der subalpinen Nagelfluh, mit ihrer ungeheuren Mächtigkeit und dem sehr starken Zurücktreten aarmassivischer oder helvetischer Gerölle, deutet auf eine beträchtliche Fortsetzung nach S, vielleicht bis unter das Massiv selbst, hin. (Siehe *Eclogae* XVII, No. 1, 1922: „Über autochthone und allochthone Dislokationen usw.“, sowie *Berner Mitteilungen* 1922: l. c.).

3. Die *alpine* Randzone ist im Thunerseegebiet durch das Auskeilen der romanischen Decken sowie die Vereinigung der äusseren und inneren Präalpenzone samt dem begleitenden Flysch zur subalpinen Flyschzone östlich des Thunersees gekennzeichnet.

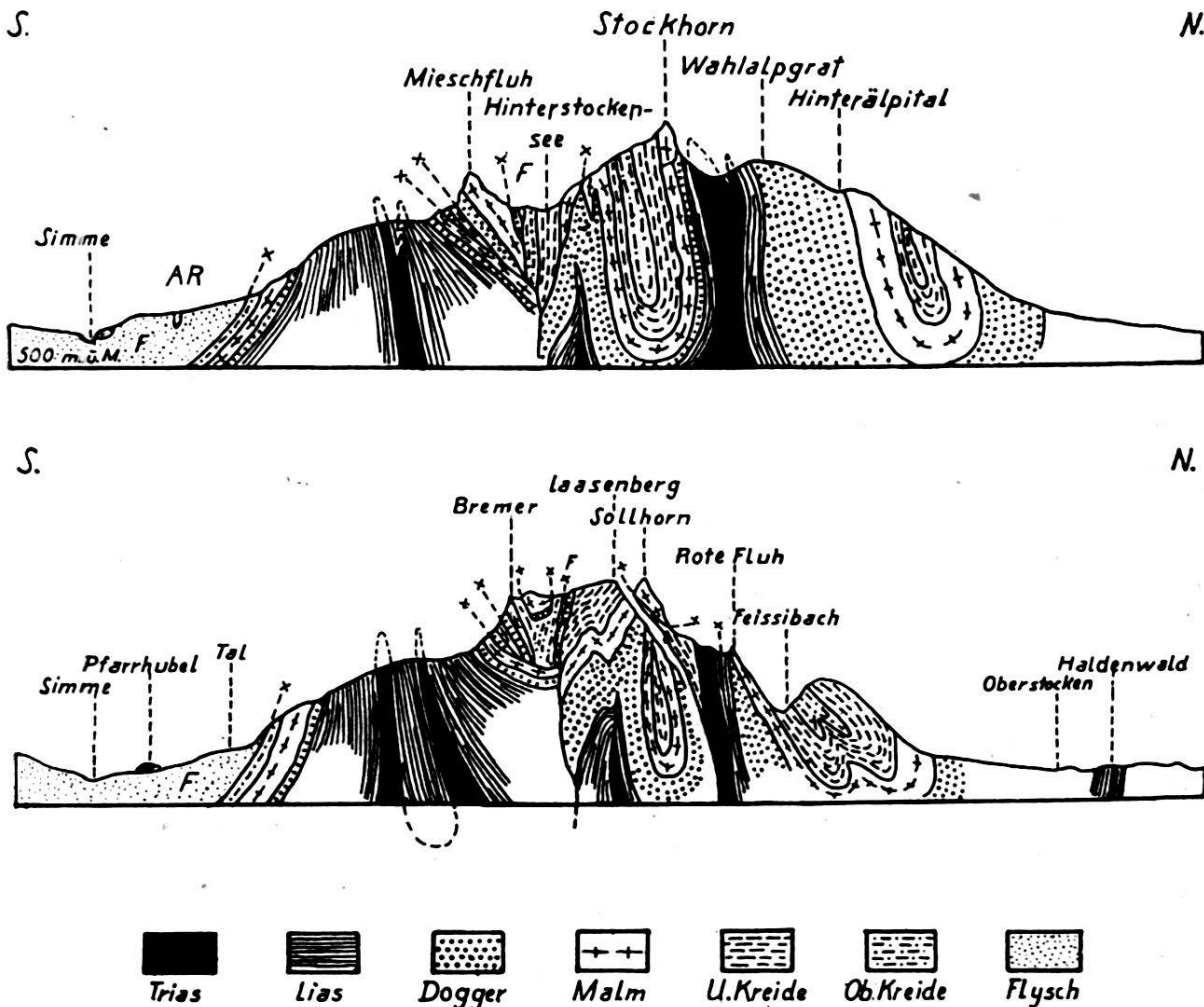
a. Nach den Untersuchungen GERBER's nehmen die Klippen der *Préalpes externes* (s. Fig. 1, P. e.) einen viel grösseren Anteil am Aufbau des Gurnigels als bisher bekannt war. — Im Thunersee tauchen sie als Tellersteine (s. Fig. 1, P. e.) (siehe *Berner Mitteilungen* 1921) wieder auf und von Merligen¹⁾ an gegen E bilden sie mannigfaltige Klippen, verschuppt mit Wildflysch, Ralligschichten (?) und Taveyannazsandsteine. Sie bilden also eine durchgehende Zone wie die molassischen.

b. Sowohl der *Gurnigelflysch* als der *Niesenflysch* setzen sich nicht in grösseren Komplexen in die subalpine Zone fort. Ihre Hauptentwicklung bleibt westlich des Sees (s. Fig. 1).

c. Die *Klippendecke* gruppiert sich tektonisch und auch lithologisch in drei Hauptzonen: Die Stockhornteildecke (s.

¹⁾ Im Opetengraben ob Merligen befinden sich Mergel der oberen Kreide, wie dies schon durch OOSTER festgestellt wurde. KAUFMANN liess sich später durch eine eingewinkelte Lithothamnienkalkscholle täuschen und stellte beide Ablagerungen in den Flysch.

Fig. 1 sowie Fig. 2 u. 3 nördl. Teil), die Heititeildecke (s. Fig. 1 und Fig. 2 u. 3 südl. Teil) und die Spielgertenteildecke. Die beiden ersten scheinen noch in engem Zusammenhang zu stehen, so dass die Bezeichnung Teildecke ungenau ist. Es fehlt aber eine passendere Bezeichnung. Die einzelnen Glieder der *Stockhorn-teildecke* (Langeneck-, Gantrisch-, Talmatten- und Stockhornzone) enden, nebeneinander gestaffelt, nahe der Ralligenschuppe



F = Flysch; A = Aptychenkalk; R = Radiolarit.

Fig. 2 und 3. Querprofile durch das Ostende der Stockhornkette. (P. BECK, 1922)

(s. Fig. 1). Das Anschwellen der Nagelfluh der Blumenschuppe brachte ihre Fortsetzung in eine höhere Lage, dass sie der Abtragung zum Opfer fiel.

In der Gegend von Weissenburg ist die *Heititeildecke* nach unten abgequetscht ähnlich dem Gulmen östlich der Linth. Sie schürfte auch das südlichste Gewölbe der Stockhornzone, das Fluhberggewölbe, bis auf den Dogger ab. Gegen E verbreitert sie sich stark, so dass ihre beiden Antiklinalzüge von der Burg-

fluh bis Faulensee an der Spielgertenzone und nördlich davon am See enden. Sie besitzt einen ganz besonderen tektonischen Charakter durch die *Walperschuppenzone*¹⁾ (s. Fig. 2: Mieschfluh und Fig. 3: Bremer) mit ihren Malm-Dogger-Lias-schuppen und die Verschuppung des S-Schenkels von Weissenburg bis Balzenberg²⁾. Der Kern der Antiklinalzone deutet auf Verdoppelungen hin, die aber erst am Wildenbach klar zutage treten und gegen den See hin eine Zweiteilung ähnlich der Talmattenzone der Stockhornteildecke bewirken (s. Fig. 1—3). Bemerkenswert ist ferner, dass der Malmmantel im Simmen- und Burgfluhgebiet durch die angepresste Spielgertendecke und den Niesenflysch zusammengestaucht wurde.

Die *Spielgertenteildecke* erreicht bloss mit der Fortsetzung der Twirienhornschuppen die Gegend von Oey-Hondrich-Faulensee und schneidet die Heititeildecke schief ab in selbständiger Weise (s. Fig. 1). Ihre Kontinuität wird durch die neu beobachteten Triasvorkommnisse zwischen Wimmis und der Kander gestützt. Der Hauptteil der Decke, die Spielgertendeckfalte, streicht schon am unteren Kirel in die Luft aus und weist sich damit als Teildecke aus.

4. Besondere Erwähnung verdienen die Klippen der *Hornfluh- und Simmendecken*, die samt dem *Niedersimmentaler Flysch* die breite, aber nach E schon bei Latterbach ausklingende Muldenzone zwischen Heiti- und Spielgertenteildecke, ausfüllen (s. Fig. 1: S; Fig. 2: AR).

5. Unklar ist noch die Stellung der Züneggklippe oberhalb Oey.

6. Aus diesen Ausführungen geht hervor, dass die romanischen Decken westlich des Thunersees eine eigene Tektonik

¹⁾ Seitherige Beobachtungen im Diemtigtal, bei Boltigen und bei Château d'Oex liessen mich vorläufig folgende Einordnung der Zonen, die durch das Auftreten von Corallencallovien gekennzeichnet sind, erkennen: Die Walperschuppenzone ist die zwischen Heiti- und Stockhornteildecke eingewickelte Stirn der Gastlosenteildecke. Die Gastlosenteildecke selber kann als der nach N und NW verfrachtete jurassische Teil der vom Diemtigtal bis Spiez zurückgebliebenen, triasischen Twirienhornschuppen aufgefasst werden. Dafür sprechen die über dem Mytilusdogger und an der Malmbasis der Spielgertenteildecke auftretenden koralligen hellen Kalke, die recht gut die noch stärker koralligene südliche Fortsetzung des sicheren Corallencalloviens der Walper-Gastlosenzone darstellen können. Ich werde diese Verhältnisse noch weiter prüfen. Für die Profilkonstruktion der romanischen Decken (SCHARDT, JACCARD, RABOWSKI, JEANNET) sind sie von grosser Bedeutung.

²⁾ In Fig. 1 über dem Wort *Niedersimmentaler* durch Punktreihe angegeben.

besitzen und dass diese sich nach der subalpinen Molasse, resp. deren Nagelfluhanhäufungen richtet, sowohl bezüglich der Streichrichtung als auch der Abtragung.

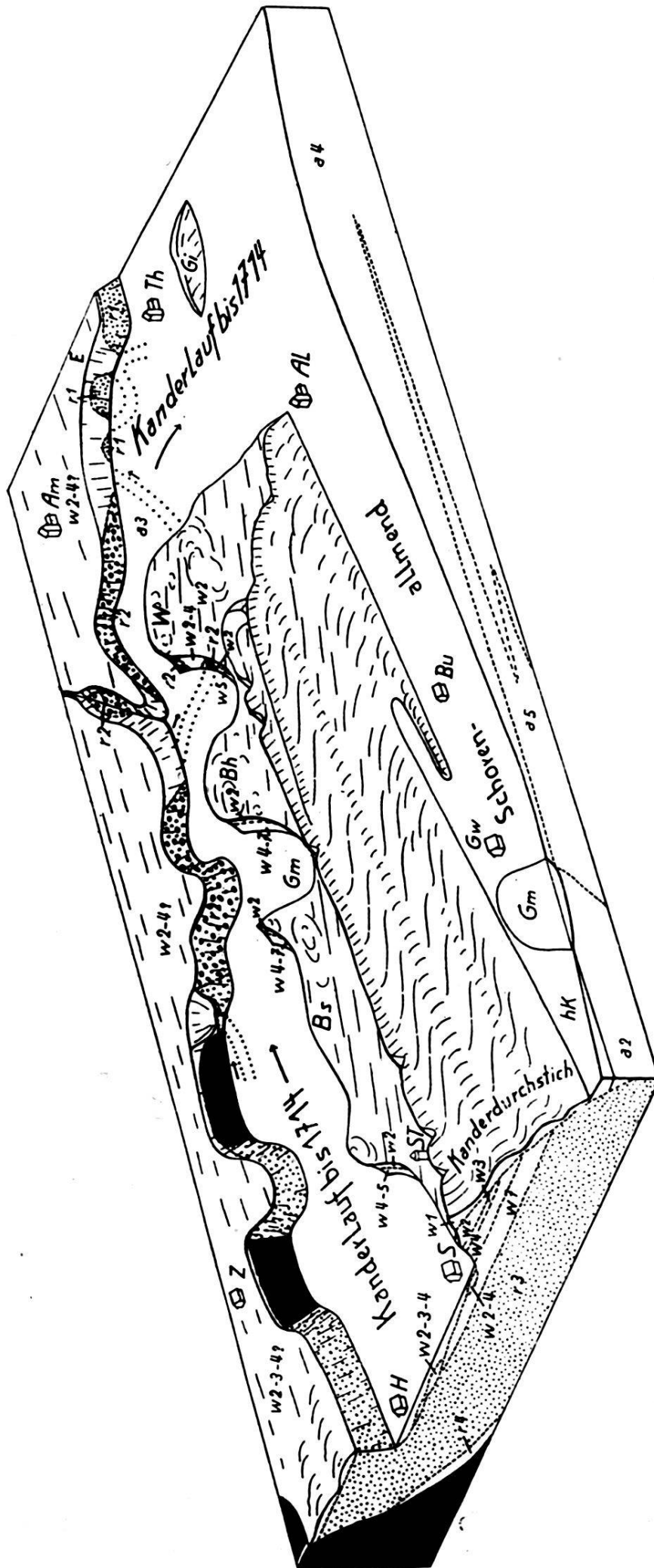
Zu diesen Verhältnissen steht die helvetische Tektonik, die das Aarmassiv umgibt, in einem starken Gegensatz bezüglich Streichrichtung und Faltenbau: die helvetischen Falten streichen allerdings zwischen Rhone und Simme ungefähr der Klippendecke parallel. Mit dem Auftauchen des Aarmassivs ändert die Streichrichtung nach NE bis bei Merligen der Alpenrand erreicht ist, um sich dann, ähnlich den Préalpes, der subalpinen Molasse anzupassen. Zwischen Kander und Thunersee erscheinen die äussersten helvetischen Falten zerrissen und ihre Teile in Flysch eingewickelt. Auch die Sattelzone und die Niesen-kette machen die Abweichung im Streichen mit. Da die helvetische Faltung die Klippendecke schief abschneidet und in der Randzone Störungen erzeugte (Burgfluh), müssen die letzten Bewegungen der Helvetiden jünger sein als die letzte Ausbildung der romanischen Decken. Damit entsteht aber die Möglichkeit, dass letztere den Alpenrand erreichten, bevor die Massivzone ihre heutige Höhe und eventuell geographische Breite erreicht hatte. Der gesamte Bau der Stockhorngruppe widerspricht einem Transport über das W-Ende des Aarmassivs hinüber. Dieses Moment, sowie die erwähnten Zerreißungserscheinungen deuten stark auf eine Vorwärtsbewegung des Aarmassivs, ähnlich derjenigen der Decken hin. Da vermutlich auch die westlichen Massive an der Bewegung teilnahmen, löste sich diese nicht in grossen Querbrüchen, sondern in Zer-rungen aus.

Das alte Rätsel von der Verschiedenheit der beiden Thunerseeufer enthüllt sich nach diesen Forschungen immer mehr als eine Funktion der Nagelfluhbildung.

8. — PAUL BECK (Thun): **Gliederung der diluvialen Ablagerungen bei Thun** (mit 1 Textfigur).

Um innerhalb der Endmoränen gelegene Gletscherablagerungen einigermaßen sicher nach ihrem Alter bestimmen zu können, müssen aussergewöhnlich glückliche Umstände die Zeugen von längeren Perioden nicht nur erhalten, sondern auch aufgeschlossen haben. Die Untersuchung des Quartärs von Thun ergab im Mündungsgebiet der Kander (Fig. 1) wahrhaft klassische Verhältnisse, die die PENCK-BRÜCKNER'sche Einteilung bestätigen, aber auch die Stellung der von MÜHLBERG u. a. erkannten älteren Vereisung klarlegen. Über-

| Zeichen in Fig. 1. | Neue Gesamtordnung der Riss- und Würmeiszeiten | Beck 1922 (Thunersee) | Jeannot 1921 (Linthal) | Penck und Brückner |
|----------------------------|--|--|---|---|
| w1 | Strättligenrückzugsstellung (lokal!) | Strättligmoräne | — | — |
| w2 | Bühlstadium | Bärenholzmoräne mit Eskern (?) | Moränen (Rütteli) Drumlin (Bohl-Blatten) | Bühlstadium |
| w3 | Achenschwankung | Wässerflussschichten mit Schieferkohlen und Schnecken | — | Achenschwankung |
| w4 | Bernerstadium | Schleifemoräne | Moräne u. err. Blöcke auf dem obern Schotter | Innerer Moränenkranz |
| w5 | Laufenschwankung | Brüggstutzschotter, unten mit Schieferkohlen | Obere Schotter und Sande | Laufenschwankung |
| w6 | Würmmaximum (Würm im engern Sinne) Stadium | Guntelseimoräne | Blockmoräne (Haslentobel), Lehm mit gekritzten Geschieben (Böllenbergobel-Rüti) | Maximum der Würmvereisung |
| w7 | Glütschschwankung | Guntelseischotter | Oberes oder Hauptniveau der Schieferkohlen und Schotter | — |
| — | Linthvorstoss | — | Moräne von Bubenthal, Böllenbergobel und Kaltbrunn | — |
| Einschachtelung der W in R | Riss-Würminterglacialzeit | Erosionsperiode | | Riss-Würminterglacialzeit |
| r1 | Nachrisszeit | Jüngere Deltaschotter (Aaretal) | Obere lakustre Ablagerungen (Weinberg, Oberhirschland, Güntenstall, Rotfarb etc.) | — |
| r2 | Rissmaximum (Risstadium im engern Sinne) | Deltamoräne aus der Zeit des Vorstosses und Rückzuges (Glütschtal) | Untere Moräne von Bubenthal und Kaltbrunn | Maximum der Rissvereisung |
| r3 | Simmeschwankung | Aeltere Deltaschotter (Kander-, Simme- und Glütschtal) | Lakustre Tone (Kaltbrunner Dorfbach) | — |
| r4 | (Rücksinken des Alpenrandes) Kandervorstoss | Hahnimoräne (a. d. Kander) | — | [Hochterasseneiszeit von Mühlsberg, Blösch u. a.] |
| Fels | Tiefste Talbildung im Fels | Tiefste Talbildung im Fels | | |



Z = Zwieselberg
 Am = Amisoldingen
 H = Hahni
 S = Schleife
 St = Strättligrum
 Bs = Brüggstutz
 Gm = Guntelseimatt
 Bh = Bärenholz
 W = Wässerfluh

Th = Thierachern
 Gi = Giebel
 hK = heutiges Kanderdelta (seit 1714) mit horizontaler Schichtung (a₁)
 Gm = Gwattlischenmoos (verlandende Thunerseebucht)
 Gw = Gwatt
 Bu = Buchholz
 Al = Allmendungen

Th = Thierachern
 Gi = Giebel
 hK = heutiges Kanderdelta (seit 1714) mit horizontaler Schichtung (a₁)
 Gm = Gwattlischenmoos (verlandende Thunerseebucht)
 Gw = Gwatt
 Bu = Buchholz
 Al = Allmendungen

a₂ = heutiges Kanderdelta in schiefer Schichtung

a₃ = Kanderaufschüttung bis 1714

a₁ = Horizontal geschichteter Kanderschuttkegel gemeinsam mit dem gegenüberliegenden Zulkegel den Thunersee sukzessive höher stauend

a₃ = Im höher gestauten Thunersee abgelagerte schiefe nach-eiszeitliche Kanderschotter

Schwarz = Anstehender Liasfels

w1-7 und r1-4 sind in der Tabelle erklärt

Fig. 1. Halbschematische Darstellung der Quartärlagerungen im Glütschtal am untern Thunersee. P. BECK, 1922.

dies besitzen wir an der Aare bei Uttigen-Thungschneit eine genau übereinstimmende Kontrollstelle.

Als *Riss-Würminterglacialzeit* betrachte ich die *Erosionsperiode*, welche es ermöglichte, dass die jüngeren Würmablagerungen in die älteren Rissablagerungen *ingeschachtelt*¹⁾ auftreten (s. Fig. 1: Linke Glütschtalseite und Untergrund Riss-, rechte Talseite Würmablagerungen). Die fluviatilen und fluvio-glacialen Schotter müssen dagegen als interstadial bezeichnet werden. Ausser der Lage unterscheiden sich die Riss- und Würmablagerungen dadurch, dass die ersteren deltaartig in einem See abgelagert wurden, der nur durch die Hochterrassenschotter so hoch (über 600 m ü. M.) gestaut und durch die Mittelterrassenbildung so lange (die Deltaschotter ziehen sich sicher bis Kirchdorf!) erhalten bleiben konnte.

Bemerkenswert ist ferner, dass die interstadialen Ablagerungen der Laufen- und Achenschwankung Schieferkohlen und Schnecken führen (s. Fig. 1: Bei der Guntelseimatt u. d. Wasserifluh). Besonders die Kohlen der Achenschwankung, die fast ohne Schotter und Sande zwischen mächtigen Moränen auftreten, beweisen, dass der Wald dem schwindenden Gletscher rasch folgte und damals sich *keine einheitliche* Steppe mit einer Dryasflora auf dem eisfrei gewordenen Gebiet ausdehnte.

Endlich sei noch darauf hingewiesen, dass die Ablagerungen bei Thun sich recht gut mit den von JEANNET (siehe Jahresversammlung in Schaffhausen 1921) gegliederten Diluvialvorkommnissen im unteren Linthtal vergleichen lassen, wenn die Gesamtheit der dortigen Gletscherablagerungen ebenfalls, weil nach der tiefsten Talbildung entstanden, einzig den beiden letzten Eiszeiten zugeschrieben und nach deltaartigen und horizontalen Schuttböden auf Riss- und Würmzeit verteilt wird.

Gestützt auf die den obigen Mitteilungen zugrunde gelegten Untersuchungen gelange ich zu den in der Tabelle auf Seite 324 angegebenen Gleichstellungen.

9. — P. ARBENZ (Bern): **Die tektonische Stellung der grossen Doggermassen im Berner Oberland.**

Bisher wurden die grossen Doggerfalten des Berner Oberlandes mit Schilthorn, Tschuggen, Schwarzhorn usw. als südliche Teile der Wildhorndecke angesehen. Für die ultra-

¹⁾ PENCK (Die Alpen im Eiszeitalter) weist für die Ostalpen häufig auf die Einschachtelung der Würm- in Rissmoränen hin, auf mächtige Schotter der interstadialen Schwankungen und auf alte Deltanagelfluhen, die ganz unsern alten Deltaschichten am Thunersee entsprechen.

helvetischen Decken, wie Plaine-morte und Bonvin, hatte man in der Zentralschweiz keinen Vertreter. Ausgehend von der grossen Kreidesynklinale an der Höchst-Schwalmeren bei Interlaken gelangt man aber zu dem Schluss, dass zunächst Schilthorn und Lobhorn und damit auch der Tschuggen nicht mehr der Wildhorndecke angehören können.

Das Gewölbe des Harder-Morgenberghorn setzt sich ohne Unterbruch gegen Westen fort und findet sich zuletzt noch unmittelbar nördlich des Wildhorns. Hier wie dort folgen gegen Süden noch einige Falten, in denen die Kreide der Wildhorndecke durch das Hinzukommen der Wangschichten ausgezeichnet ist. Solche wurden 1921 von K. GOLDSCHMID und dem Verfasser auch an der Schwalmeren gefunden. In der entsprechenden Zone am Brienzergrat sind sie schon lange bekannt. Die nächste tiefe Synklinale der Wildhornregion enthält dort im Westen Tertiär und bildet bereits die Trennung gegen die Plaine-morte- und Bonvindecke. Diese Synklinale ist in der Schwalmerenmulde und der Kreide des Brienzergrates, besonders in deren letzten Muldenbiegung am Wylerhorn ob dem Brünig wieder zu erkennen, allerdings ohne dass Tertiär darin vorhanden wäre. Da Lobhorn und Schilthorn jedenfalls südlich dieser Mulde gelegen hatten, müssen zunächst diese Faltenteile zu den ultrahelvetischen Elementen gezählt werden. Die stets verkehrt liegenden Malmteile, wie das Lobhorn, haben grosse Ähnlichkeit mit der Plaine-morte-decke, die Doggermassen des Schilthorns mit dem Bonvin. Diese Kombination, die stratigraphisch vollauf berechtigt erscheint, hat zur Folge, dass zunächst auch der Tschuggen bei der Kleinen Scheidegg von der Wildhorndecke abgetrennt werden muss. Das gleiche gilt auch für die Doggermassen der Grossen Scheidegg.

Dabei darf man aber nicht halt machen. Das nördlich anschliessende Faltenbüschel des Männlichen-Faulhorn-Hochstollen ist zwar im Westen wahrscheinlich noch der Wildhorndecke angegliedert, gegen Osten wird es immer mehr mit der Südzone verschweisst und zeigt in hervorragender Weise die Charaktermerkmale der ultrahelvetischen Fazies mit ihren enormen Mächtigkeiten von Bajocien und Aalénien, wie man sie sonst in der Wildhorndecke nirgends antrifft.

Ein direktes Verfolgen der Zusammenhänge im Dogger zwischen Berner Oberland und Wildstrubelgruppe, wie es für die Kreide sehr wohl möglich ist, lässt sich im Dogger der Antiklinalen nicht durchführen, da zwischen Kander- und Kiental die Decken so hoch liegen, dass ihre Kerne am Bundstock

fast gänzlich abgetragen wurden. Die im Ueschinental ob Kandersteg wieder einsetzenden Doggerkerne sind als Fortsetzung der tieferen Falten im Kien- und Lauterbrunnental anzusehen. Der Schilthorndogger kann darin nicht enthalten sein. Darauf deutet schon die geringe Mächtigkeit.

Vom Wildhorn an steigen alle Falten der Decke schräg auf die Nordseite des Massivabhangs hinab in die grosse Vertiefung vor dem Aarmassiv. Damit rückt auch die trennende Synklinale zwischen Wildhorn- und ultrahelvetischen Decken (Plaine-morte und Bonvin) weit nach Norden. Im Westen noch südlich des Deckenscheitels gelegen, gelangt sie im Berner Oberland an den Nordfuss der Steilstufe des Massivs. Sie hat dabei ihren einschneidenden Charakter eingebüsst und erweist sich hier als eine Deckentrennung von untergeordnetem Masse.

Vom Hochstollen an gegen Osten fehlt jeglicher Rest ultrahelvetischer Deckenkerne. Ihre Spuren könnten erst wieder bei Sargans gesucht werden.

10. — A. BUXTORF (Basel): Ueber Flussverlegungen der Rhone bei Gletsch und bei Brig (mit 2 Textfiguren).

Den nachfolgenden Mitteilungen liegen Beobachtungen aus den Jahren 1917 und 1920 zugrunde, welche gemacht wurden anlässlich geologischer Studien zum Zweck der Nutzbarmachung der Wasserkräfte der obern Rhone.

A. Die Rhoneschlucht unterhalb Gletsch.

Wie aus den Siegfriedblättern Guttannen (397) und Obergestelen (490) ersichtlich ist, schliesst sich an die heutige Eisung des Rhonegletschers der weite Gletschboden an. Dieser entspricht einem Zungenbecken des Rhonegletschers; heute aber erscheint dieses Becken mit verschwemmtem Moränenmaterial erfüllt. Am Unterende des Bodens liegen hintereinander verschiedene Stirnmoränenwälle, die alle aus historischer Zeit stammen. (Vgl. die „Vermessungen am Rhonegletscher 1874—1915“; Neue Denkschr. d. Schw. Natf. Ges. Bd. LII).

Unterhalb der Gebäude von Gletsch folgt dann die Schlucht der Rhone, welche zwei deutlich verschiedene Teilstücke aufweist:

Der obere Abschnitt, von Gletsch bis zur Einmündung des Maienbaches (= Abfluss des Totensees) reichend, ist wie der Gletschboden von Nordosten nach Südwesten, d. h. parallel zur Richtung der Gneisschichten der südlichen

Gneiszone des Aarmassivs gerichtet, so dass wir es also mit einem Längstal zu tun haben.

Der untere Abschnitt, vom Maienbach bis St. Niklaus (NE von Oberwald), verläuft dagegen von Nordwesten nach Südosten quer zu den steilstehenden Schichten, entspricht demnach einem Quertal. Erst gegen Oberwald zu biegt die Rhone dann wieder ein ins Längstal der Landschaft Goms.

Während unten, in der Quertalstrecke, die beidseitigen Abhänge den anstehenden Fels allenthalben erkennen lassen, liegen oben, im Längstalabschnitt bei Gletsch, die Verhältnisse nicht so einfach; ein deutlich verschiedenes Verhalten der beiden Talseiten ist hier vielmehr unverkennbar.

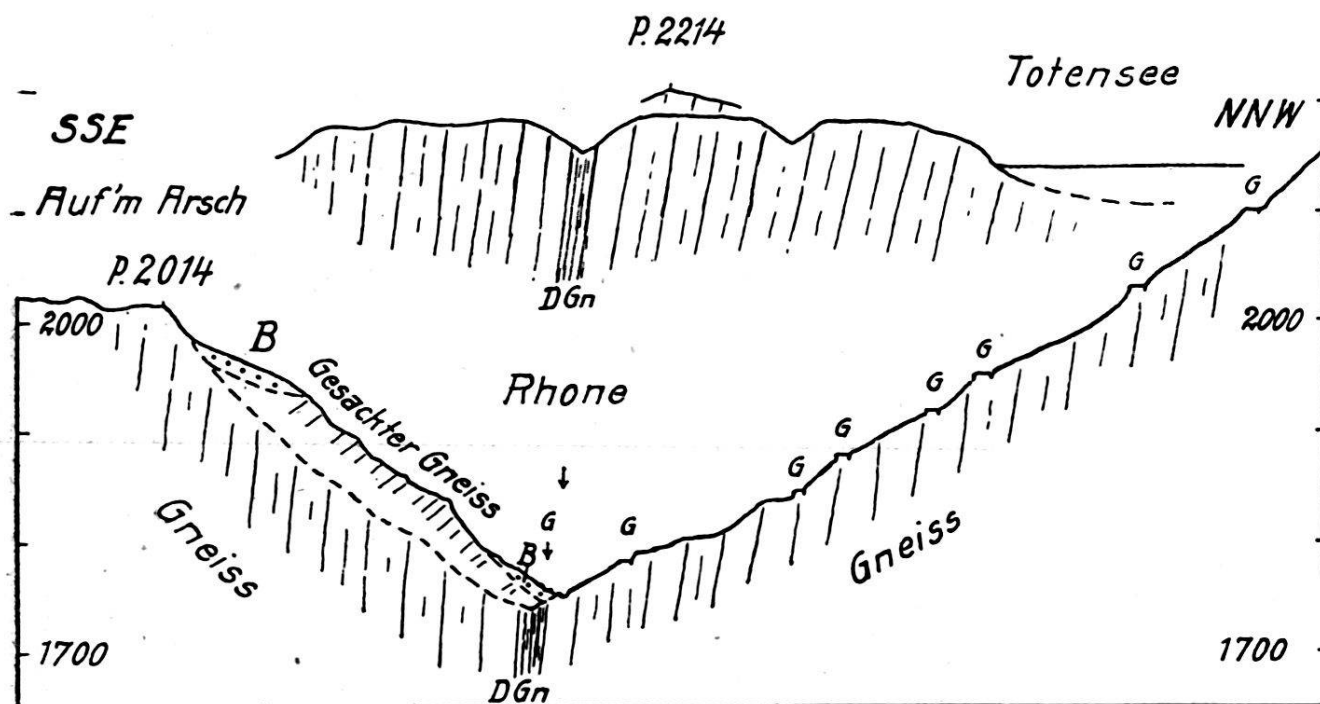
Die Nordseite des Tales, gegen die Maienwand hinauf, zeigt einfachen Bau. Fast überall tritt Gneis zu Tage, dessen Schichten bald sehr steil südwärts neigen, bald seiger aufgerichtet sind. Gehängeschutt oder Moränen sind nur lokal vorhanden.

Anders die Südseite. Der unterste Teil des Abhanges — vgl. Fig. 1, S. 330 — wird eingenommen von ganz grobem Blockschutt; etwas höher oben treten dann wohl Felsabsätze auf, aber es lässt sich aus dem viel flachern Einfallen der Schichten leicht erkennen, dass wir es hier nicht mit „gesundem“ Fels zu tun haben, sondern mit gelockertem Gneis, der die mehr oder minder flache südliche Neigung seiner Schichten einer nachträglichen Sackung verdankt. Wie aus Fig. 1 zu erkennen ist, müssen wir bis zum Punkt 2014 (Auf'm Arsch) hinaufsteigen, bis wir wieder intakte Gneisfelsen finden, die das gleiche steile Einfallen zeigen, wie es die nördliche Talseite kennzeichnet.

Daraus lässt sich für den oberen Abschnitt der Rhoneschlucht unterhalb Gletsch etwa folgende geologische Geschichte ableiten:

Zunächst sind wir zur Annahme berechtigt, dass beim letzten Rückzug der eiszeitlichen Gletscher beide Talhänge aus intaktem, steil südfallendem Gneis sich aufbauten. Die Rhone hatte sich ihr Bett eingegraben in jene Zone dünn-schiefriger, weicher Gneise, die am rechten Talhang südlich Punkt 2214 (Bl. Obergestelen) eine auffällige Bachrinne ermöglicht hat (vgl. Fig. 1). Mit dem Abschmelzen des Gletschers fehlte nun aber dem steilen Südhang der stützende Eisdruck, die Gneismasse begann sich zu lockern und talwärts zu sacken; allmählich griff die Lockerung immer tiefer bergeinwärts und am Abhang auch höher hinauf, bis schliesslich der heutige Zustand vorlag.

Die gegenwärtige Verteilung von anstehendem Fels und gelockertem Material aber spricht dafür, dass mit dem Sackungsvorgang auch eine leichte Verlegung des Rhonebettes verknüpft war. Indem die gesackten und verstürzten Massen die ehemalige, etwas südlicher verlaufende Rhonerinne verschütteten, wurde der Fluss auf den nördlichen Abhang hinauf gedrängt. Hier liegt sein Bett nun meist auf der Grenze von Fels und Schutt; an einer Stelle aber hat er begonnen, sich in den Fels des Nordabhangs einzusägen. Dies ist der Fall wenig oberhalb des im Frühjahr 1917 von einer Lawine zer-



DGn = Dünnschiefriger Gneiss; B = Bergsturz und Blockschutt; G = Grimselstrasse.

Fig. 1. Querprofil durch die Rhoneschlucht unterhalb Gletsch. Masstab 1 : 10 000.

störten (später wieder reparierten) Bahnviaduktes. Beide Ufer bestehen hier aus intaktem Fels und auch die Sohle des Rhonebettes wird von (anscheinend durchgehenden) Felsschwellen gebildet. Die Tatsache aber, dass die Oberflächen der beidseitigen Uferfelsen sich der Böschung des nördlichen Talhangs einfügen (vgl. Fig. 1) spricht dafür, dass wir es mit einer jungen, in Einschneidung begriffenen Schlucht zu tun haben. Mit grösster Wahrscheinlichkeit ist südlich des heutigen Rhonelaufes ein altes, noch etwas tieferes Flussbett vorhanden, das aber, wie gesagt, durch gesackte Felsen, Blockschutt und von der Rhone eingeschwemmtes Material ausgefüllt wird. Über die mutmassliche Tiefe der alten Rinne können freilich keine bestimmten An-

gaben gemacht werden, immerhin sprechen die gesamten Verhältnisse der Rhoneschlucht für keine beträchtliche Tiefe derselben. Nehmen wir an, ihre Sohle liege 15—20 m tiefer als die heutige Rhone, so dürfte dies wohl schon als Maximalbetrag zu bezeichnen sein. Die Verstopfung des alten tiefern Ablaufs ist aber insofern noch bedeutungsvoll, als sie mit dazu beigetragen hat, dass im Abschnitt oberhalb der Sackung die Kiesfläche des Gletschbodens zur Aufschüttung gelangt ist.

Ähnliche Sackungserscheinungen wie wir sie in der Längstalstrecke bei Gletsch beobachten können, kennzeichnen im Wallis viele der Strecken, in denen das Rhonetal dem Schichtstreichen parallel verläuft. Am allgemeinsten verbreitet aber ist diese Lockerung des Felsgefüges der Talhänge jedenfalls im Oberwallis, in der Landschaft Goms. Hier hält es oft ausserordentlich schwer, an den Talhängen intakt anstehenden, gesunden Fels zu finden. Vom „Hackenwerfen im Grossen“ bis zum Absacken und Abgleiten geschlossener oder gelockerter Schichtpakete sind alle Übergänge vorhanden, und nur in den tiefsteingeschnittenen Seitentälern lassen sich zuverlässige Messungen der Schichtstellung vornehmen. Hier allein herrscht dann das sehr steile, für das Oberwallis bezeichnende Südfallen vor, während die Hänge flach bergwärts einstechende Lagerung vortäuschen. Auf durchaus entsprechende Verhältnisse in der Synklinalzone von Chamonix haben kürzlich M. LUGEON und N. OULIANOFF hingewiesen; ihre Ausführungen lassen sich wörtlich auf die Landschaft Goms übertragen*). Ähnliches gilt auch für das Urserental und das Tavetsch, welche dieselben Beziehungen zwischen Talrichtung und Streichen und Neigung der Schichten zeigen.

Die im Goms häufige Moränenbedeckung der gelockerten Felsen ist wohl in der Weise zu deuten, dass die Moräne als mitversackt aufzufassen ist; die Lockerung des Gesteins setzte eben erst nach dem Abschmelzen der diluvialen Gletscher ein. Anzunehmen, es seien die Gletscher nach dem Lockerungs- und Sackungsvorgang nochmals vorgestossen, liegt vorläufig kein Grund vor.

*) M. LUGEON und N. OULIANOFF: Sur le balancement superficiel des couches et sur les erreurs que ce phénomène peut faire commettre. Bull. Soc. vaud. des Sc. nat. Vol. 54. No. 206, 1922.

B. Ein altes Rhonebett bei Brig.

(Vgl. auch die Geologische Karte d. Simplongruppe v.
C. SCHMIDT und H. PREISWERK.)

Die Gegend von Brig ist ausgezeichnet durch die am Westfuss des Faulhorns unvermittelt ansetzende, vom Dorf Thermen gegen Südwesten allmählich absinkende Felsterrasse des Brigerbergs, deren Entstehung jedenfalls mit dem hier von Norden her ins Rhonetal einmündenden eiszeitlichen Aletschgletscher zusammenhängt. Der Rhonegletscher musste nach Süden ausweichen und schuf unterhalb Mörel in den weichen Bündnerschiefern die bei Thermen beginnende Weitung, an deren Südwestrand die Saltine ihre tiefe Schlucht eingegraben hat. Auf die erosive Tätigkeit des nach Süden gedrängten Rhonegletschers ist auch der grosse, mit Sackungen verknüpfte Bergsturz am Nordabhang des Glishorns zurückzuführen. Offenbar hatte der Gletscher bei seinem Abschmelzen übersteile Böschungen zurückgelassen, welche dann nachbrechen mussten.

Alle diese Verhältnisse gelangen auf der oben genannten Simplonkarte sehr gut zur Darstellung.

Neu dürfte dagegen die Feststellung sein, dass allem Anschein nach auch die Rhone eine Zeitlang ihren Weg über die Fläche des Brigerberges gefunden hat.

An der rechten Böschung der Saltine südlich Lingwurm konnten im März 1920 Dr. A. WERENFELS und ich eine Reihe von Beobachtungen machen, die in Fig. 2 in ganz schematischer Weise — zu genauern Vermessungen bot sich leider keine Gelegenheit — wiedergegeben sind.

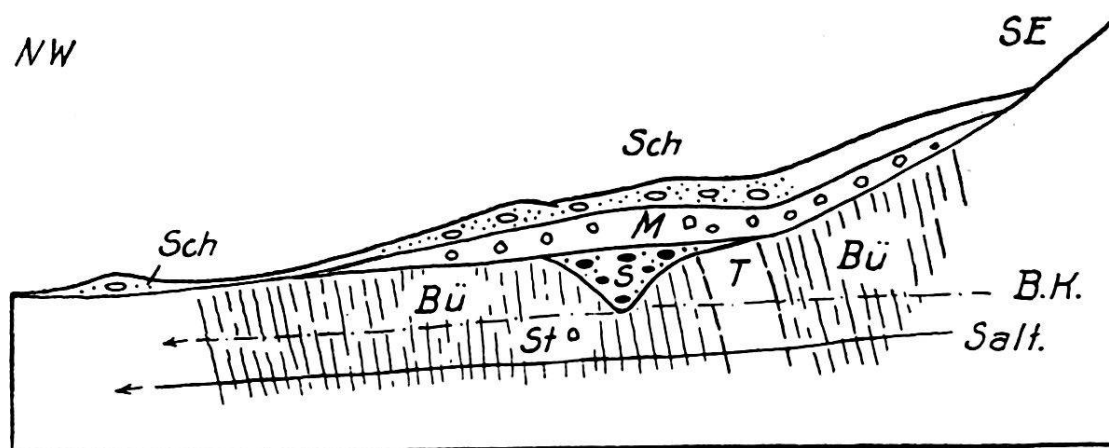
In den steilstehenden Bündnerschiefern (und Trias) ist eine breite Erosionsrinne vorhanden, welche mit groben, fluviatilen Schottern angefüllt ist. Die von Nordosten her kommende Rinne streicht in der östlichen Böschung der Saltineschlucht gerade an der Stelle in die Luft aus, wo — südlich Lingwurm — die Saltine von Süd-Nord scharf nach Westen abbiegt. Nach ihren Dimensionen und ihrer Richtung kann es sich nur um eine diluviale Rhone-Rinne handeln, deren Fortsetzung flussaufwärts wir unter Ried und bei Thermen zu suchen haben. Besondere Nachforschungen nach dieser Richtung hin sind aber noch keine angestellt worden.

Von Interesse ist nun aber, dass die Rinne und ihre Ränder von einer gleichförmigen Grundmoränendecke des Rhonegletschers überkleidet sind, über welcher dann wieder lose

Sande und Schotter folgen. Diese letztern stammen wohl gleichfalls von der Rhone.

Aus dem Gesagten lässt sich für das Rhonetal bei Brig folgende Reihenfolge der Ereignisse zu Ende der letzten Vergletscherung erkennen:

Noch *vor* der letztmaligen Eisbedeckung der Gegend floss die Rhone in deutlich ausgeprägter Erosionsrinne (Rinne von Lingwurm) über die Terrasse des Brigerbergs. Beim nachfolgenden (? stadialen) Vorstoss des Gletschers musste die Rhone diese Rinne verlassen; über die Rinne und ihre Ränder wurde Grundmoräne ausgebreitet. Wo zu dieser Zeit die Rhone ihren subglacialen Abfluss fand, ist einstweilen unbekannt;



T = Trias; Bü = Bündnerschiefer; S = Fluvialer Schotter in der alten Rhone-Rinne; M = Grundmoräne; Sch = Schotter und Sande; Salt. = Saltine; B.K. = Bewässerungskanal; St = Stolleneingang des Schieferbergwerks.

Fig. 2. Schematisches Profil der rechten Talseite der Saltine-Schlucht bei Lingwurm, SE von Brig.

Rinnen sind denkbar in der Depression Bielen-Acherbielen und im Gebiet des heutigen Rhonelaufs. Nach dem Abschmelzen des letzten Gletschers scheint dann aber die Rhone nochmals die Fläche des Brigerberges überflossen zu haben; daran könnte der in diesem Moment vielleicht noch bis ins Tal hinab reichende Aletschgletscher schuld gewesen sein. Später hat sich die Rhone dann endgültig ihr heutiges Bett Mörel-Brig ausgetieft.

Da, wie oben erwähnt, südlich Lingwurm die Saltine scharf nach Westen abbiegt, scheint dieses untere Saltinestück der Anlage nach mit der westlichen Fortsetzung der oben beschriebenen Rhone-Rinne zusammenzufallen. Das heutige Saltinebett ist freilich sehr viel tiefer eingeschnitten als die alte Rhone.

Die hier mitgeteilten Beobachtungen erheben keinerlei Anspruch auf Vollständigkeit; immerhin schien es mir doch geboten, auf diese interessanten Verhältnisse hinzuweisen, die eine nähere Prüfung sehr wohl verdienen würden.

11. — W. SCABELL (Bern): **Über den Bau der parautochthonen Zone zwischen Grindelwald und Rosenloui** (mit 3 Textfiguren).

Seit M. BERTRAND's grundlegenden Untersuchungen¹⁾ ist bekannt, dass sich zwischen dem Nordrand des autochthonen Massivs mit seiner Sedimenthülle und der Wildhorndecke zu beiden Seiten der Grossen Scheidegg eine tektonisch und stratigraphisch selbständige Zone befindet, für die heute allgemein nach ARN. HEIM's Vorgang die Bezeichnung „parautochthon“ Verwendung findet. Im östlich anschliessenden Gebirgstheil wurde von P. ARBENZ und FR. MÜLLER²⁾ eine selbständige parautochthone Teildecke aus den Engelhörnern und dem Gental beschrieben. Im Westen ist ihre Fortsetzung im Schwarzmönch zu suchen (vgl. die Arbeiten von SEEBER, COLLET, PARÉJAS und BUXTORF³⁻⁶⁾), ferner in den untern Abzweigungen der Doldenhorn-Morclesdecke, die neuerdings von STAUFFER⁷⁾ und vor allem von J. KREBS⁸⁾ untersucht wurde.

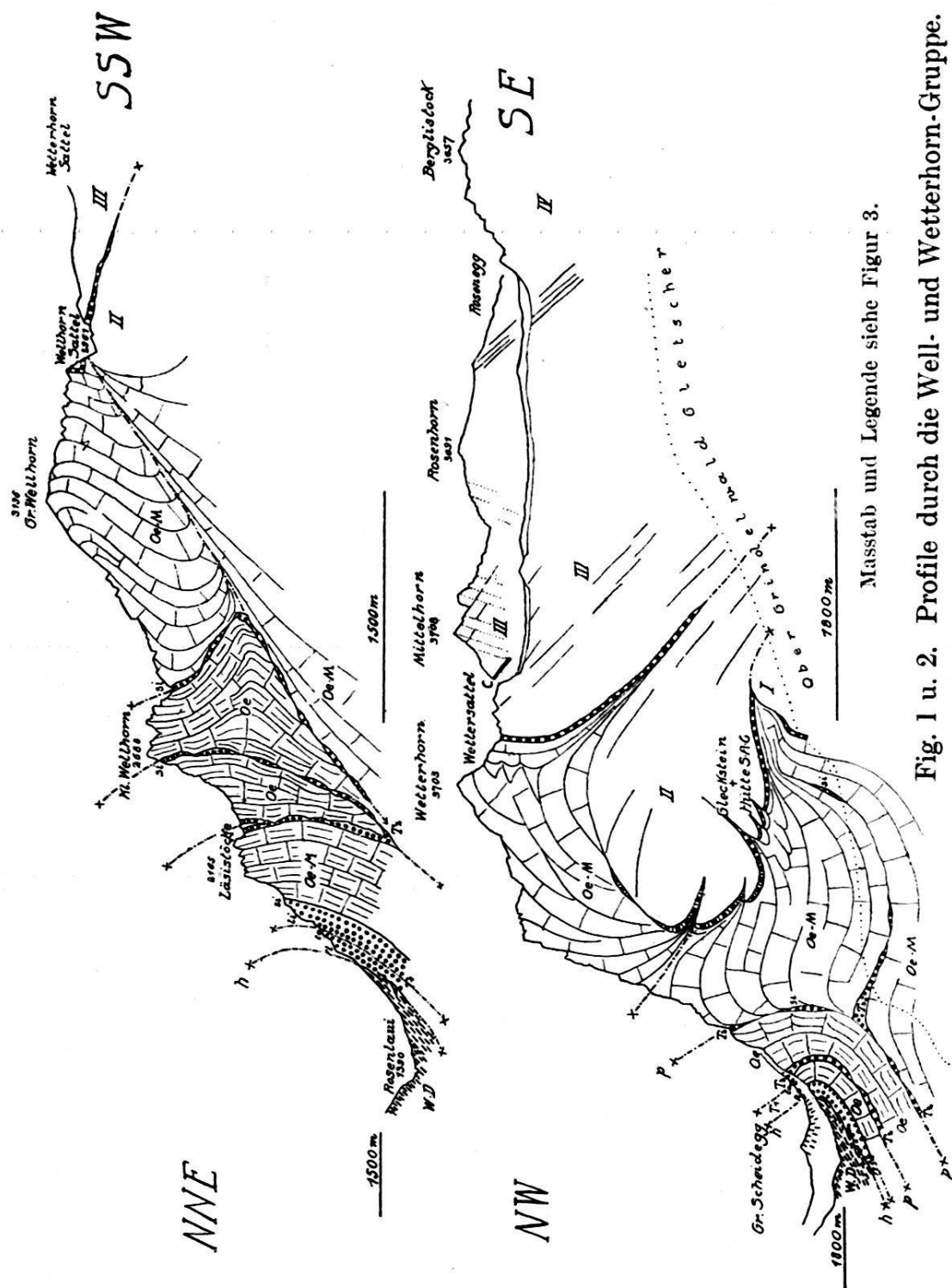
Charakteristisch für diese Zone ist die Form der Kontaktfläche zwischen der Wildhorndecke und dem Parautochthonen. Von NW her flach ansteigend richtet sie sich gegen den Gebirgswall im S steil auf, und erreicht schliesslich zwischen 1900 und 2300 m senkrechte und überkippte Stellung (Gr. Scheidegg, Seitenwängen, Schönenbühlalp im Reichenbachtal). Diese Steilstufe in der helvetischen Überschiebungsmasse ist am Fusse der Wände nur noch zum kleinsten Teil erhalten geblieben. Die flexurähnliche Abbiegung und Überstülpung ergreift auch die Parautochthonschuppen, die konkordant mit der darüberliegenden Hauptüberschiebungsfläche verbogen wurden. Daraus ergibt sich von Neuem der Schluss, dass diese Verbiegung und die Anfänge zu einer Einwicklung jünger sind als die Deckenschübe; die Parautochthonschuppen lagen demnach konkordant unter der Wildhorndecke, schon bevor die letzten Bewegungen das Massiv selbst nochmals auf- und vordrängen liessen. Dieses ganze Verhalten ist nur verständlich, wenn die als parautochthon bezeichneten Elemente, nicht wie man früher anzunehmen genötigt war, am autochthonen Nordrand unmittelbar angehängt denkt, sondern in ihnen Deckenteile erblickt, deren Heimat weiter im Süden, in den südlichen

Teilen des Massivs sieht, von wo sie z. T. vielleicht passiv durch die Wildhorndecke abgeschürft worden sind.

Die parautochthone Zone ist bei Grindelwald durch eine einzelne steilstehende bis überkippte Kalkschale verkörpert, die sich an den Nordhängen des Mettenbergs und des Wetterhorns hinzieht. Sie besteht von aussen nach innen aus Tschingelkalk (Hauterivien) und Oehrlikalk (Val.), deren Mächtigkeit grossen Schwankungen unterworfen ist. Östlich der Grossen Scheidegg findet sich kein Tschingelkalk mehr, während sich der schwarze Malmkalk nur im östlichen Teile (Läsistock, P. 2165 S Rosenlauibad) vorfindet. Nach E stellen sich im Liegenden noch zwei tiefere parautochthone Schuppen ein. Sie gliedern die glatten Kalkzacken des Klein-Wellhorn (P. 2688 S Rosenloui) und des Verbindungsgrates gegen das Grosse Wellhorn (P. 3196) hin, welches selber bereits zum dislozierten Autochthonmantel gehört.

Das die Wildhorndecke und die Parautochthonzone trennende Tertiär (Scheideggtertiär) ist keine einheitliche Schichtreihe und gehört nicht vollständig zu der genannten Parautochthonschuppe. Der 40—100 m mächtige äussere Schieferzug muss zunächst abgetrennt werden. Er enthält schwarmweise verteilte Kalkbänke unbestimmten Alters, es fehlen ihm dagegen kristalline Blöcke. Trotzdem dürfte es sich hier um eingewickelte Teile von Wildflysch handeln. Das Liegende dieses Wildflysches, der nur an der Gr. Scheidegg und im E davon auftritt, wird durch echten Taveyannazsandstein gebildet, der schon zum Parautochthontertiär gehört, jedoch nicht zu der Hauptschuppe und deren Tertiär im Liegenden, denn zwischen beiden findet sich zwischen Gr. Scheidegg und Wetterlauenen ein anormaler Kontakt.

Das normale Tertiär der Parautochthonschuppe (inneres Scheideggtertiär) wird aus *Lithothamnienkalk* (0—40 m), *Cerithiensichten* (Sandkalk, 0—3 m) = *Priabonien* mit unterlagerndem hellem Quarzsandstein (1,5—3 m), ähnlich dem Hohgantsandstein gebildet. Ob es sich hier um *Auversien* handelt, kann nicht entschieden werden, da Fossilien gänzlich fehlen. Das Liegende wird allenthalben durch auffallende rote Tonschiefer und grüne Sandsteinlinsen gebildet, die der *Bohnerzformation* angehören. Ihre Basis wird durch eine weit hin vorkommende siderolithische Breccie gebildet. Beweise für das teilweise kretazische Alter dieser Breccie, wie sie STAUFFER⁷⁾ angibt, konnten nirgends erbracht werden. Im E (Rosenloui-Reichenbachtal) ruht das Bohnerz auf hellem



Masstab und Legende siehe Figur 3.

Fig. 1 u. 2. Profile durch die Well- und Wetterhorn-Gruppe.

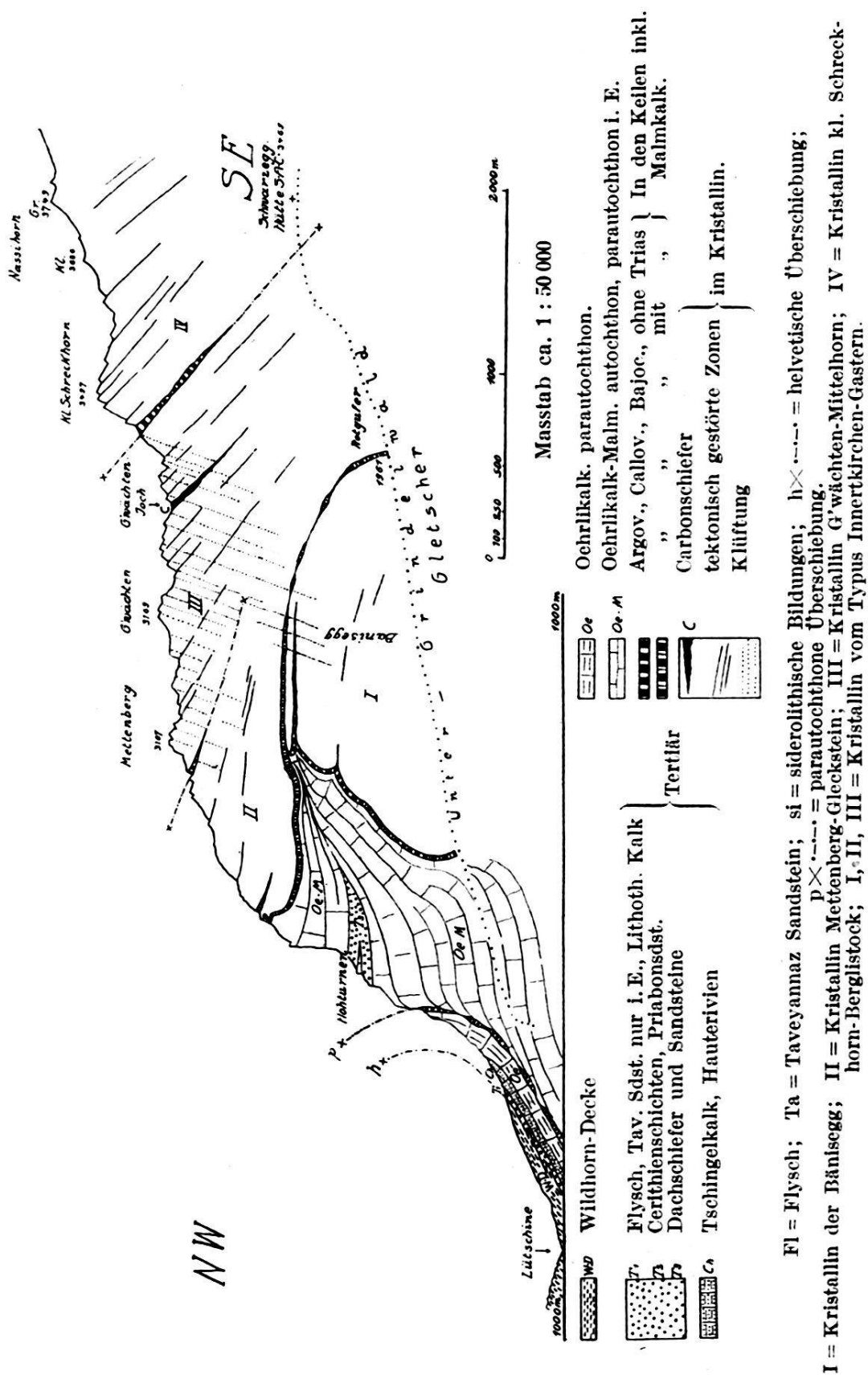


Fig. 3. Profil durch den Mettenberg-Schreckhorn-Kamm.

Oehrlikalk, im W (Grindelwald, Breit- und Gutzlauenen) auf Hauterivien (Tschingelkalk).

Die Trennung der einzelnen parautochthonen Lamellen voneinander und gegen das Autochthone wird durch Tertiär in der Fazies der *Cerithienschichten* und des *Priabonsandsteins* gebildet. Im Liegenden der Cerithienschichten findet sich häufig Bohnerz. Dieses Tertiär, das vermöge seiner grössernteils plastischen Beschaffenheit bei der Gebirgsbildung in höchstem Masse deformiert wurde, steht sowohl am Mettenberg Nordhang (Höhe 1850 m), wie in den Abstürzen zwischen dem Obern Grindelwaldgletscher, der Gr. Scheidegg und dem Läsissattel (Depression 150 m südlich P. 2165, ob Rosenlauri) an. Durch das Kl. Wellhorn ziehen noch zwei tiefere Äste desselben Tertiärs, die zwei noch tiefere parautochthone Schuppen abtrennen. Durch die Fazies der Cerithienschichten charakterisiert bilden diese Tertiärzüge ein Merkmal der parautochthonen Zone. Sie befinden sich allesamt in steil tauchender bis überkippter Stellung.

Das Streichen in der parautochthonen Zone verläuft parallel zum allgemeinen Gebirgsstreichen SW-NE. Auffallenderweise hebt sich die ganze Zone axial nach Osten mit 15–20° heraus, im Gegensatz zum Scheitel des Autochthonen, der gegen Osten absinkt. Dieses Verhalten macht es verständlich, dass gegen E tiefere parautochthone Schalen auftauchen (Rosenlauri—Kl. Wellhorn). Allen diesen Schuppen fehlen hier die verkehrten Mittelschenkel völlig.

Die Lagerungsverhältnisse im autochthon dislozierten Nordrand des Massivs sind kompliziert und können erst an Hand einer Untersuchung der eingeklemmten Reste von Mesozoikum (Keile) geklärt werden.

In normalem Zusammenhang und grösserer Masse ist die autochthone Sedimentserie einzig in der grossen von Kristallin überlagerten Synklinale von Hohturnen—Bäregg am Mettenberg und Kehrwängen—Schönbühl an der SW-Flanke des Wetterhorns sichtbar. Ihr Kern findet sich bei Hohturnen und bei der Kehrwänge mit Tertiär, das auffallend von demjenigen der Parautochthonschuppen absticht, nämlich schwarzen typischen *Dachschiefern*, die Einlagerungen von gewöhnlichem und *taveyannazähnlichem Sandstein* enthalten. Die Mächtigkeit beträgt bei Hohturnen ca. 60 m, an der Kehrwänge 25 m. Dieser Synklinalkern verkörpert das eigentliche autochthone Tertiär, und zwar in der Fazies der Dachschiefer und Altdorfer Sandsteine, die hier ohne Zwischenlagerung von Nummulitenschichten direkt dem Malm aufruhend. Dar-

über folgt als verkehrter Schenkel der Mulde mit Überschiebungskontakt: 400 m Oehrlikalk und Malm, sodann die Zwischenbildungen in sehr wechselnder Mächtigkeit mit Dogger (Callovien-Eisenoolith, Bajoc.-Spatkalk) und Trias (Sandsteinbänke und grüne Tonschiefer = Rhät-Keuper, und Rötidolomit).

Diese Synklinale ist in ihrem Grunde gedoppelt und entsendet am Mettenberg vom Brunnhorn gegen die Bänisegg (P. 2500) einen untern horizontal verlaufenden Kalkzug von ca. 8 m Mächtigkeit (siehe Fig. 3). Die Trias ist darin nicht vertreten. Den Unt. Grindelwaldgletscher erreicht dieser untere Kalkzug nicht, wohl aber der obere. Dieser beginnt am Jägi-grätli, zieht zuerst parallel mit dem untern, von diesem durch ca. 40 m Kristallin getrennt, dann biegt er nach unten, manchmal nur durch einige Dezimeter Dolomit vertreten, um bei Rotgufer (150 m E P. 1961) das rechte Ufer des Unt. Grindelwaldgletschers zu erreichen. Das dortige Vorkommen wurde schon von MORGENTHALER⁹⁾ und COLLET^{4,5)} beschrieben. Übrigens war der Rotguferkeil schon ARN. ESCHER¹⁰⁾ bekannt. Hier ist das konstante Auftreten von Rötidolomit (bis 6 m mächtig) auffallend. Ausserdem sind Spatkalk und Malm vertreten. Die Schichten liegen verkehrt und gehören zu dem südlich folgenden Kristallin. Auch auf der Ostseite des Mettenberges trifft man diese Keile wieder in gleicher Ausbildung. Sie wurden hier schon von STUDER¹¹⁾ und BALTZER¹²⁾ bemerkt und beschrieben.

Diese Kalkkeile werden beidseitig von gleichartigem Kristallin umschlossen, nämlich solchem von der Fazies Innertkirchen—Gasteren. Unbekümmert um weitere grosse Sediment-einklemmungen (Wetterhornkeil) und um sonstige Störungslinien (Carbonmulde) herrscht derselbe resorptionsreiche Gneis vom Mettenberg gegen S vor bis zum P. 3189 am Klein-Schreckhornnordgrat, im Osten vom Gleckstein bis zur Rosenegg.

Die Kontaktlinie, die BALTZER im Wetterhorncouloir durchzieht, bedarf einer Korrektur (siehe Fig. 2). Sie verläuft nicht vom P. 2867 (NW über dem Krinnefirn) gerade zum Wettersattel hinauf, sondern biegt schon in 3100 m Höhe über dem Krinnefirn flach nach unten, um diesen Gletscher ca. 200 m NW P. 2765 wieder zu erreichen. Es beginnt hier ein bisher übersehener Kalkkeil, der das Kristallin des Gleckstein von dem gleichartigen des Rosenhorns trennt. Der in seiner mittleren Partie ca. 60 m mächtige Keil („Wetterhornkeil“) enthält plattigen Malmkalk, Call.-Eisenoolith und Spatkalk des Bajocien, aber keine Trias. Auch hier ist die Schichtlage ver-

kehrt und gehört normal zu dem südlich folgenden Kristallin des Mittelhorns. Der Keil fällt mit ca. 40° nach SE ein.

Seine Fortsetzung findet er im E im Wellhornsattel (P. 2961). Auch hier ist die Lagerung verkehrt, das Einfallen ($10\text{--}15^\circ$) nach SE gerichtet (siehe Fig. 1). Weiterhin ist die Verbindung mit dem Dossenkeil durch K. ROHR¹³) sichergestellt. Auch im W am Mettenberg ist bei P. 2998 dieser Wetterhorn-Dossenkeil vorhanden. Er enthält dort bei einer Gesamtmächtigkeit von 5 m Malm und Baj.-Spatkalk. Die Trias ist auf der ganzen Länge nicht mehr in dolomitischer Fazies nachweisbar zum Absatz gelangt. Die Streichrichtung ist konstant SW-NE.

Die südlichste in diesem Untersuchungsgebiet nachweisbare tektonische Trennungslinie schneidet den Nordgrat des Klein-Schreckhorn in 3250 m Höhe. Sie wird hier angedeutet durch einen neuen, 10—15 m mächtigen Kalkkeil („Kl.-Schreckhornkeil“). Von unten nach oben enthält derselbe:

1. Plattigen Malmkalk, 5—6 m,
2. Schiltkalk, ausgewalzt mit langen Kalzitadern, 0,5—1 m,
3. Callovien, dunkelbrauner bis grauer Kalk rostig anwitternd, teilweise verquarzt, 0,4—0,8 m,
4. Echinodermenbreccie, Bajocien, spätiger plattiger Kalk tiefgrau anwitternd, 2—4 m,
5. Schwarz abfärbende Tonschiefer, Alter fraglich, 0,2 m,
6. Aufbereitungszone; dunkelbraune, blätterige Glimmerschiefer darin,
7. Langgestreckte auffallend weisse Aplitlinsen mit Rutschstreifen, 0,8 m,
8. Bankiger, heller Granitgneis bis zum Gipfel des Kl. Schreckhorns.

Gleich wie in den bisher genannten Keilen liegt auch diese Miniaturschichtreihe verkehrt, als verkehrter Schenkel zu dem überschobenen Kristallin des Kl.-Schreckhorns. Der Keil streicht NE-SW und fällt mit ca. 25° gegen SE ein. Die Streichrichtung deutet auf die Depression der Rosenegg in der Wetterhorngruppe hin, das Kristallin des Kl.-Schreckhorns entspricht dem des Berglistocks. Es gehört nicht mehr zur Zone Innertkirchen-Gasteren.

Auch hier fehlt die Trias in dolomitischer Ausbildung wie in allen südlichen Keilen. Wahrscheinlich ist sie in den oberen Teilen der Aufbereitungszone enthalten. Man wird nicht fehl gehen, wenn man den Kl.-Schreckhornkeil als

östliche Verlängerung des obern Jungfraukeils ansieht und die tieferen Sedimenteinklemmungen von Rotgufer, der Bänisegg und vielleicht auch des Wetterhorns den unteren Schuppungen der Kontaktlinie an der Jungfrau zuordnet.

Von geringerer Bedeutung für die Klärung der tektonischen Verhältnisse im Nordrand des Aarmassivs sind die Synklinalzüge von Carbon. Der Rest einer solchen findet sich im Gwächtenjoch, d. h. am Grat des Mettenbergs zwischen Gwächten P. 3169 und dem Kl.-Schreckhorn P. 3497. In der scharfen Grateinsattelung stehen schwarze Tonschiefer mit weissen Quarzkörnern an (ca. 5 m). Auf beiden Seiten werden sie von konglomeratischen Partien umlagert, in denen vor allem faustgrosse runde Quarzbrocken und ein lamprophyrtartiges Gestein auffallen. Dieser Keil aller Wahrscheinlichkeit nach karbonischer Gesteine liegt parallel mit dem Kl.-Schreckhornkeil. Ein ähnliches Vorkommen findet sich auch am Wetterhornkamm 200 m südlich P. 3540. Mit den eingeklemmten Keilen jurassischer Gesteine besteht kein Zusammenhang. Die tertiäre Faltung hat die Carbonmulden nicht wieder aufgegriffen.

Alle Keile von Mesozoikum im autochthonen Kristallin zeigen in dieser Region verkehrte Lagerung. Die Schichtreihe des betreffenden Keils gehört normal zu dem im Hangenden, d. h. im S folgenden Kristallin, von dem sie in keinem Falle durch eine Schubfläche getrennt wird. Die Mittelschenkel der überschobenen Kristallinlappen sind erhalten geblieben, die Normalschenkel dagegen fehlen. Bei den parautochthonen Schuppen und Lamellen ist das Verhältnis gerade umgekehrt: hier fehlen die Mittelschenkel vollständig, und nur die Normalschenkel sind erhalten. Auch die axialen Verhältnisse sind in beiden Zonen durchaus verschieden: Das Parautochthon steigt axial nach NE an und hebt sich heraus, das Autochthone fällt umgekehrt nach NE ein (7—8°). Auch hieraus spricht die schon eingangs erwähnte Unabhängigkeit der Parautochthondecken vom unterliegenden autochthonen Massivmantel und dessen Schuppungen. (Geolog. Institut Bern).

Angeführte Literatur.

1. BERTRAND et GOLLIEZ. Les chaînes septentrionales des Alpes Bernoises. Bull. Soc. Géol. France, 3^e sér., t. 25, 1897.
2. P. ARBENZ und F. MÜLLER. Über die Tektonik der Engelhörner und den Bau der parautochthonen Zone zwischen Grindelwald und Engelberg. Eclogae, XVI, No. 1, 1920.

3. H. SEEBER. Beiträge zur Geologie der Faulhorn-Gruppe (westlicher Teil) und der Männlichengruppe. Diss. Bern 1911.
4. L. W. COLLET et ED. PARÉJAS. La géologie du Schwarz Mönch (Jungfrau) et la relation entre le massif de la Jungfrau et celui du Mont Blanc. C. R. Soc. phys. hist. nat. Genève, Vol. 37, No. 3, p. 93 à 96, 1920.
5. L. W. COLLET. La chaîne Jungfrau-Mönch-Eiger du point de vue géologique. L'Echo des Alpes, 1921, No. 10, p. 397.
6. A. BUXTORF et L. W. COLLET. Les relations entre le massif Gastern-Aiguilles Rouges et celui de l'Aar-Mont-Blanc. Eclogae XVI, No. 4, 1921.
7. H. STAUFFER. Geologische Untersuchung der Schilthorngruppe im Berner Oberland. Diss. Bern. Mitt. Naturf. Ges., Bern, 1920.
8. J. KREBS. Geologie der Blümlisalpette. Diss. Basel (Manuskript), 1921.
9. H. MORGENTHALER. Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. Eclogae XVI, No. 2, 1921.
10. ARN. ESCHER v. D. LINTH. Erläuterung der Ansichten einiger Kontaktverhältnisse zwischen kristallinen Feldspathgesteinen und Kalk im Berner Oberland. Neue Denkschriften, Bd. III, 1834.
11. B. STUDER. Geologie der Schweiz. 2 Bde., 1851—1853.
12. A. BALTZER. Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland. (Mit Atlas.) Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lief. 20, 1880.
13. K. ROHR. Stratigraphische und tektonische Untersuchungen an den Zwischenbindungen am Nordrand des Aarmassivs im Gebiete zwischen Wendenjoch und Wetterhorn. Jahrb. d. Phil. Fak. II Bern, Bd. III, 1923 (Sep. 1922.).

12. — AUG. TOBLER (Basel): **Die Jacksonstufe (Priabonien) in Venezuela und Trinidad** (hiez u Tafel XIX).

Einige Proben von fossilführenden Tertiärgesteinen aus Venezuela, die ich den Herren Dr. M. BLUMENTHAL in Mene Grande und Prof. Dr. MAX REINHARD in Genf verdanke, sowie Materialien aus Trinidad, die Herr Dr. H. G. KUGLER und ich gesammelt haben, verschafften mir die Möglichkeit, folgende Notizen über einen im nördlichen Südamerika weit verbreiteten Fossilhorizont zusammenzustellen.

A. Herr Blumenthal hat u. a. zwei Gesteinsproben eingesandt, die von Rio San Pedro, im E des Maracaibosees (W-Rand der Serrania di Trujillo) stammen. Die eine ist ein fester Kalkstein, die andere ein weicher, schlemmbarer Mergel. Der Kalkstein bildet nach Mitteilung des Herrn Blumenthal den obern, der Mergel den untern Teil eines Fossilhorizontes, der in der obersten Partie der bis 900 m mächtigen, im übrigen sterilen „Paujishales“ eingeschlossen ist. Die Fossilführung des Kalksteins ist dieselbe wie diejenige des Mergels, mit der Einschränkung, dass im Kalkstein Lithothamnien und kleine Nummuliten vorkommen, während sie im Mergel fehlen.

Die Fossilien sind alle klein und verteilen sich auf Foraminiferen (sehr zahlreich), Spongien (selten), Crinoiden (Arm-

glieder, selten), Echinoideen (seltene Kapselbruchstücke und Stacheln eines Cidariden), Bryozoen (selten), Brachiopoden (zahlreiche Exemplare einer kleinen Terebratulide), Gastropoden (Steinkerne, ziemlich häufig) und Crustaceen (Ostracoden, ziemlich häufig).

In dieser Mitteilung werden nur die Foraminiferen der Rio San Pedrofauna berücksichtigt. Die geologisch wichtigsten unter ihnen, die Orbitoiden, habe ich näher geprüft. Die übrigen konnte ich erst einer generischen Bestimmung unterziehen; vielleicht findet sich später Gelegenheit, darüber das eine oder andere mitzuteilen.

Die Orbitoiden sind durch die Gattungen Orthophragmina und Lepidocyclina vertreten.

Unter den Orthophragminen konnte ich *O. (Discocyclina) flintensis* Cushman¹⁾, *O. (Asterodiscus) georgiana* Cushman²⁾ und *O. (Asterodiscus) asteriscus* Guppy sp.³⁾ erkennen. Unter den Lepidocyclinen habe ich keine bekannten Arten mit Sicherheit feststellen können. Dafür ist eine neue, sehr charakteristische Art, *Lepidocyclina (Helicolepidina) spiralis*⁴⁾, ausserordentlich häufig.

Von den übrigen Foraminiferen nenne ich die Gattungen Gypsina, Carpenteria, Operculina und Nummulites. Die letztere Gattung ist durch eine kleine Form, vermutlich *Nummulites floridensis* Hp., vertreten.

Sehen wir uns nach Äquivalenten der den Fossilhorizont von Rio San Pedro einschliessenden Pajishales um, so kommt, wie ich glaube, die Jacksonstufe der südöstlichen Vereinigten Staaten, speziell der Ocalakalkstein von Florida, zuerst in Betracht. Der Ocalakalkstein ist wie der Horizont von Rio San Pedro durch das Zusammenvorkommen von Orthophragminen und Lepidocyclinen gekennzeichnet; ein Leitfossil desselben ist die so charakteristische, rautenkreuzförmige Orthophragmina georgiana, die wir auch bei Rio San Pedro in zahlreichen Exemplaren vorgefunden haben. Wir sind also

¹⁾ JOSEPH A. CUSHMAN. The American species of Orthophragmina and Lepidocyclina. U. S. Geol. Surv. Professional Paper, 125, 1919. Shorter contributions to general geology, p. 44.

²⁾ Ibidem p. 45.

³⁾ R. J. LECHMERE GUPPY. On the Relations of the Tertiary Formations of the West Indies. Quarterly Journal of the Geological Society of London. Vol. 22, 1866, p. 571.

⁴⁾ A. TOBLER. Helicolepidina, ein neues Subgenus von Lepidocyclina. Eclogae geol. Helv. Vol. XVII, p. 379.

wohl berechtigt, die Paujishales von Venezuela dem Ocalakalkstein (Jacksonstufe, Priabonien) gleichzustellen¹⁾.

B. Die von Herrn Prof. M. Reinhard eingesandten Gesteinsproben sind am Rio La Palma gesammelt worden²⁾. Es sind drei an der Zahl. Sie stehen, was lithologische Beschaffenheit anbelangt, in der Mitte zwischen dem Kalkstein und dem Mergel von Rio San Pedro. Die Fossilien können nur schwierig aus dem Gesteine isoliert werden.

Von den drei Proben von Rio La Palma ist die erste gespickt mit einer noch nicht bestimmten Lepidocyclinenart, die in der makrosphärischen Generation (A), wie in der mikrosphärischen Generation (B) vertreten ist. Die zweite Probe besteht gleichfalls zum grossen Teil aus organischen Resten: Lithothamnienstöckchen und Foraminiferen. Unter den letztern sind vorherrschend Lepidocyclinen, z. T. von derselben Art wie in der ersten Probe; daneben kommen vereinzelte Exemplare von *Orthophragmina (Asterocyclina) asteriscus* Guppy vor. Die dritte Probe schliesst zahllose Orthophragminen und Lepidocyclinen ein. Die Orthophragminen sind durch *Orthophragmina (Asterocyclina) mariannensis* Cushman, die Lepidocyclinen durch zwei verschiedene, noch unbestimmte Arten vertreten. Ein aus Probe 3 herausgeschnittenes Präparat ist auf Tafel XIX abgebildet. Es zeigt aufs schönste das Zusammenvorkommen von Orthophragminen und Lepidocyclinen, das bislang mit Sicherheit nur im amerikanischen Obereocän und Unteroligocän beobachtet ist, während anderwärts *Orthophragmina* auf Eocän, *Lepidocyclina* auf Oligomiocän beschränkt ist³⁾.

Die Probe 1, in der keine Orthophragminen vorgefunden wurden, ist wahrscheinlich etwas jünger als die Proben 2 und 3. Von diesen letztern ist Probe 3 auf Grund der Ortho-

¹⁾ Vgl. TH. W. VAUGHAN. Contributions to the Geology and Palaeontology of the Canal Zone, Panama and geologically related areas in Central America and the West Indies. Smithsonian Institution U. S. National Museum, Bulletin 103, 1919, Tabelle p. 595.

²⁾ Dieser Fundort liegt, wie ich erst während des Druckes der vorliegenden Notiz von Herrn Prof. Reinhard erfahren habe, nicht am Lago Maracaibo, wie auf der Etikette des auf Tafel XIX abgebildeten Präparates angegeben ist, sondern ebenfalls am W-Rand der aus Alttertiär und Kreide zusammengesetzten Serrania di Trujillo, südöstlich Mene Grande (siehe die geologische Karte in A. JAHN, Esbozo de las Formaciones geológicas de Venezuela, Caracas. Litografia del Comercio, 1921). Rio La Palma und Rio San Pedro sind beide vermutlich rechte Zuflüsse des in den Lago Maracaibo mündenden Rio Ceniro.

³⁾ Über die Streitfrage betreffend Zusammenvorkommen von Orthophragminen und Lepidocyclinen im älteren Tertiär von Sizilien vgl. E. HAUG, Traité de géologie, 2^{ème} édition, p. 1483.



Orbitoidenkalk der Jacksonstufe
von La Palma am Lago Maracaibo (Venezuela)

O = Orthophragmina; L = Lepidocyclina

phragmina (*Asterocyclina*) *mariannensis* Cushman der ober-eocänen Jacksonstufe zuzuweisen: für die Probe 2 ist die Frage noch offen, ob es sich um Obereocän oder Unteroligocän handelt.

C. Unter den von Herrn Dr. H. G. Kugler und mir an der W-Küste von Trinidad gesammelten Materialien befinden sich einige Proben eines fossilführenden dunkelgrauen, zum Teil schlemmbaren Mergels, die von Point Bontour (Paradise Point) bei San Fernando stammen.

Der Mergel ist eng verknüpft mit einem linsenförmig ausgequetschten Kalksteinriff und bildet mit diesem zusammen eine Einlagerung in einer stark gestörten, sehr mächtigen Formation von undeutlich geschichteten Tongesteinen. Er kommt im Aspect sehr nahe demjenigen von Rio San Pedro und von Rio La Palma. Darin liegen nach H. DOUVILLÉ, dem ich seinerzeit einiges Material von Point Bontour eingeschickt habe, *Nummulites floridensis* Hp., *Orthophragmina (Asterocyclina) asteriscus* Guppy, *Lepidocyclina (Isolepidina) pustulosa* H. Douv., *Lepidocyclina (Isolepidina) sp. „du type ogival“* und *Lepidocyclina (Pliolepidina) Tobleri* H. Douv.¹⁾ Bei einer erneuten Durchsicht unserer Aufsammlungen erkannte ich, dass neben diesen Arten auch die neue *Lepidocyclina (Helicolepidina) spiralis*, die wir von Rio San Pedro kennen, gar nicht selten auftritt. Wir haben möglicherweise auch hier einen Vertreter des Ocalakalksteins (Jacksonstufe) vor uns. H. DOUVILLÉ²⁾ stellt allerdings den Mergel von Point Bontour ins Unteroligocän (Vicksburgstufe). In der Tat ist die Fauna von Point Bontour eine etwas andere als die von Rio San Pedro. Die *Orthophragmina georgiana*, die bei Rio San Pedro so häufig ist, fehlt bei Point Bontour.

Während in den südöstlichen Vereinigten Staaten die Jacksonstufe vornehmlich in kalkiger Fazies (Ocalakalkstein) auftritt, ist sie in Venezuela und Trinidad in toniger Fazies entwickelt. Die vereinzelt und wenig mächtigen Mergel- und Kalkbänke, die in der grossen Tonschieferformation von Venezuela und Trinidad eingeschaltet sind, entsprechen sporadischen Anhäufungen von kalkabscheidenden Organismen, Pflanzen (*Lithothamnium*) und Tieren, die sich für kurze Zeit

¹⁾ H. DOUVILLÉ. Les Orbitoïdes de l'île de la Trinité. Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences, t. 161, 1915, p. 87.

²⁾ H. DOUVILLÉ. Les Orbitoïdes de l'île de la Trinité. Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences, t. 164, 1917, p. 841 und Les couches à Orbitoïdes de l'Amérique du Nord, t. 167, 1918, p. 261.

in dem durch terrigenes Material stark verunreinigten Obereocän-Unteroligocänmeer ansiedeln konnten¹⁾.

13. — ED. GERBER (Bern): **Über die subalpine Molasse zwischen Aare und Sense.**

Von N nach S lassen sich folgende stratigraphisch-tektonische Elemente unterscheiden:

1. *Aquitaniën*. Auf der Linie Thörishaus-Bern schiesst die untere Süsswassermolasse (Aquitaniën) mit 5—8° SE-Fallen unter die marine Molasse.

2. *Unteres Burdigalien*. Zirka 400 m homogene, dickbankige Sandsteine, an der Basis Geröllagen mit ausgesprochener Deltastruktur (25—30° N-Fallen). An der Sense nachweisbar bis zum Dorfwald (südl. Schwarzenburg), am Schwarzwasser bis westl. Brügglen. Steinbrüche von Ruchmühle und Helfenstein.

3. *Oberes Burdigalien*. 250—300 m gutgebankte, oft harte Sandsteine. An der Sense bis 750 m unterhalb Guggersbachbrücke, am Schwarzwasser bis 500 m unterhalb Rüschegggraben. Steinbrüche für Ofen- und Terrasseplatten, östlich und westlich Wislisau. Daraus sehr wahrscheinlich eine Unterkieferhälfte von *Amphitragulus* cfr. *aurelianensis* Mayet, mit der Etikette „Kräjerer im Gambach, westl. Rüschegg“, seit 1878 im Berner Museum.

4. *Unteres Vindobonien*. 100—150 m vorherrschend blaue Molassemergel. Zahlreiche Fundstellen von Belpberg-Mollusken.

5. *Oberes Vindobonien*. 450—500 m vorherrschend Kalknagelfluh. Zentrum Guggershörnli und Schwendelberg. Die grössten Gerölle 0,5—1 m Durchmesser. Grosse Austern. In der Streichrichtung nach NE immer mehr kristalline Gerölle (Giebelegg, Schalenfluh nordwestl. Noflen). Auffällig ist im S ein roter, sandiger Zement (südlich unterhalb Guggisberg, Buchwald südwestlich Ryffematt, Falliweiden am Wabhang der Giebelegg). Schwaches, südöstliches Einfallen von 3 bis höchstens 15° charakterisiert dieses Molasseland. An der Sense schwache antiklinale Aufwölbungen nachweisbar bei der Grasburg, am Schwarzwasser bei Butnigenbad und Brügglen; Grasburg-Butnigenbad vielleicht eine zusammenhängende Antiklinale.

¹⁾ Vgl. TH. W. VAUGHAN. Contribution to the Geology and Palaeontology of the Canal Zone, Panama, and geologically related Areas in Central America and the West Indies. Smithsonian Institution United States National Museum, Bulletin 103, 1919, p. 565ff.

6. Auf der *Linie Plaffeien-Laubbach-Riffenmatt-Hirschhorn-Stössen-Notlen* ist die subalpine oligocäne Süsswassermolasse auf die marine Molasse aufgeschoben. Starke Dislokationserscheinungen lassen sich im Liegenden (Fallvorsassli) wie auch im Hangenden (Längeneibad, S-Abhang der Giebelegg) nachweisen.

7. Die *oligocäne Molasse* streicht N 30—60° E und fällt in monotoner Weise 20—70° SE. Zwischen Ziegerhubelbruch und Giebelegg erreicht diese Zone ihre grösste aufgeschlossene Breite mit zirka 5700 m, was einer Gesteinsmächtigkeit von zirka 4 km entspricht. Folgende Gesteinszonen liessen sich von N nach S unterscheiden:

a) Vorherrschend bunte Nagelfluh (Unterlauf des Wyssbachgrabens, Längeneibad, Sonnhalde am S-Abhang der Giebelegg, Bühlhölzli bei Lohnstorf).

b) Blättermolasse, zirka 2 km mächtig. Vorherrschend bunte Mergel; daneben bunte Nagelfluh, Knauermolasse, lockere Sandsteine, harte Sandsteine, krummschalige Sandsteinmergel. Darin 6 Fundstellen von Dicotyledonenblättern; ich bestimmte: *Cinnamomum Scheuchzeri* Heer (häufig), *C. polymorphum* Heer (selten), *Salix longa* A. Braup, *Rhamnus Gaudini* Heer (zahlreich), *Berchemia multinervis* Heer, *Dryandroides lignitum* Unger, *Robinia Regeli* Heer (Fruchthülse).

c) Kalknagelfluh an der Lienegg, Gerölle bis 0,5 m Durchmesser.

d) Jordisbodenmergel und Goldeggsandstein, steril, oft flyschähnlich, zirka 1200 m mächtig, vom ultrahelvetischen Mesozoikum und Wildflysch des Gurnigels eingedeckt. — Diese Überschiebungsfläche liegt auf der E-Seite des Gurnigels in zirka 1300 m. Im Durchbruch der Sense zwischen Pfeife und Schweinsberg liegt sie bereits unter dem in 800 m liegenden Talboden; sie muss dort zwischen Rufenen und Martisgrübli unter dem Schutt austreichen.

14. — ARNOLD HEIM (Zürich): **Neue Beobachtungen am Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal.** (Vorläufige Mitteilung.)

Das Gebiet der Fährnern zwischen Appenzell und Rheintal liegt teilweise ausserhalb der neueren Spezialkarten von ALBERT HEIM und ERNST BLUMER (Säntisgebirge, Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, 1905). Die schweizerische geologische Kommission hat daher den Referenten beauftragt, eine Neuaufnahme dieses Gebietes für die Revision von Blatt IX des geol. Atlas der Schweiz 1 : 100,000 vorzunehmen. Nach den Be-

obachtungen im Sommer 1922 müssen unsere bisherigen Auffassungen in mancher Beziehung geändert werden. Dazu haben sich neue Probleme eröffnet, die z. T. noch einer Lösung harren. Einige Resultate sollen in aller Kürze erwähnt werden.

Stratigraphie. Der bekannte *Assilinengrünsand* des Klammeneggzuges östlich Weissbad liegt nicht der Kreide auf, sondern ist *den oberen Seewasserschichten eingelagert*. Nach L. ROLLIER¹⁾, der als erster gewagt hat, die Nummuliten-schichten dieses Gebietes in die Kreide zu stellen, sind die Mollusken cretacische Formen. Der eifrigen Hand des Herrn OTTO KÖBERLE von St. Gallen ist es nun neuerdings auch gelungen, darin Cephalopoden nachzuweisen, und zwar den senonen *Nautilus Dekayi* Morton (det. L. ROLLIER) und zwei Ammoniten (*Douvilléiceras* oder *Parahoplites* sp. ind.). Das Gestein ist neben *Assilina exponens* und *Orthophragminen* erfüllt von *Inoceramenschalen*. Seine stratigraphische Lage entspricht dem oberen Turon.

Über den Seewerschichten folgen mehrere hundert Meter mächtige Amdenerschichten, besonders *Leistmergel*, welche verschiedene Einlagerungen glauconitischer Bänke mit *Assilina exponens* Sow., *Nummulina gallensis* Heim und Mollusken (*Brülisaubach*, *Aubach* usw.), sowie Bänke mit *Pycnodonta vesicularis* var. *Escheri* enthalten.

Die jüngste Kreide der Fähnern-Gipfelregion, mit dem *Leistmergel* des Hohkasten eng verknüpft, wird von grauem, knolligem *Fleckenmergel* gebildet, der bei Fähnernboden 50—80 m mächtig wird, und stellenweise *rote Mergel*, und *Lagen* von *Wildflysch* mit *Ölquarzitblöcken* einschliesst. Also senoner *Wildflysch*!

Auf der Ostseite der Fähnern treten plötzlich an Stelle der *Fleckenmergel* typische *Wangschichten* auf, und zwar sind diese nicht ultrahelvetisch, sondern gehören zur Kreide der Hohkastenfalte (*Bildsteinkopf*, *Schörggisknorren*, *Huberberg*, *Käpfli*, *Hoher Kapf*). Sie tragen als normales Hangendes Nummulitengestein von rasch wechselnder Fazies.

Der *Flysch* des Fähnerngipfels (*Glimmersandstein*, dichte *Kalkbänke*, *Fucoidenschiefer*) liegt mit messerscharfer, anscheinend transgressiver Grenze den Kreide-*Fleckenmergeln* auf.

Von diesem *Flysch* verschieden sind die blaugrauen *Mergel* nahe der Molasse (*Ibach*, *Pöppelbach* usw.), die zum Unterschied der *Leistmergel* dünne *Lagen* von *Glimmersandstein* enthalten.

¹⁾ *Eclogae geol. Helv.*, Vol. XIV, No. 5, p. 669.

Tektonik. Solange die Stratigraphie der Kreide-Nummulitenschichten nicht endgültig geklärt ist, kann auch die Tektonik der Fährnen infolge der spärlichen Aufschlüsse nicht ganz enträtselt werden. Wohl aber bietet die Grenze gegen die Molasse gute Einblicke.

Im Rheintal sind die Wangschichten (Kapf) mit Leistmergel und einem Fetzen von Seewerkalk auf bunte, steil stehende oligocäne Molasse überschoben.

Von Eichberg bis Eggerstanden ruhen SE fallende Kreidemergel (vorw. Leistmergel) mit messerscharfer Grenze (Rutschfläche) auf der ebenso SSE fallenden bunten Molasse.

Bei Appenzell (Ibach, Pöppelbach) wechseln bunte Molasse und Flysch *dreimal übereinander*. Es handelt sich hier offenbar um eine schuppenförmige Anhäufung in einem alten *Erosionsloch*, in das hinein der rechte Flügel des Sax-Schwendibruches vorgestossen wurde. Dementsprechend endigt das Nagelfluhgebirge Speer-Kronberg nach Osten am Quertal der Sitter, wo es stufenweise amputiert wird. Damit ist also für die grösste Transversalverschiebung am Alpenrand eine Erklärung gefunden.

15. ARNOLD HEIM (Zürich): **Limnischer Asphalt des Dépt. du Gard.**

Ein ausführliches Referat über diesen Vortrag wird später in den Eclogae erscheinen. Vergl. Verh. Schweiz. nat. Ges., Bern 1922, p. 220—222.

16. — ARNOLD HEIM (Zürich): **Känguruh-Polituren in Australien. Demonstration** (mit 1 Textfigur).

In die Kategorie der Gesteinsschliffe, die in der Natur auf biologischem Wege entstehen, gehören diejenigen, welche die felsbewohnenden Känguruhs Australiens, die Rock-Wallabies, erzeugen.

Der Referent hatte im vergangenen Jahre Gelegenheit, solche Schliffe auf silurischen Kalkfelsen der Jenolan Caves in den Blue Mountains von New South Wales zu beobachten, wo man heute noch die zierlichen Wallabies von Fels zu Fels springen sieht. Da diese Art von Gesteinsschliffen in der geologischen Literatur wohl kaum bekannt ist, wurden einige Handstücke mit Erläuterungen vorgelegt.

Von der pazifischen Steilküste her erhebt sich allmählich der mächtige Trias-Sandstein (Hawkesbury Sandstone) zu dem ausgedehnten Hochplateau der Blue Mountains (800 bis 1200 m), in welches tiefe, von Menschen unbewohnte Erosionstäler mit Eucalyptus- und Farrenwald eingeschnitten liegen.

Wo die Wallabies nicht längst ausgerottet sind, und noch heute die Höhlen der Sandsteinwände von unten her von diesen Tierchen besucht werden, waren keinerlei Schliffe zu sehen, offenbar wegen der Verwitterung des Sandsteins. Eine ganz andere Grundlage aber bilden die silurischen Kalksteinfelsen des tiefsten Talbodens, wie sie nirgends schöner beobachtet werden können, als im Gebiete der berühmten und von den Touristen aller Erdteile besuchten Jenolan Caves (Tropfsteinhöhlen). Der Kalkstein hat eine Mächtigkeit von etwa 150 m, und ist normal zwischen 70° steil W fallenden silurischen Schiefern mit deren sauren und basischen Eruptivgesteinen eingelagert. Diese ganze präcarbonisch gefaltete Schichtfolge liegt diskordant unter dem Permo-Carbon, das keine Faltung mehr erlitten hat. Der silurische Kalkstein entspricht faziell vollkommen dem alpinen Urgonkalk. Dichte Lagen mit Pentamerus, Stromatopora, Favosites, wechseln mit Lagen von Echinodermenbreccie. Von aussen, und noch mehr von innen, ist der Kalksteinzug in mannigfaltigster Weise durchhöhlt. Die Aussenhöhlen sind die Wohnplätze der Wallabies.

Der Referent beobachtete nun, dass überall, wo die Känguruhs von Fels zu Fels springen, die Kanten und Flächen rotbraun geworden und glänzend geglättet sind, und zwar können zwei Stadien unterschieden werden:

1. Der braune Gesteinsüberzug wechselt je nach dem Ort von kaum messbarer Dicke bis zu einigen Millimetern. Da diese Kruste, wenn auch ohne deutliche Politur, auf Stellen übergreift, die von den Tieren nicht direkt berührt werden, so kann sie nicht allein auf tierische Substanz zurückgeführt werden. Die Rinde ist rostfarbig und vielleicht aus einer Bindung von Verwitterungseisen mit organischen Stoffen hervorgegangen. In diesem ersten Schliffstadium sind auf der Oberfläche noch feine karrenartige Furchen neben den polierten Rippen erhalten geblieben.

2. An Kanten und Ecken, die seit Jahrtausenden als Sprungstellen gedient haben, ist die braune Rinde abgeschliffen, die Oberfläche glatt, hochpoliert, und von der blaugrauen Farbe des frischen Gesteins. Die schönsten dieser vollkommenen Polituren fanden sich bei den Höhleneingängen der beiliegenden Photographie (Fig. 1).

Hat man den Blick für diese Polituren ein wenig geübt, so kann man an Hand ihrer Verbreitung den Felswegen der Wallabies nachspüren, und konstatieren, dass diese Tierchen Sprünge bis zu 6 m Weite ausführen, und fast unglaubliche Stellen erreichen, die einer Gemse nicht mehr zugänglich

wären. Wie die Panther führen sie Winkelsprünge aus, von den Felshöckern schief abstossend, während sie über glatte, geneigte Felsflächen offenbar auf ihren Läufen abgleiten wie auf Ski. Nicht nur sind aber die Auftrittsstellen geglättet. An einigen Stellen waren auch überhängende Felsteile mit brauner, leicht polierter Rinde versehen, — offenbar vom Streifen mit dem Rücken.



+ Halbpolutur mit brauner Kruste. ↓ Hochpolutur.

Fig. 1. Känguruh-Wohnhöhlen im Silurkalk; Jenolan Caves, Blue Mountains, N. S. Wales. Phot. Arnold Heim 1921.

Tierpolituren sind in den Alpen häufig. Das Rindvieh bearbeitet scharfe Ecken und Kanten in geeigneter Höhe, besonders von einzelnen Blöcken, durch Kratzen von Kopf und Leib. So entstehen auf Kalkstein (Urgon, Malm) glatte, dunkle, mattglänzende fettige Flächen, die von denen des Känguruhs aber nach Lage und Aussehen verschieden sind: das Känguruh poliert vorwiegend mit seinen Füßen, und erzeugt rotbraune, halbpolierte Krusten, oder dann Hochpolituren von frischer Gesteinsfarbe an Felsen, die dem Rindvieh teilweise unzugänglich wären.

c) Nachmittagssitzung der Subsektion für Mineralogie und Petrographie.

Präs. P. NIGGLI; Sekretär H. HUTTENLOCHER.

17. — E. WIDMER (Zürich): Beiträge zur Isomorphie.

Es wurde die Molekularrefraktion (Lorenz-Lorentz'sche Formel) für die Glieder isomorpher Reihen berechnet und eine auffallende Gesetzmässigkeit gefunden in der Änderung dieser Grösse von Glied zu Glied.

Ein ausführliches Referat erscheint in den Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Band II, Heft 3/4.

18. — ROBERT L. PARKER (Zürich): Über schweizerische Zeolithvorkommnisse.

Es wurden die paragenetischen Verhältnisse einiger wichtigen aarmassivischen Zeolithvorkommnisse besprochen, und deren Mineralbestand mit demjenigen typischer gotthardmassivischer Mineralvorkommnisse verglichen. Die zu Tage tretenden Unterschiede erklären sich aus den voneinander abweichenden petrographischen Charakteren beider Massive.

Ein ausführliches Referat erscheint in den Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Band II, Heft 3/4.

19. — L. WEBER (Zürich): Bergkristall vom Galmihorn.

Die schmutzig-rauchschwarzen Kristalle stammen aus einer Kluft, die WALTHER JOS, Selkingen, gesprengt. Sie liegen zumeist in einer ockerigen Masse (Verwitterungsprodukt von CO_2 Fe, Rhomboëder erhalten!). Merkwürdig sind die breitentwickelten Flächen mehrerer spitzen Rhomboëder, denen gegenüber die Trapezoëderflächen stark zurücktreten. Interessante, sonst wenig beachtete Zonenentwicklungen sind häufig. Näheres siehe Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. II, Heft 3/4.

20. L. WEBER (Zürich): Die Struktur von ZnO .

Drei Strukturmöglichkeiten kamen für ZnO anfänglich in Betracht. Davon erwies sich die eine bald als unbrauchbar. Dafür war die Entscheidung zwischen den beiden andern nicht leicht zu treffen. Erst die neuesten Untersuchungen von G. AMINOFF scheinen eindeutig zu sein, wenngleich die ganze Beweisführung auf die Intensitätsverhältnisse zweier Linien eines nicht gerade erstklassigen Debye-Scherrer-Filmes aufgebaut war. Die Ausmessung und Durchrechnung eines neuen, mustergültigen, linienreichen Filmes (von Prof. Scherrer aufgenommen) bot darum besonderes Interesse. Als Resultat

ergab sich eine überraschende Eindeutigkeit. Danach hat man bei ZnO — entsprechend den zweierlei Atomen — zwei „raumzentrierte“ hexagonale Gitter, die um $\frac{1}{8}$ der c-Achse gegenseitig verschoben sind. Das umfangreiche Zahlenmaterial erscheint in der Zeitschrift für Kristallographie, Bd. 57.

21. — J. JAKOB (Zürich): **Hydrolysenartige Erscheinungen bei Silikaten.**

Auf Grund der Koordinationsformeln einiger silikatischer Minerale wurde der Mechanismus der Hydrolyse besprochen. Letztere zerfällt in drei Etappen: 1. Einlagerung von Wassermolekülen, 2. Abdissoziieren von Oxyden bzw. Hydroxyden unter Bildung von sauren Salzen, 3. Anlagern der gebildeten Hydroxyde an andere Molekulargebilde. Es wurde nun gezeigt, dass zu derartigen Vorgängen nicht unbedingt Wasser notwendig ist. Die gleiche Rolle spielen auch die Wasserstoffverbindungen des Chlors, des Fluors und vielleicht auch des Schwefels. In gewissen Fällen kann HF sogar durch NaF ersetzt werden. Eine eingehende Darlegung dieser Verhältnisse findet sich in einem demnächst erscheinenden Buche über Mineralsynthese.

22. — PAUL NIGGLI (Zürich): **Die Differentiation im westlichen Aarmassiv.**

Der Vortragende vergleicht den Chemismus der Eruptivgesteine des westlichen Aarmassives mit dem der Gesteine des östlichen Teiles. Ausführlichere Behandlung erfolgt später in den Schweiz. Min. u. Petr. Mitt.

23. — PAUL NIGGLI (Zürich): **Die Struktur von CuO .**

Eine eingehende Darstellung der im Vortrag gestreiften Fragen ist im 3. Heft des 57. Bandes der Zeitschrift für Kristallographie zu finden.

24. — E. HUGI (Bern): **Einleitende Bemerkungen zur Exkursion ins westliche Aarmassiv.**

Siehe Exkursionsprogramm p. 281—282 und Exkursionsbericht p. 400—410.

25. — H. HUTTENLOCHER (Bern): **Über Injektionsvorgänge und ihre zeitliche Folge bei der Intrusion des zentral-aargranitischen Magmas.**

Siehe Exkursionsprogramm p. 281—282 und Exkursionsbericht p. 400—410.

26. — W. FEHR (Bern): **Injektionserscheinungen in der südlichen Gneiszone des Aarmassivs.**

Siehe Exkursionsprogramm p. 281—282, Exkursionsbericht p. 400—410 und Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. II., Heft 3/4, pag. 331—341.

27. — F. MÜHLETHALER (Bern): **Neue Mineralfunde aus dem Dolomit des Campolungo.**

Der Referent demonstrierte im besondern roten und blauen Korund, z. T. verwachsen mit Diaspor, klaren grünen Turmalin und grünen und weissen Tremolit. Von grossem Interesse für die Beurteilung der genetischen Verhältnisse des zuckerkörnigen Dolomits ist das lokal reichliche Auftreten von Skapolith und das Vorkommen von Beryll. Vergl. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., Bd. II, Heft 3/4, pag. 299—306.

Bericht über die zweite Jahresversammlung der Schweiz. Paläontologischen Gesellschaft.

Samstag, den 27. August 1922 in Bern.

A. Bericht des Vorstandes über das Jahr 1921/22.

Die Schweizerische Paläontologische Gesellschaft hat am 27. August 1921 in Schaffhausen ihre erste Jahresversammlung abgehalten. Ein einlässlicher Bericht über die geschäftlichen und wissenschaftlichen Verhandlungen dieser Versammlung ist, gemäss Vertrag mit der Geologischen Gesellschaft in den Eclogae erschienen; da derselbe allen Mitgliedern im Separatabdruck zugeschickt worden ist, können wir uns darauf beschränken, über die seither verflossenen Monate zu berichten.

Mitgliederbewegung. Bei Beginn der letztjährigen Jahresversammlung belief sich die Mitgliederzahl auf 30; seither ist sie auf 37 angewachsen. Während und nach der Schaffhauser Versammlung sind beigetreten die HH. P. ARBENZ, ALBERT HEIM, C. SCHRÖTER, W. RIS, C. SULZBERGER, H. KUGLER, H. THALMANN, A. ERNI, A. NAEF. Herr Prof. Naef ist während des Jahres wieder ausgetreten. Durch den Tod haben