Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 18 (1923-1924)
Heft: 2

Artikel: Compte-rendu de la 40e Assemblée générale de la Société géologique suisse à Zermatt les vendredi 31 août et dimanche 2 septembre 1923
Autor: [s.n.]
Kapitel: B: 40e Assemblée générale
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-158253

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: 16.07.2025

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

Budget pro 1923.

Einnahmen

Jahresbeiträge	Fr. 3500.—
Kapitalzinsen	„ 700.—
Saldo Postscheck	„ 1784.—
Saldo Sparheft	„ 700.—
	Fr. 6684.—

Ausgaben

Eclogae	Fr. 6000.—
Reiseentschädigung für den Vorstand .	„ 250.—
Bureau, Drucksachen, Diverses . . .	„ 434.—
	Fr. 6684.—

Bericht der Rechnungsrevisoren.

Die unterzeichneten Revisoren haben die Rechnung der Schweizerischen geologischen Gesellschaft pro 1922 geprüft und richtig befunden. Sie empfehlen der Jahresversammlung deren Genehmigung mit bestem Dank an den Herrn Kassier für die selbstlose Arbeit im Dienste der Gesellschaft.

Bern, den 8. Februar 1923. *Dr. Ed. Gerber.*
Thun, den 15. Februar 1923. *Dr. Paul Beck.*

B. 40e Assemblée générale

le vendredi 31 août à 14 heures et le dimanche 2 septembre 1923 à 9 heures au Zermatterhof.

Première partie: **Séance administrative.**

Le président, P. ARBENZ, ouvre la séance en donnant lecture de la liste des membres décédés. Il rappelle en particulier l'activité de feu le Prof. C. SCHMIDT comme savant et comme professeur. L'année 1923 a vu paraître la fin de l'important travail qu'est la „Geologie der Schweiz" pour notre pays. Le président propose l'envoi d'un télégramme de félicitations au Prof. ALB. HEIM en notre nom à tous. Il rappelle également le magnifique ouvrage sur le Jura, de M. E. DE MARGERIE, présent à la séance, paru au commencement de l'année. M. DE MARGERIE rend hommage en ces termes à la publication du Prof. HEIM: «Aucun ouvrage en Europe n'a une aussi grande importance que la Géologie de la Suisse d'ALB. HEIM».

Les rapports du comité, du caissier et des vérificateurs des comptes sont adoptés. La cotisation annuelle reste fixée à

frs. 10.—. La cotisation d'entrée est supprimée ainsi que l'article des statuts y relatif. — Le budget pour l'année 1923/24 est adopté. Le Dr. E. GAGNEBIN, Lausanne, est nommé vérificateur des comptes en remplacement du Dr. GERBER. Le comité est chargé d'organiser une séance annuelle de printemps. Celle-ci ne doit pas être considérée comme un précédent. Sur la proposition du comité de la Société géologique suisse et du comité central de la Société helvétique des Sciences naturelles, le Prof. ALB. HEIM, Zurich et le Dr. ALB. BRUN, Genève, sont nommés membres du Comité suisse de Géophysique. Lecture est faite d'une lettre du Dr. STEHLIN de Bâle, lequel a demandé l'appui de notre Société, afin d'obtenir une subvention fédérale permettant de continuer la publication des Mémoires de la Société paléontologique suisse. Le Prof. DÉVERIN et le Dr. CADISCH sont nommés secrétaires de la séance scientifique. Par acclamation, M. E. DE MARGERIE est appelé à la présider.

Fin de la séance administrative, 14h 45.

A 16 heures, séance en commun avec la section de paléontologie pour assister à la présentation par le Dr. R. Staub, de sa carte tectonique des Alpes, dont une épreuve en couleurs est affichée.

Le dimanche 2 septembre reprise de la séance de 9—10 heures ½.

Le secrétaire: *A. Jeannet.*

Deuxième partie: **Séance scientifique.**

Présidence: M. E. DE MARGERIE, président. Secrétaires: Prof. DÉVERIN et Dr. CADISCH.

1. — MAURICE LUGEON (Lausanne): **Sur l'âge du grès de Taveyannaz.**

Dans le cirque du Creux de Champ existe, dans le versant gauche, des éboulis de grès de Taveyannaz provenant d'une paroi voisine. Ces grès contiennent de gros foraminifères, Nummulites indéterminables et Orthophragmina ainsi que des Lithothamnium.

Les Orthophragmines sont du genre Discocyclina.

L'abondance de ces organismes éloigne l'idée qu'ils ont pu être arrachés à des terrains plus anciens. L'âge du grès de Taveyannaz serait ainsi priabonien et non oligocène. Cette découverte aidera à préciser les questions concernant les roches éruptives tertiaires du géosynclinal alpin.

2. — MAURICE LUGEON (Lausanne): **Sur la géologie du Chamossaire (Préalpes vaudoises).**

La masse liasique qui forme le large lambeau qui couvre le Chamossaire n'appartient pas à la nappe de la Brèche, ainsi qu'on l'admet. Il s'agit d'une écaille appartenant à la zone des Préalpes internes. On peut suivre cette écaille supérieure, plus ou moins discontinue, depuis le col de Hahnenmoos, le Truttlisberg, le Pillon.

Dans la vallée de la Grande-Eau, elle forme, dans le versant droit, comme la voûte d'un pont supportant et supportée par le Flysch. Réduite à l'Aalénien, elle passe sous Aigremont, se poursuit par La Forclaz et rejoint le Chamossaire. Dans le versant gauche, elle forme toute la colline du Truchaud. Dans la gorge du Torrent du Plan l'écaille contient une bande triasique accompagnée de Rhétien.

Comprenant du Rhétien et de l'Aalénien, il devient probable que tout le Lias y est représenté.

L'écaille est accompagnée par le Flysch à blocs exotiques. Elle serait donc comme enrobée par la nappe du Niesen dont le front anticlinal serait plié sur lui-même.

3. — MAX REINHARD (Genf): **Neukonstruktion der Diagramme und Kurven für die Plagioklasbestimmung.**

Um die Plagioklasbestimmungen nach den verschiedenen Methoden einheitlich zu gestalten, wurden, ausgehend von acht Plagioklastypen, deren Konstanten wir namentlich BECKE und seinen Schülern verdanken, alle Bestimmungskurven graphisch neu aufgestellt. Wir konstruierten die Auslöschungsdiagramme in stereographischer Projektion senkrecht auf die Prismenzone für die acht Typen, stereographische Projektionen senkrecht auf die Kanten [100] und [010] und eine stereographische Projektion der Migration der krystallographischen Elemente, bezogen auf die drei Elastizitätsaxen. Neu bestimmt wurden ebenfalls die Auslöschungskurven der krystallographisch und optisch orientierten Schnitte und der wichtigsten Zonen, bezogen auf die Spuren der verschiedenen Zwillingsebenen: (010) Albit–Karlsbad; (001) Manebach–Ala; (021) Baveno und auf die Spur der Periklinzwillingsebene. Es wurden ausserdem für die optisch orientierten Schnitte auch die Auslöschungsschiefen der nach den verschiedenen Zwillingsgesetzen möglichen Lamellen in Betracht gezogen. Um der FEDOROF'schen Methode eine wertvolle Kontrolle zu ermöglichen, wurden ferner die Winkel zwischen den optischen Axen und Axenebenen der verschiedenen Zwillingsindividuen ermittelt. Wo

diese Winkel eine gewisse Grösse nicht überschreiten, können sie auch zur konoskopischen Bestimmung nach der BECKE'schen Methode Verwendung finden. Alle diese Daten werden demnächst in den «Mémoires de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève», in Gemeinschaft mit Professor DUPARC, publiziert werden.

4. — J. CADISCH (Zürich): **Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Nagelfluh.**

Die Molasse, und damit die Nagelfluh, ist eine typisch orogene Bildung, durch mächtige Ströme während der Auffaltung und Aufschiebung der Alpen abgelagert. Es sollte deshalb möglich sein, ähnlich wie aus den tektonischen Verhältnissen des Orogens selbst, auch aus den Lagerungs- und Gesteinsverhältnissen der tertiären Vortiefensedimente Rückschlüsse auf die Phasen der Gebirgsbildung zu ziehen. Aber die Kenntnis der Molasse ist noch nicht so weit gediehen, dass sie uns ein Spiegelbild vom Werden der Alpen zu bieten vermöchte. Die Erforschung der Nagelfluh bietet in dieser Hinsicht insofern grosse Vorteile, als sich tektonische Vorgänge im Alpeninnern durch entsprechende Veränderungen in den grobklastischen Ablagerungen der Randsenke am intensivsten bemerkbar machen. Die Möglichkeit vor allem, einzelne Komponenten durch makroskopische oder mikroskopische Untersuchungen oder mit Hilfe der chemischen Analyse mit dem Anstehenden des alpinen Hinterlandes zu identifizieren, bietet grosse Vorteile, die eine Erforschung der Pelite und Psammite vermissen liesse.

Im folgenden soll vor allem das nunmehr in aller Kürze gekennzeichnete Problem zur Diskussion gestellt werden und in zweiter Linie das vorläufige Ergebnis der Revisionsarbeiten für Blatt IX der geologischen Dufourkarte im Gebiete zwischen Linth und Thur mit Erlaubnis der Schweizerischen geologischen Kommission zur Veröffentlichung gelangen.

Die Tektonik dieses Hügellandes hat zuletzt ALB. HEIM in der „Geologie der Schweiz" beschrieben.

Etwas südlich des Rickenpasses verläuft die Hauptantiklinale der schweizerischen Molasse (auch 1. oder nördlichste Antiklinale genannt) von Uznach nach Kappel im Toggenburg, gedoppelt infolge Scharung mit der zweiten (südlicheren) Antikline, welche von Rieden (Kaltbrunn) gegen das untere Steinthal bei Ebnat durchzieht. Die Faltenkerne bestehen aus sog. Appenzeller Kalksandstein (vorwiegend im S), granitischem Sandstein (vorwiegend im N) und mächtigen Lagen

bunter Mergel. Als gemeinsamen Nordschenkel beider Gewölbe müssen wir die über 2 km starke bunte Nagelfluh betrachten, welche das Töss- und Hörnligebiet aufbaut. Der Südschenkel besteht in der Hauptsache aus Kalknagelfluh, in Wechsellagerung mit Sandstein, Süsswasserkalken und Mergeln. Nord- und Südschenkel weisen somit scheinbar stark verschiedene petrographische Verhältnisse auf. Dennoch hat ALB. HEIM, gestützt auf die Beobachtungen von ROLLIER im Vorarlberg und von BAUMBERGER in der Zentralschweiz, die subalpinen Kalknagelfluhen südlich des Rickenpasses dem Appenzellergranit und den liegenden Teilen der „bunten" Konglomerate des Nordens gleichgesetzt und angenommen, dass die ursprünglich der Kalknagelfluh aufgelagerten jüngeren Psephite infolge Erosion lokal verschwunden seien. Ursprünglich wäre nördlich und südlich der Hauptantiklinale eine Schichtreihe vom Stampien bis Sarmatien vorhanden gewesen.

Eine genaue Altersbestimmung aller Stufen auf Grund paläontologischer Funde war bis dahin nicht möglich. Der inmitten der Töss-Hörnli-Nagelfluh eingelagerte „Appenzeller Granit" — meist eine Kalk-Dolomitbreccie — liegt stratigraphisch ca. 1 km über den St. Galler Schichten (Vindobon), die sog. (siehe unten!) bunte Nagelfluh repräsentiert somit allem nach Burdigalien-Sarmatien. Die bunte Molasse des Rickengebietes wurde von altersher zum Aquitan gerechnet und als untere Süsswassermolasse bezeichnet. BAUMBERGER hat 1920 den Nachweis für das stampische Alter der Biltenerschichten geleistet, welche in die Kalknagelfluh des Speer weiterstreichen. Er hat gleichzeitig die Vermutung ausgesprochen, dass, wie am Rigi, so auch in der Ostschweiz die subalpine Molasse der mittelländischen aufgeschoben sei.

Meine Beobachtungen sind die folgenden. Bei Ebnat u. a. O. ist deutlich ein Übergang vom Kalksandstein und Mergeln in Kalknagelfluh festzustellen. Die Nagelfluhbänke wechsellagern zunächst in regelmässigem Rhythmus mit Sandsteinen und Mergeln, und zwar ist die Folge fast durchwegs: 1. Nagelfluh (unten), 2. Sandstein, 3. Mergel (oben), 1, 2, 3 usw. Gegen den Speer zu, d. h. gegen das Hangende, wird das Konglomerat immer gröber, die Bänke dicker, und dementsprechend nehmen die zwischengelagerten Mergel und Sandsteine an Mächtigkeit ab.

Die Nagelfluhbänke streichen in der Regel annähernd gleich wie die Axen der Antiklinalen und Synklinalen in der vorgelagerten Sandsteinzone, d. h. in ENE-Richtung, nur westlich des Thurtales, bei Ebnat, biegen sie in weit ausholender

Flexur nordwärts quer zum Alpenstreichen ab, um alsdann wieder in ENE-Richtung fortzusetzen. An dieser Flexur (mit vorgeschobenem Ostflügel) scheint die 2. Antiklinale ostwärts axial unter die Kalknagelfluh einzutauchen, also die Nagelfluh über den Sandstein weggeschoben zu sein.

Die Untersuchung der Nagelfluh muss in erster Linie eine qualitative, in zweiter Linie eine quantitative sein. Die letztere, über die Mengenverhältnisse der verschiedenen Geröllarten Aufschluss gebende Untersuchung exakt durchzuführen, fehlte uns bis dahin die Zeit.

Was die charakteristischen Komponenten der Kalknagelfluh anbetrifft, so liess sich vorläufig ohne Schwierigkeiten Material aus penninischen, unter- und oberostalpinen Decken feststellen. Früher glaubte man in der Kalknagelfluh recht häufig *helvetische* Gerölle zu finden, vor allem Malm, Schrattenkalk und Flysch. Auffälligerweise fehlte typischer Glarnerverrukano durchwegs, auch in bunten Konglomeraten. Dass die Schrattenkalkbestimmung nicht zutraf, haben Alb. und Arn. Heim nachgewiesen. Von den verschiedenen sandigen und kalkigen Flyschgesteinen lässt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, ob sie helvetischen oder penninischen Ursprungs sind.

Nach Baumberger (Heim, G. d. Schw. I, 49) soll in der Riginagelfluh Taveyannazsandstein, ein helvetisches Leitgestein, vorkommen. Ein in der Zürcher Sammlung liegendes, als Taveyannazsandstein angeschriebenes Geröll vom Rigi erwies sich als melaphyrartiges Eruptivgestein (persönliche Mitteilung von Herrn Prof. Niggli). Andernorts vorhandene Proben dieser Felsart sollten deshalb auch revidiert werden.

Die vielen Ölquarzite stammen wohl z. T. aus dem Wildflysch (sekundäre Lagerstätte), z. T. aus dem Unterostalpinen (Gault, primäre Lagerstätte). Typisch für das *Unterostalpin* sind vor allem die grünen und rotgrünen Granite vom Err- und Berninatypus mit zugehörigen Quarzporphyren und die ziemlich häufigen Kreidegesteine. Unterostalpines Urgo-Aptien, d. h. sog. Tristelbreccie und glaukonitische Kalke, Kieselkalke und Breccien sind durchaus nicht selten. Die mikroskopische Untersuchung bestätigte die Bestimmung; es sind dieselben Gesteine, wie sie im Unterengadin und Prättigau vorkommen. Aus dem *oberostalpinen* Hinterland stammt der überall vorkommende Biancone, ein dichter gelblich-grauer Kalk. Mit dem Gestein aus der Breggiaschlucht verglichen (Schliffe von Fräulein Dr. M. Pfister), erweist sich derselbe als stärker metamorph, d. h. marmorisiert, die *Calpionella alpina Lorenz* ist meist weniger gut erhalten als in der Tessiner

Felsart. Es liegt nahe, daraus zu folgern, dass das Oberostalpine zur Zeit der Nagelfluhbildung schon ziemlich stark disloziert, d. h. überschoben war. Mit dem Biancone sind Biancone-Radiolaritbreccien vergesellschaftet, ferner gelbe Kalke und Oolithe, wie solche in Oberitalien, z. B. am Montorfano bei Como im Eozän vorkommen. Bunte Liasspatkalke und -crinoidenbreccien (Steinsberger Kalk usw.), sowie blaugraue Kalke mit braunen Hornsteinbändern (Muschelkalk, Lias oder Malm?) können sowohl unter- als oberostalpinen Decken entstammen. Schwarzgraue Dolomite von der Art des Arlbergdolomites sind wahrscheinlich oberostalpinen Ursprunges; die häufigen hellgrau gefärbten Dolomite in ein bestimmtes ostalpines Niveau hineinzuweisen, ist unmöglich.

Zusammenfassend kann über die Kalknagelfluh gesagt werden, dass ihr Material vorwiegend aus mesozoischen, stirnnahen Teilen der penninischen, unter- und oberostalpinen Decken stammt.

Die miocäne Nagelfluh des Hörnli- und Tösstockgebietes ist von GUTZWILLER, mit Ausnahme eines einzigen Vorkommnisses, als bunte Nagelfluh kartiert worden. Es ist indessen zu beachten, dass dieser Autor Psephite mit 1—3% Silikatgehalt schon als „bunt" bezeichnete, während im allgemeinen dieses Attribut erst bei 10—20% Silikat gebraucht wird. Vor allem in den höheren Partien (Tweralpspitz, Schnebelhorn, Hörnli), über dem Appenzellergranit, liegt Kalknagelfluh mit nur wenigen Prozent Silikatgehalt vor, welche sich von der Speernagelfluh nur durch das häufigere Auftreten von Granit Quarzit usw., d. h. nur durch die quantitative Zusammensetzung, unterscheidet. Diese Komponenten waren infolge ihrer grossen Gesteinsfestigkeit und der geringen Löslichkeit für den Ferntransport prädestiniert. Anderseits gelangten sie auch in vermehrtem Masse zur Ablagerung, weil durch die Erosion nun auch mehr rückwärtige, vorwiegend aus triasischen und paläozoischen Felsarten aufgebaute Deckenpartien abgetragen wurden. Silvrettakristallin, grobkörniger Muskovit-Biotitaugengneis tritt auf, damit zusammen Verrucano und Buntsandstein, wie wir sie aus dem Landwassergebiet kennen. Die bunten, rot und grünen Granite, die Abkömmlinge unterostalpiner Deckenkerne, werden immer häufiger. Der Dolomitgehalt nimmt gegen N sowohl in der Aufschüttungsfläche als auch gegen das Hangende hin zu, und zwar auf Kosten des Kalkes. Die Gründe hiefür sind dieselben, wie sie inbezug auf die Silikate schon angeführt wurden. Jurassische ostalpine Gesteine wie Biancone, bunte Liaskalke und Breccien, Radiolarit usw.

sind, wie schon in der Kalknagelfluh südlich des Ricken, sehr häufig, doch lassen sie sich mit Ausnahme des Biancone keinem bestimmten tektonischen Niveau zuweisen. Unterostalpine Kreide findet man N des Ricken überall, so auf dem Tweralpspitz, am Schnebelhorn u. a. O. FRÜH hat ein Handstück Tristelbreccie in der bunten Nagelfluh an der Strasse St. Gallen-Teufen gefunden und dasselbe, dem Alter nach richtig deutend, in seine Sammlung eingereiht. Als Vergleichsprobe legte er einen Schrattenkalk vom Vitznauerstock dazu. Das unterostalpine Gestein unterscheidet sich indessen vom helvetischen durch reichlich eingestreute Dolomitkomponenten. Übergangstypen vom Gault zu den Couches rouges mit typischer Globigerinen- und Lagenenfauna fand ich im Steintal bei Wattwil. Mesozoische basische Eruptiva, Diabas, Variolit, Serpentin usw., aus dem unterostalpin-penninischen Grenzbereich stammend, zeigen Häufigkeitszunahme in der Stromrichtung und nach dem Hangenden hin; Serpentin, das am leichtesten zerbröckelnde Gestein, bleibt relativ stark zurück.

Eine willkommene Gelegenheit zum Vergleich mit einem Nachbargebiet bot sich dem Verfasser anlässlich einer unter Leitung von Herrn Prof. P. NIGGLI an den Rigi unternommenen Exkursion. Die obere Kalknagelfluh der Scheidegg ist allem nach hauptsächlich aus Flysch- und unterostalpinen Kreidegeröllen zusammengesetzt. Sie geht nach unten allmählich in das bunte Gestein über, welches in seiner Zusammensetzung grosse Ähnlichkeit mit dem des Hörnligebietes aufweist. Man findet am Rigi wieder dieselben bunten Granite und Porphyre, Lithodendronkalke, Biancone, Radiolarite und Kreidegesteine wie im Toggenburg. Diese Felsarten kommen z. T. auch in der Napfgruppe und am Thunersee vor, grüne Granite dürften in der Westschweiz auch noch der obersten penninischen, der Dt. Blanche-Decke, entstammen. Im vergangenen Herbst wurden gemeinsam mit Herrn Dr. P. BECK in der Umgebung von Thun Bestandesaufnahmen verschiedener Nagelfluhhorizonte vorgenommen. Herr Dr. BECK stellte mir weiterhin noch Geröllmaterial aus dem Napf- und Falkenfluhgebiet zur Verfügung. Die Untersuchung desselben ist indessen noch nicht so weit gediehen, dass die Ergebnisse hier berücksichtigt werden könnten. Vom Stampien bis ins obere Miocän wurden zwischen Seeland und Thunersee durchwegs bunte Konglomerate abgelagert, oft kann man fast von kristalliner Nagelfluh sprechen. Es ist mehr als ein Zufall, dass gerade im Vorland der noch von der Erosion verschonten mächtigen unterostalpinen Kalk-Schubmassen (Préalpes médianes) Kalknagelfluhen lokal so

stark zurücktreten. Die heute in den Westalpen gänzlich verschwundenen kristallinen ostalpinen Deckenkerne lieferten hier die Hauptmasse der Gerölle.

5. — ALPH. JEANNET: **Le Crétacé supérieur de la région du Drusberg, Ct. de Schwyz** (avec une figure).

L'une des questions les plus actuelles de la stratigraphie alpine est sans contredit celle de l'âge crétacé attribué par MM. L. ROLLIER et ARN. HEIM[1]) à certains terrains regardés jusqu'ici comme appartenant au Nummulitique. Au cours de la révision des environs d'Iberg, ce problème s'est également présenté pour moi. J'ai cherché à le résoudre dans le courant de l'été passé. On a ici l'avantage, en un point du moins, de pouvoir étudier un territoire non disloqué, présentant une série stratigraphique normale, ce qui n'est que rarement le cas ailleurs. La nappe du Drusberg, dans sa partie méridionale, est formée d'un grand synclinal évasé, compris entre deux anticlinaux: au N celui du Gr. Biet–Wannenstock–Totenplangg, au S celui du Twäriberg–Forstberg. Dans cette vaste dépression, large de 2 km. apparaissent deux sommités, constituées par les terrains les plus jeunes du territoire. Le plus méridional est le Schülberg–Pfannenstock, formé par les Couches de Wang, l'autre, le Fidersberg est couronné par le Nummulitique, lequel fut étudié en détail par ARN. HEIM[2]) et J. BOUSSAC[3]). La carte d'ED. QUEREAU[4]) montre fort bien l'allure tectonique de toute cette région.

Le versant occidental du Schülberg, au NW de la cote 1932, permet d'étudier la coupe suivante:

1° Couches de Wang constituant tout le corps de la montagne. Epaisseur: environ 100 m.

L'abrupt, à la base de la paroi est constitué par des couches moins compactes, plus feuilletées, d'une puissance de 20—30 m. Elles reposent sur le complexe suivant (2) par une alternance

---

[1]) LOUIS ROLLIER. Über alpine Kreide- und Nummuliten-Formation. — Eclogae. Vol. XIV, n° 5, 1918, p. 669—674.

ARNOLD HEIM. Neue Beobachtungen am Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal. — Eclogae. Vol. XVII, n° 3, 1922, p. 347—349.

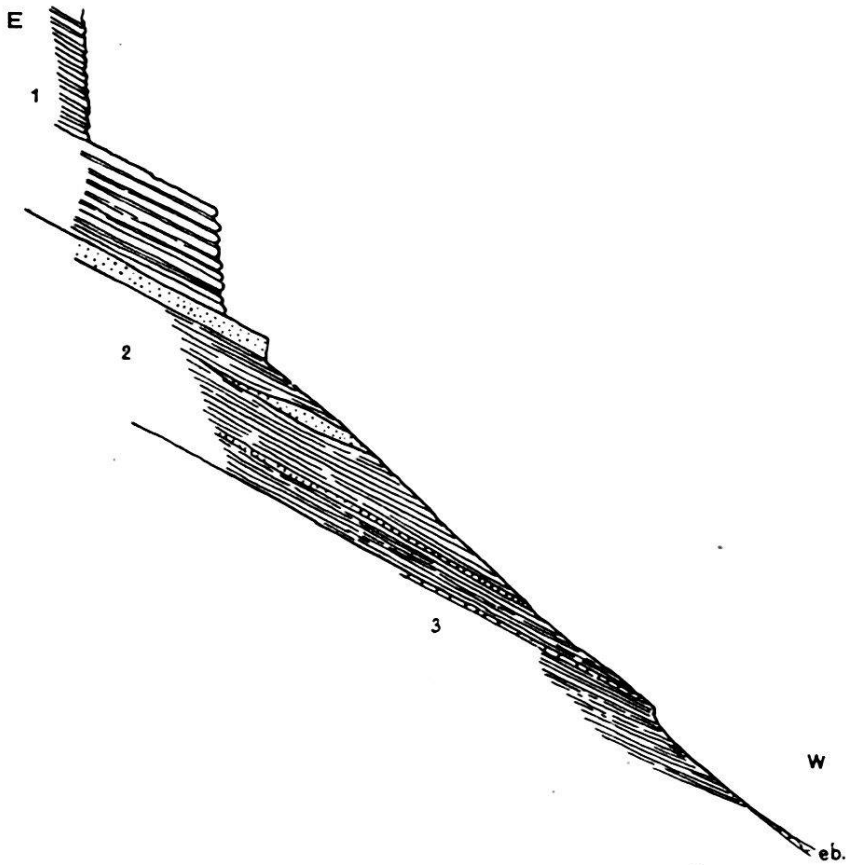
[2]) ARNOLD HEIM. Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. — Abh. d. Schweiz. pal. Gesell. Vol. XXXV, 1908, p. 57—59, Fig. 9.

[3]) JEAN BOUSSAC. Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. — Mém. p. serv. à l'explication Carte géol. dét. France, 1912, p. 467 à 468.

[4]) EDMUND QUEREAU. Die Klippenregion von Iberg (Sihlthal). — Beiträge z. geol. Karte der Schweiz. N. F., Lief. III, 1893, Taf. I.

de petits bancs gréseux fins, plus ou moins siliceux, formant une petite paroi.

Dans l'éboulement au-dessous, j'ai découvert un énorme bloc dont la surface d'une strate est couverte de corps d'apparence phosphatés, noirâtres ou brunâtres et de cailloux et grains de quartz blancs, rosés ou translucides. On y reconnaît des débris d'ossements et de mollusques, roulés, trop mal conservés pour être déterminables. Les dents de poissons y sont assez fréquentes. La mieux conservée pourrait être une dent symphysaire de *Corax pristotomus* Ag. D'autres, circulaires, appartiennent à des Pycnodontidés; l'une d'entre elles avec dépression au centre se rapporte probablement au genre *Coelodus*.



Coupe stratigraphique du versant occidental du Schülberg (Schwyz). 1 : 2000. (Les pointillés représentent les grès siliceux et glauconieux.)

Parmi les mollusques, on reconnaît des Bélemnites, Gastropodes, Huîtres et Inocerames.

Le Dr. Arn. Heim a bien voulu examiner les coupes minces, ce dont nous le remercions vivement, et donne de cette roche la diagnose suivante: Dichter Kalk als Grundmasse, darin eckige Quarzsplitter, Glaukonitkornchen, grosse runde Quarzgeröllchen bis über 1 mm.: Gerölle oder Bruchstücke von glaukonitischem Sandkalk mit braunem, amorphem Phosphorit (?) als Grundmasse, darin Calcitrhomboëder. An-

scheinend auch phosphoritische Konkretionen. Foraminiferen spärlich, unbestimmbar: *Amphistegina*?

Bien que cet horizon ne soit pas encore connu en place, il est intéressant de retrouver dans les Couches de Wang, un niveau à nodules phosphatés analogue à ceux du Gault helvétique. Il est la preuve, grâce à ses éléments roulés, d'un épisode détritique au milieu d'une sédimentation relativement tranquille et uniforme.

2° Au pied du versant abrupt apparaît un complexe de calcaires plus ou moins marneux et grenus, grisâtres renfermant des lentilles de grès siliceux glauconieux. Ceux-ci peuvent avoir jusqu'à 3 m. d'épaisseur. La preuve qu'ils sont en lentilles, c'est qu'on les voit diminuer de puissance ou disparaître. Aux extrémités N et S du Schülberg, il n'y en a plus aucune trace. L'épaisseur de ce complexe est d'environ 20 m.

Ces deux roches si différentes renferment en partie la même faune, raison pour laquelle nous les avons réunies dans la coupe.

Les calcaires marneux m'ont livré: *Ostrea (Pycnodonta) vesicularis* Lam. et sa variété plus petite *Escheri* Mayer en nombreux exemplaires non écrasés, un bon *Pecten septemplicatus*[1]) Nilss, ainsi que des fragments d'Inocerames de taille moyenne qu'on peut rapprocher d'*Inoceramus balticus* Boehm; en outre des fragments et sections de Bélemnites.

La diagnose microscopique de ces calcaires est la suivante d'après ARN. HEIM. „Kieseliger, glaukonitischer Sandkalk mit dichter Kalk–Ton–Kieselgrundmasse. Darin eckige Quarzkörner. Filzig kryptokristalline glaukonitische Körner. Foraminiferen *(Orbulinaria ?)* spärlich. Calcitische Schwammnadeln massenhaft. Grosse Schale von Muscheln (worunter *Inoceramus*) mit Calzedonverkieselung."

Les grès siliceux intercalés, plus ou moins glauconieux, sont à patine rousse, brunâtre ou verdâtre. La cassure fraîche en est gris-verdâtre, claire ou foncée, parfois tachetée. Elle est parfois brillante, vitreuse, et rappelle alors vivement les „Ölquarzite" du Wildflysch. La surface des bancs est irrégulière, bosselée, luisante et noirâtre, grâce à la présence de pellicules argileuses. Dans presque tous les échantillons on observe des traces de fossiles, principalement des Huîtres pouvant former de minces couches continues. J'ai récolté: *Ostrea (Pycnodonta) vesicularis* Lam., un fragment de Pecten se rapportant semble-t-il à *P. septemplicatus* Nilss., un autre *Pecten* indéterminable, des moules de Gastropodes et des fragments de Bélemnites avec alvéoles.

[1]) Attribué sans étude préalable à une Janira in Acta, 1923, p. 138.

Sous le microscope, ces grès se présentent comme suit, d'après ARN. HEIM: „Glaukonit-Sandkalk mit Quarzgeröllchen; die Quarzkörner sind manchmal eckig'.' — Une coupe mince des grès tachetés présente: „ca. 60% Quarzkörner, eckig; ca. 15% Glaukonit; ca. 20% Carbonat; 5% SiO_2 als kryptokristallines Bindemittel. Carbonat: Ankerit?, Ferrocalcit in mehr oder weniger deutlichen Rhomboederchen. — Struktur etwas an Niederischichten (Gaize) erinnernd, aber nicht typische Gaize."

3° Cette série repose par l'intermédiaire de petits bancs durs formant ressaut, sur des marnes gris-foncé, très schisteuses, épaisses de 4—5 m. lesquelles sont supportées par des marnes de même teinte, moins schisteuses, avec rares inclusions pyriteuses, visibles sur 6—7 m. Ces couches forment le sommet des Couches d'Amden. Dans leur prolongement N et S, elles se chargent vers le bas de petits bancs finement gréseux, bien connus ailleurs dans les Couches de Leist.

Dans l'éboulis, j'ai récolté des fragments de 2 roches siliceuses différentes dont je n'ai pu retrouver le gisement. Ce sont des brèches ou conglomérats très quartzeux, renfermant ou non des grains phosphatés. L'une des coupes montre suivant ARN. HEIM des Textularidés et *Nummulina*? ou *Amphistegina* sp.? — On ne peut malheureusement tirer aucune déduction de cette intéressante roche, aussi longtemps qu'elle n'a pas été observée *in situ*. Ce sont celles qui ressemblent localement le plus aux „Ölquarzite" du Wildflysch.

Dans toute la série observée en place, je n'ai pu reconnaître, pas plus que le Dr. ARN. HEIM du reste, aucun foraminifère macroscopique. Les tranches minces n'ont rien fait voir de caractéristique non plus. Cette coupe ne permet donc aucune conclusion quant à la question que nous cherchions à éclairer. Elle montre cependant un fait certain: c'est la présence locale, entre les Couches d'Amden et celles de Wang, d'un complexe à *Pycnodonta vesicularis* Lam., renfermant des lentilles de grès siliceux et glauconieux. C'est à ma connaissance la première fois que ces couches sont signalées comme partie intégrante d'une nappe helvétique. Partout ailleurs les couches à *P. vesicularis* et *Escheri* apparaissent dans la Zone du Flysch subalpin et sont attribuables à des lambeaux de nappes ultrahelvétiques.[1])

---

[1]) ARNOLD HEIM in Albert Heim, Geologie der Schweiz. Bd. II, Lief. 4, 1920, Tabelle p. 322—323 (Tabelle der helvetischen Schichtfolge).
ALBERT OCHSNER. Geologie des Fluhbrig und der nördlichen anschliessenden Flyschregion. Promotionsarbeit E. T. H. Zürich. Horgen 1921, p. 59—61, 79—83.

Au cas où les grès glauconieux et siliceux seraient stériles et non inclus dans une série stratigraphique déterminée, il serait absolument impossible de les distinguer de roches analogues du Wildflysch. On peut observer en différents points de la région, sous les Couches de Wang d'autres roches ayant l'habitus de ce dernier. Ainsi à l'extrémité S du Pfannenstock, pointe méridionale du Schülberg (cote 1898), les Couches d'Amden sont surmontées par quelques mètres de marnes ou de schistes noirâtres, froissés, ayant absolument le facies flyschoïde. La grande paroi des Couches de Wang, fermant la vallée de la Stille Waag au S, permet d'en voir en deux points le contact inférieur. Dans le haut des Mürlensteinen, au SE du Trittlipass, apparaissent des marnes noirâtres très froissées, à taches et nodules pyriteux, d'environ 10 m. d'épaisseur. Le contact supérieur est absolument franc. A Wangruns, au confluent du Seeblibach (E. Pt. 1484) et du torrent au N, la base de la paroi est formée d'une alternance de minces bancs siliceux noirs ou roussâtres et de schistes foncés. Dans les régions où les Couches de Wang n'existent plus, comme c'est le cas au N et à l'W, le Wildflysch est probablement en grande partie d'âge crétacé.

Pour ce qui concerne l'âge de ces couches, je renvoie au travail d'ALB. OCHSNER (loc. cit.).

6. — RUDOLF STAUB (Fex): **Tektonische Karte der Alpen.**

Der Vortragende weist eine Karte der Alpen im Massstab 1 : 1000000 vor. Dieselbe umfasst das ganze Gebirge vom Mittelmeer bis an die Donau und die Ungarische Ebene, Teile des europäischen Vorlandes von der Rhonemündung bei Marseille über die Provence, das Plateau central, Vogesen und Schwarzwald bis zur böhmischen Masse; endlich das Westende des Apennin, die Poebene und den Anfang der dinarischen Ketten bei Triest. Diese Karte bildet die erste Tafel eines demnächst in den „Beiträgen zur Geologie der Schweiz" erscheinenden grösseren Textbandes desselben Autors: „Über den Bau der Alpen". Sie zeigt zum erstenmal eine Übersicht über die Struktureinheiten des *ganzen* Alpengebirges, vom Meere bis nach Wien, und offenbart dadurch eine Reihe neuer Zusammenhänge. Die grossen Einheiten der Westalpen, *Helvetiden* und *Penniden*, ziehen unter den ostalpinen Decken, den *Austriden*, ohne Unterbrechung nach Osten weiter durch das ganze Gebirge. Die Helvetiden bilden den Aussenrand der Alpen bis nach Wien, die Penniden erscheinen in den Fenstern des Unterengadins und vor allem in den Hohen

Tauern in gewaltigen Massen als der Kern, die Achse, das Rückgrat der gesamten Ostalpen. Die Parallelen zwischen den Penniden des Wallis und Graubündens mit denen der Hohen Tauern gehen bis in Einzelheiten, so dass die zwei obersten penninischen Deckengruppen des Westens, Dent blanche- und Monte Rosadecke, bis ins östliche Tauernfenster nachgewiesen werden konnten. Dieselben reichen heute von Korsika und Elba bis nach Kärnten hinein. Umgekehrt lassen sich die eigentlichen Decken der Ostalpen, die Austriden, weit ins Gebiet der Westalpen, auf 300 km westlich des Ostalpenrandes in Bünden, verfolgen. Im Süden bis vor die Tore Turins, als der Zug der Wurzeln, in der Zone von Jvrea und dem Canavese, im Norden über die Klippen und Préalpes der Schweiz bis an den Lac d'Annecy. Überall liegen sie, von Wien bis nach Savoyen und von Kärnten bis gegen Turin, dem westalpinen Deckengebäude obenauf. Die austriden Elemente gehen weit über das ostalpine Gebiet nach Westen in den Rayon der Westalpen hinein, dieselben in klippenförmigen Resten überlagernd, die westalpinen Einheiten hinwiederum verfolgen wir heute weit unter und in die Ostalpen hinein, die Helvetiden bis nach Wien und weiter in die Karpathen hinaus, die grosse Masse der Penniden bis zum Katschberg in Kärnten. So offenbart sich das austride Gebäude als Deckenmasse grossen Stils auf den tieferen Elementen der Westalpen, den Helvetiden und Penniden, von Turin und Savoyen bis hinüber an den östlichen Alpenrand. Die grosse Gliederung der Decken, die in der Schweiz gefunden worden ist, sie geht auf diese Weise in grossartigen Dimensionen durch das *ganze* Alpengebirge, vom Meere bis nach Wien, auf Strecken von 1000 und mehr Kilometern.

Der Innenrand des alpinen Deckenlandes ist die grosse *Wurzelzone*, die wir heute kennen von Turin bis hinüber zum Bacher am Rand der ungarischen Ebene, und die wir auf diese ganze Strecke in gleicher Weise gliedern können wie im Gebiet der Schweizeralpen zwischen Ossola und dem Veltlin. Die Wurzeln der grossen penninischen Decken kennen wir heute von Turin bis nach Poschiavo, und wiederum von Sterzing bis zum Katschberg, die grosse Zone von Jvrea als Wurzel der unter- und mittelostalpinen Decken von Turin bis an die Drau. Die oberostalpine Wurzel zieht gleichfalls von der Sesia westlich des Lago Maggiore bis zum Rand der ungarischen Ebene, im Süden überall begrenzt von den mehr oder weniger ausgeprägten „Wurzeln" der nördlichen Kalkalpen. Dieselben reichen vom Südrand des Bacher über die Karawanken und

den Drauzug bis in die Catena orobica und das schweizerische Seengebirge hinein. Fast überall sind diese Wurzeln überkippt, doch lässt sich deren Umbiegen in die flachlagernden Decken an vielen Punkten in prachtvoller Weise sehen und schrittweise verfolgen.

Als innerstes, südlichstes Glied des Alpengebirges erscheinen die sog. *Dinariden*, in zwei gewaltigen Bogen tief in den Alpenkörper vorstossend. Die beiden grossen Dinaridenköpfe des Sottocenere und des Brenners zeigen wie nichts anderes die primäre Bewegung auch dieser südlichen Massen nach *Norden*, auf das europäische Vorland zu, und alle Südbewegungen in den Dinariden erscheinen uns heute angesichts dieser Karte nur als kleine rückläufige Wellen auf der grossen, gegen Norden vorgetragenen Woge, als kleine Rückfaltungen im grossen Nordsturm der alpinen Bewegung. Die Hypothese von SUESS, der die Dinariden als eigenes, fremdes, südbewegtes Gebirge den nordbewegten Alpen gegenüberstellte, muss heute fallen gelassen werden. Die Bewegung ging überall nach Norden, sie war überall die gleiche, die Dinariden sind kein fremdes Gebirge, sie verschmelzen mit den Alpen, und diese reichen tektonisch und stratigraphisch so weit wie die heutige Kette, von der Molasse bis zur Poebene. Dadurch wird die ganze gebirgsbildende Bewegung, die den Alpenstamm türmte, einheitlich, *wir anerkennen nur mehr einen primären Südnordschub für die ganze Kette*, vom Meere bis nach Wien, und von den italienischen Ebenen bis zur Molasse, und wir erblicken daher in der Alpentürmung nur mehr die Wirkung einer *einzigen* grossen Grundursache, der *Wanderung der afrikanischen Tafel auf das alte Europa hin*. Dadurch wurden die einst zwischen diesen Kontinenten liegenden alten Meeresgründe zu Kordilleren und Ketten zusammengestossen, zu Decken übereinandergehäuft, und schliesslich in gewaltigem Stosse auf das alte europäische Vorland geworfen.

Bau und Entstehung der *ganzen* Alpenkette sind einheitlich geworden, das ist das Resultat, das in der vorliegenden Karte am klarsten und mit aller wünschenswerten Schärfe hervortritt.

Im übrigen sei auf die betreffende Lieferung der „Beiträge" verwiesen. Dieselbe wird umfassen: Einen erläuternden Text von rund 200 Seiten, die vorgelegte Karte, eine grosse farbige Profiltafel mit 25 Querprofilen 1 : 500,000, vom Semmering bis in die Meeralpen, eine farbige Tafel mit drei Längsprofilen durch die ganze Kette, mehrere Tafeln in Schwarz, die Stellung der Alpen im Gebirgskranz Europas illustrierend und endlich

eine Reihe von Textfiguren und einige Tabellen. Das Werk soll bis Frühjahr 1924 erscheinen.

In der Diskussion sprachen die Herren Em. de Margerie, E. Argand, P. Arbenz und J. Kopp.

7. — Ed. Paréjas: **Sur quelques points de la tectonique du Mont Joly (Hte Savoie).**

Le massif du Mont Joly — tout au moins dans les régions situées au NE du Col de Véry — ne peut plus être considéré comme formé par l'empilement de six plis couchés, mais il est constitué par une nappe unique, la nappe de Morcles. Cette nappe est compliquée, il est vrai, par des replis secondaires du Lias. Les faits invoqués en faveur de cette interprétation sont les suivants:

1° La découverte dans la série liasique du Mont Joly, de niveaux calcaires dans le Lias inférieur, le Lias moyen et le Lias supérieur séparés par des niveaux schisteux. Cette pluralité des complexes calcaires nous a permis de simplifier quelque peu la tectonique précédemment établie par E. Ritter. En effet, le tectonicien se basant sur la division du Jurassique inférieur en un Lias inférieur calcaire et un Lias supérieur schisteux devait voir dans un complexe liasique plissé, autant d'anticlinaux que de niveaux calcaires.

2° L'existence, sous le Mont Joly, d'une lame de Carbonifère et de Trias arrachée au rebord interne du Prarion et cheminant entre le Trias autochtone et la base de la nappe. Cette lame tectonique n'est autre que l'extrémité laminée du coin houiller signalé pour la première fois par Michel-Lévy[1]) et que l'on traverse en allant du Col de Voza au Pavillon du Prarion.

Nous avons suivi cet élément sur tout le pourtour Nord du Mont Joly, entre le Col de Voza et les abords de Flumet (Vallée de l'Arly) en passant par St. Nicolas de Véroce, Le Fayet, Vervex, Hauteville, Mégève, Orcin, Les Varins, soit sur une distance de plus de 35 km.

3° La disparition par laminage de tout le Lias inférieur, puis du Lias moyen à la base de la série charriée, mettant en contact dans la vallée de l'Arly, le Toarcien avec le Trias autochtone.

---

[1]) Michel-Lévy, A. Note sur la prolongation vers le sud de la chaîne des Aiguilles Rouges. Montagnes de Pormenaz et du Prarion. Bull. serv. carte géol. France n° 27, t. III, 1892.

4° Les traces d'un effort tectonique considérable subi par le Trias autochtone; surfaces listriques, laminage ou disparition de plusieurs niveaux du Trias (Fenêtre de Mégève).

8. — A. RITTMANN (Basel): **Neukonstruktion eines mineralogisch-petrographischen Universalinstrumentes** (mit 4 Textfiguren).

Die Theodolithmethode von FEDOROFF wurde in den letzten Jahren in vielen petrographischen Instituten eingeführt und hat sich durch die eindeutige Klarheit ihrer Resultate einen stets grösser werdenden Anhängerkreis erworben. Nach den grundlegenden Werken von FEDOROFF[1]), NIKITIN[2]) u. a. erschien kürzlich die übersichtliche Arbeit von DUPARC und REINHARD[3]), die dazu berufen scheint, der Theodolithmethode weiteste Verbreitung zu sichern.

Die auf einen Tisch eines grösseren Polarisationsmikroskops aufsetzbaren Theodolithtische nach FEDOROFF wurden rasch durch das von C. LEISS konstruierte grosse Universaltheodolithmikroskop[4]) verdrängt, da bei diesem die Verwendung von Dünnschliffen des gewöhnlichen Formats möglich ist, was eine grosse Zeit- und Materialersparnis bedeutet.

Aber auch dieses gut durchdachte Instrument ist noch einiger Verbesserungen bedürftig, die weiter unten besprochen werden sollen.

Leider steht der allgemeinen Verbreitung der FEDOROFFschen Methode der hohe Preis dieses Spezialinstrumentes hindernd im Wege. Eine Verbilligung desselben durch Vereinfachung der Konstruktion ist nicht möglich, wohl aber kann man es durch geeignete Verbesserungen so umformen, dass es mit Hilfe relativ einfacher Attribute die Funktionen aller wichtiger mineralogischer und petrographischer Messinstrumente in sich vereinigt und so durch seine vielseitige Verwendbarkeit die hohen Anschaffungskosten rechtfertigt.

Im folgenden soll eine Neukonstruktion beschrieben werden, die erlaubt, das Theodolithmikroskop nicht nur als solches, sondern auch als gewöhnliches Polarisationsmikroskop, als Achsenwinkelmessapparat, als Refraktometer und als Theodolithgoniometer zu verwenden.

---

[1]) Lit. 5 (vergl. auch die ausführlichen Literaturangaben in Lit. 12).
[2]) Lit. 12.
[3]) Lit. 4.
[4]) Lit. 4, S. 13 und Lit. 12, S. 103.

1. Allgemeines.

Wie aus Fig. 1[1]) hervorgeht, gleicht das Stativ des neuen Instrumentes sehr dem Leisschen Universaltheodolithmikroskop, unterscheidet sich aber davon durch folgende Abänderungen:

Die beiden Hauptteilkreise (M = horizontal, J = vertikal) sind beim neuen Instrument wesentlich grösser als beim alten und erlauben eine Ablesungsgenauigkeit von 1'.

Der Teilkreis M ist ringförmig ausgebildet zum Einsetzen verschiedener Hilfstische, die nach lösen von drei Schraubenmuttern leicht gegeneinander ausgewechselt werden können. Die Ebene des Kreises M liegt 3 cm tiefer als die Drehachse J, wodurch für die Attribute Raum geschaffen wird.

Diese exzentrische Lage des Teilkreises M hat natürlich keinen Einfluss auf die Lage der Drehachse M, die auch hier die Verlängerung der Achse J in der optischen Achse des Mikroskops schneidet.

Der Objektivzentrierkopf mit dem Objektivzangenwechsler ist am Tubus durch einen Bajonnettverschluss befestigt und kann leicht gegen einen besonderen Kollimatoransatz ausgewechselt werden.

Die Bewegung des Tubus erfolgt durch Zahn und Trieb, die Feineinstellung durch eine sehr genaue Mikrometerschraube. Die für biologische Mikroskope allgemein üblichen horizontalen Mikrometerschrauben mit Schneckengewinden oder Exzentern haben sich bei Polarisationsmikroskopen wegen mangelhafter Genauigkeit nicht bewährt. Wir haben daher vorgezogen, wieder auf das altbewährte vertikale Schraubenmodell zurückzugreifen, das bei guter Konstruktion Ablesungsgenauigkeiten von 0,001 mm leicht zulässt. Bei älteren Mikroskopen verlief die Spindel in dem Hauptträger des Stativs und war daher bei unvorsichtigem Hochheben des Instrumentes leicht Beschädigungen ausgesetzt. Dieser Nachteil der vertikalen Mikrometerschrauben war einer der Hauptgründe zur Einführung der horizontalen Mikrometerschnecken, er ist bei dem vorliegenden Instrumente durch die Einschaltung eines schlittenförmigen Zwischenstückes vermieden worden, wodurch der Träger des Mikroskop von der Mikrometerschraube, ihrer Lagerung und Federung gänzlich unabhängig wird.

[1]) Die Abbildungen sind Reproduktionen der vom Verfasser an der Versammlung der Schweiz. Geolog. Ges. in Zermatt (September 1923) vorgelegten Skizzen. Die eigentlichen Konstruktionszeichnungen befinden sich in der Fabrik von C. Leiss, wo das Instrument zurzeit hergestellt wird; sie sind dem Verfasser augenblicklich nicht zugänglich.

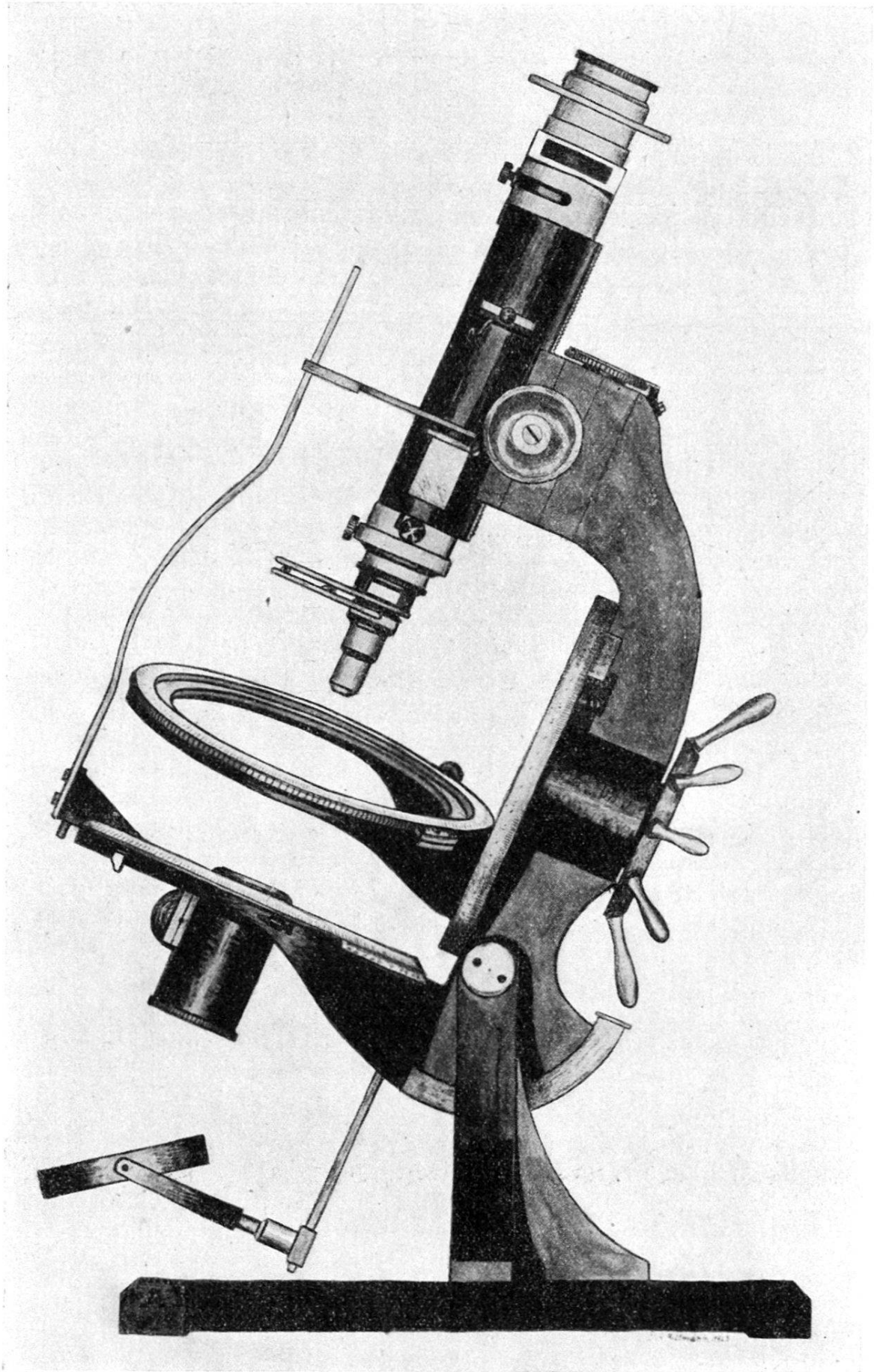


Fig. 1. Neues Theodolithgoniometer-Stativ.

Die BERTRANDsche Linse ist nicht in vertikaler Richtung verschiebbar, sondern nur zu einem bestimmten Okulare passend eingerichtet. Dadurch zeigen die Achsenbilder im konvergent polarisierten Licht eine stets gleichbleibende Vergrösserung und lassen sich mit Okularmikrometern genau auswerten.

Der Polarisator besteht aus einem grossen Nicol, der durch Zahn und Trieb vertikal soweit verschoben werden kann, dass der aufsteckbare grosse, zweiteilige Beleuchtungsapparat mit seiner Frontlinse bis in die Ebene des Teilkreises *M* gehoben wird. Eine Irisblende erlaubt die Regulierung der Lichtintensität.

Die Fassung des Polarisators ist auf dem abgeschrägten Rande mit einer genauen Kreiseinteilung versehen, sie dreht sich mit Hilfe der Führungsstange gleichzeitig mit dem in jeder Lage zwischen 0° und 90° aus- und einschaltbaren Analysator.

2. *Verwendung als Polarisationsmikroskop.*

Der ABBEsche Beleuchtungsapparat wird auf den Polarisator aufgesetzt, in den ringförmigen Teilkreis *M* ein einfacher Kreuzschlittentisch eingesetzt und die *J*-Achse in der Nullage arretiert. Damit ist das Instrument als gewöhnliches Polarisationsmikroskop gebrauchsfertig. Es entspricht dem WRIGHTschen Modell[1]) mit drehbaren Nicols und trägt wie dieses einen besonderen drehbaren Okularkopf mit Schlitz zum Einschieben von Kompensatoren und Mikrometern mit aufsetzbarem Hilfsanalysator. Der grosse Beleuchtungsapparat ist ohne Umschaltung für paralleles und konvergentes Licht zu gebrauchen. Die optische Ausrüstung ist die für Polarisationsmikroskope übliche, zur Benützung der WRIGHTschen Okularschlitten[2]) bedient man sich eines Ramsden'schen Okulars. Eine homogene Ölimmersion erlaubt mit Hilfe der genauen Mikrometerschraube (0,001 mm) gute Dickenmessungen nach der Methode des Herzogs DE CHAULNES[3]). Da der Schlitz zur Einführung des $\frac{1}{4}\ \lambda$ Glimmerblättchens, des Gipsblättchens Rot I, usw. von rechts nach links gerichtet ist, so müssen die Nicols in die 45°-Stellung gebracht werden, um diese Kompensatoren verwenden zu können. Ein umklappbarer An-

[1]) Lit. 16.
[2]) Lit. 15.
[3]) Lit. 3, S. 202.

schlag bei 45° erlaubt ein rasches Drehen der Nicols, ohne die Notwendigkeit einer Ablesung am unteren Nicolteilkreis.

Die grosse Stabilität des Instrumentes und der weite Tubus begünstigen die Verwendung von Mikrophotographenapparat und Zeichenapparat. In dieser Fassung steht das Instrument dem grossen WRIGHTschen Mikroskop in nichts nach.

3. Verwendung als Theodolithmikroskop.

Der ABBEsche Beleuchtungsapparat wird entfernt und der Kreuzschlittentisch gegen einen besonderen Theodolithtisch (Fig. 2) ausgetauscht.

Dieser Theodolithtisch entspricht dem mittleren, die Achsen *N* und *H* umfassenden Teil des FEDOROFFschen Tisches[1]).

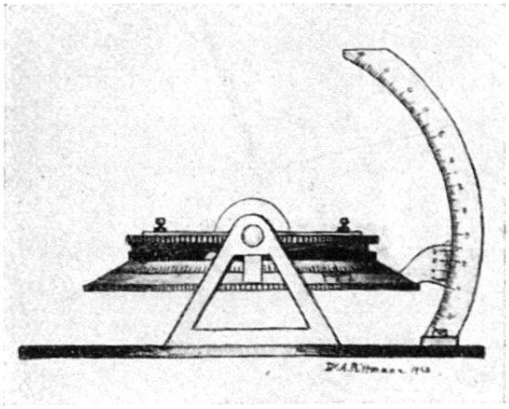


Fig. 2. Theodolithtischeinsatz mit Achsen N und H.

Die Achse *H* ist in 3 cm hohen Lagern befestigt, so dass sie in die Höhe der verlängerten *J*-Achse zu liegen kommt. Es schneiden sich also die vier Achsen *J*, *M*, *H* und *N* in einem Punkte, wie es die FEDOROFFsche Methode erfordert. Der Objekttisch kann durch ein flaches Gewinde etwas höher oder tiefer gestellt werden, um die Dicke des Objektträgers zu kompensieren. Zum Unterschied von den früheren Modellen ist an diesem Tisch der Nonius des Teilkreises *N* fest, und der Teilkreis selbst beweglich, wodurch das lästige Suchen des Ablesungsortes vermieden wird; ausserdem ist der Rand des Tisches abgeschrägt, um die Ablesung zu erleichtern. Der WRIGHTsche Bogen, der die Neigungen um *H* abzulesen gestattet, ist nicht umklappbar und nur auf der einen Seite vorhanden, um Irrtümer in dem Vorzeichen zu vermeiden. Da

[1]) Lit. 12, S. 98 und Lit. 4, S. 8.

die beiden Drehungen um N und H methodisch gleichwertig sind, sollen auch die Ablesungsgenauigkeiten auf den beiden dieselben sein. Am Rande des Tisches befindet sich daher ein Nonius, der auf dem WRIGHTschen Bogen gleitet und die Genauigkeit von H auf 5' erhöht und so derjenigen von N gleich macht. Auf der Rückseite dieses Nonius befindet sich eine kleine Feder, die ein Zurückgleiten des Tisches verhindert und eine Stellschraube, die eine völlige Arretierung desselben in jeder Lage gestattet. Dies dürfte dann von Nutzen sein, wenn man auf einem bestimmten Pol Messungen von Gangunterschieden oder Auslösungsschiefen auszuführen hat.

Die Glashalbkugeln haben einen Radius von 1 cm und bestehen aus starkbrechendem Glas ($n_D = 1{,}7$), das die Neigungsmöglichkeit der Lichtstrahlen innerhalb des zu untersuchenden Minerals erhöht, wie man sich leicht an Hand der Diagramme zur Korrektur der Neigungswinkel überzeugen kann. Als Immersionsflüssigkeit empfiehlt sich Monobromnaphthalin. Die untere Glaskugelkalotte ist fest im Tisch eingebaut und so berechnet, dass die Präparate in der natürlichen Lage mit dem Deckglase nach oben befestigt werden können. Durch diese Anordnung ist es möglich, die Dicke eines Dünnschliffes mit einem Immersionssystem und der Mikrometerschraube zu messen und ohne Umkehrung oder Verschiebung des Präparates nach Aufsetzen der oberen Halbkugel, die FEDOROFFsche Messung vorzunehmen.

Bisher konnte man die Theodolithmethode nur bei verhältnismässig grossen Mineralschnitten anwenden, da wegen der oberen Glaskugel nur schwache Vergrösserungen mit genügend grossem Objektabstand der Objektive gebraucht werden konnten. Wir schlagen daher vor, für die Theodolithmethode eigens konstruierte Objektive zu verwenden, die sich von den gewöhnlichen starken Objektiven durch ein besonderes vorgeschaltetes Hilfslinsensystem unterscheiden. Dieses entwirft bei einem Objektabstand von etwa 12 mm ein Bild kurz vor der Frontlinse des eigentlichen Vergrösserungssystems. Die Einstellung muss durch leichte Verschiebung des Hilfssystems vermittelst eines Gewindes innerhalb des Objektivs selbst erfolgen. Durch diese Objektive wird es möglich sein, selbst Mikrolithe nach der Theodolithmethode zu untersuchen, solange sie wenigstens nicht so klein sind, dass sie sich beim Neigen des Tisches gegenseitig überlagern.

Da es sich bei der FEDOROFFschen Methode darum handelt, die Stellung maximaler Dunkelheit zu bestimmen, so wäre die Verwendung stauroskopischer Okulare angezeigt. Diese

Okulare eignen sich jedoch nicht dazu, da das Gesichtsfeld durch sie meist nur in zwei oder vier Felder geteilt wird, auf deren Grenzen die Beobachtung ausgeführt werden muss. Seitliche Verschiebungen des Dünnschliffes sind aber während der Dauer einer Messung unmöglich, so dass es nicht möglich ist, die verschiedenen Stellen des Minerals (z. B. bei Zwillingsstöcken von Plagioklasen oder bei verschiedenen Zonen in einem Mineral), die untersucht werden sollen mit den Trennungsstrichen der stauroskopischen Felder in Koinzidenz zu bringen. Es dürfte daher angezeigt sein, einen eigens zu diesem Zwecke konstruierten Schlitteneinsatz für das WRIGHTsche Okular[1]) zu verwenden, der das Gesichtsfeld in schmale, parallele Streifen zerlegt, die bei völliger Dunkelstellung des Präparates Gleichfärbung aufweisen. Dazu liessen sich Gipsblättchen der teinte sensible, wie im BRAVAISschen Stauroskop[2]) für weisses Licht oder Calcitblättchen, wie im CALDERONschen Stauroskop[3]) für monochromatisches Licht verwenden. Diese schmalen Streifen erfüllen praktisch die Forderung, dass in unmittelbarer Nähe jeder Stelle des Gesichtsfeldes eine Grenzlinie zweier konjugierter Blättchen verläuft, deren Färbungen resp. Intensitäten bei völliger Auslöschung dieser Stelle des Präparates gleich sein müssen.

4. Verwendung als Achsenwinkelmessapparat.

Zur Messung des optischen Achsenwinkels benützt man dieselbe Apparatur wie für die Theodolithmethode, nur wird dem Polarisator der untere Teil des Beleuchtungsapparates aufgesetzt und die BERTRANDlinse in den Tubus eingeschaltet. Bei der Verwendung eines mittelstarken Objektivs sind die Isogyren sehr scharf und deutlich sichtbar. Man orientiert die senkrecht zur Bissektrix geschnittene Kristallplatte durch Drehung um M so, dass die Ebene der optischen Achsen mit der Ebene des Vertikalkreises J parallel verläuft und bringt dann bei 45°-Stellung der Nicols, durch Drehung von J die Scheitelpunkte der Isogyren nacheinander in das Fadenkreuz des Okulars. Der Winkel $2H$ wird direkt auf J mit 1' Genauigkeit abgelesen und nach der bekannte Formel in $2V$ umgerechnet.

Schnitte schief zur Bissektrix werden durch Drehen der Achse N und H vorerst zentriert und dann wie oben aus-

[1]) Lit. 15.
[2]) Lit. 3, S. 234 resp. Lit. 1.
[3]) Lit. 3, S. 167 und 235 resp. Lit. 2.

geführt gemessen. Bei der Berechnung muss aber der schiefen Lage der Platte Rechnung getragen werden[1]).

5. Verwendung als Refraktometer.

Ein besonderer Tischaufsatz (Fig. 3), der in den Ring *M* eingesetzt wird, trägt eine Glashalbkugel aus sehr stark lichtbrechendem Glase. Die Methode ist dieselbe wie für die Refraktometer von KLEIN[2]) oder von PEARCE[3]), nur dass hier das Fernrohr (Tubus) feststeht und die Halbkugel mit dem

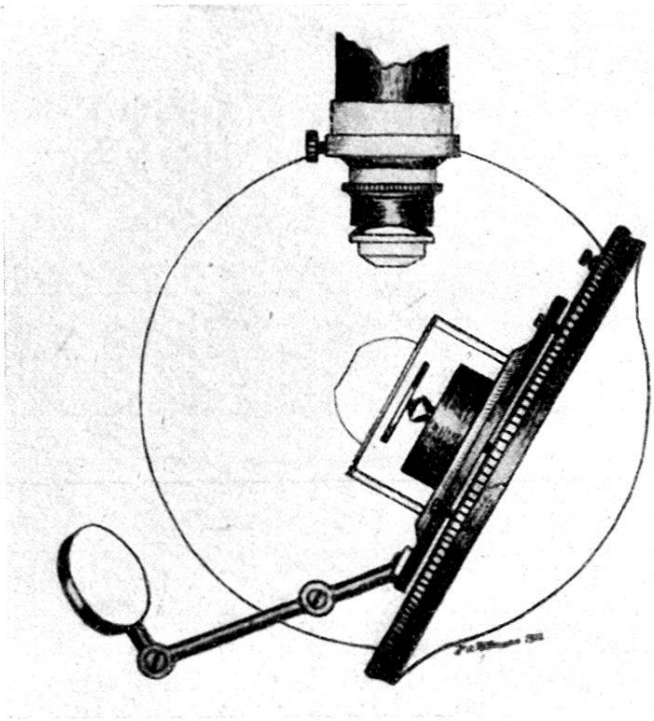


Fig. 3. Refraktometereinsatz mit stark lichtbrechender Halbkugel.

Präparat gedreht wird, was natürlich keine Änderung der Methode bedingt.

Die Glashalbkugel ist mit ihrer Basis nach unten gerichtet und trägt an ihrem oberen Ende eine kleine angeschliffene Ebene, so dass sie bei horizontaler Lage eine direkte mikroskopische Beobachtung des zu untersuchenden Dünnschliffes zulässt, wobei sie nur als planparallele Platte wirkt. Das Präparat wird durch eine federnde, mit Kugelgelenk versehene Platte leicht gegen die untere Fläche der Halbkugel gepresst,

[1]) Lit. 8.
[2]) Lit. 9.
[3]) Lit. 13.

wobei zwischen Mineral und Glas eine stark lichtbrechende Flüssigkeit als homogene Zwischenschicht dient. Der die Halbkugel tragende mittlere Teil des Tisches ist um die Halbkugelachse drehbar und mit einem in ganze Grade eingeteilten Messkreise versehen. Seine Höhe ist so berechnet, dass das Zentrum der Halbkugel genau in die Verlängerung der *J*-Achse fällt. Der äussere Teil des Tisches trägt die Stellschrauben zur genauen Justierung der Halbkugel und den Beleuchtungsspiegel. Der Tubus des Mikroskops wird mit einem schwachen Objektiv versehen und kann durch Ein- und Ausschalten der Bertrandlinse als Fernrohr oder als Mikroskop verwendet werden. Die Messung des Winkels der Totalreflexion erfolgt durch Neigen des Tisches um die Drehachse *J*, wobei das Okularfadenkreuz zweckmässig in die 45°-Stellung zu bringen ist.

6. Verwendung als Theodolithgoniometer.

Das Theodolithmikroskop enthält in den beiden zueinander senkrechten Teilkreisen *M* und *J* schon die wichtigsten Teile des Theodolithgoniometers; es handelt sich nur noch darum, das Mikroskop zum Fernrohr umzugestalten und einen Kollimator und eine Justiervorrichtung für Kristalle anzubringen. Zu diesem Zwecke wird in den Ring *M* ein trichterförmig vertiefter Tisch (Fig. 4) eingesetzt, der an seinem unteren

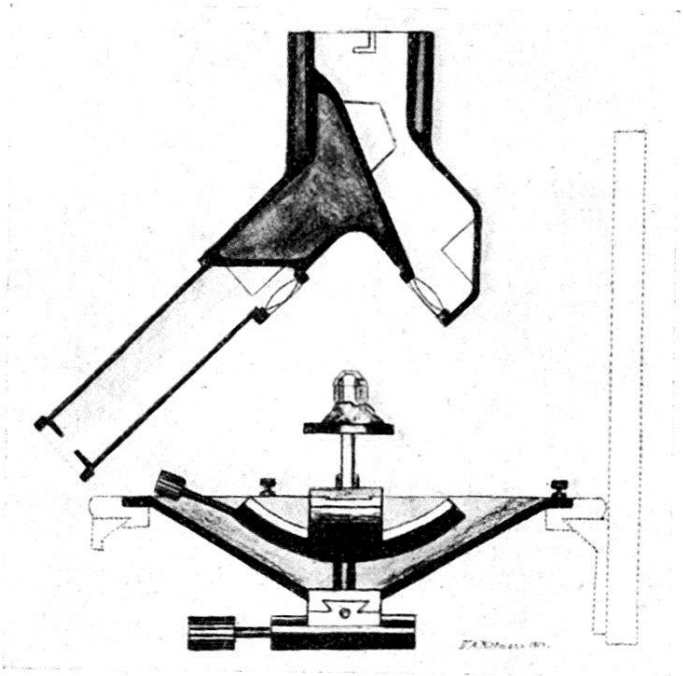


Fig. 4. Justiertisch und Kollimator-Fernrohransatz für Theodolith-Goniometrie.

Ende ein Kreuzschlittenpaar und in seinem Innern ein Neigeschlittenpaar trägt, welche die Justierung des verstellbaren Kristallträgers ermöglichen. Auch hier ist darauf zu achten, dass der Kristall in die Höhe der verlängerten J-Achse gebracht werden muss.

Ein besonderer Tubusansatz ist dazu bestimmt, den Kollimator und das Fernrohr zu bilden. Wie wir schon oben bemerkt haben, kann der Objektivzentrierkopf mit Hilfe eines Bajonnettverschlusses vom Tubus entfernt werden. An dessen Stelle tritt nun ein Prismensystem, dessen Strahlengang (Kollimator-Kristall-Fernrohr) in derjenigen Ebene liegt, die durch die J-Achse und die optische Achse des Tubus bestimmt ist. Der von der Lichtquelle (Mikroskoplampe) herkommende Lichtstrahl beleuchtet das GOLDSCHMIDTsche Signal[1]) des Kollimators, wird durch ein Prisma um 90° reflektiert und trifft nach Durchgang durch das Kollimatorobjektiv auf die Kristallfläche in einem Neigungswinkel von 45°. Dann wird er von dem Fernrohrobjektiv aufgefangen und durch zwei total reflektierende Prismen von 90° und 135° in die optische Achse des Tubus gelenkt. Dieser letztere kann wiederum durch Ein- und Ausschalten einer Linse als schwach vergrösserndes Mikroskop oder als Fernrohr verwendet werden. Bei den Theodolithgoniometern nach GOLDSCHMIDT[1]), FEDOROFF[2]) CZAPSKI[3]) u. a. ist das System Kollimator-Fernrohr drehbar, wodurch meist eine unliebsame Sucherei der Lichtquelle hervorgerufen wird. Dieser Nachteil fällt in der von uns vorgeschlagenen Konstruktion weg, da beide Bewegungen um Horizontal- und Vertikalteilkreis nur auf den Kristall wirken und vollständig unabhängig vom optischen System sind. Die Ablesungen der Positionswinkel φ und ϱ erfolgen auf den Teilkreisen M und J mit einer Genauigkeit von 1'. Der Teilkreis J dürfte wohl am besten allen Anforderungen genügen, wenn man auf die bisher übliche Einteilung desselben von 0° bis 360° verzichtet, und statt dessen eine symmetrische Einteilung anbringt, die beidseitig 90° umfasst und direkt die Werte für ϱ abzulesen gestattet. Irgendwelche Erschwerungen für die übrigen Methoden, die sich dieses Teilkreises als ablesungskreis bedienen dürften daraus nicht entstehen.

---

[1]) Lit. 6 und 7.
[2]) Lit. 5.
[3]) Lit. 10.

7. *Übersicht über die Apparatur.*

Die gesamte Apparatur umfasst also folgende Teile:

Grosses Theodolithmikroskop mit ringförmigem Horizontalkreis zur Aufnahme besonderer Attribute:

Kreuzschlittentischeinsatz,

Theodolithtischeinsatz,

Refraktometereinsatz mit stark lichtbrechender Halbkugel,

Justiereinsatz für Kristalle.

Ferner als optische Ausrüstung:

Einen Satz gewöhnlicher Mikroskopobjektive inklusive homogener Ölimmersion,

Einige Huyghensche Okulare,

Ein Ramsdensches Okular.

Zweiteiligen Abbeschen Beleuchtungsapparat,

Fedoroffsche Halbkugeln ($n = 1{,}7$) (Radius 1 cm),

Zwei stark vergrössernde Spezialobjektive mit grossem Objektabstand für die Theodolithmethode,

Kollimatoransatz für Goniometrie,

Hilfsanalysator zum Wrightschen Okularkopf,

Wrightsche Okularschlitten mit Quarzkompensationskeil, Lamellenkompensator zur Fedoroffschen Methode und Mikrometer,

Gewöhnliche $\frac{1}{4}\,\lambda$ Blättchen und Teinte sensible.

Wertvolle Dienste leistet auch ein Wellenlängen-Monochromator für den sichtbaren Teil des Spektrums, wie er von C. Leiss[1]) (Berlin-Steglitz) in verschiedenen Modellen gebaut wird, bei Achsenwinkelmessungen, Bestimmungen der Brechungsindices und auch bei der Fedoroffschen Methode bei stark dispergierenden monoklinen und triklinen Mineralien. Empfehlenswert ist ein besonderer Tisch mit vertieftem mittleren Teil zur Aufnahme des Instrumentes und der Mikroskopierlampe mit leichter Einschaltungsmöglichkeit für den Monochromator. Er enthält besondere Fächer für die diversen Attribute, Photo- und Zeichenapparate und Material sowie einen aufsetzbaren Kasten zum staubdichten Verschliessen des Instrumentes, ohne dass man genötigt ist, es aus seiner normalen Arbeitslage zu verrücken.

Es ist zu hoffen, dass die Vielseitigkeit dieses Instrumentes zur weiteren Verbreitung der Theodolithmethode beiträgt, besonders da es keinem der Spezialinstrumente, deren Funktionen es in sich vereinigt, an Genauigkeit oder Handlichkeit nachsteht.

---

[1]) Lit. 11.

Angeführte Literatur.

1. BRAVAIS: Oculaire pour la détermination des extinctions. Compte-rendu de l'Académie des sciences. Paris 32. 112.
2. CALDERON: Stauroskopisches Okular. Zeitschr. f. Kryst. 1878. II. S. 70.
3. L. DUPARC et F. PEARCE: Traité de technique minéralogique et pétrographique. Ier vol. Leipzig, Veit & Cie., éditeurs, 1907.
4. L. DUPARC et M. REINHARD: Les méthodes de Fédorof et leur application à la détermination des plagioclases. Bulletin Suisse de Minér. et Pétrogr. Tome. III. fasc. 1/2.
5. E. v. FEDOROFF: Die Universalmethode in Mineralogie und Petrographie. Zeitschr. für Krist. 1893/94. XXI—XXII.
6. V. GOLDSCHMIDT: Goniometer mit zwei Kreisen. Zeitschr. f. Krist. 1893. XXI. 3.
7. V. GOLDSCHMIDT: Das zweikreisige Goniometer und seine Justierung. Zeitschr. f. Krist. 1898. XXXIX. 4.
8. KIRCHHOFF: Messung des Winkels der opt. Achsen, etc. Pogg. Ann. 1859, 108. 571/573, vgl. Lit. 1. S. 350.
9. C. KLEIN: Totalrefraktometer mit Fernrohrmikroskop. Sitz. Ber. d. k. preuss. Akad. d. Wissensch. z. Berlin. 1902.
10. C. LEISS: Theodolithgoniometer nach Czapski. Groths Zeitschr. f. Krist. 1899. XXXI.
11. C. LEISS: Über Wellenlängenmonochromatoren. Zeitschr. f. Instrumentenkunde 31. 1921, S. 243 ff.
12. W. W. NIKITIN: La méthode universelle de Fédorof. Traduction française par L. Duparc et Véra de Dervies. Genève, Atar éditeur. 1914.
13. F. PEARCE: Un nouveau réfractomètre à réflexion totale. Archive d. Sciences phys. et nat. Genève 1907.
14. R. SABOT: La technique de Fédorof, simplifications au cours du travail et des reports. Comptes-rendus de la Soc. de Physique de Genève. 1er juillet 1920.
15. F. E. WRIGHT: A new ocular for use with the petrographic microscope. American Journal of Science. Vol. XXIX. May 1910.
16. F. E. WRIGHT: Neuere Verbesserungen am petrographischen Mikroskop. Centralblatt für Mineralogie etc. Jahrg. 1911. S. 555 ff. und S. 581 ff.

9. — ED. GERBER (Bern): **Ueber die Zweiteilung der Meeresmolasse in der Umgebung von Bern.**

Das Studium der subjurassischen Molasse im Seeland und Bucheggberg[1]) hat ergeben, dass die Trennung der dortigen marinen Ablagerungen in *Burdigalien* und *Vindobon* möglich ist durch das Auftreten des leicht erkennbaren *obern Muschelsandsteins*. Dieser Grenzhorizont ist in typischer Ausbildung auch am *Bantiger* (nordöstlich von Bern) vorhanden, z. B. über dem *Katzenstieg* oberhalb Ferrenberg in ca. 860 m;

[1]) Liste der Seeländischen Molasse-Literatur in ARNOLD HEIM und AD. HARTMANN, Untersuchungen über die petrolführende Molasse der Schweiz. Beitr. z. Geologie d. Schweiz. Geotechn. Serie, VI. Liefg. p. 43. 1919.

dort tritt ein Muschelnagelfluhriff von mehr als 1 m Dicke auf 100 m Erstreckung mit 6° SE-Fallen aus dem bewaldeten Hang heraus. Darüber lagern 8—10 m dünnbankige Sandsteine, oft in widersinniger Neigung (Deltastruktur, diskordante Parallelstruktur), wie wir solches im Seeland zu sehen gewohnt sind. Die gleiche Litoralbildung treffen wir an den Nordhängen des Hügelzuges, der sich vom Bantiger nordöstlich gegen das Lindental erstreckt, z. B. nordwestlich unter dem *Bantigergipfel* in 900 m, südlich vom Gehöft „*Obere Rothenegg*" in 830 m, östlich *Hinter-Jucken* in 830 m und bei „*Mueshafen*" P. 839. Weiter erscheint der nämliche Horizont am *Lindentalberg* bei P. 802 (südl. Klosteralp), doch nicht mehr in der Fazies des Muschelsandsteins oder der Muschelnagelfluh, sondern als gewöhnliches Konglomerat. Infolge des allgemeinen südöstlichen Schichtfallens streicht diese 5—10 m dicke „*Grenznagelfluh*" nördlich vom Dorf *Lindental* an den Osthängen, südlich von der genannten Ortschaft dagegen an den Westhängen der Talrinne aus. Der Bantiger samt seinen Ausläufern besteht somit aus einem breiten Burdigaliensockel und aus einer ca. 6° SE-fallenden Vindobonkappe. Während im Burdigalien homogene Sandsteine vorherrschen und sandige Mergel nur ganz untergeordnet auftreten, begegnen wir im marinen Vindobon östlich des Lindentales neben gebankten Sandsteinen und dünnen Geröllagen vor allem bläulichen Mergelschichten. Erst 150—200 m *über* der Grenznagelfluh treten wieder mächtige Konglomeratschichten auf.

Leider fehlt die Fazies des Muschelsandsteins und der Muschelnagelfluh auch *südlich* von Bern. Doch sind „*muschelsandsteinähnliche*" Bildungen am *Gurten* nachweisbar: In 650 m schliesst der Weg neben der Drahtseilbahn widersinnigfallende Sandsteinschichten auf, die Gerölle, Steinkerne von Muscheln und Schwemmhölzer enthalten; am Äquivalent des obern Muschelsandsteins ist kaum zu zweifeln. Stratigraphisch zirka 200 m höher finden wir am Südabhang des Gurtens, im *Geisselerwald*, ein mächtiges Nagelfluhband, das sich auf einer Erstreckung von 650 m um 50 m nach SE senkt. In der Verlängerung nach NW scheint diese Nagelfluh in kompakten Sandstein überzugehen, der schliesslich den *Gurtenkulm* (P. 860) aufbaut. Unter dieser harten Sandstein-Nagelfluhzone hat ein neuer Holzabfuhrweg graublaue Vindobonmergel in einer Mächtigkeit von 60—70 m erschlossen. Die Hauptmasse des Gurtens ist demnach *vindobone* Molasse; nur unter dem Nordwestabhang gehören die untersten 100 m (Gurtenspiegel) dem *Burdigalien* an.

Am südwärts folgenden *Ulmizberg* können wir die kompakten Sandsteine des Burdigalien nur in den Trockentälchen von Schlatt, Lauelenacker, Platten und Sollrüti feststellen. Darüber liegt eine 180 m mächtige ausgesprochene Mergelbildung, die mit einem 5—8 m dicken *Nagelfluhband* abschliesst. Dieses entspricht in seiner südöstl. Neigung vollkommen dem erwähnten vom Geisselerwald am Gurten. In einem Radius von ca. ¾ km erscheint dieses Band an zahlreichen Stellen unter dem Gipfelpunkt des Ulmizberges. Da es für die stratigraphische Orientierung westlich der Aare bedeutsam ist, sei es kurz als *Ulmiznagelfluh* bezeichnet. Diese bildet an den waldigen West- und Osthängen des *Gummersloch* viele Felsabstürze; leider meldet das topographische Blatt Bern (319) nur die südlichste Stelle. An den Nordabhängen des Plateau Kühlewil-Englisberg verdeckt Diluvium jede Molasse; nur zwischen Kehrsatz und Belp tritt die Ulmiznagelfluh an einer einzigen Stelle zutage, nämlich beim Gehöfte *Falkenhaus* in 600 m.

Süd.ich vom Ulmizberg erhebt sich zwischen Kühlewil und Oberscherli die *Zingghöhe* (P. 911, 948). An deren Nordabhang steckt die Ulmiznagelfluh 8 m dick in einer waldigen Bachrunse beim Gehöfte *Witscheren* (840 m) und südöstlich *Krummenegg* (850 m); am Südabhang notieren wir sie 10 m mächtig unter *Sonnigrain* (840 m). Auch an diesem Hügelzug bilden ausschliesslich blaue Vindobonmergel das Liegende. Im Gebiet von *Engeloch* und *Hügi* (östl. von der Ruine Sternenberg) ist die Ulmiznagelfluh nicht aufgeschlossen. Die in 850 bis 900 m liegenden Bausandsteine scheinen denen am Ulmizberg und Gurten zu entsprechen, die dort auch das hangende der Nagelfluh bilden.

Das bisher ziemlich regelmässige SE-Fallen der Ulmiz-Nagelfluhplatte erleidet weiter nach S gegen das *Tschuggenhölzli* zu (P. 984) eine Störung: Nördlich dieser dominierenden Höhe erscheint die fragliche Nagelfluh zwischen Cote 830 und 840 in einer Bachrunse des *Guntershölzli*, westlich Hinterweid, scheinbar 100 m zu hoch. Diese unverständliche Lage findet ihre Erklärung in der Fortsetzung der Antiklinale, welche am Schwarzwasser in der Umgebung des Butnigenbades nachweisbar ist[1]).

Südlich vom Tschuggenhölzli konnte ich die Ulmiznagelfluh nicht mehr auffinden; hingegen erscheinen in der Um-

[1]) Ed. Gerber, Über die subalpine Molasse zwischen Aare und Sense. Verh. d. Schweiz. Nat. Ges. in Bern, 1922, p. 218.

gebung von *Tschuggen* in zirka 900 m wieder die hangenden, 20—30 m mächtigen Bausandsteine, während die liegenden Vindobonmergel, etwas fossilführend, überall in den Bächen westlich und südlich *Ratzenberg* aufgeschlossen sind. Damit sind wir bis zum fossilreichen *Imihubel* (972 m) angelangt, dessen 70 m mächtige Mergelserie den genannten Bausandsteinen aufsitzt und in ungefähr gleichen Abständen 4 härtere Bänke einschliesst.

Kurz noch einige Bemerkungen über den Grenzhorizont zwischen unterer Süsswassermolasse (Aquitan) und der tiefern Meeresmolasse (Burdigalien). Es ist der *untere Muschelsandstein*, früher am Frienisberg bei *Surenhorn* in 600 m ausgebeutet. Er scheint in der Umgebung von Bern durch Geröllagen ersetzt zu sein, nach den wenigen Entblössungen in dieser Grenzzone zu schliessen. Als solche Übergangsschichten vom buntmergeligen Aquitan in das dickbankig-sandige Burdigalien können an der Sense südlich *Thörishaus* die Konglomerate der *Hundsfluh* und des *Kohlholzes* und im Scherligraben die von zahlreichen Geröllschnüren durchzogenen harten Sandsteine unterhalb *Niederscherli* gelten.

Zusammenfassung: In der Umgebung von Bern treten typischer, oberer Muschelsandstein und echte obere Muschelnagelfluh nur am Bantiger auf. Im Lindental geht dieser leicht erkennbare Grenzhorizont in gewöhnliche Nagelfluh über. Darüber folgen, besonders südlich von Bern, 180—200 m blaue Vindobonmergel. Deren Hangendes ist die 5—10 m dicke Ulmiznagelfluh und eine 20—30 m mächtige Zone harter Bausandsteine. Erst darüber folgen die fossilreichen „Imischichten".

10. — H. Eugster (Speicher): **Der Ostrand des Unterengadinerfensters.**[1]) (Mit 6 Profilen, siehe S, 251).

Bei den Untersuchungen des Ostrandes des Unterengadinerfensters wurde vornehmlich der sogenannte obere Gneiszug ins Auge gefasst; jener Gneiszug, der auf der ganzen Länge des Fensterrahmens an der Basis der Engadiner Dolomite liegt. Er bildet scheinbar einen einheitlichen Zug und es wurde, da er im SW mit Silvrettakristallin in Verbindung steht, die Vermutung ausgesprochen, dass er ein unter die Campodecke eingewickelter Keil der Silvrettadecke darstellt. Dies trifft wohl zu für den südwestlichen Teil dieses Gneiszuges, der in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Nunakristallin, also mit dem Kristallin der Silvrettadecke steht. Schon im Val

[1]) Vorläufige Mitteilung, mit Bewilligung der geolog. Kommission in den Eclogae abgedruckt.

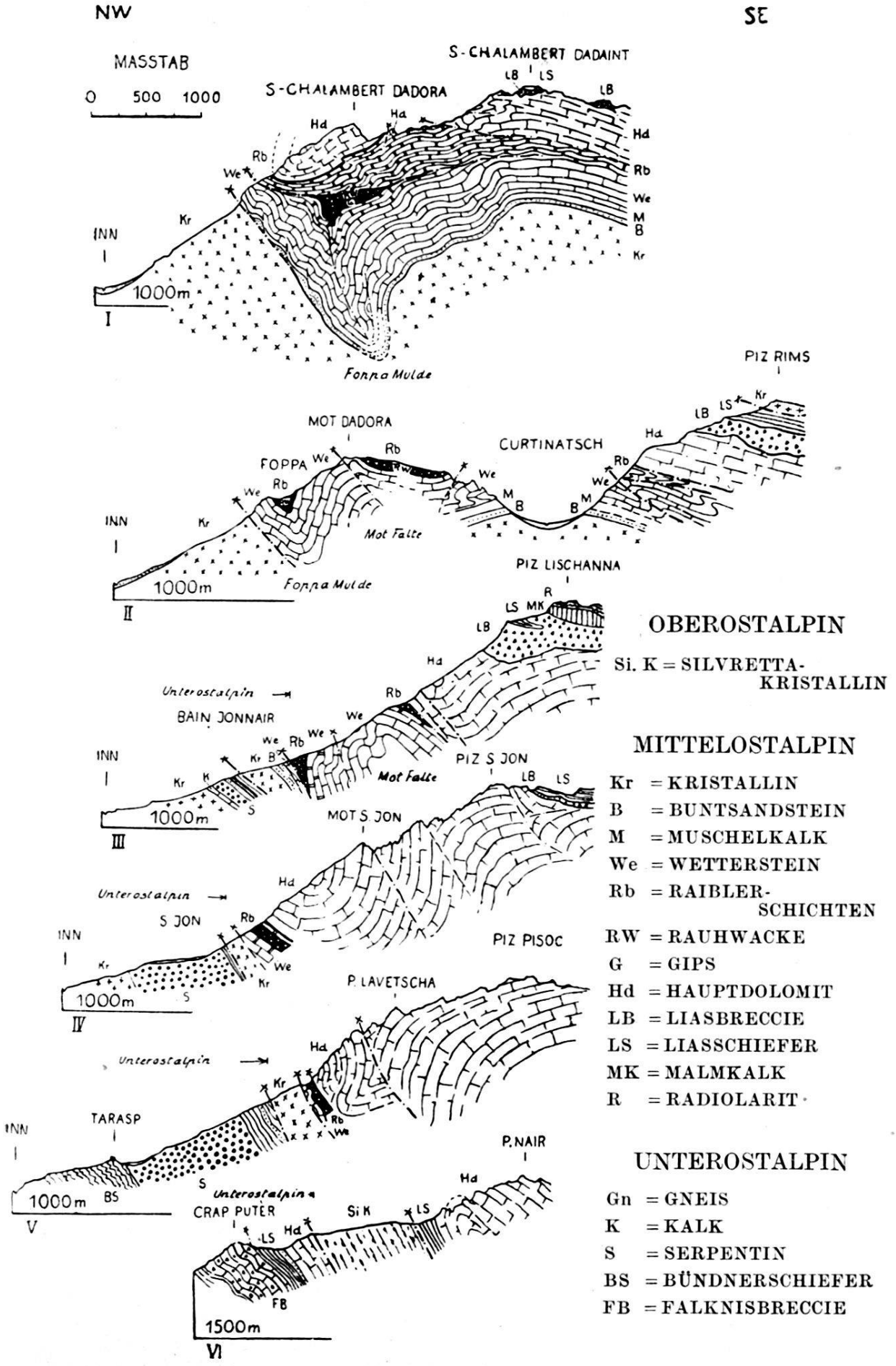
Plavna jedoch spitzt dieser als typisches Silvrettakristallin erkennbare pegmatitische Augengneis aus und weiter im NE setzt ein aplitischer Gneis ein, der meistens grün gefärbt ist und gabbroide Injektionen aufweist. Der zweite, nordöstliche Teil des Gneiszuges steht, wie die Aufschlüsse in der Uinaschlucht zeigen (siehe Profil I), in Verbindung mit dem Gneis, der im Val d'Uina ein kristallines Fenster bildet und die in normaler Schichtfolge aufliegende Trias des Piz S-chalambert trägt. Wir erkennen in ihm also die Basis der Engadiner Dolomite. Denselben Gneis finden wir auch im Val d'Assa in einem kleinen Fenster unter der Trias hervortreten. Dort ist ebenfalls die Schichtfolge der auflagernden Sedimente normal.

Wir haben somit im SW des Gneiszuges einen unter die Campodecke eingewickelten Keil, der der Silvrettadecke angehört. Sein nordöstlicher Teil wird dagegen vom N-Grat des Piz Pisoc an von einem andern Gneis gebildet, der zweifellos die Basis der Unterengadiner Dolomite bildet.

Das Auskeilen des Campokristallin im obern Gneiszug ist bedingt einesteils durch das Vordringen der Campodeckenstirn in der Gegend des P. Pisoc und südwestlich davon, andernteils durch das lokale NW-Streichen der untern Teile der Campodecke zwischen Val d'Uina und Val Lischanna.

Am Piz S-chalambert ist die Triasserie verhältnismässig ruhig gelagert, abgesehen von einigen Störungen in den Raiblerschichten und an deren Grenze gegen den Hauptdolomit. Die untere Trias liegt überall, wo der Rand des Uinafensters aufgeschlossen ist, vollständig ungestört auf dem Kristallin und bildet, der Aufwölbung des Fensters entsprechend, eine flache Antiklinale. An diese schliesst sich gegen das Unterengadiner Fenster hin, am Ausgange des Uinatales, eine tief in die Gneisunterlage eingesenkte Mulde, die Foppamulde an (siehe Profil I). Trotzdem in der Uinaschlucht einige Brüche dieselbe durchziehen, so hat sie doch noch eine vollständige und einfache Muldenform. Ihre südwestliche Fortsetzung aber wird mehr und mehr zusammengepresst und es bildet sich in ihrem S-Schenkel eine Doppelantiklinale, deren Hangendes schon auf Mot dadora NW-Streichen annimmt. Je weiter wir nach SW kommen, umso mehr wird die Foppamulde zusammengepresst und das NW-Streichen ergreift immer tiefere Teile der Mot-Antiklinale (Profile I—V). Der aufliegende Hauptdolomit des Piz Ajüz und Piz Lischanna löst sich von der tieferen Trias ab und die beiden Teile verhalten sich als selbständige tektonische Einheiten. Der Hauptdolomit, der die

QUERPROFILE DURCH DEN SE-RAND DES UNTERENGADINERFENSTERS



OBEROSTALPIN

Si. K = SILVRETTA-KRISTALLIN

MITTELOSTALPIN

Kr = KRISTALLIN
B = BUNTSANDSTEIN
M = MUSCHELKALK
We = WETTERSTEIN
Rb = RAIBLER-SCHICHTEN
RW = RAUHWACKE
G = GIPS
Hd = HAUPTDOLOMIT
LB = LIASBRECCIE
LS = LIASSCHIEFER
MK = MALMKALK
R = RADIOLARIT

UNTEROSTALPIN

Gn = GNEIS
K = KALK
S = SERPENTIN
BS = BÜNDNERSCHIEFER
FB = FALKNISBRECCIE

Stirn der Campodecke bildet, streicht weiterhin NE, im unteren Teil dagegen nimmt das NW-Streichen überhand, so dass nördlich des Piz Lischanna nur noch ein Teil der Foppamulde übrigbleibt (siehe Prof. III) und am NW-Fuss des Piz Pisoc finden wir nur noch Spuren von Wetterstein und Raibler Rauhwacken als Überreste der Mot Antiklinale. Ganz besonders auffallend ist das Umschwenken des NE-Streichens in NW-Richtung im Nebental des Val d'Uina, in Curtinatsch.

Wir sehen somit, dass hier ebenso wie an andern Orten, zwischen Zernez und Ofenberg, im Val Tisch und im Val Tuors, zwei verschieden gerichtete tektonische Kräfte gewirkt haben. Durch SE-NW-Schub entstanden NE-streichende Falten, die später durch einen SW-NE gerichteten Deckenschub, wahrscheinlich in der spät penninischen Phase, in die NW-SE-Richtung umgedreht wurden.

11. — L. Weber (Zürich): **Zwei neue Phenakit-Vorkommen in der Schweiz.**

Bisher galt Reckingen (Wallis) als einzige schweizerische Fundstätte von Phenakit. Die wenigen im Laufe von 30 Jahren gesammelten Kristalle — die letzten, fünf an der Zahl, hat der Strahler Jos. Walther in Selkingen gefunden — dürften sämtlich im Besitze ausländischer Museen sein.

Zu diesem aus der Literatur bekannten Fundort kommen nun zwei neue: Galenstock und Rhonegletscher. Den ersteren hat C. Michlig in Gluringen vor etwas mehr wie zehn Jahren entdeckt. Im ganzen wurden sechs, durch Chloriteinschlüsse dunkelgrün gefärbte Kristalle gefunden. Ein schönes und wissenschaftlich wertvolles Exemplar wird im Museum von alt Nationalrat Ed. Bally-Prior in Schönenwerd verwahrt. Zwei nach der Basis spiegelbildliche Individuen sind durcheinander gewachsen und bilden an den Enden sechs einspringende Winkel, welche durch ein eigentümliches Zusammentreten von $\{100\}$ des einen und $\{2\bar{1}1\}$ des andern Individuums entstehen.

Die vor kurzem erfolgte Entdeckung der Fundstelle am Rhonegletscher verdanken wir dem bereits genannten Selkinger Strahler. Paragenetisch zeigt sich dasselbe Verhalten wie in Reckingen; die Kristalle sind jedoch wie diejenigen vom Galenstock durch Einschlüsse grün gefärbt. An einem schönen Kristall aus dem Besitz von Ed. Bally-Prior beob-

achtete ich als Endbegrenzung {110} und eine Scheinform welche durch alternierende Ausbildung von $\{30\bar{1}\}$ und $\{20\bar{1}\}$ entstanden ist.

Näheres in der „Zeitschrift für Kristallographie".

12. — H. G. KUGLER (Siparia, Trinidad): **Das Eozänprofil von Soldado Rock bei Trinidad** (mit 3 Textfiguren).

Soldado Rock ist ein nur wenig hundert Quadratmeter einnehmendes Inselchen, das zwischen der SW-Spitze von Trinidad und der Mündung des Pedernales, eines Armes des Orinoko, gelegen ist.

Soldado Rock ist in der Literatur bekannt geworden durch CARLOTTA JOAQUINA MAURY, die zwei von dem amerikanischen

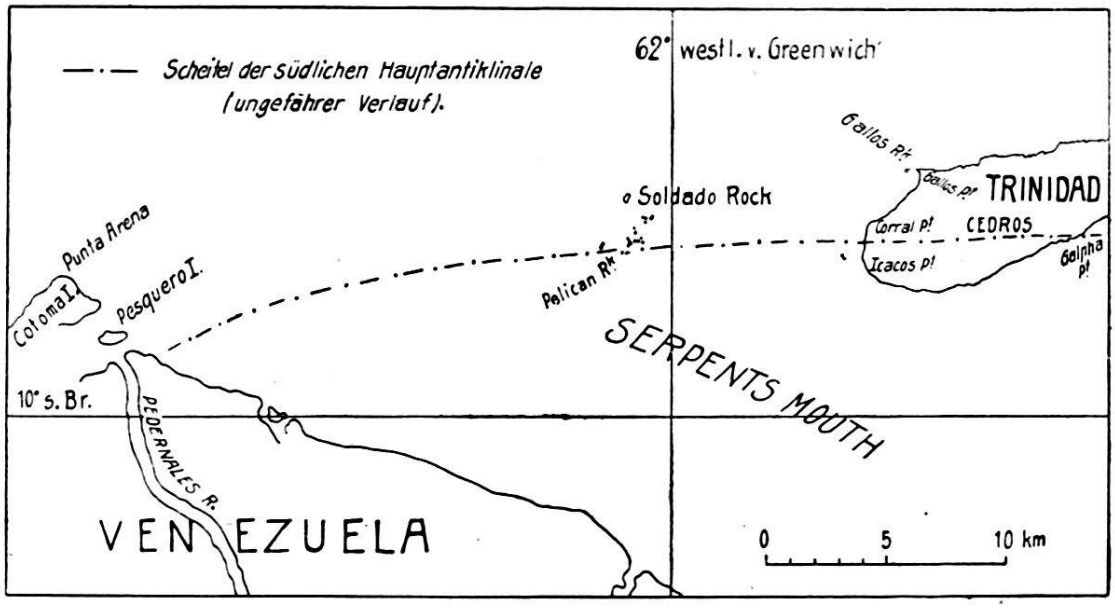


Fig. 1. Situation von Soldado Rock.

Geologen VEACH zusammengebrachte Molluskenfaunen beschrieben hat[1]), ferner durch BAGG, der einige, ebenfalls von VEACH gesammelte, Foraminiferen bestimmt hat[2]), und schliesslich durch H. DOUVILLÉ, dem wir einen Bericht über Foraminiferen verdanken, die ihm von F. ZYNDEL zugeschickt worden sind.[3])

Der Umstand, dass über die geologischen Verhältnisse des abgelegenen und schwer zugänglichen Inselchens von den ge-

[1]) CARLOTTA JOAQUINA MAURY, A contribution to the Paleontology of Trinidad. Journ. Acad. Nat. Sci. Phila., 2nd ser., vol. XV, p. 25—112. With 9 plates. Philadelphia 1912.

[2]) RUFUS MATHER BAGG, in Maurys Werk, p. 31.

[3]) HENRI DOUVILLÉ, Les Orbitoïdes de l'île de la Trinité. C.-r. séances Ac. Sciences, t. 164, p. 846 u. 847.

nannten Autoren nur sehr mangelhafte Angaben gemacht werden, mag es rechtfertigen, dass ich hier einige kurze Worte mitteile über eine leider nur flüchtige Untersuchung, die ich im Sommer 1922 in Begleitung einiger Fachgenossen ausgeführt habe.

Das einzige, was man bisher über die geologischen resp. stratigraphischen Verhältnisse von Soldado Rock wusste, sind folgende Notizen in MAURY's Werk (p. 28—30):

„...On Soldado Rock ... Mr. Veach found a succession of eight beds of which Nos. 2, 6 and 8 are fossiliferous.

The basal *Bed No. 2*, is an extremely hard, greyish to reddish limestone containing quantities of shells which have become an integral part of the rock, from which they have fortunately been brought into high relief by the erosive action of the waves, that constantly beat upon them.

Bed No. 6 contains myriads of foraminifera.

Bed No. 8 is an indurated rock noticeable from being stained deep red with haematite and greenish and purplish with other forms of iron."

Über die Beds 1, 3, 4, 5 und 7 wird von Maury gar nichts mitgeteilt. Eine graphische Darstellung des Profils sucht man vergebens.

Unter den in *Bed No. 2* gefundenen Fossilien, 13 Bivalven- und 31 Gastropodenspezies erkannte MAURY Venericardia planicosta Lam., Levifusus pagoda Heilprin, Latirus tortilis Whitfield, Turritella Mortoni Conrad; alles Formen, die in der Midwayformation von Alabama vorkommen. Dementsprechend wird Bed No. 2 von der Autorin zum Untereozän gerechnet.[1]) DOUVILLÉ stellt hingegen die Schichten mit Cardita densata (planicosta auct.), also Bed No. 2, ins Lutétien.[2])

Die in *Bed No. 6* vorkommenden Foraminiferen bestimmte BAGG[3]) als Orbitoides papyracea Banbée, Orbitoides aspera Gümbel und Orbitoides Mantelli Gümbel, Tinoporus vesicularis Carp. und Tinoporus baculatus Carp. Danach glaubte BAGG diese Schicht auch noch zum Untereozän rechnen zu müssen. Später erkannte DOUVILLÉ[4]) auf Grund des ZYNDEL-schen Materials, dass in Bed No. 6 Orthophragminen und Lepidocyclinen nebeneinander vorkommen und dass dieses demnach

---

[1]) MAURY, loc. cit., p. 29 u. 30.

[2]) DOUVILLÉ, loc. cit., p. 847.

[3]) BAGG, loc. cit., p. 31.

[4]) DOUVILLÉ, loc. cit., p. 846. Dieser Autor hat übrigens schon 1915 (C.-r. séances Ac. Sciences t. 161, p. 89, Fussnote) die Vermutung ausgesprochen, dass Baggs Tinoporus = Orthophragmina und Bed 6 jünger als Untereozän sei.

viel jünger ist als BAGG und MAURY angenommen haben. Er stellte Bed No. 6 ins Oligozän. Das war allerdings etwas weit gegangen. TOBLER hat gezeigt, dass das Zusammenvorkommen von Orthophragminen und Lepidocyclinen für Obereozän, speziell Priabonien (Jacksonstufe), charakteristisch ist.[1])

Die aus *Bed No. 8* stammenden Fossilien der Sammlung VEACH sind wiederum von MAURY bearbeitet worden. Die Autorin unterscheidet 10 Bivalven- und 17 Gastropodenspezies, worunter 4 resp. 12 neue Arten. Die Fauna zeige sehr nahe Beziehungen zur „Lignitic fauna" der Golfküste, und sei dementsprechend in den oberen Teil des Untereozän (Nanafaliaformation = Sparnacien) zu stellen. Nachdem wir jetzt wissen, dass schon Bed 6 obereozän ist, kann die Einreihung des stratigraphisch höher liegenden Bed 8 ins Untereozän noch viel weniger zu Recht bestehen. Es ist wohl oligozän.

Ich selbst habe nun auf Soldado Rock und den benachbarten Klippen folgende Beobachtungen gemacht:

Das etwas über 100 m lange und 60 m breite Inselchen erhebt sich schroff aus dem Meer. Durch eine grasbewachsene Einsattelung ist es in einen ca. 45 m hohen südlichen und einen 55 m hohen nördlichen Teil geschieden.

Von S nach N, d. h. vom Ältern zum Jüngern hin, kann man entsprechend der morphologischen Gliederung 3 Schichtkomplexe unterscheiden: einen unteren Kalksteinkomplex A, einen Sandstein-Mergelkomplex B und einen oberen Kalksteinkomplex C (s. Fig. 2). Das Streichen der Schichten ist WE bis WSW—ENE; sie fallen nordwärts mit 45°—60° ein.

Der *Untere Kalksteinkomplex A*, ca. 40 m mächtig, besteht in der Hauptsache aus hartem, bläulichem Gestein, in dem dickschalige Fossilien nester- und lagenweise eingeschlossen sind. Die Matrix der Nester und Lagen ist meist grobkristallin, wittert bräunlich an und ist meist durch reichen Glaukonitgehalt ausgezeichnet. Die oberste Bank ist erfüllt von Venericardia planicosta und zahlreichen anderen Molluskenschalen. Diese Bank, in Fig. 2 mit + bezeichnet, ist identisch mit Bed 2 von VEACH und MAURY. Die mir zur Verfügung stehende Zeit reichte leider nicht aus, um in den mittleren und tieferen Teilen des Kalkkomplexes nach Fossilien zu suchen. Es wären hier wohl irgendwo Nummulitiden zu erwarten, die über die stratigraphische Position des Komplexes Auskunft geben würden. Einstweilen bleibt die Frage offen, ob MAURYS Alters-

[1]) AUG. TOBLER, Die Jacksonstufe (Priabonien) in Venezuela und Trinidad. Eclogae geol. Helv., Bd. XVII, S. 342—346.

bestimmung (untereozän) oder diejenige Douvillés (mitteleozän, Lutétien) die richtige ist.

Der *Sandstein-Mergelkomplex B* setzt ein mit einem braunen, feinsandig-kristallinischen Mergelkalk (B 1), der vereinzelte kleine Nummuliten und Orthophragminen (O. varians Kaufm.) führt. Wir haben also Auversien vor uns.

Ist Maurys Ansicht, Bed 2 sei untereozän, richtig, dann klafft zwischen Kalkkomplex A und Sandstein-Mergelkomplex

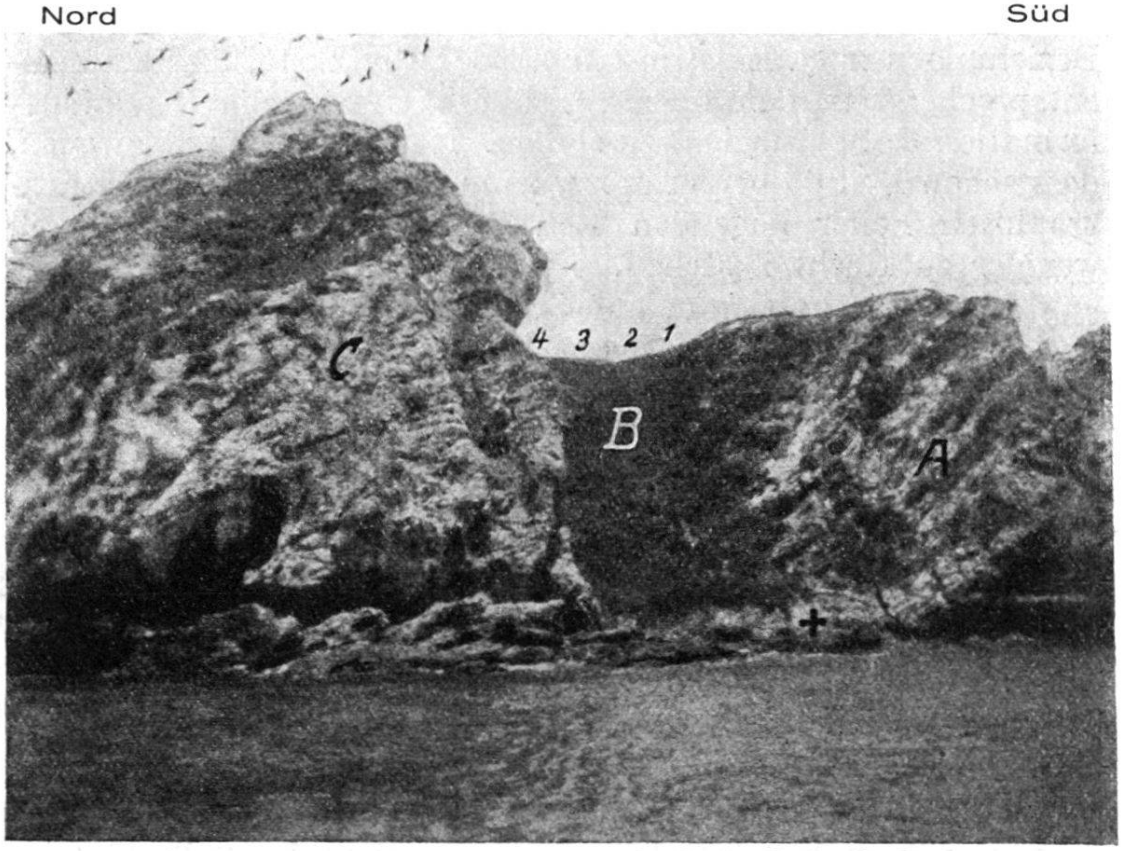


Fig. 2. Soldado Rock von W her gesehen.

C. Oberer Kalksteinkomplex (Oligozän).

B. Sandstein-Mergelkomplex. 1. Kalksandstein und Mergelkalk mit kleinen Nummuliten und Orthophragminen (Auversien); 2. Sandstein; 3. Sandstein und Schieferton wechsellagernd; 4. Mergel mit Orthophragminen und Lepidocyclinen (Priabonien = Jacksonstufe; Bed 6 von Veach-Maury).

A. Unterer Kalksteinkomplex (Mittel- oder Untereozän); bei + Bed 2 von Veach-Maury mit Cardita planicosta usw.).

B eine dem Lutétien entsprechende Lücke. Bestätigt sich hingegen die Meinung Douvillés, wonach Bed 2 Lutétien wäre, dann bilden Kalkkomplex A und Sandstein-Mergelkomplex B eine normale stratigraphische Aufeinanderfolge.

Mergelkalk B 1 scheint seitlich in Konglomerat und Brekzie überzugehen. Zum Teil sind aber Konglomerat und Brekzie

wohl jünger, denn einzelne Komponenten bestehen aus Mergelkalk, der dem anstehenden sehr ähnlich ist. Diese interessanten Verhältnisse müssen noch eingehend geprüft werden.

Mergelkalk, Conglomerat und Brekzie (B 1) werden überlagert von wohlgebanktem, blassrötlichem, feinkörnigem Sandstein (B 2), in dem einzelne grössere, bläulichgraue Quarzkörner eingesprengt sind. Unter der Lupe erkennt man häufig metallisch glänzende Körner, vermutlich Ilmenit.

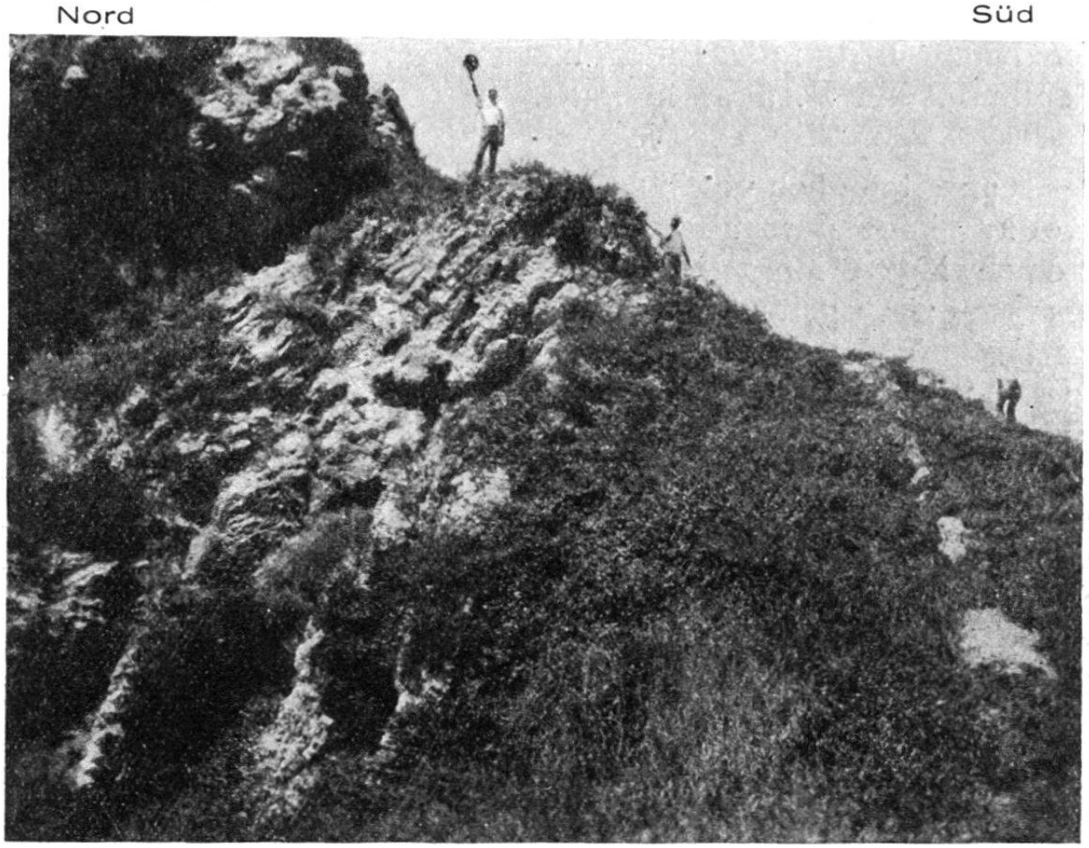


Fig. 3. Mergel mit Orthophragminen und Lepidocyclinen (Priabonien = Jacksonstufe) B 4 und tiefste Bänke von C (vgl. Fig. 2). Einfallen ca. 50° nach N.

Die nächst höheren Schichten werden gebildet von dünnbankigen, bunt anwitternden, feinkörnigen Sandsteinen, tonigen Sanden und Schiefertonen (B 3); diese gehen nach oben in sandfreie Mergel (B 4) über, die fast ganz mit Orbitoiden angefüllt sind. Besonders häufig ist Isolepidina pustulosa H. Douv., etwas seltener Asterodiscus asteriscus Guppy und Helicolepidina spiralis Tobler. Hin und wieder findet sich ein Seeigel, Oligopygus sp., Lithothamnien sind reichlich vorhanden. Die Fauna ist, wie schon angedeutet, charakteristisch für Priabonien (Jacksonstufe). Diese Orbitoidenmergel entsprechen Bed 6 von Veach und Maury.

Der *Obere Kalksteinkomplex C*, ca. 25 m mächtig, beginnt mit gelben und rötlichen, knauerigen und z. T. mergligen Kalken. Sie gehen nach oben in einen zuckerkörnigen, etwas dolomitischen Kalkstein über, der den höchsten Punkt von Soldado Rock trägt. In diesem oberen Kalksteinkomplex muss irgendwo das fossilführende Bed 8 von VEACH und MAURY liegen. Ich habe es leider nicht auffinden können. Die Lagerung des Kalkkomplexes C über den Priabonmergeln B 4 spricht dafür, dass jener ins Oligozän zu stellen ist. Hier wäre die Vergesellschaftung Isolepidina-Eulepidina (spec. Eulepidina formosa Schlumb. und E. dilatata Mich.) zu erwarten.

Unweit südlich von Soldado Rock erheben sich die Pelican Rocks einige Fuss über den Meeresspiegel. Sie bestehen aus crèmefarbigem Mergelkalkstein, der lithologisch mit dem als oberkretazisch geltenden „Argiline" von San Fernando an der mittleren W-Küste von Trinidad übereinstimmt.

Soldado Rock und die Pelican Rocks deuten offenbar die westliche Fortsetzung der sog. *Southern Anticline* an, deren N-Schenkel die S-Küste von Trinidad bildet, während der Scheitel meist im Meere draussen der S-Küste entlang verläuft. Der eozäne Soldado Rock, mit seinem nördlichen Einfallen, ist ein Stück des N-Schenkels; die kretazischen Pelican Rocks sind Zeugen der Scheitelregion. Solche Zeugen sind übrigens auch anderwärts der Beobachtung zugänglich: bei der Pedernalesmündung stechen, wie mir von amerikanischen Geologen mitgeteilt wurde, Kreidefelsen aus dem Alluvium des Orinokodeltas und bei Galfa Point an der S-Küste von Trinidad werden, wie mir Herr Dr. E. GANZ mitteilt, Brocken von mergligem Kalkstein angetroffen, die Didymotis Trinidadensis Sommermeier führen, also gleichfalls der Kreide angehören.

Aus der Kombination der Resultate MAURYS und DOUVILLÉS und meinen Beobachtungen ergeben sich folgende Feststellungen:

Die Pelican Rocks sind sehr wahrscheinlich oberkretazisch; die Kreide-Eozängrenze (und möglicherweise das ganze Untereozän) ist vom Meer bedeckt.

Der Kalkkomplex A ist nach Maury untereozän, nach Douvillé mitteleozän (Lutétien). Der oberste Teil schliesst die von MAURY beschriebene Fauna mit Cardita densata (planicosta auct.) ein.

Der untere Teil des Sandstein-Mergelkomplexes B entspricht dem Auversien, der obere dem Priabonien.

Der Kalkkomplex C ist wahrscheinlich oligozän.

13. — Jos. KOPP (Ebikon): **Bau und Abgrenzung der Simano- und Aduladecke im südöstlichen Misox.** (Mit 2 Textfiguren.)

Im letzten Sommer habe ich über den Verlauf der Grenze zwischen Simano- und Aduladecke im Calancatal und im rechtsseitigen Misox berichtet[1]), heute will ich versuchen, die Abgrenzung der beiden Decken im linksseitigen Misox und im anstossenden italienischen Gebiet festzulegen.

Vorerst ist zu bemerken, dass sich die bisher rein konstruktiv durchgeführte Abgrenzung zwischen Simano- und Aduladecke im Calancatal und im rechtsseitigen Misox im grossen und ganzen als richtig erwiesen hat. Herr cand. geol. E. KÜNDIG, der gegenwärtig dieses Gebiet kartiert, hat die Grenze auf dem Kamm Pizzo di Rentano-Mottano (siehe Blatt Grono [513] des Sigfriedatlasses) gefunden und von da nordwärts bis Sta. Domenica verfolgt. Die Abgrenzung konnte er hauptsächlich auf Grund lithologischer Unterschiede im Altkristallin vornehmen; mesozoische Sedimente, Marmore usw. wurden bis jetzt in dieser Gegend nicht gefunden. Südostwärts vom Pizzo di Rentano verläuft die Grenze gegen den Riale Polone hin, jedoch ist sie noch nicht bis auf den Talboden der Moësa verfolgt.

Im *linksseitigen Misox* habe ich die Grenze nordöstlich Norontola am Eingang in die Val Masenera (siehe Figur 2) wieder aufgefunden; sie wird hier durch Amphibolite und Paragneise markiert. Diese nur wenige Meter mächtige Gesteinsserie streicht nun genau der Val Masenera entlang zum Sasso di Castello-Westgrat. In ca. 1650 m Höhe, ob Alpe Borgen (s. Fig. 1), trifft man einen Streifen Serpentin. Nord-

[1]) J. KOPP. Zur Technik des Pizzo di Claro und der Wurzelzone im untern Misox. Eclogae geol Helv. Vol. XVIII, p. 555—562. — Die damaligen Ausführungen über die Parallelisierung der untern penninischen Decken, welche sich hauptsächlich auf die Untersuchungen von H. JENNY stützten, bedürfen heute einer wichtigen Berichtigung. Bei der Aufnahme des Pizzo di Molaregebietes, welche vergangenen Sommer von cand. geol. L. BOSSHARD durchgeführt wurde, hat sich nämlich herausgestellt, dass sich unter der Molaremulde die typischen Gesteine des *Maggialappens* vorfinden. Da dieselben östlich des Bleniotales im *Sojalappen* wieder auftreten, ergibt sich, dass der Maggialappen nicht mit der Aduladecke parallelisiert werden darf, sondern wie bisher als *Äquivalent der Lebedundecke* betrachtet werden muss. Damit fällt auch die hypothetische Verbindung von *Cima Lungadecke* und Maggialappen dahin.

östlich davon folgen in grosser Mächtigkeit die Adula-Orthogneise des Sasso die Castello-Gebietes; südwestlich treffen wir wieder auf die für den obern Teil der Simanodecke so typischen Biotitparagneise. Im Gegensatz zum Pizzo di Clarogebiet sind diese hier reichlich von Orthogneisgängen durchzogen. In der Val Cama stösst man auf die Grenze zwischen Simano- und Aduladecke kurz vor Promegno. Der Serpentin des Sasso di Castello-Grates hat sich hier mächtig verbreitert, dazu gesellen sich noch Chloritschiefer und über 1 m mächtige Linsen weissen Marmors. Randlich ist dieser offenbar mesozoische Gesteinskomplex begrenzt von braunen Paragneisen. Die ganze Serie misst hier über 100 m. Die braunen Paragneise finden sich wieder auf der W-Seite des Pizzo d'Ogino. Gegen die Bocchetta die Vazzola stellen sich dazwischen wieder Chloritschiefer und Marmore ein. Man trifft dort von N nach S gehend folgendes Profil:

Orthogneis (Aduladecke).

Brauner Paragneis	10,0 m
Hornblendefels	0,1 „
Marmor	1,0 „
Amphibolit	6,0 „
Chloritschiefer	60,0 „
Marmor	0,1 „
Paragneis	5,0 „

Orthogneis (Simanodecke).

Diese Gesteinsserie keilt gegen SE zu fast ganz aus, denn am E-Grat des Pizzo d'Agnone finden sich nur noch eine wenig Meter mächtige Partie Amphibolit vor. Auf der Alpe d'Agnone ist die Grenze zwischen Adula- und Simanodecke nicht aufgeschlossen, wohl aber wieder im Felsgrat vom Sasso della Paglia zur Bocchetta Val di Cama. Ungefähr 200 m westlich dieses Überganges steht dort im Paragneis Amphibolit an (ca. 4 m); dieser quert nun die Val del Dosso und streicht, mehr östlich verlaufend, bei Punkt 2140 in die Val di Darengo hinein. Weiter nach E habe ich die Grenze nicht verfolgt; sie dürfte über das N-Ende des Lago di Merzola hinüberstreichen, um östlich Novate vom Bergeller Granit abgeschnitten zu werden.

Das nördlich dieses Amphibolit- und Marmorzuges bis zum Passo della Forcola[1]) liegende Gebiet gehört zur *Aduladecke*. Es erscheint auf den ersten Blick infolge des fast durchweg vorherrschenden N-E-Fallens der Schichten tektonisch recht einförmig. Versuchen wir dasselbe etwas näher zu gliedern.

[1]) Passo della Forcola liegt unweit nördlich des in Fig. 2 dargestellten Gebietes.

NNE

Fig.1 Sammelprofil des Schweizerisch-italienischen Grenzkammes zwischen Passo d'Arsa und Bocchetta di Paina.

SSW

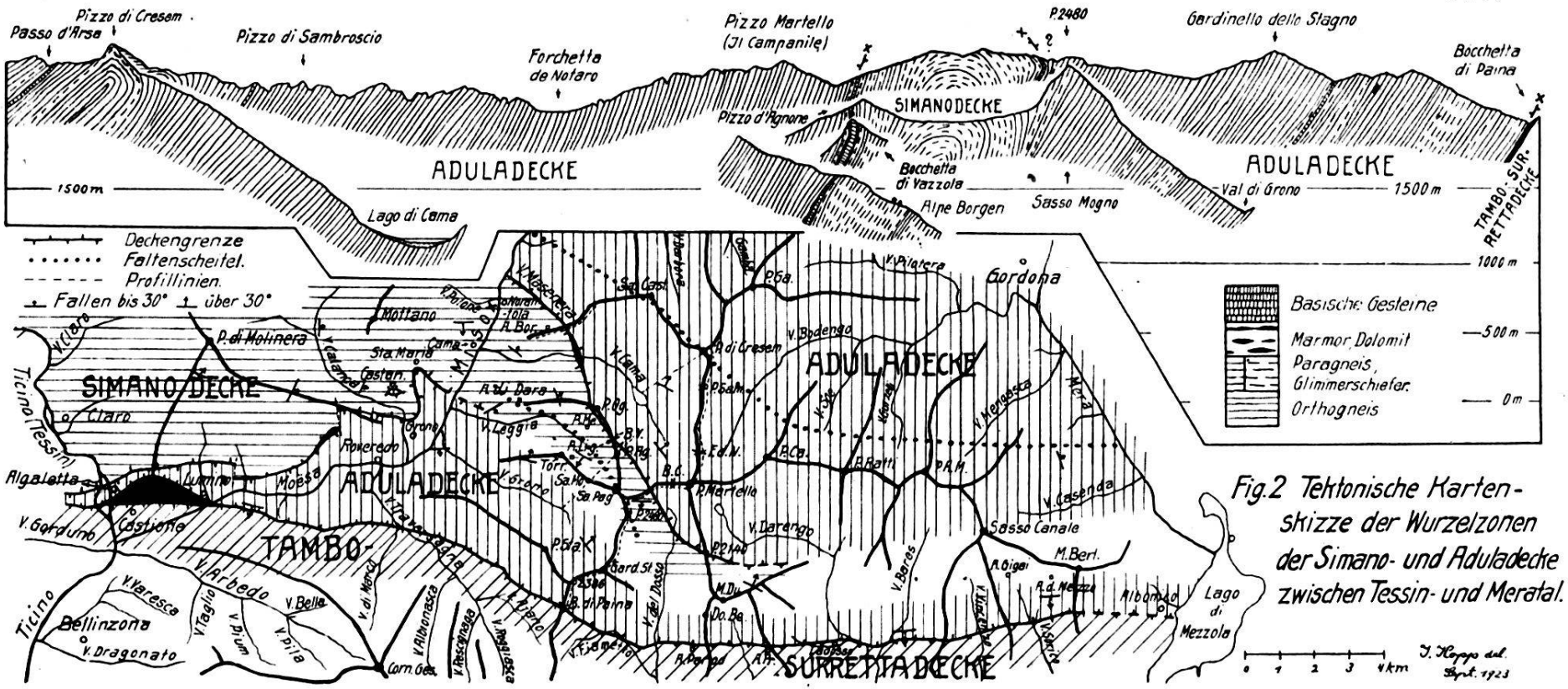


Fig.2 Tektonische Karten-skizze der Wurzelzonen der Simano- und Aduladecke zwischen Tessin- und Meratal.

A.Bor. = Alpe di Borgeno, A.Lig. = Alpe Ligozzone, A.Me. = Alpe di Mea, A.Pr. = Alpe La Pregna, B.C. = Bocchetta di Val Cama, B.V. = Bocchetta di Vazzola, Castan. = Castanedo, Corn.Ges. = Corno di Gescro, Do.Ba. = Dosso Bello, Gard.St. = Gardinello del Stagno, F.d.N. = Forchetta del Notaro, M.Berl. = Monte Berlinghera, M.Du. = Monte Duria, P.A. = Pizzo d'Agnone, P.A.M. = Pizzo Anna Maria, P.Ca. = Pizzo Cavregasco, P.Ga. = Pizzo Gandjole, P.Og. = Pizzo di Ogino, P.Ra. = Pizzo Rabbi, P.Sam. = Pizzo di Sambroscio, P.Sta = Pizzo Stagno, Sa.Cast. = Sasso di Castello, Sa.Mo. = Sasso Mogno, Sa.Pag. = Sasso della Paglia, Torr. = Il Torrione.

Die mittlere und hintere Val di Cama, sowie die hintere Val Bodengo sind ganz in Orthogneis eingegraben. Stellenweise trifft man darin kleinere Fetzen von Paragneis. Deren Auftreten ist weder auf Wechsellagerung noch auf Einfaltung zurückzuführen; es handelt sich hier vielmehr um Schollen von Paragesteinen, die bei der granitischen Intrusion eingeschlossen worden sind. Die Gneise der Val di Cama fallen sehr steil gegen NE ein[1]).

In der S-Wand des Pizzo di Cresem biegen die Schichten knieartig nach oben um und zeigen da bis gegen den Gipfel S-Fallen von ca. 45° (siehe Fig. 1). In der Gipfelpartie des Pizzo di Cresem sind die Schichten ziemlich stark verfaltet, wie dies in Faltenkernen oft beobachtet wird. In der Tat liegt der Pizzo di Cresem im Scheitel einer grossartigen, nach SSW überkippten Falte: gegen den Passo d'Arsa zu fallen die Gneisbänke wieder nach NE. Diese Falte, die wir die *Pizzo di Cresemfalte* nennen wollen, ist identisch mit dem Sasso di Castello-„Knie" von R. STAUB. Nördlich des Passo d'Arsa folgen weiter Orthogneise mit Einlagen von Amphibolit und Paragesteinen. In der Val Gamba stossen wir auf die mächtigen Glimmerschiefermassen der obern Adula. Am Pizzo di Padion und Pizzo della Forcola tritt eine mächtige Bank von Orthogneis (Phengitgneis) auf, die nach Stellung und Habitus dem drittobersten Lappen der Aduladecke, dem *Zervreilerlappen* entspricht.

In diesem Querprofil durch die Aduladecke fallen besonders die mächtigen Orthogneismassen an der Basis auf, denen sich in den nördlichen Teilen der Decke nichts entsprechendes an die Seite stellen lässt. Zweifel an der Einheitlichkeit der Orthogneismassen der Val die Cama scheinen deshalb von vorneherein gegeben und sind, wie die folgenden Ausführungen zeigen, auch berechtigt. Wie in meiner Publikation über das Pizzo di Clarogebiet ich gezeigt habe, bildet der *Castionezug*[2]) die S-Grenze der Aduladecke, zwischen diesem und dem *Algalettazug* steckt ihre Wurzel. Die Orthogneise der Val di Cama müssen folgerichtig mit derselben in Zusammenhang gebracht werden, was nur durch Annahme einer *südwestlich der Pizzo di Cresemfalte laufenden, zweiten grossen*

[1]) Das hatte zur Folge, dass grössere Felspartien auf der linken Talseite durch glaziale Unterschneidung ihres Haltes beraubt zur Tiefe stürzten und mit ihrem Trümmermaterial den Talbach zum Lago di Cama stauten.

[2]) Der schwarze Fleck bei Castione (Fig. 2) bedeutet Marmor und Kalksilikatfels.

Falte geschehen kann. In der Tat sind Anzeichen für das Vorhandensein einer solchen Falte vorhanden. In der Val di Leggia, zwischen Alpe di Mea und Ligozzone in ca. 2000 m Höhe, beobachtete ich, wie das sonst vorherrschende NE-Fallen plötzlich in schwaches SE-Fallen übergeht, nach ca. 200 aber wieder in die frühere Fallrichtung zurückbiegt (siehe Fig. 3). Auch im S-Grat des Sasso della Paglia vor Punkt 2480 ist eine solche Faltenbiegung sichtbar. Der Scheitel dieser Falte, die wir als *Sasso della Pagliafalte* bezeichnen, streicht W-wärts in die Gegend der Alpe di Dara. In der obern Val di Leggia traten die typischen Biotitparagneise der Simanodecke ganz zurück; an ihrer Stelle erscheinen Paragneise von wechselndem Charakter, die häufig von Orthogneisbänken durchzogen sind. (In der Gipfelpartie des Sasso della Paglia treten mehrere Pegmatiggänge auf, welche besonders in der E-Wand gut beobachtet werden können. Da sie nahezu senkrecht zur Schichtlage durchstreichen, dürfte es sich um junge tertiäre Pegmatite handeln.) Südlich davon folgt ein breiter Streifen von hellen Orthogneisen; diese ziehen sich von Il Torrione zum Gardinello dello Stagno und weiter zum Dosso bello hin. Angrenzend treten in der Gegend der Pizzi Stagni braun anwitternde glimmerreiche Gesteine auf, die wohl zu den Orthogneisen gerechnet werden dürfen. Bei Punkt 2386 liegt darin eine kleine Linse von Serpentin. Am S-Grat dieses Gipfels folgen sich bis zur Bocchetta die Paina Glimmerschiefer und helle Orthogneise.

An der Bocchetta selbst steht mit Quarzit und mächtigem Dolomit der *Castionezug* an. Dieser Zug steigt nach E hin in die obere V. Fiametto hinab, quert dann die Val del Dosso und verläuft über Alpe Parod und Alpe Melbino zur Alpe La Pregna (1438 m), wo mächtige Amphibolitbänke anstehen. Er streicht nun weiter E-wärts über Ladosso[1]) zu Punkt 640 in der Val Darengo. Bei Ladosso ist sehr schön zu sehen, wie ein tertiärer Pegmatitgang den Marmor durchbricht. Die Amphibolit- und Marmorzone quert dann Val Darengo und Val di Bares ½ km nördlich ihres Vereinigungspunktes. Amphibolit wurde weiter im Grunde der Val Vincenzo bei 930 m Höhe konstatiert. In der Val di Sorico bei 960 m Höhe wenig nördlich des Zusammenflusses der Bäche von Alpe Gigai und Alpe Mezzo findet man den Zug wieder sehr gut aufgeschlossen. Von N nach S trifft man dort folgendes Profil:

[1]) Siehe Blatt 17: „Chiavenna" der Carta al 100.000 dell' Istituto geografico militare.

Pegmatit	1,0 m
Amphibolit	2,0 „
Amphibolit mit Pegmatit wechsellagernd	4,0 „
Marmor (und Bündnerschiefer?)	2,0 „
Gneis	1,0 „
Amphibolit	1,5 „
Pegmatit	2,0 „
Amphibolit	ca. 10,0 „
Marmor	2,0 „
Granatführender Biotitgneis	5,0 „
Marmor	1,0 „
Biotitgneis	1,0 „
Marmor	8,0 „
Pegmatit	1,0 „

Biotitreiche Paragneise (unbestimmter Mächtigkeit).

Die Pegmatite sind höchstwahrscheinlich auch hier tertiären Alters. Diese reichhaltige Zone dürfte in der Gegend von Albonico den Lago die Mezzola erreichen. Soviel über die östliche Fortsetzung des Costionezuges.

Wo liegt nun aber die östliche Fortsetzung des *Algalettazuges* resp. des *Castanedamarmors*? Diese Frage kann leider noch nicht beantwortet werden, da im Gebiet zwischen Val di Cama und Val die Grono bis jetzt noch keine Marmore entdeckt worden sind. Wohl finden sich hie und da Amphibolit-einlagerungen, so z. B. in der Lücke nördlich Punkt 2480, ferner in der Scharte westlich des Gardinello dello Stagno, welche wahrscheinlich, wenigstens zum Teil, eine tektonische Grenze markieren; sie müssen aber erst bis in den Talgrund des Misox verfolgt werden, bevor die Verbindung mit dem Castionemarmor durchgeführt werden kann. Die von anderer Seite in Angriff genommene Untersuchung dieses Gebietes wird wohl hier bald Klarheit schaffen.

Durch die Annahme einer grossen Falte im Sasso della Pagliagebiet erklärt sich die Mächtigkeit der Orthogneise der Val di Cama sehr einfach: Die Val die Cama wäre demnach in ihrem hintern Teil in eine isoklinal gepresste Synklinale eingegraben, deren Schenkel aus Orthogneis bestehen.

Zum Schlusse wäre noch etwas über den *weiteren Verlauf der Sasso della Pagliafalte und der Pizzo di Cresemfalte nach E und W hin* zu sagen. Nach E hin habe ich die beiden Falten nicht weiter verfolgt. Ohne Zweifel sind sie auch hier durchgehend vorhanden: in der Val Lanterna, einem Seitental der Val Malenco, finden sich in der Wurzelzone der Tambo-Surretta zwei Falten, die offenbar die Fortsetzung der beiden Misoxerfalten darstellen. Die auf der Südseite der Berninagruppe im Fenster von Lanzada aufgeschlossene Falte würde

demnach der des Pizzo di Cresem entsprechen; dies hat übrigens schon 1915 R. STAUB mit aller Klarheit ausgedrückt (siehe tekt. Karte d. südöstl. Schweizeralpen, Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, 1916, Profile 3 und 4)[1]).

Nach W hin verhalten sich die beiden Falten recht ungleich. Die Sasso della Pagliafalte klingt jenseits des Misoxer Tales infolge Übergleitens der nach S überkippten Schichten zu flacherer Lagerung mit S-Fallen in eine Flexur aus. Die Pizzo di Cresemfalte findet hingegen (nach KÜNDIG) ihre Fortsetzung im Pizzo della Molera und erlöscht erst in der Gegend von Masciadone im Calancatal. KÜNDIG hat weiter festgestellt, dass in der Scheitelzone dieser Falte, zwischen Sorte und Cabbiolo im Talgrund des Misox *die obere Simanodecke noch einmal zum Vorschein kommt (Fenster von Lostallo)*. Zwischen Misox und Calancatal wird die Pizzo di Cresemfalte immer mehr zur liegenden Falte. Es zeigt sich dort, dass sie nur eine Rückfaltung der untern Aduladecke (Orthogneis) in die obere Simanodecke (Paragneis) darstellt. Sie erscheint deshalb in dem nach der Tiefe ergänzten Profil Passo della Forcola-Bocchetta die Paina lediglich als eine Sekundärfalte, die ihre Entstehung dem spätern Vorrücken der Simanodecke unter die bereits gebildete Aduladecke verdankt.

Aus unserer globalen Untersuchung geht hervor, dass die Wurzelzone der Simano- und der Aduladecke komplizierter gebaut ist, als bisher angenommen wurde; es ist dringend zu wünschen, dass die 2 verschiedenen Ansichten, welche über die Abgrenzung der Wurzelzonen im besprochenen Gebiet noch bestehen, durch eine gründliche Detailuntersuchung auf ihre Richtigkeit geprüft werden.

---

[1]) Im übrigen bestehen allerdings zwischen unserer Auffassung und der vom R. STAUB in Bezug auf die Abgrenzung der Wurzelzonen manche Unterschiede, auf die ich jedoch hier nicht näher eingehen will.