Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 16 (1920-1922)

Heft: 5

Artikel: Bericht über die achtunddreissigste Jahresversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft abgehalten am 27. August 1921 in Neuhausen bei Schaffhausen

Autor: [s.n.]

Kapitel: B: 38. Hautpversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Neuhausen bei Schaffhausen

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-157936

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: 29.11.2025

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

B.

38. Hauptversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Neuhausen bei Schaffhausen,

Samstag, den 27. August 1921, 8 Uhr vormittags, im Rosenbergschulhaus.

Erster Teil: **Geschäftliche Sitzung.**

Präsident M. LUGEON begrüsst die zahlreich erschienenen Mitglieder und Gäste und verliest hierauf den *Jahresbericht pro 1920—21*, welcher genehmigt wird. Auch der *Kassabericht pro 1920*, den an Stelle des abwesenden Kassiers WEBER der Präsident vorlegt, wird gutgeheissen und auf Antrag der Rechnungsrevisoren Prof. HARTMANN, Aarau und Dr. JACCARD, Pully, dem Kassier Décharge erteilt und der Dank der Gesellschaft ausgesprochen.

Der *Jahresbeitrag* wird wie bisher auf Fr. 10.— festgesetzt und das vom Kassier aufgestellte *Budget pro 1921* gutgeheissen.

An Stelle des abtretenden Rechnungsrevisors Prof. HARTMANN wird gewählt Dr. ED. GERBER, Bern; den gegenwärtigen Revisoren wird für ihre Mühewaltung bestens gedankt.

Der Präsident legt sodann das vom Vorstand getroffene *Abkommen zwischen der S. G. G. und der neugegründeten Schweizerischen Palaeontologischen Gesellschaft* vor, das vom Plenum gutgeheissen wird und folgenden Wortlaut hat:

Accord entre la Société géologique Suisse et la Société paléontologique Suisse.

1. La Société géologique consent à imprimer dans les Eclogae le compte-rendu des séances de la Société paléontologique Suisse, sans faire une distinction entre les conférenciers qui sont membre de la Société géologique et ceux qui ne le sont pas.

2. La Société paléontologique s'engage à rembourser à la Société géologique les frais d'impression du compte-rendu.

3. Des tirés à part du compte-rendu seront fournis à la Société paléontologique au prix coûtant du papier et de l'impression.

4. 50 Tirés à part du résumé de chaque conférence seront livré aux frais de la Société géologique aux conférenciers membres de cette société.

5. Cet accord peut être dénoncé par l'une ou l'autre des parties contractantes moyennant un an d'avertissement.

Diesem „Accord" ist auch von der S. P. G. in ihrer Versammlung vom 27. August zugestimmt worden.

Eine *Mitteilung des Zentralvorstandes der S. N. G.*, es sollen künftighin in den „Verhandlungen S. N. G." nur die *Titel* der in unserer Gesellschaft gehaltenen Vorträge gedruckt werden, falls die Vortragsreferate auch in den Eclogae erscheinen, ist gegenstandslos geworden, da der Senat S. N. G. im Juli in Bern die Beibehaltung des bisherigen Zustandes beschlossen hat.

Sodann gibt der Präsident Kenntnis von folgenden, an unsere Gesellschaft ergangenen Einladungen:

1. Société géologique de France, Réunion extraordinaire en Savoie, 14—20 septembre 1921.

2. Società geologica Italiana, Riunione a Pisa e Massa Maritima, 4—10 settembre 1921.

3. Congrès géologique International, Session de Belgique, 1922.

Konform dem vom Vorstand S. G. G. auf Anregung von Prof. NIGGLI gemachten Vorschlag wird sodann beschlossen, es seien in der nun folgenden wissenschaftlichen Sitzung zunächst die allgemein interessierenden Themata zu erledigen; hierauf sollen in zwei Subsektionen: *Geologie* und *Mineralogie*, die speziellern Mitteilungen entgegengenommen werden.

Als Sekretäre der wissenschaftlichen Sitzung werden gewählt: Dr. A. JEANNET, Neuchâtel und E. WEGMANN, Schaffhausen.

Schluss der geschäftlichen Sitzung 8 Uhr 45.

Zweiter Teil: **Wissenschaftliche Sitzung,**

zugleich Sektion für Geologie und Mineralogie der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.

a) Sitzung der Gesamtsektion.

Präs. M. LUGEON; Sekretäre A. JEANNET und E. WEGMANN.

1. — EUGEN WEGMANN (Neuenburg): **Geologische Untersuchungen im Val d'Hérens** (mit einer Textfigur.).

Schon von weither im Rhonetal sieht man am Eingange ins Val d'Hérens den grossen gelben Felsen von Nax. Seine

Rauchwacken senken sich rasch taleinwärts. Durch eine Kette kleiner Aufschlüsse lassen sie sich bis zu den Gipsfelsen unter Euseigne verfolgen. An der linken Talseite schaut das Anstehende einigemale durch den dicken Quartärmantel, und eine Reihe von kleinen Rauchwackenflecken leitet das Band bis hinter die Moränen- und Schotterausfüllung des Kessels von Vex. Das Fenster von Euseigne ist also ein Halbfenster.

Über die Rauchwacke legen sich weisse, feste Quarzite. Gegen oben werden sie grünlich und schiefrig, dann grau bis dunkelgrau. Die Hänge von Hérémence, von Mase und von St. Martin schneiden in diese Serie. Wenn wir diesen Komplex auf Thion weiter verfolgen, so sehen wir die Schiefer heller und weniger fein werden; wir sehen Schmitzen von Sandsteinen und Arkosen, natürlich metamorph. Hie und da finden wir darin sogar Gerölle eines Zweiglimmergneises. (Jetzt findet man in der ganzen Gegend keinen Biotit mehr.)

Bei ca. 2250 m legen sich injizierte Schiefer auf diese Serie. Wenig höher stossen wir auf Orthogneis, den ausgewalzten Kopf eines alten Batholiten. Er liegt in einer Serie von Casannaschiefern. Schön ist es, zu sehen, wie Prasinitbänke in den Gneis hineinstossen und darin verschwinden.

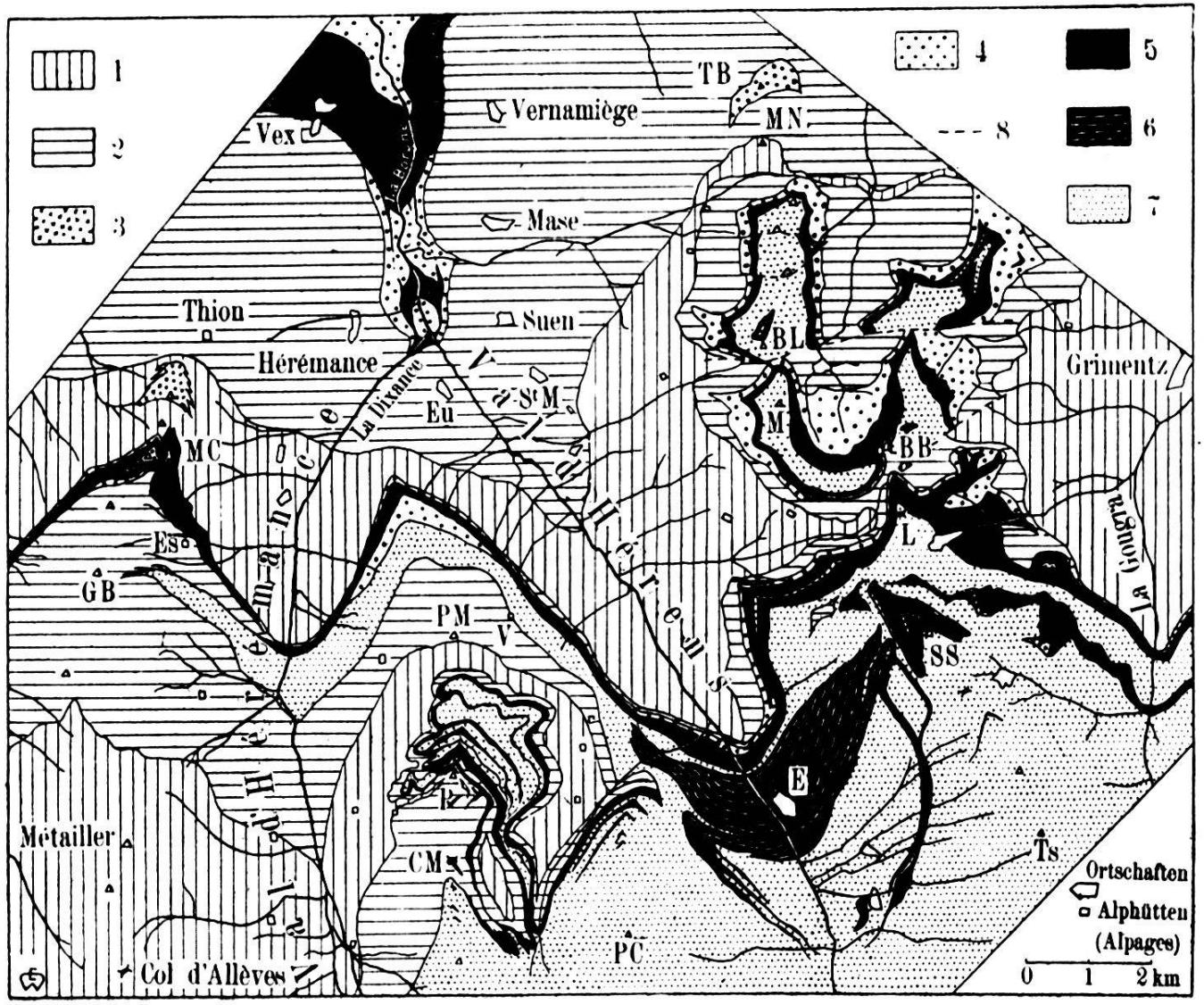
Das Muttergestein der Prasinite hat wohl die herzynische Faltung begleitet. Der saure Batholith schuf sich seinen Platz nachher. Die Sandsteine und Arkosen sind das Produkt der postherzynischen Abtragung.

Wenn wir unseren Kamm nach S verfolgen, so stossen wir am Mt. Carré und Mt. Rouge auf triasische Quarzite, Rauchwacken und Gipse. Durch den Keil des Mt. Draz (schieferige Quarzite) werden sie von den dazugehörenden Bündnerschiefern getrennt. Dieser Kalkschieferzug endigt gegen W blind in den Quarziten des Montzet und Greppon blanc südlich der Alp Essertse. Nach E verfolgen wir ihn hinab nach Praz perroz im Val d'Hérémence, auf der andern Seite hinauf nach Chèques, um den Block von Artzinol herum und über Vendes bis fast nach Evolène.

Diese grosse Synklinale trennt also von S her den „évantail de Bagnes"[1]) und den oberen Teil von Artsinol vom Hauptkörper der Bernharddecke ab und lässt nur den dünnen Hals von Thion als Verbindung.

---

[1]) E. Argand, Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales. Matér. carte géol. Suisse, nouv. Sér. livr. XXVII; carte spéciale 64 et coupes 1911.



Tectonische Karte der vierten penninischen Decke (St. Bernhard) im Val d'Hérens von Eugen Wegmann, XII. 1921.

1. Praeherzynische Casannaschiefer.
2. Postherzynische Casannaschiefer.
3. Orthogneiss von Thion.
4. Triasische Quarzite.
5. Triasische Dolomite, Breccien und Rauchwacken.
6. Schuppenzone von Evolène.
7. Bündnerschiefer- und Grünschiefer-Serie.
8. Verwerfungen.

BB = Becs de Bosson.
BL = Becs de Lovegnoz.
CM = Col de la Meinaz.
E = Evolène.
Es = Essertze.
Eu = Euseigne.
GB = Greppon blanc.
L = Col de Lona.
M = la Maya.
MC = Mont Carré.
MN = Mont Nouoble.
P = Pic d'Artsinol.
PC = Palanche de la Crêta.
PM = Pointe de Mandelon.
SS = Sasseneire.
St. M. = St. Martin.
TB = Tours de Bonvin.
Ts = Fortsonche du Tsatey.
V = Vendes.

Im oberen Teil von Artsinol stossen 4 langgezogene Falten rückwärts in die Combinzone. Es sind die untersten Teile des „évantail de Bagnes". Da die Axen stark nach E steigen, sehen wir im Sasseneire, auf der rechten Seite des Val d'Hérens, die letzten Reste dieser Rückfaltung.

Der Hauptrücken der Bernharddecke sinkt im Riegel von Flancmayens und Volovron plötzlich ins Tal. Seine Bedeckung ist in eine Reihe von Schuppen aufgelöst. Durch eine Bündnerschieferzone wird ein südliches Schuppenbündel abgetrennt. Es steigt hinter dem Dorfe Evolène steil hinauf bis unter den Sasseneire. Seine obersten Teile werden hier von der von NW kommenden Falte in eleganten Windungen zurückgebogen. Die unterste Schuppe aber stösst weiter nach N. Südlich über dem Col de Lona ist sie in Linsen aufgelöst. Gegen E am Sasseneiregletscher erscheinen wieder Quarzit und Dolomit, wie von W. Sie sind leicht zu verfolgen bis in die Moränen hinter den Alphütten von Torrent. Auf der andern Seite des Val de Moiry steigen die Dolomite über der Alp Tsatelet-Praz hinauf, über den Kamm von Sorebois und hinunter nach Tsinal. Die Fortsetzung ist als „faisceau vermiculaire"[1]) wohlbekannt. Die Schuppenzone von Evolène ist also seine Wurzel.

Wie in den Rückfalten von Artsinol haben wir auch hier im Lias Dolomite, Kalke und Breccien statt Bündnerschiefer. Schon im Mesozoikum waren also diese Antiklinalen vorbereitet als Höhenzüge auf dem Rücken der Bernharddecke.

2. — Albrecht Penck (Berlin): **Über interglaziale Ablagerungen der Nordalpen.**

Neben den Schottermassen, die an den Endmoränengürteln der eiszeitlichen Vergletscherungen entspringen, gibt es noch andere, denen im wesentlichen interglaziales Alter zukommt. Sie finden sich namentlich innerhalb der Gletschergebiete, wo sie von hangenden Moränen diskordant abgeschnitten und von liegenden vielfach unterteuft werden. Im Isargebiete lässt sich erweisen, dass sie nicht fluvioglazialen Ursprungs sein können, da sie im wesentlichen aus örtlichem Materiale bestehen, dem im Gegensatze zu den Moränen nur spärlich erratisches beigesellt ist. Solche interglazialen Schotter bauen teilweise die mächtige Inntalterrasse auf, wo sie sich allerdings mit fluvioglazialen vergesellschaften; sie kehren im Allgäu und im Hangenden der Imberger Schieferkohlen wieder, wo sie unter den hangenden Moränen tiefgründig verwittert

[1]) Siehe Anmerkung auf Seite 505.

sind; sie treten im Hangenden der Uznacher Schieferkohlen auf; zu ihnen gehören die Schotter des Aatales oberhalb Uster; sie kehren unter den Drumlin der Bodenseegegend und des Isar-Loisachgebietes im deutschen Alpenvorlande wieder, wo sie allmählich in die mit den Würmmoränen enge verknüpften fluvioglazialen Schotter übergehen. Ihnen dürften endlich die Schotter entsprechen, die AEBERHARDT in der Westschweiz als interglaziale beschrieben hat.

Die Entstehung dieser Riss-Würm-interglazialen Schotter ist in erster Linie durch die von der Rissvergletscherung bewirkten Übertiefung der Alpentäler bedingt; sie gleichen die dadurch bewirkten Gefällsbrüche aus. Mit ihnen verknüpft sind vielfach lakustre Ablagerungen, nämlich Deltaschotter (Inntal, Isartal, Zürichseetal, Gossau, und Seetone, die auf Seespiegel weisen, die unter heutigen Verhältnissen nicht vorhanden sein können. Ihre Lage, weit über den Schwellen und Endmoränen, in den unterhalb gelegenen Talstrecken weist auf eine seit ihrer Ablagerung erfolgte Hebung des Gebirges; fluviatile Ablagerungen unter ihnen (Inntal) aber deuten auf eine vorhergegangene Senkung, die stellenweise auch die Ablagerung der hangenden Schotter begünstigt haben kann. Die letzte Interglazialzeit auf der Nordseite der Alpen erscheint daher als eine Zeit wechselnder Bewegungen, die wahrscheinlich den Charakter von Grossfalten tragen.

Diese interglazialen fluviatilen und lakustren Ablagerungen, denen im Inn-, Iller- und Loisachtale, wahrscheinlich auch in der Nordschweiz die Schieferkohlen beigesellt sind, erweisen durch ihre Erstreckung tief in das Gebirge hinein (Inntal, Brennertal, Illtal im Vorarlberg) einen sehr weitgehenden Rückzug der Gletscher während der Riss-Würm-Interglazialzeit. Spärlicher sind entsprechende Ablagerungen der Mindel-Riss-Interglazialzeit. Letztere wird namentlich durch Gehängebreccien in den Kalkalpen ausgezeichnet. Die Höttinger Breccie bei Innsbruck erweist nicht bloss durch ihre Flora, sondern auch durch ihre Erstreckung hoch herauf an den Gehängen des Inntales einen gleichzeitigen Gletscherrückzug mindestens bis auf grosse Höhe des Gebirges und sohin bis in dessen innerste Winkel.

3. — ALPHONSE JEANNET (Neuchâtel): **L'âge des charbons feuilletés de la basse-vallée de la Linth.**

Entre les lacs de Zurich et de Walenstadt, les charbons feuilletés sont connus en 3 régions différentes: Unter-Buchberg

(Wangen), Uznach-Kaltbrunn, Winden (Walenberg) près Mollis. D'après ARNOLD ESCHER, ils se trouvent aussi sur l'Ober-Buchberg (Benken). C'est le niveau supérieur des charbons qui est jusqu'ici généralement connu; son épaisseur, argiles etc. comprises, varie entre quelques mètres à 50—60 mètres. Le substratum est constitué, suivant les points par des dépôts bien différents; au voisinage de la Molasse, apparaît de la moraine (Bubenthal près Wangen, Böllenbergtobel sur Uznach, Kaltbrunner Dorfbach et probablement aussi Winden). Ailleurs ce sont des dépôts lacustres d'une très grande variété: Craie lacustre (Uznach); vases et limons avec inclusions de deltas: graviers inférieurs de Wangen, du Böllenbergtobel sur Uznach, du delta de Kaltbrunn (Güntenstall), des graviers du Sonnenberg près Kaltbrunn et du Walenberg. Entre la craie lacustre et les charbons feuilletés supérieurs, apparaissent les graviers et sables d'Ober-Buchwald (Uznach), avec pelotes de craie lacustre. Au niveau des vases et limons lacustres appartiennent des argiles à feuilles (Wangen, Schnauz sur Kaltbrunn), des dépôts morainiques comme des argiles rubannées avec cailloux ou blocs striés, des charbons feuilletés: niveau inférieur de Wangen, filets de charbon à la base de la craie lacustre et dans les vases elles-mêmes (région S du Buchberg, environs d'Uznach). Les charbons feuilletés supérieurs supportent localement des matériaux morainiques: lehm graveleux et moraine de fond (Böllenberg et Haslentobel). Au-dessus viennent très généralement des graviers en delta, de direction E—W. Ceux-ci peuvent reposer sur une couche de charbon dont la surface est profondément érodée (Ober-Buchwald). Ces graviers sont surmontés par des lambeaux de moraine et des blocs erratiques. On reconnaît sur les flancs de la vallée des placages morainiques avec blocs erratiques volumineux de charbons feuilletés (Wangen) ou des remparts morainiques partiellement conservés (Rütteli sur Kaltbrunn). On peut donc reconnaître dans ces parages, des restes de 5 moraines différentes, dont 4 superposées. C'est, nous semble-t-il, dans le système F. MÜHLBERG qu'elles se rangent le mieux, ainsi que le montre le tableau de la page suivante.

En conclusion: 1° Un lac très étendu occupa le profond sillon compris entre les lacs de Zurich et de Walenstadt (et au-delà de ces derniers) au cours de plusieurs périodes glaciaires et interglaciaires. Sa présence ne peut s'expliquer que par un affaissement du bord septentrional de la chaîne des Alpes.

2° Au voisinage des Alpes et dans les régions intramorainiques, les nappes de graviers, alternant avec des moraines

Classification probable d'après F. MÜHLBERG	Wangen (Unter-Buchberg, Schwyz)	Uznach-Kaltbrunn (St Gall); Winden près Mollis (Glaris)
Stade de retrait de la dernière glaciation (Bühl)	Placages morainiques des versants; localement blocs erratiques de charbons feuilletés	Moraines des versants; remparts morainiques (Rütteli); drumlins en bordure de la plaine (Bohl-Blatten)
Vme glaciation „Würm"	Moraine et blocs erratiques recouvrant la terrasse de Wangen, discordants vers l'W sur les dépôts antérieurs	Moraines et blocs erratiques recouvrant localement les graviers supérieurs
4e période interglaciaire	Graviers et sables supérieurs	Graviers et sables supérieurs se poursuivant au NW par St Gallkappel—Neuhaus—Burg
IVme glaciation	—	Moraine à blocs de Mettlen (Haslentobel) et lehm graveleux (Böllenbergtobel-Rüti)
3e période interglaciaire	Niveau des charbons feuilletés supérieurs	Niveau principal des charbons feuilletés; graviers et sables moyens d'Ober-Buchwald avec pelotes de craie lacustre
IIIme glaciation	Moraine de Bubenthal	Moraine du Böllenbergtobel et du Kaltbrunnertobel
2e période interglaciaire	Graviers et sables inférieurs en deltas dans les argiles lacustres. Argiles à plantes. Niveau des charbons feuilletés inférieurs. (Im Weinberg)	Craie lacustre d'Ober-Hirschland avec charbons feuilletés à la base. Graviers inférieurs du Böllenbergtobel et sables du Haslentobel. Deltas de Güntenstall, du Sonnenberg et du Walenberg. Argiles lacustres localement à restes de plantes (Rotfarb). Lentilles à Helix entre les moraines du ravin de Kaltbrunn
IIe glaciation	Moraine inférieure de Bubenthal	Moraine inférieure du ravin de Kaltbrunn
1re période interglaciaire	—	Limons lacustres du Kaltbrunner Dorfbach
	Affaissement principal du bord des Alpes.	

sont interglaciaires, alors que les dépôts morainiques passent vers l'aval à des graviers fluvio-glaciaires. La haute-terrasse et les „Rinnenschotter" paraissent correspondre à nos graviers et sables inférieurs. Les régions alpines présentent localement une alternance de dépôts glaciaires et interglaciaires (Basse-Linth, Innsbruck), alors que vers l'aval apparaît le „mode emboîté".

3° Des charbons feuilletés et des restes de végétaux apparaissent dans les dépôts de deux périodes interglaciaires successives avec climat très semblable au nôtre.

4. — ALFRED AMSLER (Frick): **Beziehungen zwischen Tektonik und tertiärer Hydrographie im östlichen Jura** (mit einer Textfigur).

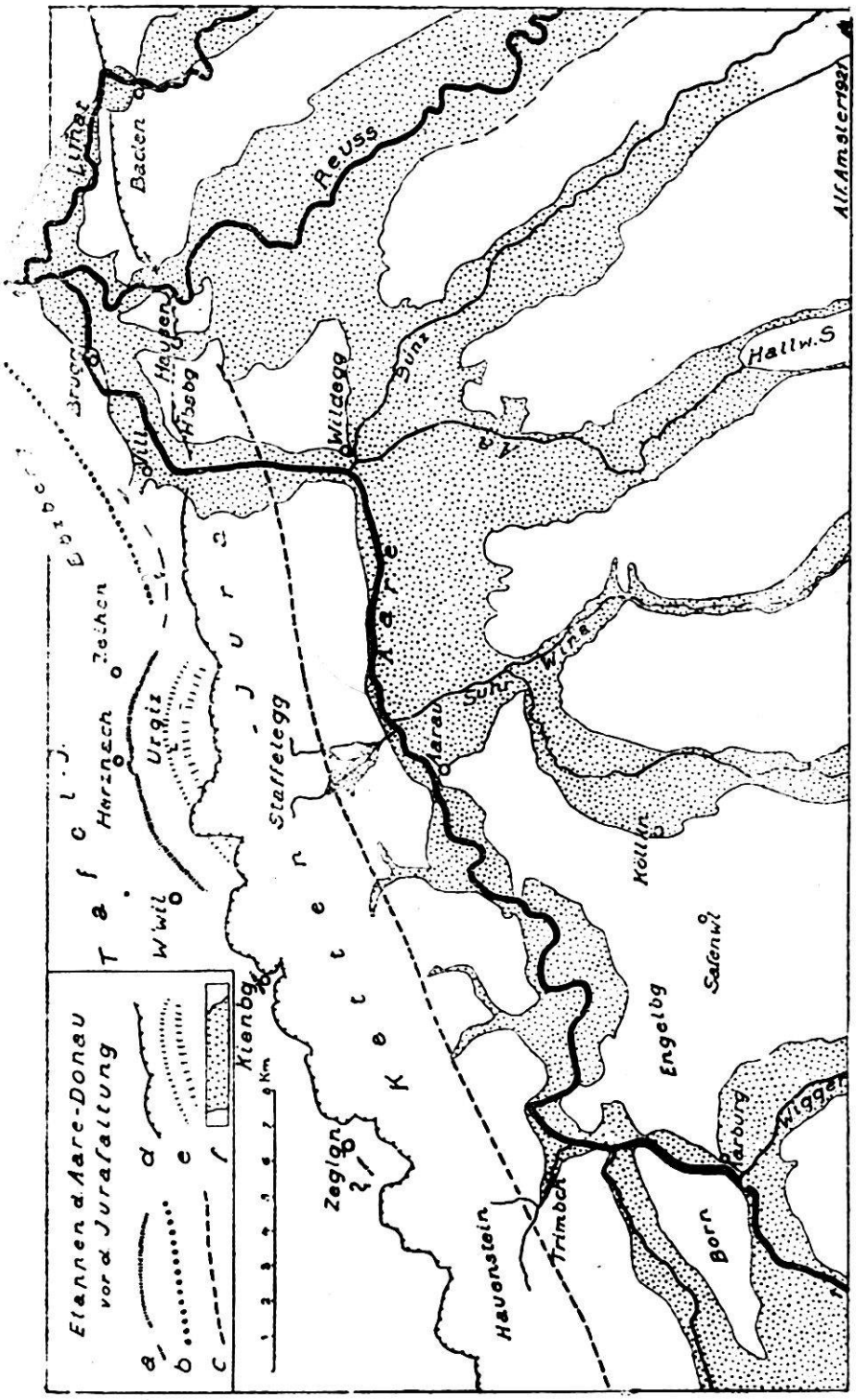
Im ganzen Tafeljura zeigen sich innerhalb des jüngern Tertiärs zwei deutliche Erosionslücken: An der Basis des marinen Vindobons, das über schwach NW ansteigende Schichten transgrediert, und zwischen diesem und den darüber folgenden Süsswasserablagerungen (Süsswasserkalk, Juranagelfluh mit Mergeln, Süsswassermolasse). Beide sind offenbar die Folgen von Faltungsvorgängen, an denen sowohl die Alpen im S wie der Schwarzwald im N beteiligt waren. Die Juranagelfluh (übrigens auch schon das Vindobon) liegt auf den verschiedensten Horizonten des Juras und der der ältern Tertiärschichten, eine Erscheinung, die namentlich ROLLIER verfolgt hat. Die Auflagerungsfläche ist im Gegensatz zu der des Vindobon, ihrer Entstehung entsprechend, im einzelnen uneben, gefurcht. Eine dritte sehr charakteristische Fläche, deren Bildung noch ins Tertiär fällt, schneidet nach N zu die beiden vorigen ab, neigt aber auch ihrerseits schwach südwärts. Sie ist besonders schön auf dem Bözberg und den damit zusammenhängenden Plateaux zu sehen. Geographen (GUSTAV BRAUN, VOSSELER) haben sie besprochen. Sie ist jünger als die Juranagelfluh, aber älter als der Kettenjura.

Das Studium des Gebietes der Blätter 33, 34 und 35 anfangs aus eigener Initiative, dann für die geologische Kommission und z. T. im Auftrag der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Erzlagertätten scheint nun Licht zu werfen nicht nur auf die hydrographischen Verhältnisse dieses wichtigen Kampfgebietes zwischen Rhone, Donau und Rhein, während der Zeit der Juranagelfluhablagerung, sondern auch *während der Juraauffaltung* und damit zugleich auf diesen Vorgang selbst. Aus der vorgewiesenen Strukturkarte des südöstlichen aargauischen Tafeljuras 1 : 10,000 mit Isohypsen für

die Basis der Cordatenschichten, der Wangenerschichten (Sequan) und der Juranagelfluh (vergl. nebenstehende Skizze) ergibt sich, abgesehen von Besonderheiten der jurassischen Unterlage, worunter die Grabenbrüche vonWölflinswil und eine auffällige Wellung parallel zur Fallrichtung bei Herznach hervorzuheben sind, dass die Auflagerungsfläche der Juranagelfluh an zwei Stellen charakteristische Erosionsformen zeigt: Einmal auf dem N Bözberg eine in SE-Richtung verlaufende bis über 50 m tiefe schmale Rinne, dann eine zwischenWölflinswil und Zeihen in flachem, nach S offenem Bogen über Herznach ziehende, stellenweise recht steil nach S abfallende Erosionsterrasse. Diese nun ist besonders interessant. Sie rührt offenbar von einem von W nach E bewegenden Fluss her, der zu der Zeit, als das von N, bezw. NW durch Seitenflüsse gebrachte Juranagelfluhmaterial diese Terrasse eindeckte, auf den Tafeljura bereits weiter südwärts abgeglitten sein musste. Es kann nur die *obermiocaene Donau* gewesen sein, die das zwischen Schwarzwald und Alpen sich sammelnde Wasser dem Wienerbecken zuführte und die man bisher (Oskar Frei 1907, Gustav Braun 1917) nur vermutet hatte.

Merkwürdig sind nun die Beziehungen dieser Terrasse zu der längst bekannten über das Dorf Densbüren streichenden Urgizfalte (war auf der Karte ebenfalls durch Kurven rekonstruiert und abgedeckt angegeben). Die Stirn dieser Falte und jene Terrasse verlaufen im Abstand von 1 km und auf eine Länge von 6 km vollständig parallel. Das ist natürlich kein Zufall. Da die Terrasse älter ist, was u. a. bewiesen wird durch die von Leop. von Buch und P. Merian beobachtete Überkippung der Juranagelfluh im N-Schenkel der Falte, so kann jene Eigentümlichkeit nur so erklärt werden, dass die zu der Terrasse gehörige Talsohle eine Schwächung der Schichttafel bedeutete (vergl. Kerbe im gebogenen Stab), die sich dann bei Beginn der Juraschubes jener parallel aufwölbte. Dies ist um so wahrscheinlicher, als die Faltung hier (s. meine Staffeleggarbeit) nicht über den Keuper hinabgriff.

Ein so tief eingegrabenes Tal muss natürlich seine Fortsetzung aufwärts und abwärts haben. Durch Tertiärbedeckung und den aufgeschobenen Kettenjura wird es wohl zum grössten Teil unsern Blicken entzogen sein, ich vermute aber Stücke derselben Terrasse bei Kienberg und am Sprüsel bei Zeglingen, wo der Hauensteinbasistunnel ganz ähnliche Beziehungen zwischen Faltung und Erosion aufgeschlossen zu haben scheint (vergl. das Buxtorf'sche Befundprofil). Buxtorf nahm aber die Faltung als das Primäre an. Die Fortsetzung nach E muss



a) Nordrand (Erosionsstufe) des *spätmittelmiocänen Aare-Donautales*, später eingeleckt durch die Juranagelfluh.

b) Ungefähre Lage der *Aare-Donau* zu Ende des *Obermiocäns*, auf der Grenze zwischen Schwarzwald- (Juranagelfluh) und alpinem (Molasse) Material.

c) Ungefährer durchschnittlicher Verlauf der *Aare-Donau* zu *Beginn der Jurafaltung*, am überschobenen S-Rand des Tafeljuras.

d) Hauptüberschiebung des Juras.

e) Urgizfalte.

f) Die spätglazialen Talböden im Kettenjura und angrenzenden Mittelland.

S von der Tertiär — Malm-Grenze im Bözbergtunnel, also unter der Homberg — Linnerbergschuppe liegen. Ein noch mehr E liegender Punkt dieses Erosionsrandes ist vielleicht die längst bekannte Vindobonstelle W Villnachern, wo Juranagelfluh seitlich von E her den Schichtköpfen des einst in Stollen ausgebeuteten Grobkalkes anliegt.

Die Strecke Zeglingen—Herznach—Villnachern liegt auf dem südlichen, von Jura und Trias bedeckten Ausläufern des Schwarzwaldes (Schwarzwaldsporn meiner Staffeleggarbeit). Die kräftige Erosion deutet auf eine Hebung dieses Gebirges. Allmählich folgte Aufschüttung, gleichzeitig rückte der Hauptfluss nach S ab. Ein Anhaltspunkt für seine Lage in diesen spätern Stadien der Akkumulation bildet die Grenze zwischen dem von N stammenden Material der Juranagelfluh und der Helicitenmergel (zum grössten Teil umgelagerte Argoviennergel) einer- und dem von den Alpen herrührenden Molassematerial (zertrümmerte kristalline Gesteine) andrerseits. Diese liegt in der Tat S des Terrassenzuges innerhalb bezw. unter dem Jura. In den höhern Horizonten greift die (obere Süsswasser-) Molasse allmählich weiter nach NW aus (das Echo orogenetischer Vorgänge in den Alpen), dem jeweiligen Haupttalweg zwischen Schwarzwald und Alpen entsprechend. Diese Mischzone lässt sich auf dem S und SE Bözberg und weiter im NE, bei Baldingen S Zurzach beobachten.

In frühpontischer Zeit vollzog sich in unserm Gebiet eine Hebung und wahrscheinlich gleichzeitig damit im W und SW (franz. und Berner Jura) die erste Faltung (in den Alpen die letzten Deckenschübe.) Die Wirkung der langen Kontinentalperiode im ganzen Umkreis der Alpen, speziell auf unsere Jurakalkfläche war eine sehr weitgehende Einebnung des jurassischen und tertiären Untergrundes. Die schon genannte Rumpfebene ist heute z. B. noch erhalten im Schwarzwald und auf unsern Tafeljurabergen.

Bei der nun später (ob.Pontien oder Plaisancien) einsetzenden Hauptfaltung des Juras muss die von den Alpen hergeschobene keilförmig nach N immer schwächer werdende Sedimentplatte dort abgerissen und auf die N-Fortsetzung aufgeschoben worden sein, wo sie den Schub nicht mehr leitete (Cloos 1910). Das konnte in unserem Gebiet nur die Stelle des Einschnittes des gleichzeitigen Haupttales sein, das wir uns als ein breites, von Erorionsterrassen begrenztes Tal südlich der miocänen Talläufe mit stark mäandrierendem Fluss vorzustellen haben. Diese verhältnismässig seichte, doch breite und durchgehende Kerbe bestimmte die Lage des Kettenjuras. Das N

davon liegende Stück, der Tafeljura, wurde unmittelbar vor der Abtrennung noch etwas mit- und an schwachen Stellen zusammengeschoben (Mandacher Linie, Urgizfalte und die andern südlichen Vorfalten des Tafeljuras), dann begann längs der genannten Linie die Aufschiebung. Der hier zuerst sich aufwölbende flache Rücken bildete eine Wasserscheide für die Gewässer aus den Alpen und vom Schwarzwald. Die erstern flossen der entstehenden Kette entlang in der alten Richtung. Konsequent von dieser herunterkommende Bäche arbeiteten an ihrer Erniedrigung, was bei fortwirkendem Schub zu Schuppenbildung im Muschelkalk führte. Der Zusammenschub muss, besonders in seinem spätern Verlauf, ziemlich rasch erfolgt sein. Die jedenfalls nur schwachen Zuflüsse vom Schwarzwald her hatten nicht Zeit, die Faltung zu überwinden trotz der Beteiligung des Hauptflusses ist die Denudation im innern und S Teil des Juras eine verhältnismässig nur geringe. Der entstehende Jura drängte also den Hauptfluss beständig nach S, er schüttelte ihn ab. Beachtenswert ist die Wirkung der alpinen Zuflüsse auf das Faltungsgebiet. Ihre Einschnitte werden nach dem Zusammenschub als Depressionen und Stellen abweichender und komplizierter, weil oberflächlicher, Faltung auftreten. Vergleiche Suhr—Wina und Staffelegg—Benkerjoch; Murg, Langenbruck, Frenke; Wigger und Hauenstein. Hier steht die Aare mit einem Bein sozusagen noch im Jura (Born). Wäre die Faltung weitergegangen, so würde der Bach von Trimbach bei Aarburg in die über Safenwil—Kölliken fliessende Aare münden.

In diesem Licht sind auch die umstrittenen „Juradurchbrüche" zu beurteilen.

Durch den Faltungsvorgang wurde die Aare—Donau nicht nur nach S, sondern schliesslich auch nach E gedrängt, bis der einschneidende Fluss zuletzt die Oberhand bekam, bis die aufgestaute Kette nicht mehr im Stand war, die alpinen Gewässer abzudämmen. Dies geschah W Brugg. Hier, in der Gegend der Habsburg, durchbrach die Aare die Mt. Terri-Linie. In sie mündete die Aa zu Anfang der Faltung und hielt die Kluse von Wildegg—Holderbank offen, so dass die Aare durch sie später in ihr altes Bett einbiegen konnte.

Die Reuss hat (wie die Aa) ihre primäre Richtung behauptet, ebenso die Limmat.

Das Schicksal der Schwarzwaldbäche N des E Jura ist sehr viel schwieriger zu verfolgen, weil viel komplizierter. Denn ausser den tektonischen Vorgängen des Jurasystems spielen hier noch mit die Bewegungen innerhalb des Rheintalgrabensystems, endlich noch die variscisch streichenden Brüche S der

Vogesen, die an der Bildung der burgundischen Pforte beteiligt sind. Jedenfalls wurden sie sehr früh zur Rhone abgeleitet, dann durch den von Norden her eindringenden Rhein abgefangen.

Die Jurafaltung steht also mit dem gleichzeitigen Gewässernetz in engstem Zusammenhang. Bei dieser Auffassung, bei der Verwandlung der *Faltungs*geschichte in *Fluss*geschichte, haben wir, so scheint es mir, ein gewisses Mass für die Kompliziertheit und die *lange Dauer* dieses Vorganges. Viele tektonische Verhältnisse werden verständlicher; vor allem zeigt uns schon die Tatsache eines solchen Zusammenhanges, dass der Jura nur eine oberflächliche Hautschürfung im Antlitz der Erde ist. Ich verweise für die Geschichte dieser Flüsse von N her auf eine spätere Arbeit.

5. — ALFRED AMSLER (Frick): **Zur Bildung der Eisenoolithablagerung von Herznach-Wölflinswil.**[1])

Die Herznacher Eisenoolithe liegen zwischen den Macrocephalusschichten und den Cordatenschichten (mittleres Oxford) gleich untere Ornatenschichten MOESCH.

Sie gehören dem W Grenzgebiet des argovischen Faciesbezirkes an. Wir verdanken bekanntlich besonders ROLLIER die Parallelisierung der untern Malmschichten dieses Gebietes mit denen des westlichen, rauracischen. MAX MÜHLBERG hat dann namentlich das Auskeilen der dem Callovien angehörenden Horizonte im Aargau und die Eisenoolithbildung im allgemeinen verfolgt.

Die fraglichen Eisenoolithe entsprechen dem *Fer sous-oxfordien* des Berner- und französischen Jura, der an verschiedenen Stellen ausgebeutet wurde. (Movelier, Montvoie W St. Ursanne, Andelot S Salins.)

Der alpine *Blegioolith* scheint vorwiegend dem untern Callovien (Macrocephalusschicht) anzugehören, der nach ARBENZ und JEANNET aber transgressiv und aufarbeitend bis ins Bajocien hinabgreifen kann. Er entspricht also mehr dem *Linseneisenerz von Gutmadingen*, das bei Anlass der Schürfungen der Studiengesellschaft auch in der Umgebung von Erlinsbach bei Aarau am S-Rand des Jura gefunden wurde unter typischem Herznacher Eisenoolith.

Wir wollen fernerhin nur von diesem höhern Eisenoolith und besonders von der *geologischen* und *genetischen* Seite sprechen.[2])

---

[1]) Ausführlicheres hierüber in dem bald erscheinenden Band II des „Bergbau".

[2]) Die physkalisch-chemischen Eigenschaften des Herznacher Eisenoolithes hat HERMANN SAEMANN 1921 gründlich studiert.

Früher war N Herznach der Eisenoolith in einem Steinbruch aufgeschlossen. Die Schweizerische Geologische Gesellschaft hat ihn 1894 mit Professor F. MÜHLBERG besucht und ROLLIER hat 1898 ein Profil von diesem Eisenoolith publiziert. Der Steinbruch ist längst aufgelassen und der Herznacher Eisenoolith hüllte sich in ein gewisses Inkognito, denn er verwittert leicht und sein Ausbiss ist vollständig verwachsen. Petrefakten aber wurden weit verbreitet auch ins Ausland, bis 40 cm grosse Amoniten aus diesen Schichten wurden erst im Versuchsstollen gewonnen und harren noch der Bestimmung.

Nicht bekannt war vor den Erschliessungsarbeiten der Studiengesellschaft das *rasche Anschwellen* des Horizontes gegen W gerade bei Herznach und der verhältnismässig beträchtliche *Eisengehalt*.

Der Eisenoolith von Wölflinswil—Herznach und der analoge am Südrand des Jura (bei Erlinsbach) liegt, wie bereits erwähnt, auf der Grenze des W, rauracischen Faciesgebietes mit seinen schwach eisenoolithischen, bezw. pyritischen Mergeln des obern Callovien (Athletaschicht) und untern und mittlern Oxford und des argovisch-suebischen Gebietes im E mit starker Reduktion bezw. Erosion dieser Horizonte. Die Schürfungen und Sondierungen der Studiengesellschaft haben mich nun bezüglich der Entstehung dieser besonders eisenoolithreichen Ablagerungen auf der Grenze der beiden Faciesgebiete zu folgender Auffassung geführt, die, wie mir scheint, allen zu beobachtenden Verhältnissen gerecht wird.

Vorauzuschicken ist, dass wir uns zu einer Zeit der Meeresregression, mit vorübergehenden Transgressionen und Erosionslücken[1]) in verschiedenen Höhen befinden, unmittelbar vor der allgemeinen Überflutung durch das Malmmeer. Solche Transgressionen: An der Basis der Macrocephalusschichten in den Alpen — direkt über der Dalle nacrée bei Chaux-de-Fonds und Areusegebiet — unterhalb, bezw. innerhalb des Oxford im E-Aargau in Schwaben und in Franken.

a) Der Eisenoolith von Herznach—Wölflinswil (und Erlinsbach) ist die Ablagerung eines *seichten* Meeres (MAX MÜHLBERG).

b) Strömungen aus NE, deren Heftigkeit nach oben wuchs, haben im Entstehen begriffene merglige Schichten mit spärlicher Eisenoolithbildung ergriffen, bezw. dieses Material in Suspension erhalten und sukzessive nach SW fortgespült.

---

[1]) Ich möchte aber die meisten, wenn nicht alle dieser Lücken nicht als Produkte festländischer Erosion, sondern eher als die Wirkung kräftiger mariner Strömungen deuten.

Dabei wurde das Material, wie in einem grossen Stromapparat im Sinn der Gleichfälligkeit sortiert.[1]) Nach einer bestimmten Dauer der Wirkung dieser Strömung blieben auf der Luvseite in einer Zone quer zur Strömungsrichtung, d. h. ungefähr quer zum Jura die geschlemmten Eisenoolithkörner liegen und häuften sich an, die Mergel wurden weiter nach W geführt. Dieser Vorgang muss sich im N wiederholt haben, da eine nach E auskeilende Mergelschicht ein oberes (Wölflinswiler) von einem untern (Herznacher) Flöz trennt. Die zusammen gehäuften Eisenoolithe liegen in flachen NE-wärts gerichteten Zungen (ähnlich Kiesbänken oder Barchanen). Die Unterlage (Macrocephalusschicht) zeigt lokal in der gleichen Richtung einen sanften durch Nivellement konstatierten offenbar von der Strömung modellierten Rücken.

Die namentlich bei den grossen Oolithkörnern auffällige *ellipsoidische Gestalt* („Linseneisenerz") im Gegensatz zu der kugligen bei Kalkoolithen (Hauptrogenstein) hängt vielleicht mit der Art der Bewegung während der Entstehung zusammen (hier ein Schieben des spezifisch schwereren Oolithkornes durch die gleichgerichtete Strömung, dort ein Hin- und Herrollen des leichtern Kalkoolithkornes durch die Brandung). Es ist meist *kein* diese Form bedingender Kern vorhanden, im Gegenteil, die kleinen Oolithkörner und der Dünnschliff zeigen, dass dasselbe Korn allmählich flacher wird.

c) Dieser morphologische Unterschied beweist mir auch, dass diese Eisenoolithe *nicht* aus Kalkoolithen hervorgegangen sind wie GAUB für die meisten Eisenoolithe des schwäbischen oberen braunen Jura annimmt. Sie waren von Anfang an *Eisen*oolithe.

d) Das Eisen stammt vom Lande her (N Schwarzwald?) aus eingeschwemmtem lateritischem Schlamm, die Oolithkörner bildeten sich unter beständiger Bewegung in Form von schaligen Konkretionen als Gele aus Eisenhydrosolen (stellenweise unter Mitbeteiligung von Foraminiferen). Sie sind der Träger des Eisengehaltes (der wie bei den meisten limonitischen Eisenoolithen 48—50 % beträgt).

Diese Eisenoolithe sind sozusagen das marine Gegenstück zum terrestrischen Bohnerz. Beide zeigen schaligen Bau und nach Lösung des Limonites ein Kieselskelett. Vergl. die foraminiferenführenden Erze des Kressenberg, Grünten, Lowerzer See einer-, das ebenfalls alttertiäre Bohnerz anderseits.

---

[1]) Durch Versuche mit losen ausgewitterten Oolithkörnern würde sich die Stärke dieser Strömung bestimmen lassen.

e) Die Fauna beschränkt sich fast ausschliesslich auf Tiere des *Nekton*, es sind vorwiegend Cephalopoden (Ammoniten zum Teil sehr grosse: Aspidoceras, Coeloceras und Belemniten). Ziemlich häufig sind Haifischzähne (Orthacodus). Jenes waren die Futtertiere, die ihrerseits offenbar den reichlich fortgetriebenen pflanzlichen Stoffen nachstellten. (Kleine Kohlenstücke sind häufig, auch wurde ein 40 cm langes Stammstück gefunden.) Für *benthonische* Tiere (kleine Seeigel, kleine sinupalliate Bivalven) war das Wasser zu schmutzig, die Sedimentation zu schnell.

Um zu rekapitulieren: Die Eisenoolithablagerungen von Herznach—Wölflinswil und von Erlinsbach bildeten sich bei lebhafter Meeresströmung aus NE im Bereich von lateritischen Einschwemmungen, syngenetisch. — Wenn man, soviel ich weiss, bisher noch keine Eisenoolithe fand in den *heutigen* Meeren, so rührt das wahrscheinlich davon her, dass an den betreffenden Stellen ein Fassen von Grundproben nicht möglich ist, bezw. noch nicht versucht wurde. (Ostindischer Archipel?)

6. — E. Hugi (Bern): **Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen.**

Siehe p. 464—482.

7. — P. Niggli (Zürich): **Einteilung und Systematik der Minerallagerstätten.**

Der Vortragende suchte die Grundzüge einer *Minerocoenologie* darzulegen, das heisst einer allgemeinen Lehre von den Mineralvergesellschaftungen. Sie wird sich systematisch in folgende Aufgabenkreise gliedern lassen:

1. Analytische Untersuchung der Mineralgesellschaften in qualitativer und quantitativer Hinsicht, zum Teil unter Berücksichtigung statistischer Methoden.
2. Studium des Vorkommens und der Verbreitung der Mineralassoziationen.
3. Studium der Entstehung der Minerallagerstätten und der Beziehung der einzelnen Mineralarten zueinander.
4. Studium der Beziehungen der Mineralgesellschaften zueinander vom provinzialen und allgemein genetischen Standpunkte aus.
5. Ausarbeitung einer allgemeinen minerocoenologischen Systematik.

Von dieser umfassenden Wissenschaft sind Gesteinskunde und Erzlagerstättenkunde nur ein Teil. Der Vortragende bespricht, indem er eine vorläufige minerocoenologische Systematik

darlegt, eine Reihe, bei der Ausarbeitung dieser Lehre sich aufdrängender Fragen.

Eine ausführlichere Arbeit erscheint in den Schweizerischen Mineralogisch-petrographischen Mitteilungen.

b) Nachmittagssitzung der Subsektion für Geologie und Stratigraphie.

Präs. M. LUGEON; Sekretär A. JEANNET und E. WEGMANN.

8. — A. BUXTORF und O. WILHELM (Basel): **Ueber Sackungserscheinungen im Safiental (Graubünden)** (mit 2 Textfiguren.)

Es ist das Verdienst von CHR. TARNUZZER, zum erstenmal auf die grosse Verbreitung von „Bergsturzmassen" im obersten Teil des Safientals hingewiesen zu haben (Lit. Nr. 1)[1]. Im Sommer 1920 hatten wir Gelegenheit dieses Gebiet besichtigen zu können und möchten nun durch einige kurze Mitteilungen darauf aufmerksam machen, dass diese Vorkommnisse nicht bloss den obersten Talabschnitt charakterisieren und hier wohl in noch grösserer Ausdehnung auftreten als CHR. TARNUZZER angenommen hat, sondern auch in ähnlicher Weise schon im untern Safiental zu beobachten sind. Allerdings möchten wir die gesamten Terrainbewegungen weniger als scharf umschriebene, eigentliche *Bergstürze* bezeichnen, sondern — wie dies übrigens schon H. PH. ROOTHAAN (Lit. Nr. 3, S. 287) angedeutet hat — als langsame *Sackungsvorgänge*, bei denen die abgleitenden Massen ihren Schichtverband wenigstens zum Teil noch gewahrt haben. Die Ursache für diese Sackungen und Rutschungen liegt im geologischen Bau begründet: Die axial nach E neigenden Bündnerschiefer, in welche fast das ganze Safiental eingeschnitten ist, streichen ziemlich genau parallel zur südnördlichen Talrichtung und dementsprechend wird der westliche Talhang im grossen ganzen von *Schichtflächen* gebildet, während auf der E-Seite die Schicht*köpfe* herausstechen. Die Standfestigkeit des östlichen Abhangs ist deshalb im allgemeinen eine gute, während am westlichen Talhang schon die geringste Unterschneidung, gleichviel welcher Entstehung sie sein mag, ein Abgleiten der Schiefermassen zur Folge haben muss. Etwas günstiger liegen lokal die Verhältnisse für die W-Seite nur in den Abhängen der Kette Unterhorn–Piz Fess–Günerhorn, wo die Schichten fast senkrecht aufgerichtet sind und, ENE streichend, mehr *quer* zur Talrichtung verlaufen.

---

[1]) Siehe Literaturverzeichnis am Schlusse.

A. Die Sackung von Tenna (vergl. Siegfriedblatt 410, Thusis).

Geht man von Eckschi der Strasse entlang nach Acla, so fällt einem im Rütenenwald das wechselvolle Einfallen der hie und da hervorstechenden Bündnerschieferköpfe auf. Es zeigt sich wirre Lagerung, die in schroffem Gegensatz steht zum sonst so gleichförmigen östlichen Einfallen der Bündnerschiefer. Untersucht man dann den steilen Talabhang bei Eckschi, so findet man auch hier an den zahlreich entblössten Stellen nirgends gesundes Gestein, sondern nur stark gelockerte und zerrüttete Bündnerschiefer. An der rechten Talseite dagegen ist alles intakter Fels, der in steilen Wänden gegen die Rabiusa abfällt. Von den auf der rechten Talseite stehenden Häusern von Wald aus erkennt man, dass auch gegenüber Salenwald die linke Talböschung nur aus gelockertem Felsenmaterial besteht.

Eine Erklärung für dieses merkwürdige Verhalten ergibt sich durch die nähere Betrachtung des ganzen linksseitigen Abhangs von Tenna. Schon im Kartenbilde besteht ein scharfer Kontrast zwischen dem sanft geböschten Gelände von Tenna und dem weiter südwärts folgenden linksseitigen Talhang bei Häfeli, Birken und Gün. Aus dem Kurvenverlauf der Karte ist auch ersichtlich, dass am Oberrande der Tenneralp eine merkwürdige Depression existiert, welche die Alp vom Felsgehänge des Nollen und Schlüchtli trennt. Alle diese Beobachtungen zusammenfassend, gelangt man zur Erkenntnis, dass *zwischen Thälibach und Aclertobel ein gewaltiger Schnitz aus der linken Talflanke ausgebrochen und gegen das Tal der Rabiusa abgesackt ist.* Durch diese *Sackungsmasse von Tenna* hat hier eine Verdrängung der Rabiusa nach E zu stattgefunden, und es ist wahrscheinlich, dass die abgerutschten Massen ein ehemaliges Rabiusabett zugeschüttet haben, das tiefer war als das heutige. Zur Verdeutlichung des Gesagten dient die umstehende Fig. 1. Möglicherweise hat die Sackungsmasse im oberhalb liegenden Talstück vorübergehend einen See erzeugt; allein die Rabiusa hat denselben rasch in einen Alluvialboden verwandelt, auf welchem nun die Seitenbäche ihre Schuttkegel aufbauen.

Leider reichte die uns zur Verfügung stehende Zeit nicht aus, die genaue *N-Grenze der Sackung von Tenna* festzulegen. Wir müssen es einstweilen offenlassen, ob dieselbe von der Tenneralp gegen das Dorf Acla und von da direkt zur Rabiusa hinab verläuft, oder ob sie bei P. 2019 ins Aclertobel hineinstreicht und diesem entlang die Rabiusa erreicht. Die letztere Annahme scheint eher zuzutreffen; sie würde die starken Locke-

rungserscheinungen der Bündnerschiefer auf der S-Seite des Aclertobels erklären, welche schon eine Verlegung der Strasse erfordert haben. Auch die vielen Anrisse am linksseitigen Talhang der Rabiusa nördlich Acla scheinen auf Sackung auch dieses Abschnittes hinzudeuten.

Beiläufig bemerkt, ist auch der *Bergabhang im Kellenwald* nördlich des Aclertobels von Schutt gebildet und in starker Setzung begriffen, doch haben diese Terrainbewegungen mit der viel ältern Sackung von Tenna nichts zu tun. Innerhalb der gesackten Masse von Tenna äussern sich unseres Wissens gegenwärtig keine Bewegungen mehr; die Masse scheint in sich zur Ruhe gekommen zu sein. Nur unten am Fuss des Sackungsschuttes, wo die Rabiusa anschneidet, erfolgen kleinere Nachbrüche.

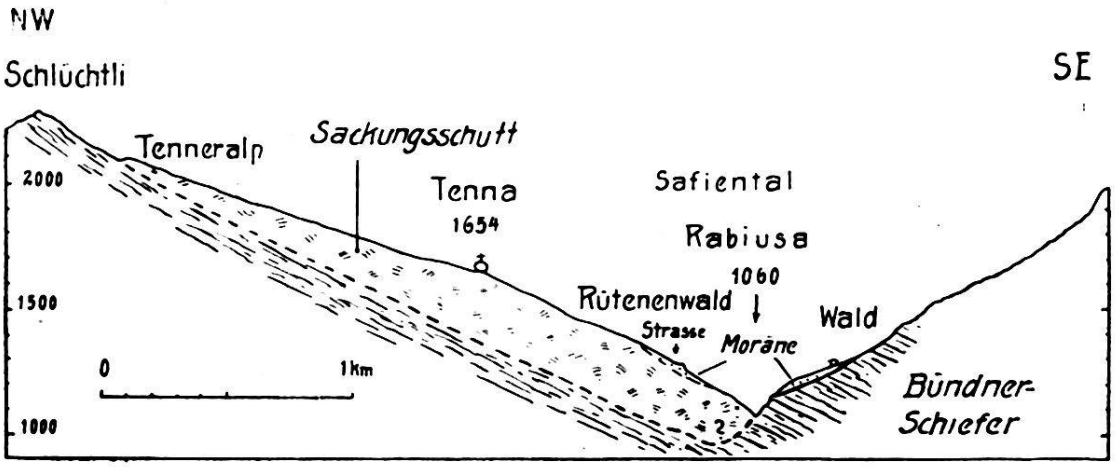


Fig. 1. Profil durch das Sackungsgebiet von Tenna.

Was die *geologische Datierung der Sackung von Tenna* betrifft, so ist sie vermutlich im Anschluss an das Abschmelzen der Gletscher der letzten Vereisung erfolgt. Die bei Acla, im Rütenenwald und bei Eckschi im Sackungsgebiet auftretenden Moränendecken sind wohl als mitverrutscht zu bezeichnen und wären somit älter als die Bewegung selber. Andernfalls wäre man gezwungen, nach dem Sackungsvorgang einen nochmaligen kurzen Vorstoss des Gletschers anzunehmen. Wir sind geneigt, einstweilen die erste Auslegung für die richtige zu halten.

Betrachten wir zum Schluss die ganze Berggruppe des Piz Riein, welche sich zwischen Safiental, Vorderrhein und unterm Lugnetz erhebt, so zeigt ein Blick auf die topographische Karte, wie aus dem Bergmassiv nach allen Richtungen hin grosse Schnitze ausgebrochen sind: im E die Sackung von Tenna, im N die Abbrüche von Valendas (Lit. 3) und Aalen (Lit. 5, S. 178); im W die Sackung von „Ils fopps" östlich

Riein. Nach der Karte zu urteilen (man vergl. am besten die Überdruckkarte 1 : 50,000, Viamala), scheint die Sackung von Riein die jüngste zu sein: dem frischen Abrissrand oben entsprechen die jungen Abbrüche unten gegen das Rieiner-Tobel.

Im Anschluss an unsere Darlegungen über die Sackung von Tenna möchten wir noch kurz auf die interessante Tatsache des *Vorhandenseins erratischer Blöcke von Granit und Gneiss* hinweisen, welche nordöstlich Eckschi *im Weidgelände unterhalb Wald* aus der Moränenbedeckung hervorstechen. Es handelt sich um kleinere Brocken von Adulagneiss, namentlich aber auch um einige grössere Granitblöcke aus dem Bündneroberland. Nach Bestimmung durch Dr. Fr. Weber, dem wir hierfür bestens danken, stammt einer der Granite aus dem östlichen Gotthardmassiv (Val Medels oder Val Somvix) und zeigt alle Eigentümlichkeiten des Medelsergranits. Zu diesem Erratikum des Vorderrheingletschers gehören andererseits auch die Blöcke von Puntegliasgranit, welche R. Gsell weiter unten im Bett der Rabiusa, gegen das Versamer Tobel zu nachgewiesen hat (Lit. 5, S. 135 und Tafel I). Der Hauptgletscher des Vorderrheintales hat somit weit ins untere Safiental hineingereicht, doch muss dasselbe schon damals beträchtliche Tiefe besessen haben, denn die von uns beobachteten erratischen Blöcke mögen wohl 100 m tiefer liegen als die Häuser von Wald. Wir begnügen uns mit diesem kurzen Hinweis und enthalten uns weiterer Bemerkungen über die Wechselbeziehungen des Vorderrhein- und Safiengletschers und die Talgeschichte der Rabiusa; im besondern wäre eine Diskussion der letztern ja nicht möglich ohne eine Berücksichtigung der Flimserbergsturzmassen.

B. Die Sackungen im obern Safiental (vergl. Siegfriedblatt 413 Vrin).

Wie wir schon eingangs erwähnt haben, liegen in diesem Talabschnitt die erstmals von Chr. Tarnuzzer beschriebenen Terrainbewegungen, und zwar unterscheidet er zwei scharf getrennte Bergsturzgebiete: ein südliches, unterhalb Valletscha-Alp gelegen und ein nördliches bei Bach-Malönia (vergl. topogr. Skizze in Nr. 1, S. 42). Wegen des Fehlens von Moränenschutt neigt Tarnuzzer zur Annahme, es sei der nördliche Bergsturz erst *postglazial* erfolgt, während der südliche, von erratischem Material begleitete, noch *vor Schluss der allerletzten Vergletscherung* (Daunstadium) niedergegangen wäre.

Die Angaben Tarnuzzers möchten wir nun im folgenden noch etwas ergänzen, wobei wir uns stützen auf eine Begehung

des obern Talabschnittes und die umfassenden Einblicke in die Gestaltung der Talwestseite, welche sich dem einen von uns (O. W.) zu wiederholtenmalen anlässlich der geologischen Kartierung der E- und S-Seite des hintersten Safientales boten.

Über den *Talgrund* gilt zunächst folgendes: vom Curtnätscherhof nach N zu entwickelt sich eine von Flusskies eingenommene Alluvialebene, welche sich bis zum Schluchteingang unterhalb Malönia erstreckt. Wie unten bei Tenna, sind auch hier die beiden Talseiten sehr verschieden gestaltet. Die *E-Seite* wird von intakten, schwach nach E neigenden, kalkigen Bündnerschiefern gebildet, welche einzig unten in der Schlucht gegenüber Bannwald eine dünne Einlagerung von Grünschiefern aufweisen. Die *westliche Talseite* dagegen besteht auf der ganzen Länge, vom Wannentobel bis über Bach hinaus, aus abgerutschten Massen, die teils blockartig aufgelöst sind, teils aber noch Schichtverband erkennen lassen. Letzteres ist besonders in der linken Schluchtwand bei Malönia der Fall. Bezeichnend ist auch das schon von Chr. Tarnuzzer erwähnte Vorherrschen von Grünschiefermaterial in den Schuttmassen, wodurch ein scharfer Konstrast zur rechten Talseite geschaffen wird. Es scheint uns nun, dass diese Sackungserscheinungen noch sehr viel ausgreifender sind als Tarnuzzer seinerzeit angenommen hat. Unseres Erachtens trägt der *ganze* Abhang, von Valletscha im S bis zum Bachertobel den Charakter eines zusammenhängenden Sackungsgebietes, dessen Bewegungen allerdings sich über lange Zeiträume erstreckt haben dürften und stellenweise auch noch heute fortschreiten (Abhang E und W Bach!).

Dasselbe Gepräge zeigt übrigens auch das Gelände von Camana und der Camaneralp; hier sind es namentlich die nahe am Grat bei P. 2521 auftretenden Wassertümpel und Terrainköpfe, welche lebhaft an die den Oberrand der Sackung von Tenna kennzeichnende Terraingestaltung erinnern. Erst gegen Safien-Platz zu — oder vielleicht erst nördlich dieser Ortschaft — scheint dann der Untergrund der linken Talseite wesentlich von anstehendem Bündnerschiefer gebildet zu sein, doch stützen wir uns hier, wie übrigens auch bei Camana, weniger auf Beobachtungen als vielmehr auf die Siegfriedkarte.

Aber auch die *Mächtigkeit der Schuttmasse* möchten wir, besonders gegen die Talsohle zu, für viel beträchtlicher halten als dies Tarnuzzer in seinem Profil darstellt und wir sind der Ansicht, dass die Sackung bei Malönia auch eine *Flussverlegung* zur Folge gehabt hat. Wir vermuten eine alte, tiefe Rabiusa-Rinne von St. Läsgerhof nordwärts unter dem Bannwald durch,

etwa 100—200 m westlich des heutigen Flussbettes und ungefähr parallel zu ihm. Dieser alte Tallauf wäre durch die von der westlichen Talseite abgleitende Sackungsmasse von Malönia zugeschüttet und die Rabiusa nach E und gleichzeitig in ein höheres Niveau verlegt worden (vergl. Fig. 2).

Die Verdrängung der Rabiusa nach E führte zu einer *Unterschneidung des östlichen Talhangs* und damit zur Entstehung der Steilwände, die wir am Fusse des E-Abhangs von Malönia bis gegen Safien-Platz zu finden. Kleinere Bergstürze von der E-Seite her konnten dabei nicht ausbleiben. So hat sich erst vor einigen Jahren ein kleiner Felsabsturz direkt westlich unter der äussern Alp Bruschg (P. 1988) ereignet und das Rabiusabett verschüttet. Oberhalb der Sturzmasse ist in-

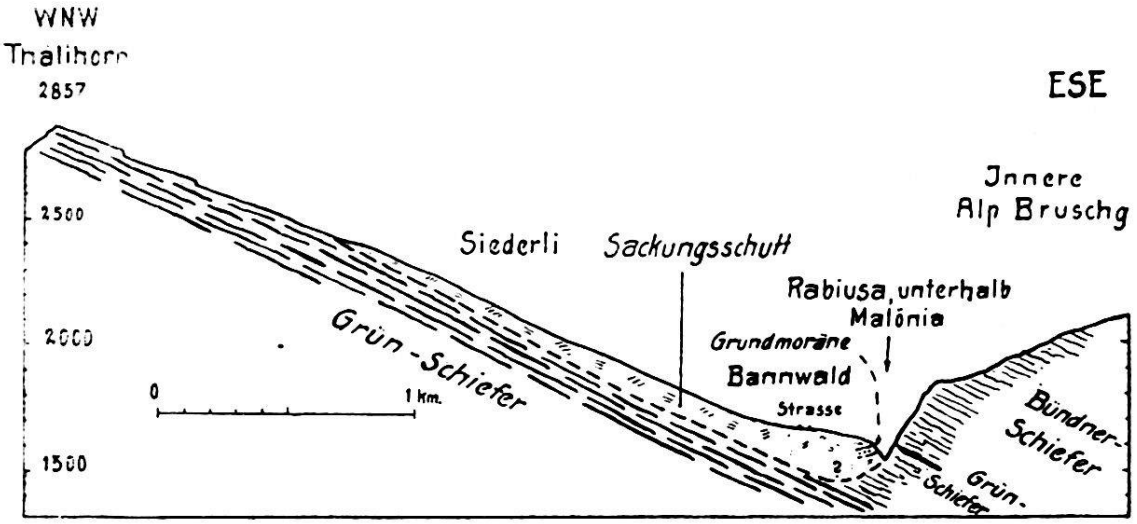


Fig. 2. Profil durch das Sackungsgebiet von Malönia.

zwischen schon eine Kiesebene aufgeschüttet worden, die bis Bach hinaufreicht.

Auch westlich unterhalb Alp Fareina deutet der Verlauf der Felswand auf eine Abbruchsnische hin. Hier nun verdrängten die Schuttmassen die Rabiusa wieder nach W zu; die dadurch erzeugte Unterschneidung des westlichen Talhangs führte zu den jungen Anrissen SSE Muren.

Alle diese Nachbrüche von der östlichen Talseite her aber sind nur die Folge der Verschüttung des alten Rabiusabettes durch die gewaltigen Rutsch- und Sackungsmassen der W-Seite, mit denen sich — der Masse nach — die Bergstürze der E-Seite nicht vergleichen lassen.

Auf eine interessante Erscheinung möchten wir noch kurz hinweisen, nämlich auf die von Chr. Tarnuzzer beim Thurrahaus (Beim Thurm) entdeckten erratischen Blöcke von Glimmer-

schiefer, grünlichem Gneis und Hornblendegneis, deren Ursprungsort drüben in *Vals* (Fanellagletscher-Peilertal) gesucht werden muss. Diese zerstreuten Blöcke bestimmten TARNUZZER, das Abgleiten der Schuttmassen am E-Abhang des Weissensteinhorns zeitlich noch *vor* den Schluss der allerletzten Vergletscherung zu verlegen. — In der spätern Notiz (Lit. Nr. 2) teilt TARNUZZER dann mit, dass Revierförster CHR. BUCHLI-TESTER noch an weitern Stellen des linken Talhangs (unterhalb Alp Guw bei Ober Camana-Inner Zalön) Valsergesteine aufgefunden habe. Gerade diese letzteren von Camana-Zalön besitzen grösste Bedeutung, denn sie liefern eigentlich erst den Beweis, dass wirklich hinten im Safiental ein Überfliessen des Eises von Vals her stattgefunden hat, wahrscheinlich in der tiefen Depression des Tomülpasses.

Allerdings möchten wir nun TARNUZZER nicht folgen, wenn er aus dem Vorhandensein erratischen Materials eine bestimmte Datierung der Terrainbewegungen der westlichen Talseite ableiten will. Die Vermengung von Schutt und erratischem Material deutet unseres Erachtens eher daraufhin, dass auch das letztere *mit abgerutscht* ist und nicht erst später vom Gletscher auf den Sackungsmassen abgelagert wurde. Alle Rutschungen und Sackungen der westlichen Talseite wären somit erst *postglacial* erfolgt, allerdings in baldigem Anschluss an das Abschmelzen des Eises.

Im Anschluss hieran möchten wir noch auf ein *Grundmoränenvorkommen* hinweisen, das sich SE Bach am Abbruch des Bannwaldes gegen die Rabiusa zu findet, eingeschaltet zwischen gelockerten, gesackten, tonigen Bündnerschiefern (unten) und versackten Grünschiefern (oben). Die Grundmoräne bringt eine Quelle zum Ausfliessen. Man könnte diese Moräne als Beweis dafür anführen, dass eine *erste* Sackung sich *vor* dem definitiven Abschmelzen des Eises vollzogen habe und dann später erst die grosse Grünschiefersackung erfolgt sei. Bevor aber weitere Anhaltspunkte für eine derartige Deutung vorliegen, neigen wir eher zur Annahme, es sei die Grundmoräne zusammen mit den unterlagernden Bündnerschiefern postglacial abgerutscht und durch die jüngere Grünschieferrutschung eingedeckt worden.

Für die vorhin erwähnten Gneisblöcke beim Thurrahaus hat ROOTHAAN (Lit. 4, S. 287) die Ansicht geäussert, es seien dieselben nicht als erratische Valsergesteine zu deuten, sondern als Sturzblöcke von den Nollen her, wo ihr Anstehendes wohl die dortige von F. ZYNDEL entdeckte Trias begleiten dürfte. Die Unhaltbarkeit dieser Annahme hat schon CHR. TARNUZZER (Lit. 2) nachdrücklich betont und wir können bestätigend heute

beifügen, dass bei der geologischen Aufnahme der Nollen durch den einen von uns (O. W.) nur Trias, aber keinerlei kristalline Gesteine nachgewiesen worden sind.

Zitierte Literatur.

1. CHR. TARNUZZER: Die prähistorischen Bergstürze im obersten Safiental. Jahresber. Naturf. Ges. Graubündens, N. F. LVIII, 1917—18.
2. — Nachtrag zu den prähistorischen Bergstürzen im obersten Safiental. Jahresber. Naturf. Ges. Graubündens, N. F. LX, 1919—21.
3. — Ein diluvialer Bergsturz der Bündnerschieferzone auf der Flimserbreccie von Valendas. Jahresber. Naturf. Ges. Graubündens, N. F. XLIII, 1900.
4. H. PH. ROOTHAAN: Tektonische Untersuchungen im Gebiet der nordöstlichen Adula, etc. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrgang 63; 1918.
5. R. GSELL: Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal. Jahresber. Naturf. Ges. Graubündens, N. F. LVIII, 1917—18.

9. — A. BUXTORF (Basel): **Das Längenprofil des schweizerisch-französischen Doubs zwischen dem Lac des Brenets und Soubey** (mit 3 Textfiguren).

In einer kleinen Notiz „*Über alte Doubsläufe zwischen Biaufond und Soubey*" haben E. LEHNER und ich vor Jahresfrist versucht, einen kleinen Beitrag zur Geschichte des Doubstales zu liefern (vergl. Lit. 2). Seither hatte ich Gelegenheit, mich weiter mit diesen Fragen zu beschäftigen und möchte nun das damals Gesagte ergänzen durch eine Besprechung des *Längenprofils des schweizerisch-französischen Doubs zwischen Lac des Brenets und Soubey*. Als Grundlage meiner Ausführungen dient die nachfolgende Figur 1, welche entworfen wurde unter Benützung des in letzter Zeit vom Eidgen. Amt für Wasserwirtschaft in Bern ausgeführten Präzisionsnivellements des schweizerisch-französischen Doubs. Ich möchte nicht versäumen, der Direktion der betreffenden Amtsstelle, Herrn Dr. MUTZNER, bestens dafür zu danken, dass mir gestattet wurde, die genannten Vermessungen zu verwerten.

Dieses Profil — es wurde der Übersicht wegen in *hundertfacher Überhöhung* gezeichnet — zeigt nun auf den ersten Blick die Gliederung des Flusslaufes in einzelne *scharf voneinander geschiedene Abschnitte*, die sich im allgemeinen zu einer *Treppe* anordnen. Wir wissen, dass diese Segmentierung durch Bergsturz- und Sackungsmassen bedingt ist, welche von den Talflanken heruntergestürzt sind. Bevor wir nun aber die allgemeinen Charakterzüge des Tales weiter besprechen, wollen wir, flussabwärts gehend, die einzelnen Teilstücke einer kurzen Prüfung unterziehen.

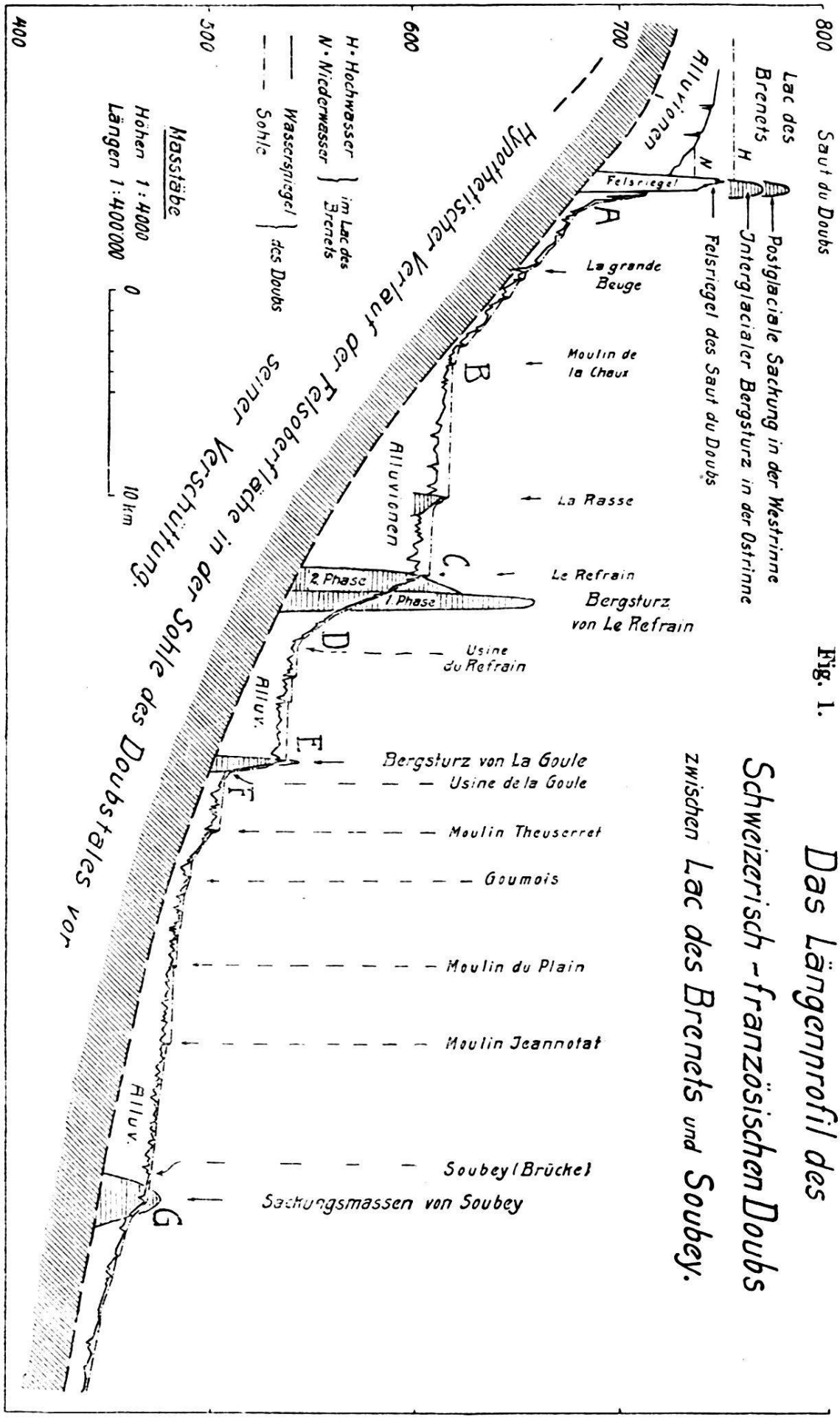


Fig. 1.

Das Längenprofil des Schweizerisch-französischen Doubs zwischen Lac des Brenets und Soubey.

I. Die Gefällsverhältnisse zwischen Lac des Brenets und Soubey.

1. Lac des Brenets et Saut du Doubs.

H. SCHARDT (Lit. Nr. 1) hat seinerzeit dargelegt, dass der *Saut du Doubs* und der *Lac des Brenets* ihre Entstehung einer *Verschüttung des alten Talweges* des Doubs verdanken und zwar hat sich dieser Vorgang *zweimal* abgespielt: der heutige Lauf entspricht der *dritten* Abflussrinne. Nach Ansicht von H. SCHARDT wäre der auf der NW-Seite liegende alte Doubslauf als der *älteste* zu bezeichnen. Eine Sackung des westlichen Talhangs hat dieses alte Tal ausgefüllt und den Doubs nach SE zu verdrängt. Die hier sich bildende *zweite* Rinne aber ist wieder verschüttet worden durch einen Bergsturz von der SE-Seite her. Nunmehr blieb dem Fluss nichts mehr übrig als sich *über* die Trümmermassen hinweg oder *durch* dieselben hindurch einen neuen Abfluss zu suchen. So entstand zwischen Lac des Brenets und Saut du Doubs die heutige Abflussrinne; sie ist noch wenig tief und mündet nach unten mit dem Wasserfall des *Saut du Doubs* ins alte Doubstal aus, genauer gesagt in die *nordwestliche* der beiden alten Rinnen. Die Felswand des Wasserfalls wäre nach H. SCHARDT gleichfalls als *abgesackt* zu betrachten: sie würde dem Ostende der von NW her abgebrochenen Felsmasse entsprechen; in ihr liegt oberhalb des Saut du Doubs auch das heutige Flussbett (vergl. Nr. 1, Fig. 12, S. 321).[1])

Anlässlich einer im Oktober dieses Jahres mit den Herren Dr. JULES FAVRE und Prof. L. W. COLLET von Genf, sowie Herrn Ingenieur O. SCHURTER von Bern ausgeführten Exkursion bot sich die Möglichkeit einer eingehenden Besichtigung des Saut du Doubs und seiner Umgebung. Wegen des Niederwassers lag nämlich die ganze Flusstrecke zwischen Lac des Brenets und Saut du Doubs trocken; das wenige Wasser fand unterirdischen Abfluss. Dabei ergaben sich nun verschiedene Beobachtungen, welche unseres Erachtens durch die SCHARDT'sche Interpretation keine befriedigende Erklärung finden; im besondern konnten wir uns nicht damit befreunden, die Felswand des Saut du Doubs als zur Sackungsmasse gehörend zu betrachten. Die Schichtung des Absturzes ist so ruhig und regelmässig, ebenso vermisst man jegliche auffallende Klüftung, dass wirklich nichts dagegen spricht, den Felsen als *anstehend* aufzufassen. Deutlich ist dann aber zu erkennen, wie die flachliegenden Felsen des Saut du Doubs nach NW zu an die das alte Doubstal erfüllende Sackungsmasse anstossen: diese letztere

[1]) Vgl. Literaturverzeichnis am Schluss.

zeigt stark nach SE geneigte Schichten, ist sehr stark zerklüftet und bietet dadurch dem Wasser des Lac des Brenets die leichteste Möglichkeit unterirdischen Abflusses. Es ist bekannt, dass Wasser des Sees noch an andern Stellen unterhalb des Saut du Doubs wieder zutage tritt, doch brauchen wir hierauf nicht näher einzutreten.

Weniger deutlich als der nordwestliche alte Lauf ist die *südöstliche alte Rinne* erkennbar. Ihr Vorhandensein ergibt sich aber aus der Verteilung von Fels und Schutt und aus der gesamten Morphologie des Riegels. Für die Beurteilung des Alters der Verschüttung ist nun die Tatsache wichtig, dass es Herrn Dr. J. Favre schon vor längerer Zeit gelungen ist, *über* dem die Rinne ausfüllenden Bergsturzschutt *Grundmoräne* mit gekritzten Geschieben nachzuweisen, welche nach ihm dem *Lokalgletscher der Würmeiszeit* zugezählt werden muss. Der entscheidende Aufschluss, auf welchen uns Herr Dr. Favre aufmerksam machte, liegt in einer zur Gewinnung von Strassenmaterial angelegten kleinen Grube am rechten Wegbord, wenig nordöstlich des Hotels du Saut du Doubs. Man erkennt dort deutlich, wie gegen die Oberfläche zu, dem Schutt sich Moränenmaterial beimengt; offenbar hat der Gletscher der Würmeiszeit das oberste Bergsturzmaterial etwas verschürft und mit seinen Moränen vermengt.

Diese wichtige Feststellung lässt sich nicht wohl vereinigen mit der von H. Schardt aufgestellten Reihenfolge der Verschüttungsvorgänge und Flussverlegungen. Vielmehr ergibt sich nach unsern Beobachtungen für den Riegel des Saut du Doubs folgende, in nebenstehender Figur 2 veranschaulichte Geschichte:

1. Das älteste Doubstal, *Rinne A*, liegt auf der *SE-Seite* des heutigen und ist in der letzten Interglacialzeit durch einen Bergsturz von SE her zugeschüttet worden. Da sich über dem Bergsturz Moräne der letzten Eiszeit ausbreitet, sind Talbildung und Verschüttung mindestens *prä-würmisch.*

2. Die Verschüttung der Rinne A hat den Doubs nach NW verdrängt und dort hat er sich die *Rinne B* gebildet. Diese aber ist später durch den Abbruch des unterschnittenen nordwestlichen Talhangs *wieder* aufgefüllt worden und zwar muss sich dieser Vorgang erst *postglacial*, und zwar in relativ sehr junger Zeit, vollzogen haben. Für die Jugendlichkeit spricht die Frische der Ausbruchsnische, namentlich aber auch das Vorhandensein des Lac des Brenets, der sonst längst der Zuschüttung anheim gefallen wäre.

3. Infolge der Verstopfung der Rinne B muss sich der Doubs nun wieder nach SE verlegen: sein neues, noch heute benütztes Bett kommt auf die *Mauer anstehenden Felsens* zu liegen, welche sich zwischen die Rinnen A und B einschaltet und welche sich als trennende Lamelle wahrscheinlich von der Säge (bei der Auberge du Saut du Doubs) zum Saut und von da gegen La Roche zu verfolgen lässt. Leider fehlte uns die Zeit zu genauerer Kartierung der Felserstreckung, doch erklärt sich aus dem Gesagten ohne weiteres das „Anstehendsein" der Felswand des Saut du Doubs. Dieser liegt da, wo der Doubs vom Rücken der Lamelle herunterstürzt und sich nach NW zu mit der alten Rinne B vereinigt. Wenn sich am Saut du Doubs

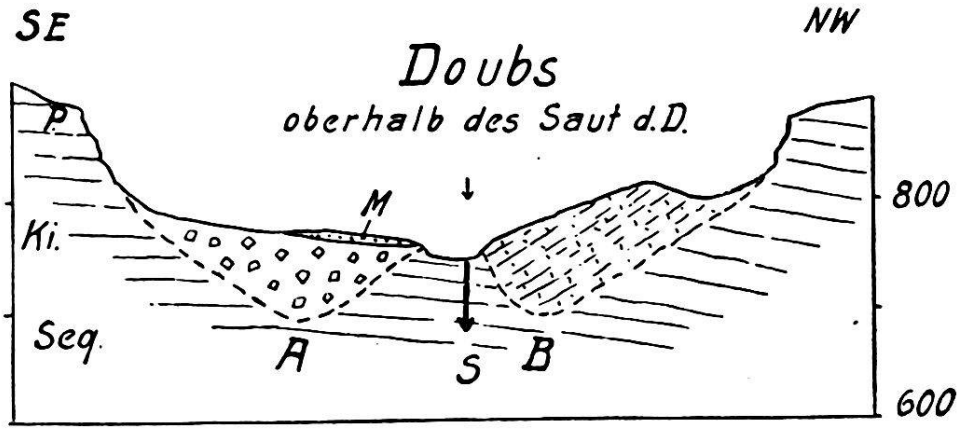


Fig. 2.

Profil durch das Doubstal beim Saut du Doubs. Masstab 1 : 10 000.

A = Abflussrinne (prä-würmisch); B = Abflussrinne (postglacial); S = Saut du Doubs
M = Grundmoräne des Würm-Lokalgletschers; P = Portlandien; Ki = Kimméridien;
Seq. = Séquanien.

noch fast keine Anzeichen von Rückwärtserosion des Flusses zeigen, so beruht dies auf der Jugendlichkeit der Verschüttung der Rinne B, namentlich aber an der geringen Erosionskraft des Doubs, der seine Geschiebe im Lac des Brenets ablagert und bei geringer Wasserführung unterirdisch — und zwar hauptsächlich längs der alten Rinne B — die Felslamelle des Saut du Doubs umfliesst.

Nach dem Gesagten ist die Reihenfolge der Flussverschiebungen also gerade umgekehrt als H. SCHARDT sie angenommen hat und es liegt auch kein Grund vor, den Felsen des Saut du Doubs, den übrigens H. SCHARDT selber anfänglich geneigt war, für anstehend zu halten (Lit. 1, S. 320), als versackt aufzufassen.

2. *Saut du Doubs—Moulin de La Chaux.*

Aus Fig. 1 ist die Sonderstellung sofort ersichtlich, welche diese Strecke A—B einnimmt: der Doubs besitzt *gleichförmiges Gefälle* und es treten bei der Grande Beuge und etwas unterhalb derselben auch *Felsschwellen in der Flussohle* auf. Dies ist besonders wichtig, da sonst auf der ganzen Strecke von Les Brenets bis über Soubey hinaus nirgends mehr im Fluss eine lückenlose Felsverbindung zwischen den beiden Talhängen existiert. Auch oberhalb der Grande Beuge, gegen Punkt A zu, scheint die Schuttauffüllung des Bettes nur wenig mächtig zu sein, denn es fehlen breite Alluvialböden.

Wir werden unten auf die Wichtigkeit dieses Abschnittes für die Deutung der Geschichte des Doubstales zurückzukommen haben.

3. *Moulin de la Chaux—Usine du Refrain* (B-C-D).

Das bestimmende Moment dieser Strecke bildet der von Sackungspaketen begleitete *Bergsturz des Refrain*, der wieder zu einer Verlegung des Doubstales geführt hat. Über diese Verhältnisse habe ich mit E. Lehner (Lit. Nr. 2) Näheres berichtet, so dass ich zur Verdeutlichung des damals Gesagten nur auf die nebenstehende Figur 3 zu verweisen brauche. Wie schon letztes Jahr angedeutet, lassen sich beim Refrainbergsturz wahrscheinlich zeitlich zwei verschiedene Phasen auseinanderhalten. In einer *ersten* Phase erfolgte die eigentliche Verschüttung des alten Tales durch eine Rutsch- und Sturzmasse aus Oxford und Rauracien, deren Mächtigkeit erwiesenermassen (Zuleitungsstollen des Refrainwerkes!) lokal auf über 150 m ansteigt. In der Blockierungsstrecke des alten Tales (nördlich Punkt A der Figur 3) reichen die Schuttmassen noch heute bis zur Höhe von 658 m ü. M., so dass die talaufwärts liegende Talstrecke temporär bis etwa auf diese Quote in einen See verwandelt worden ist. Später erfolgte dann dessen Entleerung durch das neu sich bildende, bis heute benützte Doubstal.

Offenbar haben aber neue Nachbrüche, direkt oberhalb des ersten erfolgend, auch dieses neue Tal wieder beträchtlich verschüttet; erst diese *zweite* Phase ist es eigentlich, welche im neuen Tal die von der Usine du Refrain ausgebeutete Gefällsstufe C—D geschaffen hat.

Sowohl die erste als besonders die zweite Verschüttung des Tales durch den Bergsturz von Le Refrain haben das flussaufwärts folgende Tal in einen See verwandelt. Dieser aber ist längst durch die Alluvionen des Doubs aufgefüllt worden;

besonders bei Biaufond wird der Doubs von breiten Alluvialböden begleitet.

Flussaufwärts aber verlieren sich die Alluvialsäume je mehr wir uns dem Abschnitt von *La Rasse* nähern.

Aus Fig. 1 ist ersichtlich, dass bei *La Rasse* die Strecke B—C einen deutlichen Knick aufweist, der zu beträchtlich ist, als dass man ihn bloss auf die hier errichteten künstlichen Stauwehre zurückführen könnte. Tatsächlich liegt auch hier ein kleiner Bergsturz vor, dessen Ausbruchsnische oben am französischen Talhang deutlich zu erkennen ist. Die abgestürzte Masse scheint aber wenig bedeutend zu sein, und deshalb sind die Herren J. Favre und L. W. Collet mit mir der Ansicht,

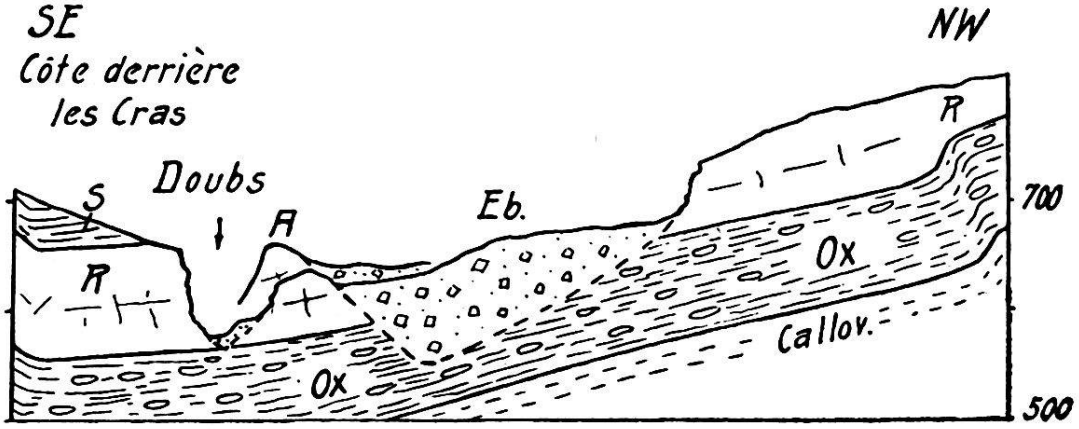


Fig. 3.

Profil durch das Doubstal, ca. 2 km. oberhalb der Usine du Refrain. Masstab 1 : 10 000.

A = Felsrippe zwischen dem heutigen und dem verschütteten alten Doubstal; Eb = Bergsturz und Sackungsmassen im alten Doubstal; S = Séquanien; R = Rauracien; Ox = Oxfordien; Callov. = Callovien.

dass die Bergsturzmasse von La Rasse nicht ins *leere* Doubstal gestürzt sei, sondern auf den Alluvionen ruhe, welche sich infolge des Bergsturzes von Refrain in dieser Talstrecke abgelagert hatten. Dieser Auffassung entspricht die Zeichnung in Fig. 1. Der Bergsturz von La Rasse aber war doch bedeutend genug, um den talaufwärts folgenden Talabschnitt zu stauen; so entstanden die Alluvionen, welche zwischen Moulin de la Chaux und La Rasse die Sohle und Ränder des Tales bilden.

4. *Usine du Refrain—Usine de la Goule* (D-E-F).

Zirka 6 km unterhalb Punkt D liegt im Tal die *Bergsturzmasse von La Goule*, welche ganz (?) oder teilweise erst im Jahre 1536 niedergebrochen sein soll. Infolge der Verschüttung des alten Tals ist der Doubs ganz an den südöstlichen Talhang und

in ein höheres Niveau verlegt worden; die Verschiebung ist aber zu unbedeutend, als dass sich zwischen dem alten und dem jetzigen Lauf eine trennende Wand von anstehendem Fels hätte bilden können.

Der schmale See, der auch hier oberhalb des Schuttriegels entstehen musste, ist stark verschlammt und durch seitliche Alluvionen eingeengt. Der Riegel selber ist nicht eine vollständig in Blöcke aufgelöste Sturzmasse, sondern einzelne Pakete haben ihren Schichtverband gewahrt und zeigen genau wie in der Rinne B am Saut du Doubs ein Schichtfallen nach Südosten zu. Auch hier findet ein (allerdings kleiner) Teil des gestauten Wassers unterirdischen Abfluss durch den Schuttriegel; möglicherweise hängen damit die Quellen zusammen, welche sich unterhalb der Sturzmasse auf der französischen Seite des Flusses zeigen.

Aus Fig. 1 ist auch ersichtlich, dass die durch den Bergsturz von La Goule bedingte alluviale Auffüllung des Doubstales sich bis zur Usine du Refrain erstreckt. Die zwischen D und E auftretenden kleinen Gefällsbrüche sind künstlich durch die Stauwehre alter Sägen oder Mühlen geschaffen worden (La Charbonnière, La Bouège).

5. *Usine de la Goule—Soubey* (F-G).

In der Nähe der am Fusse des Schuttriegels erstellten Usine de la Goule spricht der Talcharakter dafür, dass die Felssohle des Tales in ziemlich geringer Tiefe unter dem Flussbett vorausgesetzt werden darf. Felsschwellen von Talhang zu Talhang treten aber im Flussbett keine auf und dasselbe gilt, wie schon gesagt, auch für den talabwärts folgenden Talabschnitt bis Soubey und darüber hinaus. Im grossen ganzen ist das Gefälle der Strecke F—G ziemlich gleichförmig; der einzige stärkere Knick zeigt sich bei Moulin Theusseret, er ist aber im wesentlichen durch das hier errichtete Stauwehr bedingt. Dasselbe wiederholt sich im Kleinen bei Moulin du Plain und Moulin Jeannotat.

Erst unterhalb Soubey bei *Punkt G* ist wieder eine leichte Treppenstufe erkennbar; sie lässt sich erklären durch die grossen Schlipf- und Sackungsmassen, welche hier von beiden Seiten her in das Doubstal gerutscht sind. Auf der Südseite ist das von L. Rollier erkannte Sackungspaket von Roche brisée zu erwähnen; auf der Nordseite muss wahrscheinlich das ganze Gebiet: Côte des Bringuets, Chercenay, Geneveret, Pâturage de Chercenay bis und mit der Osthälfte der Pâture des Plains

als eine grosse, abgesackte oder noch in Sackung begriffene Masse bezeichnet werden.[1])

Wie schon letztes Jahr angedeutet worden ist, liegt möglicherweise unter diesen Massen ein altes Doubstal begraben, dessen Abzweigstelle unmittelbar nordwestlich der Kirche von Soubey (alte Schotter!) vorauszusetzen wäre. Von hier müsste das Tal nordostwärts geflossen sein (Richtung südlichste Häuser von Chercenay); die Einmündung in den heutigen Talweg dürfen wir unter dem Ostende der Côte des Bringuets vermuten. Es ist möglich, dass der Hauptrogensteinhügel, P. 564, nördlich Soubey als kleiner Inselberg zwischen dem heutigen und dem alten Doubslauf aufgefasst werden muss; es bestünde dann weitgehende Analogie zur Talverlegung beim Refrain. Auf Grund weiterer Untersuchungen hoffe ich später diese interessanten Fragen ihrer Lösung näher bringen zu können.

II. Der hypothetische Verlauf der Felsoberfläche in der Sohle des Doubstales vor seiner Verschüttung.

Nachdem wir oben im einzelnen verfolgt haben, wie fast die ganze Talstrecke Lac des Brenets–Soubey Verschüttung erfahren hat durch Bergstürze und dadurch bedingte Alluvionen, wollen wir nun noch kurz die Frage prüfen, wie denn wohl *früher* das Doubstal und seine Gefällsverhältnisse beschaffen gewesen sein könnten. Es ist ohne weiteres klar, dass eine Diskussion dieser Fragen uns sofort auf das Gebiet der Hypothesen führt; trotzdem möchte ich einige Bemerkungen in dieser Richtung hin nicht unterlassen, denn sie scheinen mir doch einen gewissen Kern von Berechtigung zu besitzen.

Den Ausgangspunkt zu einer derartigen Betrachtung bilden naturgemäss diejenigen Strecken, in denen keine oder doch keine nennswerte Ausfüllung des Tales mit Quartärbildungen stattgefunden hat: d. h. die *Strecke A—B* (Saut duDoubs–Moulin de la Chaux) und das Stück unterhalb der Goule. Wir wissen, dass im Abschnitt A—B sich sogar Felsschwellen finden.

Ziehen wir nun in Verlängerung der Richtung A—B eine nach oben leicht konkave Kurve gegen das Unterende der Treppe von La Goule, so unterfährt diese Linie in bezeichnender Weise auch die Stufe des Refrain und ebenso weiter unten diejenige von Soubey. Derartige Gefällskurven sind bezeichnend für Flüsse, welche genügend Zeit zur Verfügung hatten, das Gefälle ihres Bettes auszugleichen. Vom Doubs wissen wir nun

[1]) Meine früher (Lit. 3) gegebene Profildarstellung wird in diesem Gebiet korrigiert werden müssen!

aber, dass er seiner Anlage nach sehr *alt* sein muss; und dass er schon *vor* der letzten Eiszeit tief eingeschnitten gewesen sein muss, wird durch die verschüttete interglaciale Rinne A beim Saut du Doubs direkt bewiesen. Aus diesen Überlegungen heraus gewinnt deshalb die Annahme, es habe der schweizerisch-französische Doubs vor seiner Verschüttung eine ziemlich *ausgeglichene Gefällskurve* besessen, ausserordentlich an Wahrscheinlichkeit. Darf der in Fig. 1 dargestellte „hypothetische Verlauf der Felsoberfläche in der Sohle des Doubstales vor seiner Verschüttung" auch niemals als absolut zutreffend bezeichnet werden, so muss zum mindesten eine *ähnliche* Gefällskurve dem heutigen Doubstal zugrunde liegen. Die Herausbildung des heutigen Zustandes aber ist im wesentlichen wohl erst *postglacial* entstanden. Erst postglacialen Alters ist sicherlich die Verschüttung der Rinne B am Saut du Doubs; aber auch die Bergsturzmassen des Refrain, von La Goule und Soubey, tragen junges Gepräge.

Noch auf einen Punkt möchte ich zum Schlusse hinweisen. Auf Fig. 1 ist eben noch angedeutet, wie oberhalb des Saut du Doubs die hypothetische Gefällskurve des unverschütteten Doubstales von einer konkaven zu einer *konvexen* Kurve wird. Dieser Darstellung liegt keine Willkür zugrunde. Wir brauchen uns bloss zu vergegenwärtigen, dass auf der ca. 40 km langen Strecke Pontarlier-Fuss des Saut du Doubs (Punkt A) der Fluss nur ca. *115 m Gefälle* aufweist, während er auf der gleichlangen Strecke Punkt A Moulin-Jeannotat (ob Soubey) *205 m Gefälle* besitzt. Saut du Doubs und Lac de Brenets liegen also ungefähr da, wo die Gefällskurve ihren Sinn umkehrt.

An dieser Stelle ändert aber das Doubstal auch seinen *ganzen Charakter*. Von Brenets an aufwärts wird der Doubs allmählich zum Fluss der jurassischen Hochfläche; unterhalb des Saut du Doubs aber ist er tief eingeschnitten ins einheitliche Plateau der Franches Montagnes und der östlichen Franche Comté. Die Vertiefung des Doubstales durch rückschreitende Erosion ist bis in die Gegend des Saut du Doubs viel ausgeprägter als oberhalb des Lac de Brenets. Das hat seinen Grund darin, dass in der Gegend des Saut du Doubs der Fluss dieselbe Arbeit *zweimal umsonst* geleistet hat. Kaum war sein Bett aufgetieft, so stürzte die eine oder andere Wand nach und der Fluss musste von vorne beginnen. Die Nachbrüche der Talwände aber sind leicht verständlich, denn gerade in der Strecke intensivster rückschreitender Erosion, d. h. in der Gegend der Kurvenknickstelle musste die Tiefenerosion besonders kräftig wirken. Dem Riegel des Saut du Doubs kommt also für die Gestaltung des Doubstales regionale Bedeutung zu.

Zitierte Literatur.

1. H. SCHARDT: Mélanges géol. sur le Jura Neuchâtelois etc. Quatrième fasc., XX. Sur l'origine du Lac des Brenets. Bull. soc. neuchât. scienc. nat. tome, XXXI, 1902—03, pag. 312 etc.
2. A. BUXTORF und E. LEHNER: Über alte Doubsläufe zwischen Biaufond und Soubey. Ecl. geol. Helv. Vol. XVI. S. 71. 1920.
3. A. BUXTORF: Über den Gebirgsbau des Clos du Doubs etc. Bericht über d. Vers. d. Oberrhein. geol. Vereins. 42. Versammlung, Heidelberg, 1909, S. 74.

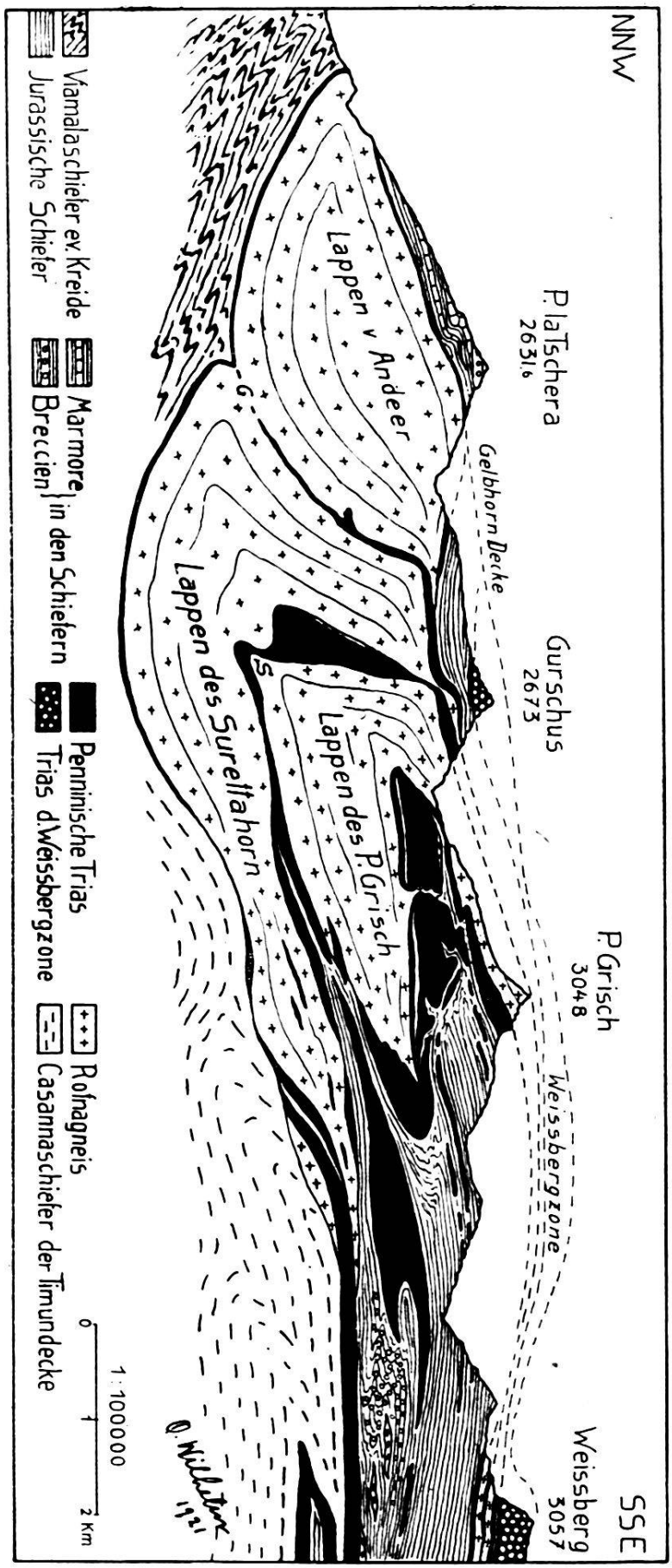
10. — O. WILHELM: **Versuch einer neuen tektonischen Interpretation der Rofnagneise** (mit einer Textfigur).

Der Rofnagneis oder Rofnaporphyr, wie man das Gestein nach seiner vorherrschenden granitporphyrischen Ausbildung bezeichnet, hat seine Hauptverbreitung im Gebiet des Zusammenflusses von Hinterrhein und Averserrhein. Seine N-Grenze liegt bei Andeer, seine S-Grenze südlich Inner Ferrera; im W streicht er im Gebiet des Splügenpasses in die Luft aus und taucht im E zwei bis vier Kilometer östlich der Talsohle Avers-Schams unter die tektonischen Einheiten von Schams und Oberhalbstein. Auch in letzteren finden sich häufig verschürfte Fetzen von Rofnagestein als Indikatoren von Überschiebungsflächen.

Durch eine Anzahl N-wärts einfallender Triaszonen wird die grosse Masse der Rofnagneise in mehrere hintereinanderliegende Segmente zerlegt. Man hielt bis jetzt diese Triaszonen für N-wärts einstechende Mulden, so dass der Gneis in S-wärts blickende Rückfalten gelegt erschien und betrachtete die Rofnagneismasse als Stirnregion der Surettadecke (vgl. Profil in C. SCHMIDT „Die Eisenerzvorräte der Schweiz" in „The Iron Ore resources of the World" 1910, pag. 136 und A. HEIM, Geologie der Schweiz, Bd. II, pag. 557). Meine tektonischen Untersuchungen anlässlich der Bearbeitung der Erzlagerstätten des Val Ferrera haben nun aber ergeben, dass diese Interpretation nicht mehr allen Beobachtungen gerecht wird, dass wir eine andere Deutung der tektonischen Stellung des Rofnagneises versuchen müssen.[1])

Verfolgen wir zuerst die Triaszone, die direkt ausserhalb *Ausser Ferrera* den Rhein querend das Hangende des südlich anstossenden Gneises bildet, mit Rauhwacke beginnt und mit einer mehr oder weniger stark ausgequetschten Bündnerschieferlamelle gegen den nördlichen Gneis absetzt. Über *Ursera* verläuft die Zone ins *Surettatal*, steigt von dort gegen W

[1]) Bei meinen Begehungen standen mir auch die aus den Jahren 1907—1910 stammenden Aufnahmen von C. SCHMIDT, H. PREISWERK, W. HOTZ und F. ZYNDEL zur Verfügung.



Geologisches Profil durch die Rofnagneismasse Avers-Schams.

zu den *Seehörnern* an und biegt in deren W-Wand muldenartig nach S um (S im Profil). Der flache Flügel dieser axial E fallenden Trias liegt als Tafel auf dem W-Hang des Surettatales zwischen P. 2740 und P. 1946. Nun besteht aber nicht nur die Unterlage dieser Trias aus Rofnagneis, sondern es findet sich letzteres Gestein auch im Kern der Seehornumbiegung, was am linken Hang des Surettatales leicht festzustellen ist. Bei P. 1946 setzt, bis jetzt übersehen, der flache Triasflügel des Seehorns über das Surettatal und sticht im bekannten Triaszug *Surettatal-Surettahorn* unter die Rofnagneismasse von Piz Mutalla-Hirli.[1]) Letztere stellt infolgedessen nichts anderes dar, als die östliche Fortsetzung des auf der W-Seite des Surettatales im Kern der Seehornumbiegung auftretenden Rofnagneises. Die ganze Rofnagneismasse von Piz Mutalla-Hirli schwimmt demnach im benachbarten Rofnagneis und ist von ihm durch eine Triashülle getrennt, deren Ausbiss wir bis jetzt von Ausser Ferrera zum Seehorn und von da zum Surettahorn verfolgt haben.

Am *Surettahorn* hat die Trias, die der E-Wand des zeltförmigen Gipfels aufliegt, keine Fortsetzung, da sie durch eine deutlich sichtbare Überschiebung der tiefern, südlicheren Gneise und Glimmerschiefer (Casannaschiefer) auf den hangenden Rofnagneis abgeschnitten wird. Doch setzt sie auf einer Überschiebungsfläche östlich des Piz Mutalla bei 2400 m ü. M. wieder ein und bildet von da nach E den Triaszug von *San Martin*, der ausserhalb Inner Ferrera das Tal des Averserrhein quert. Trotz dieses Unterbruches zwischen dem Triaszug des Surettahorn und demjenigen von San Martin verlangt auch die Lagerung der hangenden Gneismasse Piz Mutalla-Hirli, dass diese beiden Triaszüge als Ausbiss derselben Platte zu betrachten sind.

Lässt sich auf der westlichen Rheinseite die basale Begrenzung der schwimmenden Gneismasse von Piz Mutalla-Hirli verfolgen, so ermöglicht das Axialgefälle die Untersuchung der höhern Teile der Gneismasse östlich des Rheins. Die Triaszone von Ausser Ferrera steigt nach E sehr steil an, biegt oberhalb Cresta mit ihrem liegenden Gneis nach S ab — ohne eine Aufteilung in zwei Muldenschenkel zu erfahren! — und streicht nördlich der *Alp Sutt Foina* südwärts in die Luft hinaus. Doch lässt sich die Triaszone nunmehr im Streichen nach E gegen *Alp Moos* verfolgen, wo sie nach S abschwenkt, vorerst noch im Hangenden des Gneises in den NE Grat des *Piz Grisch* verläuft und dort in das Liegende der Gneiskappe des Piz Grisch umbiegt.

---

[1]) Die Darstellung auf der tektonischen Karte der südöstlichen Schweizeralpen von R. Staub gibt diese Verbindung nicht und ist auch insofern nicht richtig, als das Teilstück Surettatal-P. 2960 nicht existiert,

Die Axe dieser Umbiegung streicht NE bis NNE; der Gneis des Piz Grisch, der bei normalem Verhalten nach seiner tektonischen Stellung unter die Trias des Schmorrasgrates einstechen sollte, tut dies nicht (im Gegensatz zur Darstellung von ARNOLD HEIM in der Geologie der Schweiz, Bd. II, pag. 562, wo die Umbiegung im Querprofil gezeichnet ist), da er eben durch die erwähnte Umbiegung, welche die Rolle einer Querfalte spielt, im Längsprofil gegen E begrenzt ist. Die Trias im Liegenden der Gneiskappe des Piz Grisch bildet im Rofnagneis unter intensiver Verschuppung und Verfaltung die tiefe N-wärts einstechende Einkerbung von *Piz Mazza-Fianell*, legt sich dann in S-wärts geschlossenem Gewölbe um den Gneis der *Alp Samada*, worauf sie in den Triaszug von San Martin verläuft.

Das Verhalten der Triaszonen von Ausser Ferrera und San Martin gegen W und E zusammenfassend, gelange ich zur Ansicht, dass die Rofnagneismasse von Piz Mutalla-Hirli-Samada-Piz Grisch, die das Tal des Averser Rhein zwischen diesen beiden Triaszonen quert, einen *wurzellosen, vollständig im benachbarten Rofnagneis schwimmenden Gneislappen* darstellt, *den Lappen des Piz Grisch.* Die einzige Stelle, die abgesehen von den Störungen am Surettahorn gegen S offen ist, befindet sich in der Gneiskappe des Piz Grisch. Sie ist allerdings E-wärts durch eine Querfalte begrenzt, streicht dagegen S-wärts in die Luft hinaus. Es ist wohl hier die Verbindung des Gneislappens mit dem S zu suchen, und es liegen tatsächlich 6 km weiter südlich genau im selben tektonischen Niveau die Rofnagneisschuppen des *Plattenhorns* unter dem Averser Weissberg, die auch petrographisch mit dem Gneis des Piz Grisch übereinstimmen. Der Lappen des Piz Grisch scheint also einen bis auf geringe Reste ausgewalzten Stiel, der direkt im Liegenden der Weissbergzone nach S verläuft, zu besitzen.

Ehe wir die Konsequenzen dieser Darlegungen weiter verfolgen, soll auch das Verhalten der übrigen Rofnagneiseinheiten betrachtet werden. Zwischen Ausser Ferrera und der Rofnaschlucht kannte man bis jetzt bei *Gruaba* auf der linken und bei *La Hütta* auf der rechten Talseite zwei kleinere Vorkommen von Trias, die nach den Ergebnissen meiner Begehungen in jener Gegend einer ausgedehnten, allerdings wenig mächtigen Triaszone, angehören. Vom Rheintal zwischen Ausser Ferrera und der Rofnaschlucht, wo die Trias von Quartär verdeckt ist, steigt die Zone auf der rechten Talseite über La Hütta nach SE gegen *Alp Tobel* an, biegt dort, ohne sich muldenartig zu öffnen, flach nach S ab und ist gegen *Alp Andies* hinaus weiter verfolgbar. Trotzdem die Aufschlüsse auf Alp Andies spärlich sind,

kann man erkennen, dass sich die Trias der Zone von La Hütta und derjenigen von Ausser Ferrara nicht vereinigen, dass sich also der dazwischenliegende Gneis nicht gewölbeartig schliesst, sondern mit den beiden Triaszonen nach S abbiegt und als dünne Gneislamelle im Hangenden der Triaszone von Ausser Ferrera unter dem Gurschus auf der N-Seite der Alp Sutt Foina in die Luft ausstreicht.

Die Verfolgung der Triaszone von La Hütta westlich des Averser Rheins gestaltete sich wegen ihrer geringen Mächtigkeit, der starken Schuttbedeckung und der Bewaldung sehr schwierig und ist noch nicht abgeschlossen. Die Zone streicht über *Gruaba* gegen WSW und konnte von mir bis 500 m südlich von P. 1302, 1 der Splügenstrasse, d. h. näher als auf 2 km an die W-Grenze der Rofnagneismasse bei Sufers heran, gefasst werden.[1]) Die starke Schuttbedeckung hat der Weiterverfolgung Halt geboten. Trotzdem glaube ich nicht, dass diese Zone eine Mulde darstellt mit deren ausstreichendem Scheitel wir es hier zu tun hätten; denn abgesehen davon, dass am E-Ende der Triaszone kein muldenartiges Öffnen der Trias zu beobachten ist, finden sich hier im W weder an der Trias noch am benachbarten Gneis Anzeichen eines Muldenscheitels. Ich vermute vielmehr, dass sich die Triaszone bis an die W-Grenze der Gneismasse fortsetzt, und zwar verläuft sie, nach dem Verhalten des hangenden und liegenden Gneises zu beurteilen, in die Talweitung von *Salvaplana* oberhalb der Rofnaschlucht hinunter und von da ungefähr der alten Landstrasse folgend in die Depression nördlich des *Crestawaldes*, wo durch einen Sondierschacht an der Triashülle des Gneises eine merkwürdige Einbuchtung gegen E in den Gneis hinein erschlossen wurde. Nach dieser Auffassung wird aber die Rofnagneismasse nördlich der Triaszone von Gruaba-La Hütta völlig von den südlich gelegenen Gneisen abgetrennt, und ich betrachte aus diesem Grunde diese Triaszone als *Indikator einer Überschiebungsfläche*, die bis an die W-Grenze der Rofnagneise bei Sufers hinausstreicht. Möglicherweise ist die Trias am W-Ende der Überschiebungsfläche überhaupt ausgequetscht, hat sie doch über der Rofnaschlucht bloss eine Mächtigkeit von ca. 10 m. Die nördliche Rofnagneismasse stellt demnach einen *selbständigen Gneislappen — Lappen von Andeer* — dar, mit einer grösstenteils erhaltenen Triashülle, die nur am E-Ende, also oben, sicher nicht geschlossen ist. Von hier aus ist also wiederum die Verbindung mit der Wurzel zu suchen. Bemerkenswerterweise befindet sich diese Stelle wiederum im selben tektonischen Niveau wie der Gneisstiel des Lappens

[1]) G im Profil.

des Piz Grisch, wie der Stiel der Gneismasse zwischen den Triaszonen von Ausser Ferrera und Gruaba-La Hütta und wie die Gneisschuppen des Plattenhorn.

Aus dem Verhalten des Lappens des Piz Grisch einerseits und des Lappens von Andeer andererseits folgt, dass der Rofnagneis zwischen den Triaszonen von Ausser Ferrera und von Gruaba-La Hütta, ferner derjenige im Liegenden des Lappens des Piz Grisch zwischen Sufers-Splügenpass und schliesslich der Gneis südlich des Triaszuges von San Martin derselben tektonischen Einheit angehören muss — dem *Lappen des Surettahorn*. Die Sedimentzone des *Splügenpasses* bildet das Liegende des Lappens. Südlich des Surettahorns folgt die schon erwähnte Überschiebung der tiefern Casannaschiefer auf den Gneislappen des Piz Grisch, die natürlich auch den dazwischenliegenden Gneis des Lappens des Surettahorns erfasst hat. Sie ist als tektonischer Vorgang nach der mise en place der verschiedenen Einheiten des Rofnagneises zu deuten. Nach E zu wird die Lagerung im *Val d'Emet* wieder ruhiger und man kann hier feststellen, dass Rofnagneis und Casannaschiefer voneinander durchaus tektonisch zu trennen sind. Zwischen beiden herrscht oft Diskordanz, westlich Inner Ferrera findet sich dazwischen sogar verschürfte Trias. Auf der rechten Seite des Averser Rhein verdünnt sich der Lappen des Surettahorn rasch zu einem Stiel, der sich über *Bleis* nach dem Maiensäss *Starlera* zieht und nach S nicht geschlossen ist. Dessen tektonisches Niveau lässt sich nämlich in die Bündnerschiefer und Breccien des *Mt. Cucal Nair* hinaus verfolgen, worin sich bis weit nach S grössere und kleinere Linsen von Rofnagneis, z. T. mit Quarzit finden.

Die südliche Begrenzung des Lappens des Surettahorn erfolgt durch die Triaszone des *Piz Mietz*, die aus dem Val d'Emet über den Piz Mietz ins Tal des Averser Rhein streicht, dieses südlich Inner Ferrera quert und dann in die Trias, welche die tiefern Casannaschiefer von *Val di Lei-Madris* von den Bündnerschiefern des *Avers* scheidet, verläuft. Die Triaszone zeigt am Averser Strässchen einen zweiteiligen Aufbau: im Liegenden des nördlich gelegenen Rofnagneises folgen normal Quarzit, Marmor und Dolomit, graue schiefrige Dolomite der obern Trias und hierauf eine ca. 1 m mächtige, stark gefältelte Lamelle von Kalk und Thonschiefern (auf dem Piz Mietz auch brecciöse Schiefer), die ich als eingewalzte Bündnerschiefer deuten möchte, in deren Liegendem wiederum Quarzit, der auf Rofnagneis aufruht, erscheint. Es wäre hier nun allerdings möglich, die Triaszone des Piz Mietz, die einzige, die nicht ganz asymmetrisch gebaut ist, als Mulde zu deuten, doch scheint mir bei der Berück-

sichtigung des tektonischen Verhaltens des hangenden Gneislappens des Surettahorn, dass der nördliche Teil der Triaszone des Piz Mietz zu diesem Gneislappen selbst gehört, während der liegende Quarzit, der vorerst noch auf Rofnagneis, weiter südlich aber auf Casannaschiefer liegt, das Hangende der tieferliegenden tektonischen Einheit der Casannaschiefer bildet. Danach muss die trennende Bündnerschieferlamelle als Indikator der Überschiebungsfläche gedeutet werden. Es sind die tektonischen Verhältnisse in der Umgebung der Triaszone des Piz Mietz noch nicht völlig abgeklärt und verlangen ein weiteres Studium; besondere Aufmerksamkeit verdient auch die Rofnagneislinse, die sich im Liegenden dieser Zone zwischen Trias und Casannaschiefer einschiebt und weiter südlich in der Rofnagneislinse von *Cröt* noch ein Äquivalent besitzt. Die beiden Vorkommen scheinen bereits der tektonischen Einheit der Casannaschiefer anzugehören.

Wir sehen also nach diesen Darlegungen, dass sich die Rofnagneismasse in drei selbständige, lappenartige tektonische Einheiten auflöst, die mit den tiefern Casannaschiefern in keinem Zusammenhang zu stehen scheinen. Die Lappen sind wurzellos schwimmend, die Stiele derjenigen des Piz Grisch und von Andeer verlieren sich zwischen der südlich anschliessenden Bündnerschiefermasse des Avers und der Trias der Weissbergzone. Der Lappen des Surettahorn ist weder im S noch im N geschlossen. Geht die Verbindung mit der Wurzel aus dem südlichen Teil hervor, so bildet dieser Lappen das Liegende des Lappens des Piz Grisch, stellt dagegen die Gneislamelle unter dem Gurschus — welche Deutung ich vorziehen möchte — den Stiel des Lappens des Surettahorn dar, so bekommt letzterer eine dem Lappen des Piz Grisch ähnliche Gestalt und liegt tektonisch über diesem. Beide Lappen sind in diesem Falle an der Basis geschleppt, beider Stirnen zurückgelegt. Die Gneislinsen, die sich von dem S-Ende des Lappens des Surettahorn in die Bündnerschiefer des Mt. Cucal-Nair hinaus verlieren, müssten als abgequetschte Teile der Stirne betrachtet werden.

Die Gneisschuppen des *Plattenhorn*, die sich im selben tektonischen Niveau wie die nach S gerichteten Stiele der Rofnagneislappen befinden, habe ich als deren Reste gedeutet und ein Versuch, die Wurzeln der Rofnagneise aufzufinden, muss von hier ausgehen. Verfolgen wir also das tektonische Niveau der Plattenhornschuppen nach S, so gelangen wir im Gebiet des *Septimerpasses* direkt in die Zone der nach N ausgewalzten *Malojagneisstiele*, und ich bin nun tatsächlich der Ansicht, *dass die Rofnagneise tektonisch wie stratigraphisch von der Maloja-*

serie abzuleiten sind. Anlässlich einer Exkursion, die ich im Oktober dieses Jahres ins Gebiet der Malojagneise unternahm, war ich selber von der grossen Ähnlichkeit zwischen Maloja- und Rofnagneisen überrascht. Trotzdem die erstern im allgemeinen eine stärkere Schieferung aufweisen, so kann man dennoch zwischen Septimer und Maloja Handstücke sammeln, die ebensogut aus dem Gebiet der Rofnagneise, die stellenweise ja auch stark geschiefert sind, stammen könnten. Doch nicht nur im Handstück, sondern auch als petrographische Einheiten betrachtet, haben die beiden Serien durchaus gleichartigen Charakter.

Die Konsequenzen, die sich aus der hier vertretenen Ansicht, die Malojagneise als Wurzel der Rofnagneise zu betrachten, ergeben, sind nun folgende:

1. *Der Rofnagneis gehört an die Basis der Margnadecke.* Seine einzelnen Lappen stellen von ihrer Wurzel abgequetschte, nach N verfrachtete Massen dar. Vom ehemaligen Zusammenhang zeugen nur noch die Gneisstiele, die sich im selben tektonischen Niveau von dem Stamm der Margnadecke nach N und von den Rofnagneislappen nach S verlieren, ferner dazwischenliegende Gneisschuppen, wie die des Plattenhorn.

2. *Die Surettadecke im bisherigen Sinne wird um die Rofnagneise verkürzt.* Leider hat dies nun eine unangenehme Abänderung in der Nomenklatur zur Folge. Der namengebende Gipfel der Surettadecke, das Surettahorn, besteht aus Rofnagneis und fällt in die Margnadecke, und ich schlage daher für die tektonische Einheit der Casannaschiefer der alten Surettadecke nach deren höchstem Gipfel den Namen *Timundecke* vor.

11. — P. Girardin (Fribourg): **Formes d'arrachement dans le Lias des Alpes, et décollements sur le flanc des grands versants.**

Au point de vue de sa résistance à l'érosion, le Lias se présente, dans la majeure partie des Alpes Françaises, sous deux faciès tout à fait opposés. D'un côté, à cause de la prédominance des marnes et des marno-calcaires, dans le lias schisteux qui forme la partie supérieure du lias à «Faciès Dauphinois», il offre à l'érosion une proie facile, et sa surface est entamée par une série de morsures, «griffes d'érosion», arrachements, qui se propagent de bas en haut des versants, se ramifient, se rejoignent, et finissent par déchiqueter la montagne, que strient des ravins en zig-zag aux flancs noirâtres: tel est l'aspect de la Combe-Génin (Pays d'Arves), de la région du col de Balme (ravin du Nant-Noir, Creux de Verménaz) et de la Croix de

Fer, dans les schistes du Lias supérieur; des arrachements en éventail des deux Val Ferret, Suisse et Italien, qui, reculant leurs sources, marchent à la rencontre l'un de l'autre. Ainsi s'est déjà formé, dans les Alpes Françaises, cet alignement de vallées et de dépressions qui se font suite, et qui s'étendent depuis le Valais, par le col du Bonhomme, jusqu'au col d'Ornon, en Dauphiné, en passant par le col de la Madeleine. C'est dans cette zone synclinale, accidentée de replis secondaires, que surgit l'amygdaloïde du Rocheray, dont nous parlerons. Ainsi, à travers le Dauphiné et la Savoie, jusqu'au Valais, le Lias supérieur, schisteux, se signale par son peu de consistance, par ses ravinements ou «Rouvenaz» («ravines»). Si à cette masse, qui peut atteindre 1000 m. d'épaisseur, on ajoute ces terrains qui lui font suite et qui se confondent avec elle pour l'œil et dans le paysage, tout le groupe oolithique inférieur caractérisé par le faciès vaseux à céphalopodes (que les forestiers confondent sous le même nom de «terres noires»), on définit un domaine géographique voué sans remède à l'érosion et à la torrentialité.

Au contraire, sous un autre faciès, le Lias présente une dureté à toute épreuve, et ce sont des barres de lias (brèches faites de fragments de dolomies cimentées) qui étranglent l'Arc au Pas du Roc, en Maurienne, l'Isère à l'Etroit du Sex (Tarantaise). Ces brèches de lias, dites Brèches du Télégraphe, forment des crêtes aigues, par exemple la Sétaz vieille, au Sud de l'Arc, qui se poursuivent sur une grande distance. Nous passons à l'autre extrême dans l'échelle de dureté des roches, parce que nous avons affaire au faciès Briançonnais du Lias, où tout le système est envahi par des calcaires à coralliaires, par des brèches à éléments calcaires.

Tel est le signalement habituel du Lias dans le paysage. Nous voulons rappeler ici un autre aspect de cette faible consistance des terrains de Lias, dans le même horizon du lias supérieur schisteux. Ce peu de consistance se traduit par des glissements en masse, comme c'est le cas dans les terrains argileux, mais qui, sous de telles épaisseurs, exagérés encore par le régime isoclinal, prennent des proportions grandioses. La masse tout entière, imbibée par l'infiltration des eaux de pluie et par la fonte des neiges, se gonfle, «foire», se gondole, glisse vers le bas, au début du printemps, forme, tout le long du versant, des boursouflures, des „loupes de glissement", que la culture essaye de fixer en édifiant des amorces de terrasses ou des petits rideaux.

Analyse de quelques exemples, pris dans le Lias des deux versants du Mont Blanc (Vallées de Chamonix, des Contamines, Val Ferret).

1° Versant oriental du Mont Joli, portant la série des villages de Saint Nicolas de Vérosse, depuis la Revenaz jusqu'à la Croix.

2° Hameaux des Houches (Chamonix): versant liasique, avec bande bajocienne-bathonienne, formant les pentes en-dessous du col de Voza et du mont Lachat.

3° Versant en culture au-dessus du Village d'Orsières, vue prise de la route du Grand Saint Bernard, près de l'ancien entrepôt ou «Souste».

Dans ces glissements ou «foirements» il faut faire la part, surtout dans le 2e exemple, à la moraine de fond argileuse de la dernière glaciation, dont le bas des versants est resté gorgé. C'est le mélange intime de ce lias et de cette moraine qui explique la productivité de ces versants et leur inconsistance.

Ces glissements, lorsque le Lias en couche moins épaisse repose, sous une forte inclinaison, sur un substratum de roches cristallines auxquelles il adhère mal, peuvent aller jusqu'au décollement. C'est le cas du lias aux environs de Saint Jean de Maurienne, où les étirements de couches se traduisent par des crevasses qui s'agrandissent au cours des siècles. La vue de ce pays tout sillonné de crevasses énormes traduit un autre aspect du paysage du Lias, qui n'est qu'une exagération du premier. En dessus de la ville, sur les flancs du massif cristallin du Rocheray, la couverture liasique est décollée sur une partie du pourtour de la montagne, et, à quelque distance, ce décollement en masse simule la rimaye initiale d'un glacier. C'est dans le bas de ces pentes liasiques en mouvement qu'a été a ménagé le fameux vignoble de Princens.

Il y avait lieu de signaler la parenté géographique de toutes ces formes qui, du Dauphiné en Valais, signalent dans le paysage le Lias de la série schisteuse du faciès dit «Dauphinois» ou de types apparentés.

12. — Ed. Gerber (Bern): **Zur Geologie des Gurnigels.**

Steil gestellte, nach S fallende *Molasseschichten* und *fragliche* Flysch- oder Molassemergel bilden die *Basis*.

Darüber liegt diskordant in einer Höhe von 1200—1300 m eine meist zusammenhängende, überschobene Zone von *mesozoischen Gesteinen*, die der *ultrahelvetischen* Decke angehören mögen. Folgende Stufen liessen sich bis jetzt unterscheiden: Oberkreide mit Foraminiferen (Leimernschichten), Mittelkreide mit Glaukonitsandstein, Unterkreide mit Aptychus Didayi, rotgefleckte Knollenkalke des Tithon mit Aptychen und Calpionella alpina, flyschähnliches Bajocien mit Emileia Sauzéi,

und Posidonomya alpina, Liaskalke mit grossen Arieten und endlich Trias mit Gips, bunten dolomitischen Mergeln, Dolomitbänken und Buntsandsteinen.

Den obern Abschluss bildet der eigentliche *Gurnigelflysch*, im allgemeinen konkordant mit der vorhin genannten Kalkzone schwach nach S fallend. Vielleicht stellt er das Tertiär der ultrahelvetischen Decke dar.

13. — K. WIEDENMAYER (Basel): **Über das Alter der Sackung von Wiedlisbach.**

Über das Sackungsgebiet von Wiedlisbach, das bisher gewöhnlich mit dem unzutreffenden Namen „Bergsturz von Günsberg" belegt wurde, hat die Neuaufnahme der Siegfriedblätter Wangen a. A. und Balstal folgendes ergeben:

Die grossen Sackungen, welche nördlich Wiedlisbach den S-Fuss der Weissensteinkette zwischen Kammersrohr und Niederbipp begleiten, sind durch *zwei Ursachen* bedingt. Zunächst zeigt hier die Weissensteinkette *starkes südliches Überliegen („Unterschiebung von Günsberg")*, wodurch ein Abgleiten ihres Südschenkels und der obersten Kernpartien nach Süden zu erleichtert wurde. Die die Sackung auslösende Ursache aber war dann gegeben in der *starken Abtragung der Molasse im südlichen Vorland der Weissensteinkette.* Die genaue Kartierung lieferte nun das interessante Ergebnis, dass die Sackungsmassen in einer *Rinne in der Molasse-Unterlage* ruhen. Da die Sackungsmassen von Wiedlisbach von den Moränen der grössten Eiszeit bedeckt werden, müssen wir diese Rinne als *interglazialen Flusslauf* auffassen, und zwar möchten wir annehmen, dass es der Vorläufer der noch heute am S-Fuss der Balmfluh und Rötifluh entspringenden *Siggern* war, welcher in der grossen Interglazialzeit diesen Talweg schuf. Die Sackungsmassen haben dann vor Einbruch der grössten Vergletscherung das „Ursiggerntal" verschüttet, sodass der Fluss sich ein neues Bett suchen musste. Heute biegt deshalb bei Hubersdorf die Siggern aus der WE-Richtung scharf südwärts ab zur Aare.

c) Nachmittagssitzung der Mineralogen.

Präs. U. GRUBENMANN; Sekretär L. WEBER.

14. — H. PREISWERK (Basel): **Sphärolithporphyr im Erratikum des Basler Rheinhafens.**

Beim Bau des Rheinhafens Klein-Hüningen unterhalb Basel ist man auf mächtige Erratiker gestossen. Sie finden sich

als eingeschwemmte Driftblöcke in den untern Schichten der dem blauten Letten aufliegenden Schotterablagerungen. A. TOBLER hat auf diese Funde aufmerksam gemacht (1) und die Basler Naturschutzkommission hat die Erhaltung der schönsten Blöcke gesichert. (Naturdenkmal bei der Kirche von Klein-Hüningen.)

Unter diesen Blöcken fand sich ein stark gerundeter, ca. 2 Fuss grosser Block eines schönen *Sphärolithporphyrs*. In einer hellgrauen, felsitischen Grundmasse liegen in grosser Zahl dunkelgraue, rundliche oder elliptische bis ½ cm grosse Flecken, die schon mit dem unbewaffneten Auge als Radialsphärite erkennbar sind und u. d. M. sich als Feldspathsphärokristalle erweisen. Ihre Anordnung und die Orientierung der elliptischen Durchschnitte verleihen dem Gestein eine leise Andeutung von Parallelstruktur.

Die Seltenheit solcher Gesteine in unsern Gegenden lässt eine Diskussion über die wahrscheinliche Herkunft des Blockes im Rheinhafen nicht uninteressant erscheinen. Einige Gesichtspunkte für eine solche Erörterung mögen im folgenden gegeben werden.

In den *Vogesen*, im *Schwarzwald* und im *Odenwald* sind sphäritische Bildungen besonders in den Ergussgesteinen der Rotliegenden zu Hause.

Eines der schönsten Vorkommnisse ist der von KÖCHLIN-SCHLUMBERGER entdeckte „Pyromerid" von Wuenheim (unweit Hartmannsweiler) in den *Vogesen* (2, 3, 4).

Im *Odenwald* und im *Schwarzwald* sind Sphärolithporphyre, auch mit makroskopischen Sphärolithen, recht verbreitet. Im *Odenwald:* am Ölberg bei Dossenheim (5) im *nördlichen Schwarzwald:* im Quellgebiet der Acher und Murg (6), bei Oppenau (7), ferner bei Gengenbach der „Grünberg-Sphärolithporphyr" (8). Im *südwestlichen Schwarzwald* findet man sie im Münstertal (in Gestalt von Decken?) am Hellenberg und am Sägenbühl (9, 10). Im *südöstlichen Schwarzwald*, der seiner geographischen Lage nach für die Herkunft unserer Blöcke am ehesten in Frage kommt, sind dagegen Porphyrdecken im Rotliegenden recht spärlich (11). Der *südliche Schwarzwaldrand* fällt als Ursprungsort wahrscheinlich ausser Betracht, denn hier fehlen die Porphyrdecken. Nur Gerölle von Porphyren finden sich da im Oberrotliegenden. Unter diesen sind jedoch meines Wissens noch keine makroskopischen Sphärolithporphyre gefunden worden.

Ausserhalb des Rotliegenden finden sich — speziell im *Schwarzwald* — sphärolithführende Porphyre als Decken im

Lenzkircher Kulmgebiet, sowie als Gänge im Grundgebirge. In letzterm kommen nach SCHALCH (11, pag. 14) auch makroskopische Sphärolithe vor, allerdings nur selten.

In den *Schweizeralpen* sind Porphyre mit mikroskopischen Sphärolithen an verschiedenen Orten beobachtet worden. DUPARC (12) hat solche aus dem Val Ferret, SCHMIDT aus den Porphyrdecken des Gasterntales (13) und der Windgälle (14, Porphyrtypus IV), F. HARADA (15) aus der Umgebung von Lugano beschrieben. MILCH (16) kennt Gerölle von Sphärolithporphyr aus Verrukano. Es handelt sich bei allen diesen Vorkommnissen nur um Porphyre mit mikroskopischen Sphärolithen.

Porphyr mit makroskopisch erkennbaren Sphärolithen ist bisher meines Wissens nur an zwei Stellen der Schweizeralpen gefunden worden. Die eine befindet sich nach SCHMIDT (13, pag. 468 und 470) auf der rechten Seite des *Heutales* im *Berninagebiet*. Die andere ist im *Val d'Arlas*, ebenfalls im *Berninagebiet*. In der Sammlung des Basler Museums liegt ein Handstück, das auf der Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft (17) im Val d'Arlas gefunden worden ist. Es ist ein schöner Sphärolithporphyr (Pyromerid) mit violettbräunlichen, bis 2 mm grossen Sphärolithen in grauer Grundmasse. Die Sphärolithe bestehen aus Orthoklas mit einzelnen Mikropegmatitstrahlen und bergen im Zentrum oft einen Plagioklaseinsprengling. Der mikroskopische Vergleich des Gesteins mit dem Block von Klein-Hüningen zeigt einige Differenzen, doch mögen Typen, die unserm Blockgestein noch näherstehen, in andern Teilen der Berninadecke sich finden.

Es erscheint also wohl möglich, dass die Berninadecke, die sich ja früher viel weiter nach N ins Stromgebiet des Urrheins hinein ausgedehnt hat, das Sphärolithmaterial in die Niederterrasse von Basel und Klein-Hüningen geliefert hat, sei es direkt, sei es durch Vermittlung der tertiären Nagelfluh (18).

Zitierte Literatur:

1. A. TOBLER. Erratische Blöcke im Basler Rheinhafen; Basler Nachrichten, 11. März 1920.

2. A. DELISSE. Recherches sur les Roches Globuleuses; Mem. soc. geol. de France, IV, 1852; pag. 301.

3. A. J. GRENVILLE. The rhyolites of Wuenheim; Geol. Magazine; July 1887; pag. 277 und 299.

4. D. GERHARD. Der Pyromerid von Wuenheim; Oberrhein. geol. Ver., Bericht XXIV, Mai 1891.

5. H. BROSS. Der Dossenheimer Quarzporphyr; Diss. Tübingen, 1910; pag. 95.

6. K. Regelmann. Geologische Untersuchung der Quellgebiete von Acher und Murg; Diss. Heidelberg, 1903; pag. 26.
7. F. Schalch. Erläuterungen z. Blatt Peterstal-Reichenbach; Geol. Spezialkarte von Baden, 1895; pag. 46.
8. A. Sauer. Erläuterungen z. Blatt Gengenbach; Geol. Spezialkarte von Baden, 1894; pag. 48.
9. Ad. Schmidt. Geologie des Münstertales im Badischen Schwarzwald; Heidelberg, 1886; pag. 58, 89, 95.
10. H. Kleinert. Die Porphyre des Münstertales; Diss. Stuttgart; 1915.
11. F. Schalch. Erläuterungen z. Blatt Villingen; Geol. Spezialkarte von Baden, 1899; pag. 16.
12. L. Duparc. Recherches geol. et petr. s. le Massif du Mont-Blanc; Mém. soc. phys. et d'hist. nat. Geneve, XXXIII, 1898; pag. 95.
13. C. Schmidt. Petrographische Beiträge; in Beitr. zur Geol. Karte d. Schweiz, XXI, 1893; pag. 43.
14. C. Schmidt. Geol.-petr. Mitt. über einige Porphyre der Zentralalpen etc.; N. Jahrbuch für Min., Beil.-Bd. IV, 1886; pag. 423.
15. T. Harada. Das Luganer Eruptivgebiet; Diss. Stuttgart, 1882; pag. 29.
16. L. Milch. Beitr. z. Kenntn. d. Verrucano; Leipzig, 1892; pag. 132.
17. R. Staub. Exkursion im Oberengadin u. Puschlav; Eclogæ geol. Helv.; Bd. XIV, 1916; pag. 504.
18. J. J. Früh. Beitr. z. K. d. Nagelfluh der Schweiz; Neue Denkschriften d. Schweiz. Nat. Ges., XXX, 1887; pag. 48.

15. — P. Niggli (Zürich): **Allgemeine Ergebnisse der experimentellen Untersuchungen über Kristallstruktur.**

Die Ergebnisse werden in bezug auf geometrische, physikalische und chemische Fragen erörtert. Auf die Verbindung zwischen moderner Kristallographie, Molekularchemie und Atomphysik wird besonders hingewiesen.

16. — Robert L. Parker (Zürich): **Beziehungen zwischen Struktur und Morphologie von Anatas.**

Das Wachstum eines Kristalls wird nur dann verständlich, wenn angenommen wird, dass die Kristallbausteine (Atome, Moleküle, Ionen) Kräfte ausstrahlen, die eine gegenseitige Anziehung bewerkstelligen. Mit den Richtungen dieser „Kristallbindungskräfte" werden die Richtungen schnellen und langsamen Stoffansatzes engstens verknüpft sein. In den Richtungen der Kräfte wird der Stoffansatz ein rascher sein, in Richtungen, die geneigt zur Kraft sind, langsamer, um bei senkrechter Lage gleich Null zu werden.

Auf Grund der experimentell festgestellten Anatasstruktur wurde gezeigt, dass als Richtungen der Hauptverbindungen [111], [110] zwischen Ti und Ti-Atom einzusetzen sind, [551] für solche zwischen Ti und O-Atom; die Ebene (001) ist als Polymerisationsebene anzunehmen.

Die Formenentwicklung des Anatas lässt sich auf Grund dieser Annahmen vollständig ableiten; die Normalen aller Formen der Hauptzone des Minerals [110] stehen senkrecht zu einer [110] Bindung und in symmetrischer Lage (unter grossem Winkel) zu den [111] Bindungen. Dadurch ist das langsame Wachstum dieser Formen gegeben. Ähnlich, aber etwas weniger günstig, liegen die Verhältnisse für Formen der Zone [100]. Viele überaus charakteristische Formen weisen enge Beziehungen zur Zone [551] auf, z. B. die Form (5 · 1 · 19). Sie haben Normalenrichtungen (nahezu) senkrecht auf die Ti-O Bindungen. Sehr bezeichnend ist das Fehlen von Formen, deren Normalen in die Polymerisationsebene fallen (ausgenommen die Prismen (100) und (100), die aber auch anderen Zonen angehören); alle solche Flächen müssen nach obigen Annahmen rasches Wachstum haben, weshalb sie als Begrenzungselemente nicht in Betracht kommen.

Eine eingehende Behandlung der hier auftretenden Fragen erscheint demnächst in der „Zeitschrift für Kristallographie".

17. — Leonhard Weber (Zürich): **Anschauliche Darstellung der 230 Raumgruppen des regelmässigen Diskontinuums.**

Referent ersetzt die Punkte der Bravais'schen Raumgitter durch die bekannten kristallographischen Polyëder in der Weise, dass die letztern zwar einerlei Art und gleicher Grösse, jedoch nicht sämtlich parallel oder im strengen Sinn identisch sein müssen (rechts und links!). Die Miller'schen Indices dieser Formen stehen mit den „zusammengehörigen Koordinatenwerten" (Niggli) in engstem Zusammenhang, während die Flächensymmetrie für die „Symmetriebedingung der betreffenden Punktlage" charakteristisch ist.

Bei mehr oder weniger bestimmten Grössenverhältnissen der Polyëder — eventuell auch immer — kann es vorkommen, dass sich mehrere solcher Flächen in einem einzigen Punkte schneiden. Dieser gehört dann einer „speziellen Punktlage" an — ohne oder mit Freiheitsgrad — und ist durch eigentümliche Symmetriebedingungen ausgezeichnet.

Referent hat diese leitenden Gedanken an mehreren Beispielen durchgeführt und so gezeigt, wie sich die oft zahlreichen Raumgruppen — das Maximum ist bekanntlich 28 — der verschiedenen Symmetrieklassen anschaulich und übersichtlich herleiten.

(Erscheint etwas erweitert in der Münchener allgemeinwissenschaftlichen Zeitschrift „Natur und Kultur".)

18. — LEONHARD WEBER (Zürich): **Strukturelle Beziehungen zwischen den am Flusspat in Kombination auftretenden Flächen.**

Im Flusspat-„Gitter" wechseln parallel zu den Würfelflächen Ca- und F-Ebenen regelmässig miteinander ab. Die F-Ebenen liegen je in der Mitte zwischen zwei Ca-Ebenen und sind doppelt so dicht mit Punkten besetzt wie diese. Auch parallel zu den Oktaëderflächen gibt es nur reine Ca- bezw. F-Ebenen, die jetzt aber beide gleiche Dichte haben. Dafür liegen zwischen zwei Ca-Ebenen je zwei F-Ebenen, die eine im ersten, die andere im dritten Viertel des Abstandes. Nur einerlei Netzebenen finden sich dagegen parallel zu den Rhombendodekaëderflächen. Dieselben enthalten darum doppelt so viele F-Atome wie Ca-Atome.

Wichtig ist, dass parallel zu den andern Flächen kein neuer Bautypus auftreten kann. Es zeigt sich vielmehr, dass alle Flächen mit lauter ungeraden Indices dem Oktaëdertypus, diejenigen mit nur einem einzigen geraden bezw. ungeraden dem Dodekaëder- bezw. Würfeltypus angehören (Johnsen).

Es stellt sich nun heraus, dass bei flächenreichern Kombinationen insbesondere jene Flächen bevorzugt sind, welche dem nämlichen Bautypus angehören wie die habitusbestimmende Grundform (Würfel, Oktaëder und Dodekaëder).

Bericht

über die erste Jahresversammlung der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft,

Samstag, den 27. August 1921, in Schaffhausen.

A. Bericht des Vorstandes über das Jahr 1921.

An der Jahresversammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Neuenburg, im Sommer 1920, haben sich die schweizerischen Paläontologen zum erstenmale zu einer besonderen Sektion zusammengefunden. Der Kürze der Zeit halber konnte damals auf die durch verschiedene Umstände nahegelegte Frage, ob es sich empfehle, eine paläontologische Zweiggesellschaft der S. N. G. zu gründen, nicht ein-