

Compte rendu de la 60ème Assemblée générale de la Société géologique suisse, à Segl/Sils i.E. : samedi, le 2 et dimanche le 3 septembre 1944

Autor(en): [s.n.]

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **37 (1944)**

Heft 2

PDF erstellt am: **08.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-160507>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Compte rendu de la 60^{ème} Assemblée générale de la Société géologique suisse, à Segl/Sils i. E.

Samedi, le 2 et dimanche le 3 septembre 1944

Arvenzimmer, Hôtel Waldhaus, Segl/Sils i. E.

A. Rapport annuel du Comité pour 1943/44.

La Société a perdu un membre, Monsieur le prof. B. SWIDERSKI. Il s'était inscrit comme membre en Décembre 1913 alors qu'il faisait ses études en Suisse. C'est en 1911, qu'attiré par la géologie alpine, il s'immatricule à l'Université de Lausanne où il restera jusqu'en 1919. Sa thèse comporte une étude de la partie occidentale du massif de l'Aar. Il publie ensuite une brochure sur les stades de retrait des glaciers du Rhône et d'Aletsch (Bulletin N° 26, Laboratoire de Géologie, Université Lausanne). Ayant gagné la Pologne, son pays d'origine, il y travaille comme collaborateur au Service Géologique Polonais, surtout dans la Tatra et dans la partie externe des Carpathes.

Il a publié de nombreuses notes et mémoires sur ces régions. D'abord privat-docent à l'Université de Cracovie, il avait été nommé, peu avant la guerre, professeur de géologie à l'Université de Posnan. Son décès date du 21 février 1943.

Comité: Les charges sont réparties comme suit:

Président: Prof. J. TERCIER, Fribourg.

Vice-président: Prof. L. COLLET, Genève.

Secrétaire: Dr. AUGUSTIN LOMBARD, Genève.

Trésorier: Dr. ARMIN WEBER, Zurich.

Rédacteur des Eclogae: Dr. ARMIN VON MOOS, Zurich.

Assesseurs: Prof. C. E. WEGMANN, Neuchâtel.

Dr. W. BERNOULLI, Bâle.

Il a été tenu deux séances du Comité, l'une à Berne le 18 mars 1944, l'autre à Sils le 2 septembre 1944. Les tractanda étaient: le budget 1944, les comptes 1943—44, les Eclogae, la session de printemps et la préparation de l'Assemblée générale.

Mouvement des membres: Entrées: MM. SPICHER AUGUST, Bâle et Rome; SZEPESSY SCHAUREK ALI, Zurich-Hongrie; GÜLLER ALFRED, Zurich-Otelfingen; MONTANDON FRÉDÉRIC, Genève; BADOUX HÉLI, Lausanne; HAGEN TONI, Frauenfeld; BONNARD EMILE, Lausanne (réintégré); BÜCHI JAMES, Zurich; JÄCKLI RUDOLF, Zurich; ARBENZ ROBERT, Zurich; GEES RUDOLF, Berne; WEISS HANS, Zurich; WITZIG EMIL, Zurich; GRAETER PAUL, Bâle; ONAY TOGAN, Zurich et Turquie.

Décès: Mr. BOHDAN SWIDERSKY.

Avec ces 15 nouveaux membres et 1 décès, notre Société compte 484 membres (470 en 1943) dont 399 personnels, 85 impersonnels, 416 en Suisse et 68 à l'étranger.

Assemblées et excursions: La 59ème assemblée générale a eu lieu à Schaffhouse le 29 août 1943. MM. J. HÜBSCHER, F. SAXER, H. EUGSTER et L. SCHLATTER ont dirigé les excursions aux environs de Schaffhouse, dans la molasse de St-Gall et d'Appenzell, au Säntis et dans le flysch du Föhn.

Rapport des Eclogae: Les numéros 1 et 2 du vol. 36 (1943) ont paru pendant l'exercice 1943/44 sous la rédaction de A. VON MOOS.

Le Vol. 36, N° 1 (137 pages, 2 planches, 26 figures dans le texte) comprend des travaux de H. GÜNZLER-SEIFFERT, H. JÄCKLI et K. KLEIBER, M. MÜHLBERG, W. BRÜCKNER, M. LUGEON et E. GAGNEBIN, C. E. BURCKHARDT, A. SPICHER, A. ERNI, L. FORCART, et H. HÄRRI, A. VON MOOS.

Le Vol 36, N° 2 (187 pages, 6 planches, 22 figures dans le texte) renferme le rapport de la 59ème assemblée générale de la S.G.S. avec 13 communications scientifiques, le rapport des excursions dans le Nord et le Nord-Est de la Suisse par H. EUGSTER, J. HÜBSCHER, L. E. SCHLATTER, F. SAXER; en outre les travaux de R. RUTSCH, A. BUXTORF et J. KOPP, B. PEYER. Il faut y ajouter le compte rendu de la 22ème assemblée annuelle de la S.P.S. avec 11 communications.

Ont principalement participé aux frais d'impression: un auteur, la Commission géologique de la S.H.S.N., et la Société paléontologique Suisse. Le Comité adresse ses remerciements à tous.

Rechnungsbericht pro 1943 und Budget 1944:**I. Betriebsrechnung, 31. Dezember 1943.****A. Einnahmen.**

| <i>a) Allgemeine Verwaltung.</i> | <i>Rechnung 1943</i> | <i>Budget 1944</i> |
|------------------------------------------------|----------------------|--------------------|
| Ordentliche Mitgliederbeiträge | 3,894.21 | 3,500.— |
| Beiträge lebenslänglicher Mitglieder | 200.— | —.— |
| Kapitalzinsen | 3,994.15 | 3,400.— |
| Kapitalgewinne und -verluste | 175.45 | |
| Verkauf der Eclogae im Jahre 1943 | 1,115.— | 500.— |
| Subvention der Geol. Komm. S.N.G. | 500.— | 500.— |
| Diverse Einnahmen (G. Führer) | 75.60 | —.— |
| Aus disponiblen Kapital | —.— | 3,620.— |
| | | <u>11,520.—</u> |
| | | |
| <i>b) Eclogae.</i> | | |
| Rückvergütungen und Beiträge: | | |
| an Bd. 35/1 | 111.04 | |
| an Bd. 35/2 | 2,344.60 | |
| Diverse Rückvergütungen | 48.70 | |
| Total Einnahmen | <u>2,504.34</u> | |
| | <u>12,458.75</u> | |

B. Ausgaben.

| a) <i>Allgemeine Verwaltung.</i> | <i>Rechnung 1943</i> | | <i>Budget 1944</i> |
|----------------------------------------------|----------------------|------------------|--------------------|
| Bibliographie | 162.85 | | 170.— |
| Subvention an S.P.G. | —.— | | 600.— |
| Reservfonds: ½ Erlös Verk. Eclogae | 560.— | | 250.— |
| Unkosten, Büro, Sitzungen | 960.11 | 1,682.96 | 1,500.— |
| | | | |
| b) <i>Eclogae.</i> | | | |
| Bd. 35/1 | 150.— | | |
| Bd. 35/2 | 7,799.63 | | |
| Bd. 36/1 | 482.20 | 8,431.83 | 9,000.— |
| Bd. 37/1/2 | | | |
| Total der Ausgaben | | <u>10,114.79</u> | <u>11,520.—</u> |
| Überschuss der Einnahmen | | <u>2,343.96</u> | |

II. Reservfonds.

| | |
|----------------------------------------|-----------------|
| Bestand am 31. Dezember 1942 | 2,702.25 |
| Übertrag aus Verkauf Eclogae | 560.— |
| Bestand am 31. Dezember 1943 | <u>3,262.25</u> |

III. Bilanz per 31. Dezember 1943.

| <i>Aktiven:</i> | | <i>Passiven:</i> | |
|--------------------------------------|-------------------|-------------------------|-------------------|
| Postcheckkonto | 1,465.25 | Unantastbares Kapital: | |
| Banken: Wertschriften | 116,500.— | Fonds Tobler | 60,000.— |
| Depotkonto Schw. Bankges. | 1,893.95 | Fonds Erb | 10,000.— |
| Gutschrift Schw. Bankges. | 1,024.45 | Schenkungen | 17,100.— |
| Sparheft Zch. Kantonalbank | 1,845.35 | Lebensl. Mitgl. | 15,400.— |
| Sparheft Schw. Volksbank | 463.70 | | <u>102,500.—</u> |
| Sparheft Züsch. Ersparnisk. | 605.20 | Kreditoren | 128.— |
| Kasse, Bargeld | 304.18 | ausstehende Druck- | |
| Debitoren | 141.55 | kosten, Beiträge und | |
| | | Unkosten | 7,000.— |
| | | Verwendbares Kapital | 11,353.38 |
| | | Reservfonds | 3,262.25 |
| | <u>124,243.63</u> | | 21,743.63 |
| | | | <u>124,243.63</u> |

IV. Vermögensänderung.

| | |
|-----------------------------------------------|-----------------|
| Bruttovermögen am 31. Dezember 1943 | 118,267.71 |
| Bruttovermögen am 31. Dezember 1942 | 117,115.63 |
| Vermögensverminderung | <u>1,152.08</u> |

Zürich, den 21. Februar 1944.

Der Kassier: A. WEBER.

Bericht der Rechnungsrevisoren für das Jahr 1943: Die Unterzeichneten haben die Jahresrechnung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft, abgeschlossen auf den 31. Dezember 1943 eingehend geprüft. Sie haben die Belege mit den Eintragungen verglichen und sich an Hand der vorgelegten Bank- und Postcheckausweise vom Vorhandensein der in der Bilanz aufgeführten Aktiven überzeugt.

Sie fanden die Rechnung in allen Teilen vollkommen in Ordnung, und sie vergewisserten sich von der sorgfältigen Führung der Register und Abrechnungen.

Wir beantragen der Gesellschaft, die Rechnung für das Jahr 1943 zu genehmigen, dem Kassier Décharge zu erteilen und ihm für seine grosse Arbeit zu danken.

Schaffhausen und Genf, Juni 1944.

H. BÜTLER,
ANDRÉ LOMBARD.

B. 60^{ème} Assemblée générale: Dimanche 3 septembre 1944.

Première partie: **Séance administrative.**

Direction: JEAN TERCIER, président.

Le président ouvre la séance et lit les rapports statutaires, à savoir: le rapport annuel du Comité pour 1943—44, le rapport du trésorier pour 1943 et du budget pour 1944, et celui des vérificateurs des comptes.

Les 50 membres présents approuvent la gestion du Comité. La cotisation est maintenu à 12 frs. (13 frs. pour les membres habitant l'étranger).

Un nouveau membre du Comité est élu en la personne de Monsieur LOUIS VONDERSCHMITT, de Bâle. Le nouveau vérificateur des comptes est M. W. SCHROEDER, de Genève.

L'assemblée approuve le projet d'une session de printemps, avec sujet déterminé.

Les présidents de la séance scientifique sont MM. les professeurs R. STAUB et J. CADISCH.

Le président: JEAN TERCIER.

Le Secrétaire: AUG. LOMBARD.

Seconde partie: **Séance scientifique.**

Section de géologie de la S.H.S.N.

1. — RUDOLF TRÜMPY (Zürich): **Zur Tektonik der südlichen Hausstockgruppe.**¹⁾

Der Sedimentmantel des nach S und axial nach E abtauchenden Aarmassivs ist in der südlichen Hausstockgruppe bekanntlich in zahlreiche Schuppen zer-schlitzt. Die tiefste dieser autochthonen Schuppen südlich des Glarner-Bündner-Grenzkammes ist in der Panixer Alp und auf Cavirolas aufgeschlossen, dank der tief hinabgreifenden Erosion und einer kleinen sekundären Achsenkulmination oder Achsenterrasse, die im Querprofil Ruchi-Crap Surtscheins liegt. Das sehr kräftige Ostgefälle setzt erst wieder an der Linie Hausstock-Panix ein.

Mit der nächsthöheren Einheit ist diese Schuppe durch eine prachtvolle liegende Falte verbunden. Recht instruktiv ist das verschiedene Verhalten der daran beteiligten Gesteine. Der autochthone Flysch, dessen Basis hier aus grob-bankigen Taveyannazsandsteinen besteht, legt sich als ein eigenes tektonisches Stockwerk mit unabhängiger Faltung über die Gesamtheit der autochthonen Falten und Schuppen. Die Nummulitenkalke bilden eine kurze Synklinale von nur 120 m Überfaltungsbreite, während der Seewerkalk als schmaler Muldenkern 600 m weit gebirgseinwärts zieht. Sowie der massige tithonische Korallenkalk in der oberen Schuppe erscheint, ist von Faltung jedoch gar nichts mehr zu sehen. Die tieferen Kreideglieder werden einfach schräg durch den Korallenkalk und weiter unten durch Malmbreccien abgeschnitten, während nördlich davon ein klassischer, alle Kreidestufen umfassender Mittelschenkel vorliegt. Man sieht an einem Musterbeispiel, wie zunächst starre Schuppen entstehen und die Faltung gewissermassen nur ein Ausklingen der Differentialbewegung markiert.

Die höhere Schuppe, welche den oberen Teil des Ladrals und die Bifertenstockkette aufbaut, zeigt sehr ruhige Lagerung; im N, in der Nähe des Massiv-scheitels ist diese fast schwebend, im S taucht sie mit etwa 20° nach SSE ab. Eine schwach überkippte, auf Kreide und Eocän beschränkte Falte zieht von den Böden unter dem Crap Tgietschen bis unter den Piz da Dartgas, wo sie in der Westwand als die jedem Kistenpasswanderer auffallende knieförmige Falte erscheint.

Darüber legt sich eine Einheit von andersartigem Baustil. Es ist die Schuppe des Crap Tgietschen. Hier ist die Untergrenze eine scharfe Überschiebungsfläche; ein Mittelschenkel fehlt durchwegs, kleine Fetzen, die sich da und dort an der Basis der Tgietschenschuppe beobachten lassen, sind wenig wurzelwärts aus der liegenden Schuppe herausgerissen. Der Malm der Alp Dadens, den J. OBERHOLZER (1933) als gemeinsamen Kern der Kreideschuppen im Ladrals ansah, gehört ausschliesslich der Tgietschenschuppe an. Man sieht mit aller Deutlichkeit, wie der Korallenkalk über die Kreide der Cavorgia emporsteigt. Am Crap

¹⁾ Anlässlich des Referates wurde eine geologische Karte der südlichen Hausstockgruppe 1 : 10000 demonstriert. Die Kartierung erfolgte zunächst auf terrestrischen und Steilaufnahmen (Photos), die photogrammetrische Auswertung derselben am Stereoautographen im Vermessungsbureau von Dr. R. HELBLING in Flums. Es handelt sich um ein Teilstück der demnächst erscheinenden geologischen Karte der Alpen zwischen Tödi und Calanda, 1 : 25000, von R. HELBLING und Mitarbeitern.

Muot bilden oberste Jura- und unterste Kreideschichten der höheren Schuppe eine Klippe auf Seewerkalk der tieferen Einheit. Ein gemeinsamer Malmkern der Ladralschuppen, wie ihn auch FR. WEBER (1922—24) auf seinen Profilen zeichnete, besteht nicht; jede Schuppe ist vielmehr — mindestens bis tief in den Malm hinunter — ein durchaus selbständiges tektonisches Element.

Zwischen Ladrал und Panixertal ist der Rücken der Tgietschenschuppe intensiv zerschlitzt. Alle diese Detailschuppen zeigen dabei einen starren Baustil; ihre Entstehung ist z. T. auf praexistente Längsbrüche zurückzuführen. Die Trennung der Tgietschenschuppe vom Malm unter dem Piz Dartgas ist eine viel tiefgreifendere, als man nach den älteren Karten annehmen musste; es gelang mir, den trennenden Kreidezug bis fast auf die Sohle des Ladrал hinab zu verfolgen. Die Stirne der Tgietschenschuppe erkennt man als spitze liegende Unterkreidefalte in der Nordflanke des Piz da Dartgas. Die höheren Kreideglieder und das Mittel-eocän sind abgeschürft und bilden, sekundär etwas eingewickelt, eine am Nordgrat dieses Berges aufgeschlossene Zone von Linsen in Globigerinenschiefern.

Der Malm unter den Triasmassen des Piz da Dartgas wurde bisher immer als Mittelschenkel der parautochthonen Einheit dieses Berges betrachtet. EUGEN WEBER entdeckte als erster eine normale, wenn auch tektonisch aufs Äusserste reduzierte Kreideserie zwischen Malm und Rötidolomit. Der „Lochseitenkalk unter dem Dartgas“ stellt somit eine eigene Schuppe dar. Diese ist nur westlich des Ladrал nachgewiesen; gegen E treten die Rückenteilschuppen der Tgietscheneinheit an ihre Stelle.

Ein ganz anderes Bild zeigt die Unterlage der parautochthonen Klippe des Crap Surtscheins. Nachdem ALBERT HEIM (1878, 1891, 1911) und FR. WEBER (1922—24) auch die Gesteine unter dem Granit des Surtscheins als Malm-Lochseitenkalk angesehen hatten, lieferte J. OBERHOLZER in der neuen Karte des Kantons Glarus (1938) eine Kartierung dieser Serie, welche das im Masstab 1 : 50000 zu erreichende Optimum bedeutet. Er stellte darin eine verkehrte Kreide-Eocänfolge dar.

Diese Zone erweist sich bei der detaillierten Aufnahme als eine enorm komplizierte tektonische Mischzone, in welcher alle Kreidestufen und das Eocän vertreten sind. Verkehrte und normale Serien halten sich die Waage; doch ist alles zerrissen und ausgewalzt. Eine obere Zone besteht vorwiegend aus Seewerkalk, in welchen Fetzen von Hauterivien- bis Priaboniengesteinen eingewalzt sind. Auf der Nordabdachung findet sich in beschränkter Ausdehnung eine verkehrte Neocomschuppe, in der Val Nauscha auf der Ostseite eine synklinale Doppelung der hier 40 m mächtigen Zone mit Normalserie unten, Verkehrtseite oben. Den südlichsten Teil des Crap Surtscheins unterteuft ein sehr schwächtiger Streifen von verkehrter Oberkreide und Eocän. In der nördlichsten Region sind in die basalen Stadschiefer Linsen verschiedenster Gesteine eingewalzt, in denen alle Stufen von Berriasien bis Lutétien vertreten sind.

An einen Mittelschenkel darf man hier wohl nicht denken. Am wahrscheinlichsten ist die Annahme, es handle sich um eine südliche autochthone Schuppe, deren Kreide abgeschürft und unter der parautochthonen Decke verschleppt worden sei. In den wurzelnäheren Teilen liegt das Parautochthon allerdings überall direkt auf der Schuppe des Crap Tgietschen. Man kann sich deshalb auch vorstellen, dass die ganze Serie eingewickelt sei; aus faciellen Gründen kommt jedoch keine südlichere Herkunft als Griesstockdecke in Frage.

Piz da Dartgas und Crap Surtscheins gehören einer Decke an, welche unter der helvetischen Hauptüberschiebung liegt; nach der Einteilung, welche EUGEN

WEBER (1942) in einem Vortrag vor der Zürcher Geologischen Gesellschaft gegeben hat, einer unterhelvetischen Decke. Mir scheint der Ausdruck „unterhelvetische Decken“ etwas unglücklich, da er an „untere helvetische Decken“ anklingt; man könnte vielleicht statt dessen „subhelvetische Decken“ gebrauchen. Diese „subhelvetische Decke“ des Dartgas wurde durch J. OBERHOLZER (1933) mit der Vorab-Tscheppecke parallelisiert.

Die Streichrichtung am Surtschein ist E—W, am Dartgas SE—NW; dieselbe Richtung hat die bekannte Querfalte am Rinckenkopf nördlich des Panixerpasses. Es handelt sich dabei kaum um echte Querfalten in dieser passiv bewegten Einheit. Vielmehr glaube ich, dass im Querschnitt des Panixerpasses eine Art Scharnier in der subhelvetischen Decke besteht. Während sie bei Segnes sut noch mit deutlicher Stirne abschliesst, ist von einer solchen schon unter dem Vorab nichts mehr zu sehen; ausserdem nehmen gegen W immer ältere Gesteine daran teil. Fährt man vom Panixerpass in der angegebenen abnormen Streichrichtung gegen NW, so kommt man an die Stelle oberhalb Ennetlinth, wo die Griesstockdecke einsetzt. Für eine solche Parallelisierung, die schon J. OBERHOLZER vermutete, spricht auch der Umstand, dass in der subhelvetischen Decke der südlichen Hausstockgruppe als jüngstes Gestein, ausser wenigen Metern untersten Quintnerkalkes, Argovien erhalten ist; die Griesstockdecke des Klausengebietes enthält aber gerade die Schichten von Quintnerkalk an aufwärts.

Die Decke ist intensiv in sich verschuppt; wir zählen z. B. am Piz da Dartgas sieben Schuppen, welche zum Teil ihrerseits wieder zerschlitzt sind. Nimmt man an, dass die obersten dieser Schuppen die ursprünglich südlichsten seien und jede tiefere etwas nördlichere Herkunft, so gelangt man zu einem faciell erstaunlichen Resultat. Die oberste Schuppe, Schuppe VII, besteht nämlich fast nur aus Verrucanobreccien; in Schuppe VI dagegen liegt über südaarmassivischem Hornblende-granit, der den Gipfel des schönen Berges aufbaut, und etwas Quarzporphyr direkt der Rötidolomit. Schuppe V führt wieder Verrucano, Schuppe III wieder Hornblende-granit an der Basis. Man kann sich diese Erscheinung am plausibelsten durch eine Teildeckenverschuppung erklären. Wie in der Aroser Schuppenzone betrifft sie tektonische Einheiten unter einer Hauptüberschiebung — hier der helvetischen, dort der oberostalpinen — und hier wie dort liegen die Schuppen mehr im Längsprofil als im Querprofil übereinander. Die Einwicklungserscheinungen in den Brigelserhörnern lassen solche Verschuppungen als durchaus möglich betrachten.

Die Schuppen des Dartgas zeigen, mit Ausnahme einer einzigen, normale Lagerung, wie man besonders schön an den Joramulden zwischen den Dolomitplatten feststellen kann. Die Überschiebungsfläche der subhelvetischen Decke ist stets wellig verbogen, ebenso diejenigen der einzelnen Teilschuppen.

Der Crap Surtscheins gliedert sich in vier Triasschollen, von denen die südlichen jeweils die nördlichen etwas überfahren haben. Sie werden durch spitze Dogger-Schiltkalkmulden getrennt und sind ihrerseits durch zahlreiche pli-faille-artige Störungen gegliedert. An der Basis liegt ein Band von mylonitisierendem Granit, welches den Detailfaltenbau der Triasklötze nicht mitmacht. Der ganze Surtscheins entspricht wohl der Schuppe III des Dartgasgebäudes.

Die subhelvetische Zone zieht im Zais, auf der linken Seite des unteren Ladrals, steil zur Tiefe. Es handelt sich aber nicht um eine echte Wurzelzone, sondern nur um eine lokale flexurartige Schichtverbiegung. Am Talboden biegt Dogger und Trias, wie übrigens auch im Val Frisal, wieder zu flacherem Südfallen um. Die Decke ist auch hier intensiv verschuppt, doch bereitet eine Paralleli-

sierung mit Dartgas und Surtscheins, der spärlichen Aufschlüsse wegen, Schwierigkeiten.

Die Schichtreihe der subhelvetischen Decke ist in diesem Gebiet eine sehr lückenhafte; insbesondere treten im Jura bedeutende Transgressionen zutage. Ein grobes Basalkonglomerat des Dogger findet sich z. B. beim kleinen Dartgasseelein. R. BRUNNSCHWEILER entdeckte auf Ranastga im verkehrten Schenkel der Decke Quintnerkalk auf Rötidolomit transgredierend. Es ist nun von höchstem Interesse, dass am Westgrat des Hausstocks, unter der Hauptüberschiebung, sich das gleiche Verhalten konstatieren lässt. Diese Erscheinung bemerkte nach einer mündlichen Mitteilung EUGEN WEBER schon vor mir; sie sei aber, da sie für die Parallelisierung der Decke des Piz da Dartgas-Rinkenkopf von Bedeutung ist, hier trotzdem erwähnt. Man findet dort nämlich über mächtigem Lochseitenkalk, welcher eindeutig den Charakter metamorphen Quintnerkalkes trägt, einige Meter typischen Rötidolomits. Der liegende Malmkalk greift in Schloten bis 2 m weit in den Dolomit hinauf. Man steht vor einer grossartigen Transgression in verkehrter Lagerung. Es finden sich mithin im Lochseitenkalk Verhältnisse, wie sie nur in der parautochthonen (subhelvetischen) Decke der Alp Ranastga auftreten.

Was die eigentlichen helvetischen Decken, die über der Hauptüberschiebung gelegenen, anbetrifft, so sind vor allem zwei Tatsachen wichtig. Einmal ist die innige Verbindung des Kristallins vom Culm d'Alp Rubi — vorwiegend aus quarzreichen Muskovitschiefern bestehend — mit dem phyllitischen, Effusivgesteine führenden Verrucano zu betonen. Dieser greift in spitzen Muldenzügen ins Kristallin hinein. Aber auch der Verrucano, welcher unter diese Schiefer und Gneise einfällt, ist mit ihnen stratigraphisch verbunden. Östlich des Culm d'Alp Rubi trifft man nämlich zwischen Kristallin und Verrucano schwarze, grobe Arkosesandsteine und graphitische pyritreiche Tonschiefer; es ist wohl erlaubt, sie als Karbon anzusehen. Die Gneise der Alp Quader stellen also den Kern einer oder mehrerer helvetischer Decken dar. FR. WEBER sah in ihnen den Kern der Mürtschendecke; doch ist diese Frage wohl noch nicht entschieden.

Am Rauhwacken zug, der beim Mittelstafel der Andester Alp eine nördliche Muskovitgneis-Verrucanozone von der grossen Verrucanomasse abtrennt, konnte verkehrte Lagerung nachgewiesen werden. Er verbindet sich dadurch mit den mesozoischen Schichtfolgen am Panixer Rotstock (Piz Mar) und am Gipfel des Hausstocks. Aus den zentralen Glarneralpen erwähnt J. OBERHOLZER verkehrte Liasserien in seiner „unteren Braunwalder Zwischendecke“.

Die Hochflächen der südlichen Hausstockgruppe sind von zahlreichen Verwerfungen zerhackt. Sie lassen sich in drei Systeme einordnen:

1. Einige wenige Längsbrüche, streichen E gegen NE und fallen steil nach S ein. Ihr Nordflügel ist jeweils gehoben. Diese Längsbrüche sind in ihrer Anlage älter als die letzte Faltungsphase.

2. Jüngerer Entstehung sind NNW-streichende, steilstehende Querbrüche, von denen eine grosse Zahl festgestellt wurde. Fast regelmässig ist ihr Westflügel relativ gehoben.

3. Merkwürdige tektonische Linien, welche NW bis WNW ziehen. Die Schichtverstellung ist sehr geringfügig; dagegen wechselt das Streichen der Schichten und der älteren Querbrüche oft an diesen Verwerfungen, deren Verlauf stets morphologisch sehr deutlich markiert ist und die meist von Schutt verhüllt sind. Auch übertiefte, durch junge und jüngste Alluvionen ausgefüllte Becken zeigen die Stellen an, wo derartige Linien sich mit den grossen Querbrüchen

schneiden. All dies lässt darauf schliessen, dass diese schrägen Störungen sehr jung sind; man darf vielleicht eine Verbindung mit der Entstehung des Limmernbodens vermuten.

2. — JOOS CADISCH (Bern): **Beobachtungen im Bergsturzgebiet der Umgebung von Reichenau und Rhäzüns (Graubünden).**

Seit den Zeiten G. THEOBALDS hat die ungeheure Bergsturzmasse von Flims das Interesse der Geologen immer wieder wachgerufen. Das Vorhandensein einer einheitlichen Trümmermasse, welche aus der Südflanke des helvetischen Deckengewölbes herausgebrochen war, konnte nach den Aufnahmen von ALB. HEIM, J. OBERHOLZER und R. GSELL als gesichert gelten. Als unmittelbare Ursache der Katastrophe galt das Abschmelzen der eiszeitlichen Gletscher, welches die unterschrittenen Hänge ihres Sockels beraubte. J. OBERHOLZER gelangte auf Grund seiner äusserst sorgfältigen Untersuchungen zu der letztmalig 1933 (5) vertretenen Ansicht, dass in der Gegend von Reichenau-Tamins noch zwei weitere grosse Sturzmassen vorliegen, deren Abrissgebiete am Kunkelspass und am benachbarten Calanda vermutet wurden. Eine genaue Abgrenzung der Abbruchnischen und der Trümmermassen schien unmöglich, da die letztern aus demselben Gesteinsmaterial, insbesondere aus Hochgebirgskalk, Dogger, Rötidolomit und grünen altkristallinen Schiefen des Tavetscher Massives bestehen, welche Schichtglieder und Gesteine auch in den Abrissgebieten vorherrschen.

Trotz der intensiven Durchforschung des stark hügeligen und bewaldeten Bergsturzgebietes ergaben sich bei den verschiedenen Autoren immer wieder Divergenzen der Auffassung. ALB. HEIM hielt die auf der Westseite des Bergsturzhügels von Ils Auts bei Reichenau sichtbaren Schuttbildungen für Grundmoräne, welche unter den Sturzmassen liegen sollte; R. GSELL (4) hatte westlich des Hinterrheins bei Bonaduz und Rhäzüns von Moräne überdeckte Stauschotter angenommen, während J. OBERHOLZER die sämtlichen Bildungen, welche oft gut geschichtet und klassiert sind, für Stauschotter ansah, welche über den Trümmern liegen sollten. Unstimmigkeit herrschte sodann andauernd bezüglich der Zugehörigkeit oder Nichtzugehörigkeit gewisser Gesteinsmassen zum Bergsturzkomplex. A. ROTHPLETZ beschrieb aus der Gegend zwischen Reichenau und Rhäzüns verschiedene triasische und ältere Felsmassen, welche von andern Autoren als abgestürzt betrachtet wurden, als normale stratigraphische Unterlage der Bündnerschiefer. O. AMPFERER (1, 2) gelangte 1934 zur Überzeugung, dass mächtige „zusammenhängende Blockmassen“ im sogenannten Flimserbergsturz als Tektonite zu betrachten seien und zwar als überfahrene und aufgeschürfte helvetische Basis der penninischen Decken. Im nördlichsten Safiental und im Domleschg sollten die Bündnerschiefer diesen Myloniten aufruhern. P. ARBENZ und W. STAUB (3) hatten diese Möglichkeit auch schon erwogen; sie dachten im Falle der helvetischen Komplexe am Hinterrhein an eine Reliefüberschiebung, wenschon sie diese Bezeichnung damals nicht verwendeten. Wie M. BLUMENTHAL rechneten sie auch mit der Möglichkeit, dass durch den Flimser Sturz Anstehendes aufgeschürft wurde (Gegend östlich Versam, Val Sourda etc.). In der letzten, von R. STAUB gegebenen Zusammenfassung über „Neues und Altes vom Flimser Bergsturz“ interessiert vor allem der Versuch einer genaueren zeitlichen Festlegung der Katastrophe; sie soll nach dem Bühlstadium und vor einem Churer- oder Flimserstadium erfolgt sein. Neu ist sodann auch die Annahme

dieses Autors, wonach der Bergsturz durch spätalpinen Zusammenschub im Bereiche einer helvetischen Axendepression mitverursacht wurde.

Der Verfasser versuchte, während verschiedener kürzerer Aufenthalte in seiner engeren Heimat, sich über einige der gekennzeichneten Probleme im Felde zu orientieren. Zunächst wurde die Tektonik und das Gefüge der sogenannten „helvetischen Wurzelzone“ zwischen Reichenau und Rodels-Realta untersucht, deren regellose Lagerungsweise seit jeher allen Bearbeitern aufgefallen war. Wir führen unsere Ergebnisse in der von P. ARBENZ und W. STAUB gewählten Reihenfolge der Vorkommen an, nämlich vom Zusammenfluss von Vorder- und Hinterrhein gegen Süden hin.

Der aus einer normalen und einer verkehrten Schichtfolge von Aalénien bis Argovien aufgebaute Sporn von Isla am linken Hinterrheinufer zeigt stark gelockertes Gesteinsgefüge; einzelne Schichten sind gänzlich zertrümmert, sie unterscheiden sich in keiner Weise von Bergsturzbreccien. Die nächstsüdlichere Felsmasse von Plazes betrachteten J. OBERHOLZER und G. SCHUMACHER (7) im Gegensatz zu frühern Bearbeitern als Bergsturzmateriale. Die weiter südlich beim Kirchlein St. Georg gelegenen helvetischen Trias-, Dogger- und Malmkomplexe können wir infolge ihrer weitgehenden Zerrüttung ebenfalls nicht mehr als anstehend bezeichnen. Gleiches gilt für den aus einer verkehrten Serie von Aalénien-schiefer bis Kalkschiefer des unteren Malms aufgebauten Schlossfels von Rhäzüns, welcher auf seiner Westseite von Schottern unterlagert wird. Ganze Schichtkomplexe sind hier vollständig zerbrochen. Das Gefüge der Breccienlagen ist ein so lockeres, dass eine Entstehung durch tektonische Auswalzung nicht in Frage kommt. Ähnliches gilt auch für die ungefähr zwei Kilometer weiter südlich am linken Hinterrheinufer gelegenen Sporne von Nundraus, deren Triasmassen in die dortige Bündnerschieferschlucht hineingefahren sind. Nördlich und südlich dieser Sporne, ja sogar am gegenüberliegenden Ufer steht an einer Stelle bis auf Flussniveau Bündnerschiefer an, welcher beidseitig des Tales dieselbe Streich- und Fallrichtung aufweist (im Mittel N 36° E, F. 44° SE). Von einer zwischen vertikalen Brüchen erfolgten Aufpressung helvetischen Materials im Sinne von O. AMPFERER oder von einem diapirartigen Durchbruch längs einer N—S streichenden tektonischen Störungsfläche kann hier nicht die Rede sein.

Wir gelangen somit zum Ergebnis, dass sämtliche, früher zur helvetischen Wurzelregion gerechneten Gesteinskomplexe Bergsturzcharakter zeigen. Damit wird für uns ein schon 1929 von J. OBERHOLZER mündlich geäußerter Verdacht zur Gewissheit, ein Verdacht, der seither auch von R. STAUB und R. HELBLING nebenbei kundgetan wurde.

Gewisse Schwierigkeiten ergeben sich bei der Beantwortung der Frage, ob die mitten im Domlescher Talboden gelegenen Triashügel von Pardisla und Rodels auch zum Flimser- oder Taminer-Bergsturz gehören. Seit 1910 wurden diese Vorkommen entweder als helvetische Aufschlüsse im Liegenden der Bündnerschiefer oder als deren normaler triasischer Unterlage zugehörig betrachtet. Ein neuerlicher Besuch in Pardisla ergab, dass die vermutlichen Quartarschiefer, welche die Basis des merkwürdigen Hügels bilden, vollständig zermürbt sind. Der hangende helle Triasdolomit ist, wenn auch in Blöcke aufgelöst, weniger stark zerquetscht. Über dem einigermassen zusammenhängenden Gestein liegen im Schutt Blöcke von grünem Schiefer, welcher mit Taminer Altkristallin („Verrucano“) identisch sein dürfte. An der Südwestseite des Hügelplateaus (Erosionsniveau, 671 m ü. M.) fand sich in unregelmässig angelagertem Schotter eine schlecht gerundete Kalkkomponente, welche helvetischem Hochgebirgskalk sehr ähnlich sieht. Wir halten das Gestein des Hügels von Pardisla auch für Bergsturz-

material. Dasselbe gilt für die „Tomba“ von Rodels, welche östlich der Rheinbrücke wenig über den Wald herausragt.¹⁾ Sie besteht aus serizitischen Tonschiefern und Sandsteinen, welche seit jeher als Untertrias angesehen wurden. Am ausserordentlich stark zerrütteten Fels kann zur Not eine Schichtlage von N 195° E, Fallen 45° E festgestellt werden. G. THEOBALD glaubte, hier Westfallen annehmen zu können, während P. ARBENZ und W. STAUB Nordostfallen konstatierten. Die Verschiedenheit der Angaben kann nicht überraschen, wenn man weiss, dass der „Rodelser Stein“ vor wenigen Jahrzehnten noch viel höher war, seither aber als Steinbruch diente. P. ARBENZ und W. STAUB, welchen wir die exaktesten Beobachtungen verdanken, schreiben über das Vorkommen: „Da aber ringsum nur Bündnerschiefer anstehen, so muss man diesen Zeugenberg wohl oder übel als gewachsenen Fels betrachten.“ Man kann nun hier aber auch umgekehrt folgern und die Frage stellen: Ist es möglich, dass diese Triasmassen als Bergsturzmaterial in das durch einen ziemlich schmalen Engpass gegen Norden offene Domleschg hineingelangten? Wir glauben, diese Frage bejahen zu müssen. Die neuere Forschung zeigte, dass Bergsturmassen oft ähnlich wie heterogene Flüssigkeiten sich bewegen. Wenn man annimmt, dass die Hauptmasse des losgebrochenen Materiales aus der Region des Kunkelspasses stamme und dort vorher eine mittlere Höhe von etwa 1300 m einnahm (Höhe des Talbodens = ca. 600 m), so genügt die gewaltige durch den Fallvorgang erzeugte kinetische Energie wohl, um auch tiefere Teile der Sturzmasse bei einem mittleren Gefälle von ca. 5,5% gegen 13 Kilometer weit fortzubewegen. Vor dem Taleingang des Domleschg staute sich die bewegte Masse und ein relativ kleiner Anteil derselben gelangte schliesslich noch bis nach Rodels hinein²⁾.

Ein Versuch, die Akkumulations- und Erosionsvorgänge in der Gegend von Reichenau, unter Berücksichtigung der bisherigen Literatur, zeitlich zu koordinieren, zeigt, wie viele Probleme und Rätsel hier noch ihrer Lösung harren.

Wir sind einstweilen noch nicht in der Lage, sicher zu entscheiden, welcher der grossen Bergstürze — ob der Flimser oder der Taminser — zuerst erfolgte. Solange der Entscheid darüber aussteht, könnte man versucht sein, beide Ereignisse für gleichzeitig zu halten. Diese Annahme würde mit der Hypothese von R. STAUB (8), wonach der Flimser Bergsturz durch tektonische Vorgänge verursacht wurde, harmonieren. Beide grossen Sturzmassen brachen in eine breite Talfurche nieder, welche tief unter das heutige Flussniveau hinabreicht. In der darauffolgenden Zeit gruben sich Vorder- und Hinterrhein tiefe Schluchten in die Trümmerkomplexe. Die Erosionseinschnitte wiesen oft überhängende Wände auf (Schloss Rhäzüns). Eine neuerliche Abriegelung des Rheinlaufes bei Reichenau hatte dann zur Folge, dass mächtige Sand-, Kies- und Blockschuttmassen in einem Stausee zur Ablagerung gelangten. Durch diese Akkumulation wurden die Erosionseinschnitte der damaligen Vorder- und Hinterrheinschluchten vollständig aufgefüllt. Wie weit zu jener Zeit ein Stausee ins Domleschg hineinreichte, wissen wir einstweilen nicht, doch möchten wir die schöne Kiesterrasse, welche sich von Realta über Summaprada bis in die Gegend von Sils im Domleschg verfolgen lässt, derselben Aufschotterungsperiode zurechnen.

¹⁾ Am 1. IX. 1944 erhielt der Verfasser von Herrn Dr. J. JÄCKLI dessen Arbeit „Zur Geologie der Stätzerhornkette“, *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 37, 1. 1944, worin dieser Autor die Hügel von Pardisla und Rodels als Bergsturzrelikte bezeichnet. Es herrscht somit bezüglich dieses Punktes erfreuliche Übereinstimmung.

²⁾ Wir benützen gerne die Gelegenheit, Herrn Ingenieur W. VERSELL in Chur, mit welchem wir diese Bergsturzprobleme besprachen, für seine Anregungen den besten Dank auszusprechen.

Durch unsere Untersuchungen vermochten wir keine neuen Beweise dafür zu erbringen, dass das ganze Gebiet von Reichenau und Rhäzüns durch den spätglazialen Gletscher mit einer dünnen, heute grossenteils wieder abgetragenen Moränendecke überzogen wurde. In postglazialer Zeit flossen Vorder- und Hinterrhein zunächst auf dem Niveau der Bonaduzer Stauschotterterrasse. Teile der damaligen Flussbetten sind heute noch sehr gut erhalten. Eine solche Rinne verläuft von Westen her an der Ortschaft Bonaduz vorbei. Von Süden her floss der Hinterrhein um diese Zeit an den als Crestas bezeichneten Bergsturzhängeln von Rhäzüns vorbei, an deren Luv- und Leeseiten sich noch verschiedene Schotterflur-Niveaus erkennen lassen. Das aus Stauschotter gebildete linksrheinische Plateau von Nundraus beherbergt ebenfalls ein Stück alten Hinterrheinbettes, ganz ähnlich der Flussbettpartie von Prau dil Boign, rechts des heutigen Flusslaufes gelegen. Erst durch andauernde Tiefenerosion der Flüsse entstanden dann einerseits die breite heutige Hinterrheinschlucht Reichenau-Rhäzüns und der durch mehrere schöne Terrassen gegliederte Einschnitt des Vorderrheins andererseits. Neben alten schutterfüllten Rinnen schuf sich der Vorderrhein auch neue Wege, so die in helvetisches Altkristallin eingeschnittene epigenetische Flusswindung bei Wackenau (NW Bonaduz).

Wichtigere zitierte Literatur.

1. AMPFERER, O. Neue Wege zum Verständnis des Flimser Bergsturzes. Sitz.ber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 143, Bd. 1934.
2. AMPFERER, O. Tektonische Studien im Vorderrheintal. Sitz.ber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 143, Bd. 1934.
3. ARBENZ, P. und STAUB, W. Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich von Bonaduz. Viert.jahrschr. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 55, 1910.
4. GSELL, R. Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal. Jahresber. Naturf. Ges. Graubündens, Bd. 58, 1918.
5. OBERHOLZER, J. Geologie der Glarneralpen. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, N.F. 28. Liefg., I. Textband, II. Atlas, 1933.
6. OBERHOLZER, J. und HEIM, ALB. Zu Otto Ampferers „Gleitformung der Glarneralpen“ und „Flimser Bergsturz“. Ecl. geol. Helv. 27, 1934.
7. SCHUMACHER, G. Geologische Studien im Domleschg (Graubünden). Diss.-Auszug, Jahrb. Phil. Fak. II, Univ. Bern, 7, 1927.
8. STAUB, R. Altes und Neues vom Flimser Bergsturz. Verh. S.N.G. Chur, 1938.

3. — FRANZ ROESLI (Luzern): **Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden.**

Siehe Eclogae geol. Helv., dieses Heft, Seite 355—383.

4. — TONI HAGEN (Frauenfeld): **Zur Tektonik der nördlichen Dent Blanche-Decke.**

Kein Referat eingegangen.

5. — RUDOLF STAUB (Zürich-Fex): **Demonstration der neuen geologischen Berninakarte 1:50 000**, herausgegeben von der Geologischen Kommission der S. N. G.

6. — PETER CHRIST (Basel) und FRANZ MÜLLER (Meiringen): **Über die Tektonik des Malms der Wildhorn-Decke am Hasleberg.**

Erscheint später.

7. — AUGUSTIN LOMBARD (Genève): **Sondages pour les fondations du pont de la jonction (C. F. F.) à l'aval de Genève.** Avec 5 figures dans le texte.

I. Introduction.

La ligne qui raccordera la gare actuelle de Cornavin à celle projetée à la Praille franchit le Rhône entre les falaises abruptes du Nant Cayla et celles du Bois de la Bâtie. Elle utilisera un pont à deux travées et une pile médiane, actuellement en construction. Pour en reconnaître les terrains de fondation, l'administration des C.F.F. a fait faire 3 sondages en 1935-36. Ce sont leurs résultats que l'on trouve ci-après.

Je remercie le Directeur du 1^{er} arrondissement des C.F.F. à Lausanne, Mr. FERNAND CHENAUX, ingénieur, et Mr. CHARLES PETITAT, ingénieur, Directeur du Bureau de Constructions de la gare de Cornavin, qui m'ont obligeamment autorisé à publier ces documents. La maison Conrad Zschokke S.A. et son directeur, Mr. OTT, ingénieur, m'ont également permis de figurer un diagramme des mesures d'eau et Mr. le Professeur BOLOMEY, Directeur du laboratoire d'essais de matériaux de l'École d'Ingénieurs de Lausanne m'a laissé reproduire une analyse granulométrique. Je leur exprime également ma reconnaissance.

II. Les sondages.

Le sondage 1 est situé sur la rive droite du Rhône. Il n'est pas exactement dans l'axe du pont, mais décalé de quelques mètres à l'aval. Ce léger déplacement a permis de reconnaître la falaise «d'alluvion ancienne» sur une plus grande hauteur. Il donne l'épaisseur de moraine glissée qui, sans cela, serait restée indéterminée.

Ce sondage (fig. 1) donne une coupe de la partie inférieure des graviers avec des niveaux sableux lenticulaires et une couche de glaise de 2,15 m. d'épaisseur (B).

Plus bas, l'argile glacio-lacustre ancienne n'est pas rubannée. Elle est peu homogène, montrant de fréquents horizons lenticulaires de sable et des cailloux d'origine et de dimensions diverses.

Formation géologique

Coupe schém.

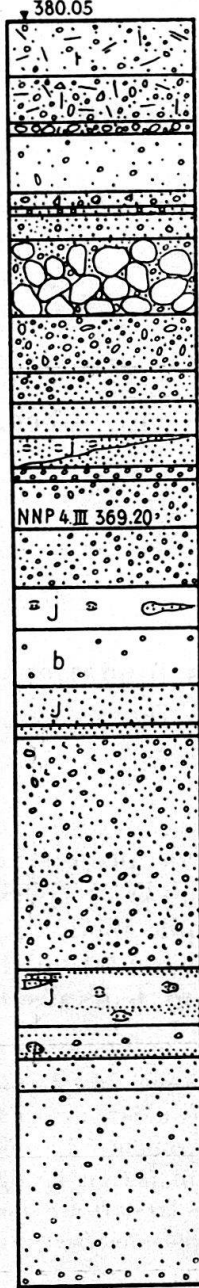
Description des terrains traversés

(Les lettres majuscules se rapportent aux niveaux du profil).

Dépôts récents

Alluvion ancienne

Interglaciaire s. s.



1. Terre argilo-sableuse à petits cailloux, σ moy. 4 cm. 1.07 m. 1 à 5 = A'.
 2. Semblable à 1. Cailloux plus nombreux. Long. max. 10 cm., long. moy. 5 cm. 1.00 m.
 3. Cailloux délavés. Long. max. 10 cm. 0.25 ép.
 4. Sable argileux à cailloux de dim. variées. Long. max. 10 cm. 1.33 m.
 5. Sable argileux à galets. Long. max. 5 cm. 0.25 m.
 6. Sable argileux. Cailloux rares. 0.18 m.
 7. Sable gris à cailloux arrondis fréquents. Long. max. 15 cm., long. moy. 12 cm. 0.50 m.
 8. Gros boulets arrondis, d'origine alpine. Long. max. 45 cm. Enveloppe de sable à cailloux rares. Gros vides par places. Petites cimentations partielles. 1.67 m.
 9. Gravier, long. max. 15., long. moy. 10 cm. et sable. Pas de cimentation. Un peu d'argile. 1.25 m.
 10. Gravier sableux et sablon fin. Galets long. max. 20 cm., moy. 10 cm. 0.65 m.
 11. Sable grossier brun, légèrement argileux. 0.70 m.
 12. Lentille de sable jaune à concrétions argileuses. 0.65 m.
 13. Gravier argileux sans sable. Long. min. et moy. 1-2 mm., max. 4 cm. 0.30 m.
 14. Gravier sableux et sable grossier, délavé sous l'eau. Cailloux long. max. 4 cm. 1.05 m.
 15. Gravier sableux et sable grossier, délavé sous l'eau. Cailloux long. max. 4 cm. 1.25 m. 6 à 15 = A.
 16. Glaise jaune à lentilles sableuses. 0.90 m. 16 et 17 = B.
 17. Glaise bleue plastique. Cailloux très rares, long. max. 1 cm. Base stratifiée. 1.25 m.
 18. Sable argileux jaune. 0.80 m.
 19. Sable argileux jaune peu compact. 0.25 m. 18 et 19 = C.
 20. Gravier sableux. Galets long. max. 18, moy. 10 cm. 5.00 m. 20 = D.
 21. Argile jaune à minces niveaux sableux. Concrétions grès-sableuses dures, type: molasse. 1.25 m. 21 = D.
 22. Argile grise à quelques niveaux sableux. Compacte et résistante. Cailloux alpins arrondis fréquents, long. max. 4 cm. Concrétions argileuses dures. Cailloux de molasse. 0.65 m.
 23. Argile grise, peu de sable, pas de cailloux. 0.7 m.
- 22 = F et 23 et 24 = G.
24. Argile grise, peu de sable, cailloux fréquents. Long. moy. 1 cm., max. 5 cm. 2.95 m.

N. N. P. = niveau nappe phréatique



Terre, humus

Argile j = jaune b = bleue, grise.

Sable



Cailloux, graviers

Grès

Lentilles, concrétions

Fig. 1. Coupe géologique du sondage 1.

Echelle 1 : 200.

Le sondage 2 (fig. 2) implanté dans le lit du Rhône débute par des alluvions récentes auxquelles succèdent probablement les graviers de l'alluvion ancienne. On distingue les uns des autres par la cimentation des derniers; ce critère ne permet pas de tracer une limite exacte.

L'interglaciaire commence nettement par des argiles jaunes sableuses avec quelques galets. Ces argiles changent de couleur et se chargent de concrétions à mesure que la profondeur augmente.

On peut considérer le niveau G comme faisant encore partie du même complexe interglaciaire ancien; ce n'est qu'à partir de la cote 354,63 (− 9,40 m) que l'argile se charge de cailloux anguleux ou polis dont les stries dénotent clairement le caractère morainique.

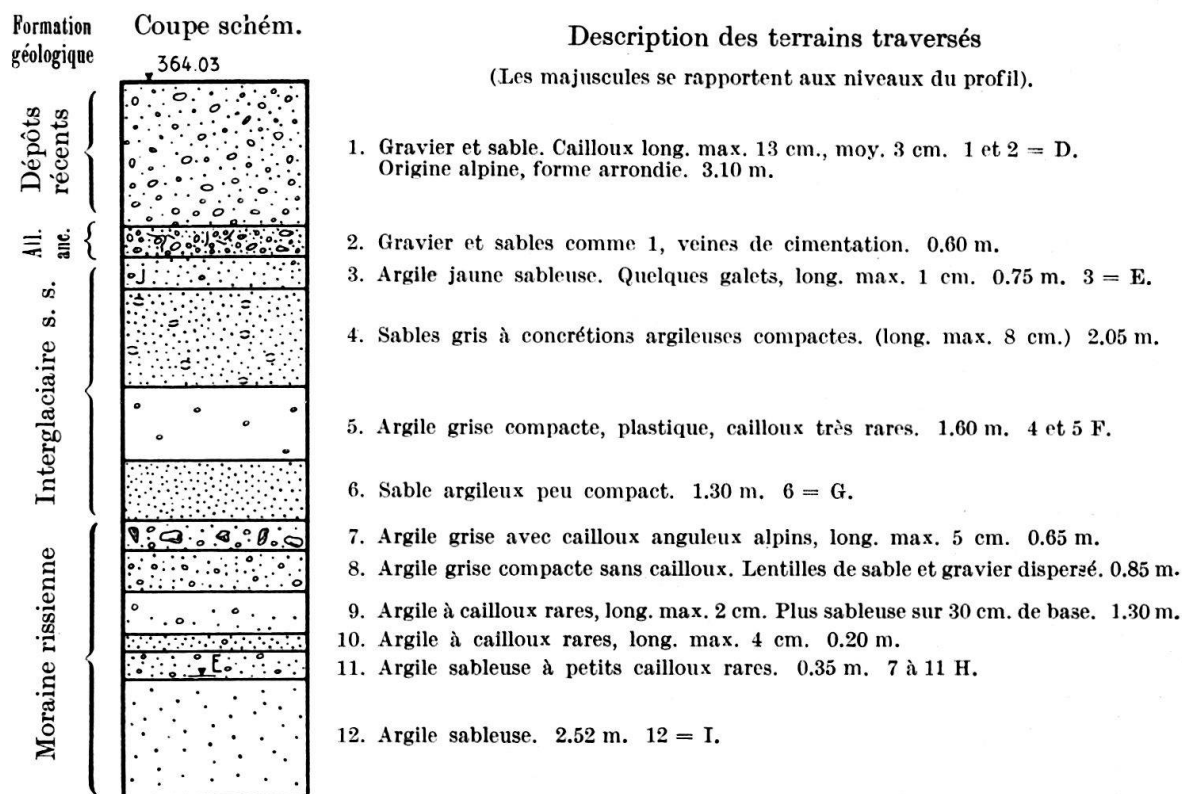


Fig. 2. Coupe géologique du sondage 2.

Echelle: 1 : 200.

Le caisson pneumatique a été descendu à la cote 354,20 (− 9,83 m.), donc sous cette limite. Sur 3 m. de hauteur, dès la cote 357,20 (− 6,83 m.), l'excavation permettait d'observer nettement la qualité des cailloux empaquetés dans l'argile. Ils étaient tous arrondis et sans stries. L'argile était remarquablement homogène. Les éléments devenaient anguleux vers le bas de la coupe, confirmant les données du forage.

Le sondage 3 (fig. 3) recoupe un banc d'argile bleue rubannée (B) surmontant 1,15 m. de sable jaune (C). Dans l'argile, on a trouvé de menus fragments de lignite. Les graviers reprennent ensuite sur 3,60 m.

Les dépôts glaciolacustres qui suivent sont sableux dans leur ensemble. L'argile y est rarement pure. A nouveau, la limite entre le glaciolacustre et la moraine de fond rissienne a été tracée à l'apparition des galets striés dans l'argile.

Le complexe morainique est moins sableux, à part un petit niveau intercalaire de 0,55 m. d'épaisseur (348,44, − 25,60 m.).



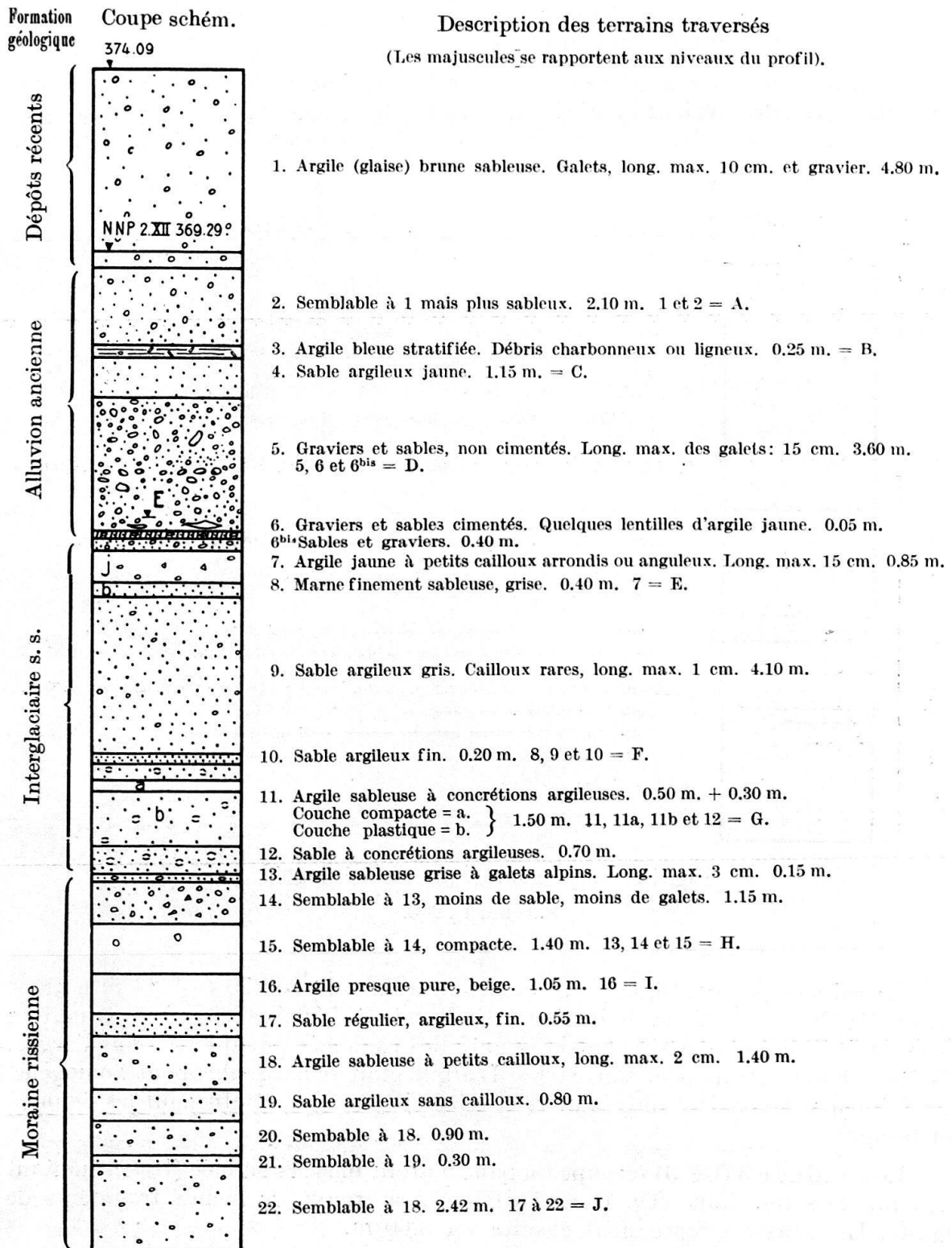


Fig. 3. Coupe géologique du sondage 3.

Echelle: 1 : 200.

III. Le profil.

Les raccords établis d'un sondage à l'autre et l'attribution des terrains aux divers niveaux de l'échelle chronologique et lithologique classique appellent un certain nombre de remarques (voir fig. 4).

1. La molasse n'a pas été atteinte. Elle pouvait l'être car JOUKOWSKY (bibl. 4) la signale au Pont Butin à la cote 353,80 et plus haut; or, le sondage 1 est descendu à 353,00.

La topographie molassique est extrêmement irrégulière. On se trouve à la Jonction dans le sillon préglaciaire, ce que confirme le résultat négatif des sondages, notamment de celui de la rive droite.

2. Moraine rissienne. J'ai attribué à cette formation la masse compacte et argileuse rencontrée dans les sondages 2 et 3 au-dessous des cotes 354,63 et 352,79. Elle renferme des cailloux striés, généralement petits et dispersés. Il est évident que dans ces conditions, la présence ou l'absence de ces cailloux striés sont des arguments bien fragiles pour tracer une limite de complexe. D'autant plus qu'on opère dans un sondage où le terrain n'est connu que sur une faible section. Cette limite monte peut-être plus haut. Heureusement qu'à ce caractère parfois incertain s'en ajoute un autre: l'apparition vers le haut, de sable tantôt pur, tantôt mêlé à de l'argile. Ce second caractère m'a paru confirmer le premier. La limite ainsi obtenue n'est pas nette mais donne une première approximation.

Revenons à la moraine. On peut comparer les cotes de sa surface supérieure à celles de points avoisinants. Au Pont Butin, elle est à 360,00; à Frontenex, à 336,40; à La Grange, à 338,60, et aux Feuilletières (Russin) à 361,65 (d'ap. JOUKOWSKY (bibl. 4).

Les cotes rencontrées à la Jonction s'encadrent dans celles connues ailleurs et se rapprochent de celles du Pont Butin.

3. Interglaciaire ancien sensu stricto. (Dépôt d'âge Riss-Würm des marnes à lignites auct.) Ce dépôt surmonte la moraine rissienne et consiste en argiles et sables, parfois stratifiés et renfermant des troncs, branches ou feuilles plus ou moins carbonisés. Les sondages ont traversé les niveaux en question sans toutefois rencontrer de lignites. Ceux-ci ont été cependant récoltés dans les fouilles ultérieures à ciel ouvert.

Les forages n'ont pas donné de marnes rubannées, sauf dans le sondage 1 où les horizons sont peu distincts.

4. Fluvioglaciaire ancien (Alluvion ancienne auct.) La base de cet épais complexe de sables et graviers est formée par un banc de 5 m. d'épaisseur dans le sondage 1 et de 3,60 m. dans le sondage 3. Il est séparé de la masse supérieure par une couche de glaise bleue et jaune à stratifications et à débris de lignite dans le sondage 3. Son épaisseur varie de 2,15 m. (S. 1) à 1,40 m. (S. 3).

Ce niveau glaiseux rubanné se retrouve de part et d'autre du Rhône avec une très faible pente. Il possède une certaine continuité. Mais je le considère à la Jonction comme une simple intercalation lenticulaire dans les graviers. Il est probable que c'est ce niveau qu'a décrit AL. FAVRE au Bois de la Bâtie, le long du Rhône. Il en fait le sommet des couches de marnes à lignites. Celles-ci sont en réalité plus profondes, sous le banc de gravier de 5—3,60 m.

La variation d'épaisseur du banc de gravier inférieur tend à montrer qu'il diminue vers le Sud. Peut-être, tend-il à zéro. Dans ce cas, on aurait à la base des graviers une réplique de ce qu'ALPH. FAVRE avait découvert à leur sommet au Bois de la Bâtie. Il s'agirait ici d'une interpénétration des graviers dans les sables et argiles glaciolacustres.

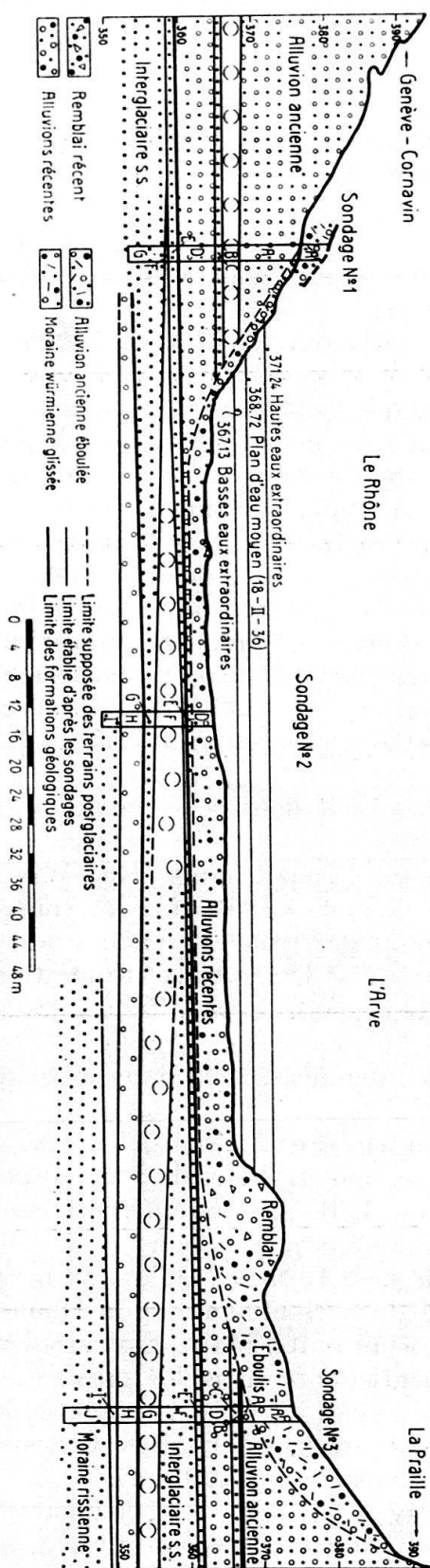


Fig. 4. Le profil.

Ce niveau de glaises rubannées à lignites ne se trouve pas au Pont Butin pourtant voisin.

Plus haut, les graviers reprennent selon l'habitus souvent décrit ailleurs.

La base des graviers atteint 359,75 sur la rive droite, 360,33 au milieu du fleuve et 361,34 sur la rive gauche. Il y a donc une légère remontée dans le sens indiqué.

Dans le sens longitudinal, on connaît la cote de 361,70 m. au Pont Butin, ce qui donne également une faible rampe vers l'Ouest.

IV. Eau phréatique.

Les sondages 1 et 3 n'ont pas tardé à atteindre une nappe souterraine. Pour chercher à déterminer l'origine de cette eau, on a procédé à des mesures des variations de son niveau tout en relevant les cotes du Rhône au même moment.

Les graphiques de la figure 5 en donnent le résultat.

Dans le sondage 1, le niveau de l'eau est supérieur à celui du Rhône. Il tend cependant à s'en rapprocher très lentement tout en suivant son allure descendante.

Il s'agit probablement d'une nappe locale reposant sur le niveau imperméable des glaises. Son débit est commandé par les apports d'infiltrations de surface à travers les graviers et par les variations du Rhône qui fonctionne comme niveau de base provisoire.

Dans le sondage 3, le graphique accuse des variations brusques et accidentelles qui en rendent le déchiffrement malaisé. Il semble toutefois que l'eau du forage vienne du Rhône par infiltration. Ses variations suivent de près celles du fleuve et son niveau lui reste toujours inférieur.

Les variations de différences de hauteurs, accidents mis à part, sont irrégulières et permettraient de supposer que cette nappe s'écoule à son tour suivant un débit particulier.

Ce régime est local et la nappe repose ici encore sur les glaises stratifiées intercalaires.

La cote moyenne de sa surface, 369 m., est inférieure à celle de la nappe de la rive gauche qui, à Vessy, donne 378 m. et, à la Fontenette, environ 0,40 m. au-dessus de l'Arve en basses eaux (elle-même à 376 en chiffre rond) soit 376,40.

Entre la Fontenette et la Jonction, on connaît le sondage des Laiteries Réunies, tombé dans une masse de moraine wurmienne imperméable. C'est cette masse appuyée elle-même à la dorsale du Grand-Lancy — Bois de la Bâtie qui forme le barrage étanche que n'a pas pu franchir la nappe de Vessy-Soral.

Le présence d'une telle zone était déjà indiquée par JOUKOWSKY (Lit. 2) sur la carte schématique p. 24 et le profil fig. 1. Son étanchéité est confirmée par le contrôle fait dans le sondage 3.

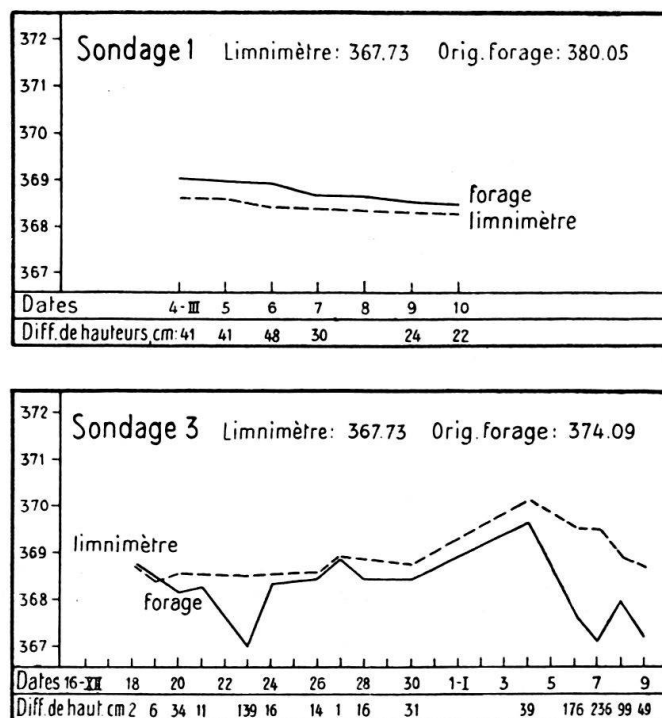


Fig. 5. Mesures limnimétriques des sondages 1 et 3.

V. Essais de charge.

Il a paru indispensable de compléter l'étude des terrains par quelques essais de charge. On relèvera les points suivants:

Dans le sondage 1, la charge reposait sur l'argile grise compacte à niveaux plus sableux de l'interglaciaire (— 21,55 m.). Ceci explique l'allure de la courbe exprimant l'élasticité du terrain.

La surface de la plaque était de 300 cm², la charge maximum 3,6 t. soit 12 kg./cm². Le tassement maximum fut de 19,1 mm.

Dans le sondage 2, la plaque reposait sur de l'argile grise également mais c'était celle de la moraine rissienne (— 10,9 m.). Au premier essai, la plaque compte 300 cm² et 150 au second. La charge est de 2,4 t., ce qui représente respectivement 8 et 16 kg./cm².

Au premier essai, le tassement commence par être fort, puis il s'atténue. La courbe du second essai est régulière.

Tassement maximum 30,65 mm. (1^{er} essai).

Dans le sondage 3, le second essai montre une valeur de tassement trop faible. Elle est due au fait que la plaque reposait sur une couche cimentée de l'alluvion ancienne (− 11,90 m.). C'est à la reprise du forage que l'on s'aperçut de cette position anormale.

Le premier essai est plus près de la réalité. Il est fait dans une masse homogène de graviers. Les irrégularités du début de la courbe proviennent de têtes de galets qui dépassaient du fond du forage. Elles ont été écrasées dans la suite par la pression croissante.

VI. Analyse granulométrique d'échantillons de l'Alluvion ancienne.

| | | |
|------------------------------------------------------|--------|--------|
| Ballast | A | B |
| Provenance: Sondage | 1 | 1 |
| Cote | 373,80 | 359,85 |
| Densité apparente à la réception (état humide) . . . | 1,86 | 1,95 |
| Humidité à la réception (% du poids sec) . . . | 2,6 | 3,4 |
| Densité apparente à l'état sec | 1,89 | 2,0 |

Composition granulométrique: (sur 80 kg. de matériaux).

| | A | B |
|-------------|------------|------------|
| | % en poids | % en poids |
| 0— 0,05 mm. | 3,6 | 1,4 |
| 0— 0,09 „ | 3,9 | 1,8 |
| 0— 0,23 „ | 4,9 | 3,0 |
| 0— 0,35 „ | 12,6 | 10,5 |
| 0— 2,0 „ | 21,8 | 17,1 |
| 0— 4,0 „ | 25,2 | 20,9 |
| 0— 8,0 „ | 30,0 | 27,2 |
| 0— 15,0 „ | 39,1 | 38,4 |
| 0— 40,0 „ | 65,6 | 66,7 |
| 0— 80,0 „ | 84,4 | 86,0 |
| 0—140,0 „ | 100,0 | 100,0 |

VII. Bibliographie.

1. FAVRE, ALPH.: Description géologique du Canton de Genève. Bull. Classe agric. Soc. des Arts, 2 vol., Nos 79—80. Genève 1879.
2. JOUKOWSKY, E.: Topographie et géologie du Bassin du Petit Lac, Partie occidentale du bassin du Léman. Le Globe LIX, Mém., Genève 1920.
3. JOUKOWSKY, E.: Géologie et eaux souterraines du Pays de Genève. Genève 1941.
4. PARÉJAS, ED.: Notice explicative, feuille 12 de l'Atlas géologique de la Suisse. Commission géologique SHSN. 1938.

8. — THEODOR HÜGI (Bern): **Vorweisen der Originale zu den Abbildungen „Pierre des Marmettes“ und „Pierre à Dzo“ in J. de Charpentier: Essai sur les glaciers, 1841.**

Aus einem Nachlass hat Herr Prof. O. TSCHUMI (Historisches Museum der Stadt Bern) in dankenswerter Weise dem Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern verschiedene Zeichenstudien und Aquarelle von erratischen Blöcken zur Aufbewahrung überwiesen. Bei näherer Durchsicht fand ich darunter zwei mit THLE STEINLEN signierte Aquarelle, welche die Originalvorlagen zu den Lithographien der Tafel 1 und 2 in CHARPENTIER'S «Essai sur les glaciers» (Lausanne 1841) bilden mussten. Auf Seite 360 des genannten Werkes finden sich in bezug auf die abgebildeten erratischen Blöcke u. a. folgende Bemerkungen: «Les blocs erratiques No 1, 2, 3, 4 et 5 ont été dessinés d'après nature par M. STEINLEN, Professeur de dessin à Vevey, si avantageusement connu par ses charmantes aquarelles des vues des environs de Lausanne, de Vevey, de Montreux, de Bex etc.» Bei den beiden erstgenannten Tafeln handelt es sich um die Darstellung der «Pierre des Marmettes» und der «Pierre à Dzo» aus der grossen Blockmoräne bei Monthey, welche, wie aus der handschriftlichen Bezeichnung der aufgefundenen Originale hervorgeht, im August 1839 von THÉOPHILE STEINLEN angefertigt worden sind. CHRISTIAN GOTTLIEB STEINLEN, genannt Théophile, wurde am 26. März 1779 in Stuttgart geboren, liess sich später in Vevey nieder, wo er an der Kunstschule lehrte und durch seine Schweizer-Landschaften und durch die Aquarelle für das offizielle Album für das Winzerfest 1833 sowie durch seine Illustrationen im Hinkenden Boten von Vivis bekannt wurde. Er verstarb am 28. März 1847 in Vevey.

Die Schweizerische Naturforschende Gesellschaft und die interessierten kantonalen Gesellschaften waren um die Erhaltung der bedeutsamen Blöcke von Monthey besorgt, als immer wieder versucht wurde, dieses vorwiegend aus Mont Blanc-Granit bestehende Gesteinsmaterial im Baugewerbe zu verwerten. Es sei in diesem Zusammenhang auf die Publikationen von E. RENEVIER (Bull. Soc. Vaud. des Sciences nat. No. 78, vol. XV, 1877) und H. SCHARDT (Verh. Schweiz. Naturf. Ges., Bd. I, 1908) verwiesen. Heute ist die «Pierre des Marmettes» Eigentum der SNG, während die J. DE CHARPENTIER gewidmete «Pierre à Dzo» der Société Vaudoise des Sciences naturelles gehört.

Die erwähnten beiden Blöcke hat CHARPENTIER in dem eingangs genannten Werk folgendermassen beschrieben. Seite 126: «La Pierre des Marmettes au dessus de Monthey, a 63 pieds de longueur, 32 de largeur et 30 de hauteur. Son volume est donc 60,480 pieds (= 1824 m³). C'est un bloc de granite de la vallée de Ferret.» Und auf Seite 141: «Un très gros bloc (= ca. 300 m³), appelé Pierre à Dzo, d'une forme irrégulière, polyédrique, est perché sur un autre; mais il n'y est retenu que par un troisième bloc fort petit et fendu verticalement par la chute du premier; sans cet appui il se précipiterait sur le bourg de Monthey. Il est absolument impossible qu'un choc horizontal ait produit de pareils accidents.»

Wie ein Vergleich der Originale mit den Lithographien in CHARPENTIER'S Werk ergibt, stimmen letztere, abgesehen von unwesentlichen, vom Lithographen vorgenommenen Änderungen, überein. Bis jetzt fand ich in der Literatur nirgends Anhaltspunkte, woraus hervorgeht, dass STEINLEN durch CHARPENTIER direkt aufgefordert worden wäre, die erratischen Blöcke zu aquarellieren. Es ist beabsichtigt in dieser Hinsicht weiter nachzuforschen.

9. — HANS MOLLET (Biberist): **Eine Abflussrinne der letzten Eiszeit westlich Solothurn.**

Mehrfach ist in der geologischen Literatur auf die rechtsseitigen Abflussrinnen am Rande des würmeiszeitlichen Rhonegletschers hingewiesen worden, insbesondere auf das ausgesprochene Trockental Burgdorf–Winigen–Bollodigen, dem die Bahnlinie Burgdorf–Herzogenbuchsee folgt. Nachdem der Referent sich schon früher mit den Quartärbildungen bei Solothurn näher befasst hatte¹⁾, soll in dieser Mitteilung ergänzend auf eine linksseitige Abflussrinne der letzten Eiszeit westlich von Solothurn, auf Blatt 123 (Grenchen) der Siegfriedkarte, aufmerksam gemacht werden. Diese Abflussrinne erstreckt sich nach meinen bisherigen Beobachtungen von der Ebene des Erlimoos, nördlich Bettlach, zwischen den Molasseanhöhen von Bühlen (P. 502) und Krähenberg, ferner bei P. 482, nördlich Haag, durch gegen die Häuser von Moos nördlich Selzach. In dem auf fallenden Einschnitt zwischen Seuset und dem Weiher von Bellach ist die Abflussrinne besonders gut ausgeprägt. Im Jahre 1927 veranlasste ich zunächst im Talboden des Erlimoos, zwecks Erschliessung von Grundwasser, in dieser Rinne zwei Sondierungen. Die eine Sondierung konnte dabei 12 m niedergebracht werden und erschloss zuerst Lehm, sodann den Wasserträger, vorwiegend Kies und Sand. Der Grundwasserspiegel wurde bei – 1,75 m ab O. K. Terrain an getroffen und mit der Handpumpe Grundwasser aus dieser alten Abflussrinne gefördert. Ob die Sondierungen in der Tiefe schon auf Molasse gestossen seien, konnte damals nicht näher abgeklärt werden. Als in der Folge die Gemeinde Bellach zur Ergänzung ihrer bestehenden Wasserversorgungsanlage grössere Wasservorräte benötigte, empfahl ich dort 1929 ebenfalls Sondierbohrungen vorzunehmen und zwar in der östlichen Fortsetzung der bei Erlimoos bereits nachgewiesenen Abflussrinne. Die Abflussrinne beim Bellacherweiher wird im Süden durch die von Moräne und Bergsturzmaterial (Kalkschutt) bedeckte Molasseanhöhe des Langhölzli, P. 515, und im Norden durch den steilen Südabfall der Ebene von Lommiswil begrenzt, den Weiherrain, wo die südfallende Molasse am Grossgraben nach oben zunächst von etwas Grundmoräne, Bergsturzmaterial (Kalkschutt), teilweise verkitteten Schottern (Schotter von Lommiswil) und Seitenmoränenmaterial bedeckt wird. Vom Bellacherweiher, der nach historischen Forschungen durch einen Damm künstlich aufgestaut ist²⁾, steigt der Talboden unserer Abflussrinne von P. 468 gegen Seuset auf 498 m an, unzweifelhaft bedingt durch den jüngern Bachschuttkegel aus dem Einschnitt von Känelmoos. Bei P. 468, hart am östlichen Kartenrand von Siegfriedblatt 123, wurde nun 1943 durch die Gemeinde Bellach eine Tiefbohrung angesetzt. Die Bohrung erschloss, nach Mitteilung der Bauleitung, in der Abflussrinne folgende Bodenschichten:

- 0,60 m Humus,
- 1,00 m Lehm mit etwas Kies,
- 2,00 m grober Sand mit wenig Kies,
- 1,00 m grober Kies mit wenig Sand,
- 5,00 m Kies und Sand,
- 3,00 m gröberer Kies und Sand,
- 1,00 m Sand mit wenig Kies,
- 2,70 m Kies mit viel Sand,
- 1,50 m Kalkfels? (Bergsturzmaterial nach unserer Interpretation).

¹⁾ H. MOLLET: Geol. Ergebnisse beim Bau der neuen Aarebrücken in Solothurn, ein Beitrag zur Kenntnis des Bodens der Stadt Solothurn. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 21, pag. 83, 1928.

²⁾ A. KOCHER: Wie der Bellacher Weiher entstand. *St. Ursenkalender*, pag. 81, 1942.

Trotz einer totalen Tiefe von 17,80 m hat diese Bohrung, nach meinen Beobachtungen, die aus Molasse bestehende Felssohle der Abflussrinne noch nicht erreicht, indessen den wertvollen Nachweis erbracht, dass die Gemeinde Bellach bei diesem Grundwasserbrunnen ihren Wasserbedarf decken kann, während eine vorherige Bohrung in der benachbarten Aareebene auf Grund der Experimente eines Rutengängers zu einem Misserfolg führte.

Die oben besprochene linksseitige Abflussrinne hat den glazialen Formenschatz der Umgegend von Solothurn erfreulich bereichert. Die Rinne geht auf die Zeit zurück, als der würmeiszeitliche Rhonegletscher bei Solothurn stationär war. Durch die im heutigen Aaretal liegende Eiszunge wurden die benachbarten Jurabäche (Brügglibach, Bach vom Känelmoos etc.) am Rande des Gletschers nach Osten abgedrängt. Nach Rückzug des Gletschers ist sodann die Rinne durch die wieder in ihrer alten Richtung abfließenden Wildbäche teilweise orographisch stark verwischt worden.

10. — ARNOLD BERSIER (Lausanne): **Un mouvement quaternaire en Molasse subalpine.**¹⁾ Avec 2 figures dans le texte.

Les mouvements orogéniques du domaine alpin ont-ils pris fin avec l'ère tertiaire? Se sont-ils poursuivis pendant l'ère quaternaire et durent-ils encore? Questions fondamentales demeurées sans réponse nette parce qu'aucune dislocation ou déformation dans les terrains post-tertiaires de la bordure externe n'ont montré jusqu'ici un déplacement quelconque de la masse alpine.

Pour certains ce massif, atteint de fixité désormais immuable, appartient aux orogénèses passées, ou l'érosion seule poursuit son action destructrice. Pour d'autres l'apparente tranquillité actuelle n'est qu'un répit dans une évolution lente ou saccadée. C'est dire qu'aucun renseignement sur ce sujet n'est négligeable. L'observation décrite ci-après révèle l'existence d'un mouvement au Quaternaire récent en Molasse subalpine vaudoise, démontré par un plan de faille traversant une couverture morainique datée.

Rappelons tout d'abord la date des plus récents mouvements orogéniques alpins connus à ce jour. Cette date, c'est évidemment à la périphérie du massif qu'on l'a cherchée, dans les terrains sédimentaires les plus jeunes, inexistants sur la montagne tôt exondée. Dans le Jura, avant-front des Alpes, les terrains les plus récents, des molasses œningiennes, sont plissés. Sur la bordure externe des écaïles jurassiennes chevauchent de jeunes terrains pliocènes. Plus près des Alpes, sur le Plateau suisse, dans l'avant-fosse molassique, les plus jeunes molasses tortoniennes sont également affectées par des failles et plissements subalpins.

Dans le Jura comme sur le Plateau, les derniers sédiments ont donc encore enregistré des mouvements postérieurs. L'amplitude de ces derniers mouvements connus est importante. On ne peut dire qu'ils aient simplement le caractère de mouvements attardés.

Que s'est-il passé depuis? Il ne semble pas a priori, malgré l'immobilité apparente de la chaîne, que les mouvements orogéniques alpins manifestés dès l'ère secondaire, et paroxysmaux vers le milieu des temps tertiaires, se soient

¹⁾ Publié avec autorisation du Bureau des mines de l'Office de guerre pour l'industrie et le travail.

fatalement éteints au moment précis où s'achevait le cycle sédimentaire capable de les enregistrer. Mais on était sans preuves historiques de leur existence. Depuis ce moment, début du Quaternaire, les seuls dépôts de quelque étendue sont les terrains glaciaires et fluviatiles, ébouleux et tendres, se prêtant donc mal à l'inscription de mouvements. Surtout, si ces dépôts sont étendus, leurs affleurements le sont peu. Ils ne forment pas de parois et ne sont guère observables en grand que dans les carrières. C'est dire que dans de tels terrains les traces de mouvements ne peuvent être que bien cachées.

Le hasard d'un éboulement malencontreux, qui suivit un plan de faille depuis une galerie jusqu'à la surface du sol, nous fournit la bonne fortune d'observer une preuve bien nette de mouvement quaternaire, dans l'une de ces petites mines récemment ouvertes pour exploiter les minces veines de charbon de la Molasse chattienne subalpine, mines qui ont fourni en plus d'un charbon coûteux mais apprécié, une foule de renseignements géologiques précieux dans une région fort pauvre en indices de surface.

Cette galerie fut ouverte sur la pente au Lendard, près de Belmont, 4 km à l'E de Lausanne. On est là en pleine molasse chattienne, bien datée par sa faune de Vertébrés. C'est la Molasse subalpine, à l'E de la grande faille chevauchante de la Paudèze. Pourtant, à la suite de dislocations qu'il sera intéressant d'analyser plus tard, les couches plongent localement au SW, faisant exception au grand pendage général au SE.

Au bout de 45 m la galerie croisa à angle faible une faille. Avant la pose du boisage, le plafond s'éboula. Progressivement l'éboulement forma une cloche dans laquelle on put pénétrer, puis creva jusqu'à la surface, en suivant le miroir de faille. Le décalage de la veine de charbon était ainsi directement observable.

Au-dessus de la roche en place le miroir de faille se prolongeait sans modification dans la molasse altérée, puis dans les terrains graveleux quaternaires jusqu'à la couverture de gazon. L'uniformité du miroir de faille, franc et lisse, formé d'une pellicule de marne corroyée, habitus des failles de la région, était manifeste dans les différents terrains. Son plan, marqué de stries verticales, se prolongeait de part et d'autre de l'entonnoir d'écroulement. Il fallut écarter l'idée d'une coupure due à l'écroulement, d'un tassement ou d'un glissement de terrain. Remercions ici M. le Professeur E. GAGNEBIN et M. le Dr H. BADOUX, géologues, d'avoir bien voulu venir examiner le terrain et se rendre compte de la réalité de cette faille avant le remblayage de l'entonnoir.

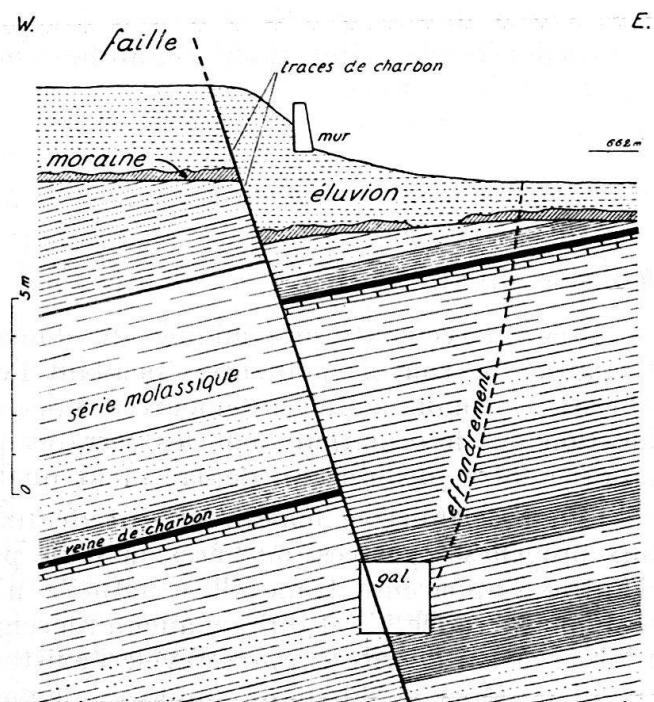


Fig. 1. Coupe de la faille du Lendard traversant le revêtement quaternaire de moraine würmienne et d'éluvion. Pour la lèvre Est le rejet est positif dans la série des couches molassiques et négatif dans la moraine. La faille a joué à deux reprises en des sens opposés.

Nature et date du terrain quaternaire traversé: Au-dessus de la molasse superficiellement décomposée (voir fig. 1) l'entonnoir montrait des lambeaux de moraine bleuâtre, partiellement altérée, à cailloux anguleux calcaires du Malm alpin. Sur ces lambeaux morainiques se superpose un terrain argileux et caillouteux franchement jaune, d'aspect terreux, épais de 2—3 m. Les cailloux, plus nombreux à la base, sont également des calcaires, mais arrondis, érodés et recouverts d'une croûte d'altération jaune. Il s'y mêle quelques morceaux de calcaire d'eau douce de la Molasse locale, également altérés.

En lui-même cet affleurement est assez significatif. Il montre des éluvions superficielles formées par le remaniement, le long de la pente, de la moraine sous-jacente, aux matériaux de laquelle se sont joints quelques fragments du sous-sol molassique. Mais il existe, à 100 m de là au NE, une grande gravière donnant

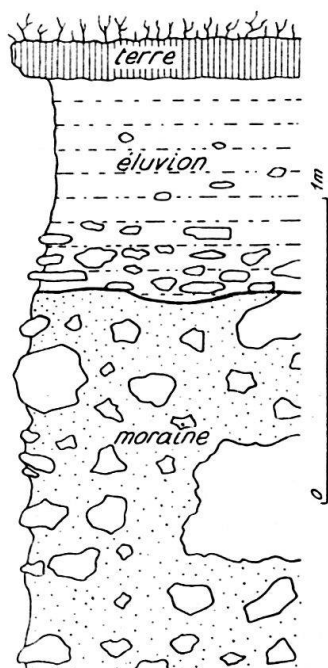


Fig. 2. Coupe du revêtement quaternaire au voisinage de la faille.

une excellente coupe, plus parlante encore, de ces mêmes terrains (voir fig. 2). La gravière exploite la moraine, visible sur plus de 6 m, essentiellement constituée de blocs de calcaire jurassique alpin anguleux atteignant jusqu'à quelques m³, noyés dans une argile à grains calcaires. La teinte gris-bleu du calcaire domine et colore toute la moraine.

Cet épais dépôt appartient à un épaulement morainique bien individualisé qui longe, à l'altitude d'environ 700 m, le haut du versant du lac Léman dans la région de Lavaux. Il est partout caractérisé par l'abondance du matériel erratique jurassique et crétaé alpin. A cet épaulement se rattache la moraine de barrage du petit lac de Bret, raison pour laquelle nous avons provisoirement nommé «stade de Bret» ce stade de retrait, d'une grande fraîcheur, du glacier du Rhône. En attendant de le paralléliser avec d'autres dépôts, disons qu'il s'agit, sans nul doute, d'un épisode de retrait du Würm.

Au-dessus de cette moraine würmienne, la coupe de la gravière montre une couche dont la teinte jaune tranche sur le gris-bleu de la moraine, formée à la base d'un niveau à cailloux calcaires corrodés et patinés, couchés sur leur plus grande face, auquel succède progressivement un niveau terreux, moins caillouteux.

C'est là une éluvion bien caractérisée dont les cailloux ont dû cheminer par solifluxion sur la pente en s'altérant. La plus grande partie dut être remaniée peu après le retrait glaciaire, le dépôt continuant néanmoins de se former par ruissellement et apport de poussières jusqu'à la période actuelle.

On voit donc que la faille du Lendard traverse à la fois des dépôts glaciaires würmiens et des éluvions plus récentes. C'est donc un accident tout jeune, certainement post-würmien.

Ajoutons qu'un mur avait été construit il y a huit ans, au-dessus du plan de faille, et qu'il ne montrait pas de fissures avant l'éroulement.

Importance et mouvements de la faille: Cette faille passant au Lendard a été rencontrée par d'autres mines. On la connaît 600 m plus loin au N, aux Ecaravez et elle doit se prolonger encore davantage. Son rejet de 5 m s'amplifie plus loin, et atteint 15 m aux Ecaravez.

Mais l'examen de la coupe de l'entonnoir (fig. 1) montre que la faille a joué à deux reprises dans deux sens différents:

1° Le décalage des couches molassiques et de la veine de charbon montre un mouvement relatif positif de la lèvre E (côté alpin). Le rejet suivant le miroir est actuellement de 5 m.

2° Le décalage des terrains quaternaires de surface montre un rejet dans l'autre sens. La base du quaternaire indique un mouvement négatif, d'environ 1,5 m de la lèvre E. Au N du Lendard on a l'impression, d'après la surface du terrain, que cet affaissement est plus important et que la gravière morainique décrite plus haut est logée dans une dépression bien tranchée du soubassement molassique.

De ces deux mouvements seul le dernier, mouvement négatif de la lèvre E, peut être daté avec certitude comme post-glaciaire. Lors de la glaciation würmienne les deux lèvres morainiques devaient être au même niveau, et le rejet positif de la lèvre E était à ce moment de 6,5 m. Le mouvement s'est effectué en deux temps, positif d'abord et anté-würmien, puis négatif après dépôt de la moraine, tranchée par ce nouveau jeu de la faille.

Pourtant des traces de charbon écrasées sur le miroir de faille dans l'éluvion paraissent bien dire que la veine de charbon de la lèvre E, avant de redescendre, est montée au moins à la hauteur de cette jeune éluvion. Il y aurait aussi eu un mouvement positif de la lèvre E pendant la période post-glaciaire, et le rejet actuel de la faille ne serait que la résultante de mouvements plus amples.

Pour éclaircir au mieux ce dernier point, il serait désirable que de nouvelles fouilles soient ouvertes sur le prolongement de cette faille, ou sur d'autres plans de failles si nombreux dans la région. C'est que la faille du Lendard n'est qu'un des éléments de tout un système de cassures, sur lequel les mines apportent sans cesse de nouveaux renseignements.

La jeunesse de toutes ces failles apparaît dans les saillies topographiques que certaines des lèvres forment encore, dans un terrain tendre et fort exposé à l'érosion glaciaire et au ruissellement. Certaines d'entre elles sont encore incomplètement calcitisées et il y subsiste des vides au point de laisser passer un courant d'air. Ce ne sont là que des indices, sans date précise, mais tout ce réseau de failles, dont l'une des plus importantes a clairement joué au Quaternaire, doit avoir été, croyons-nous, en mouvement à cette époque²⁾.

Conclusions: La faille du Lendard apporte la preuve, pour la première fois dans le domaine alpin externe, de mouvements orogéniques quaternaires se plaçant dans la période post-glaciaire comprise entre le retrait de la glaciation de Würm et nos jours.

²⁾ Il n'est question ici que de failles de la «Molasse à charbon» châtienne de la région de Belmont, et non pas des grandes failles qui font chevaucher la Molasse subalpine oligocène sur la Molasse miocène du Plateau, comme le chevauchement de la Paudèze, tout voisin de cette région. On peut néanmoins, à titre d'hypothèse, poser la question d'un rejeu partiel de ces grandes failles au Quaternaire.

Il est également intéressant de noter, en ne considérant que la lèvre E (côté alpin) seule de la faille du Lendard, que ses mouvements successifs, positif puis négatif, donnent une image de ce qui s'est peut-être passé en plus grand dans l'ensemble de la Molasse subalpine: tout d'abord poussée orogénique positive faisant chevaucher cette Molasse, puis affaissement tardif isostatique du bord alpin. Etant donné le grand nombre des plans de glissements dans la Molasse subalpine, dont les couches inclinées ont souvent glissé les unes sur les autres, l'addition de tous ces faibles mouvements négatifs, se répartissant sur toute la largeur de la bande subalpine, pourrait être considérable.

L'amplitude actuelle de cette faille est la résultante de mouvements divers dont le premier est d'un âge antérieur. Connue sur une longueur de 600 m et certainement plus étendue, elle appartient à un système de failles dont l'ensemble paraît contemporain, système que les mines en exploitation permettront d'explorer encore.

Il sera certes difficile de trouver d'autres traces de ces mouvements dans les dépôts quaternaires. Néanmoins, puisque leur existence est maintenant démontrée en un point, il sera utile d'apporter une attention renouvelée à ces recherches, soit par l'observation directe de failles ou dénivellations dans les nappes d'alluvions, soit par l'analyse des anomalies des profils longitudinaux des rivières, cela particulièrement près des anciennes failles qui peuvent avoir rejoué, soit, en un mot, à tout ce qui peut mettre en évidence de récentes déformations.

11. — MARC VUAGNAT (Genève-Zurich): **Essai de subdivision à l'intérieur du groupe des grès de Taveyannaz — grès d'Altdorf.**

Nous ne possédons actuellement aucune étude synthétique sur le Flysch nord-helvétique. Cette formation que les auteurs de langue allemande désignent par le nom de « Sandstein-Dachschiefergruppe », couvre de grands espaces, répartis en trois régions: du Rhin à Engelberg; dans le Kiental et les environs de Kandergrund; des deux côtés de la vallée du Rhône: des Diablerets à la frontière française.

Le travail de FR. DE QUERVAIN (Bibl. 3), limité à un des termes de cette série, révèle tout ce qu'on peut retirer d'une étude régionale du Flysch, poursuivie le long du front des Alpes.

Cette communication présente les résultats préliminaires d'une telle tentative. Tandis que la stratigraphie du Flysch ultra- et sud-helvétique, comme l'ont montré les travaux de W. LEUPOLD (2), peut se fonder en grande partie sur la micropaléontologie, la stérilité quasi complète du Flysch nord-helvétique nécessitait l'introduction d'une technique nouvelle. Laissant de côté les schistes et, d'une façon générale, tous les sédiments fins, nous nous sommes adressés à la constitution pétrographique des grès grossiers et des microconglomérats où certaines roches jouent en quelque sorte le rôle directeur de fossiles.

Il est de coutume d'effectuer une coupure dans les grès du Flysch nord-helvétique et de distinguer: les grès de Taveyannaz connus du Rhin jusqu'au Dauphiné et, à la suite des trouvailles de MM. LUGEON et L. MORET, considérés comme priaboniens; et les grès d'Altdorf, plus jeunes que les précédents, limités à la Suisse centrale et orientale, encore très imparfaitement connus.

Quels sont les rapports entre ces deux groupes? Quels sont les caractères des grès d'Altdorf? Par quoi sont-ils remplacés vers l'Ouest? Autant de questions auxquelles nous tenterons sinon de répondre du moins d'indiquer dans quel sens chercher les solutions.

I. **Les grès de Taveyannaz**, correspondant à ceux que DE QUERVAIN a décrits, peuvent se subdiviser en deux variétés:

1° Le grès de Taveyannaz tout à fait typique. Vert intense ou fortement moucheté. Sous le microscope, prédominance presque absolue du matériel volcanique. Présence de fragments d'andésites à augites et hornblendes fraîches, ou, dans les roches plus fines, de débris de ces minéraux. Cette variété semble

caractériser les unités tectoniques supérieures; de vastes régions où les grès de Taveyannaz sont cependant bien développés, en sont à peu près dépourvues; par exemple l'Oberland glaronnais.

2° Le grès de Taveyannaz à éléments ferromagnésiens chloritisés. D'un vert beaucoup moins intense, il est souvent gris très foncé. On distingue sans peine, à l'œil nu, des grains de quartz disséminés. Sous le microscope, matériel volcanique moins prépondérant, aspect déjà faiblement polygénique. Absence d'augites ou de hornblendes fraîches, soit dans les fragments d'andésites, où nous trouvons des pseudomorphoses de ces minéraux en chlorite, soit en débris isolés.

Un des affleurements les plus nets de ce type, se rencontre dans le haut du Riedertal (Uri) où il forme un banc puissant que l'on coupe entre 1600 et 1700 m., lorsqu'on monte d'Oberfeld au Fätsch. Il semble correspondre à l'Oberer Taveyannazsandstein de W. BRUCKNER. A Taveyannaz même, la première partie de la crête des Vans, à partir de Chaux Ronde montre ce type de grès. Enfin bon nombre des fragments d'andésites chloritisées ressemble au type I 3/c de porphyrites que nous avons décrit dans les conglomérats de la Berthe (Val d'Illiez) (Bibl. 4).

Cette variété de grès présente-t-elle la valeur stratigraphique d'un niveau bien défini? Pour répondre à cette question il convient d'examiner de plus près ce que peut signifier la chloritisation des amphiboles et des pyroxènes. Trois cas principaux sont, a priori, possibles:

a) Une chloritisation séculaire postérieure à la consolidation du grès. En un mot la roche ne serait pas fraîche.

b) Une chloritisation séculaire postérieure à la solidification des coulées andésitiques, mais antérieure à leur destruction ou contemporaine de la formation du sédiment (par exemple sous l'action de l'eau de mer).

c) Une chloritisation d'origine magmatique ou métasomatique concomitante ou légèrement postérieure à l'effusion de la lave.

L'aspect très frais de certains échantillons, les structures très bien conservées, enfin la grande extension du faciès en question semblent exclure la première hypothèse. Il est plus épineux de trancher entre les deux derniers cas. Cependant il n'est pas exclu que nous trouvions des critères permettant de distinguer une chloritisation séculaire d'une chloritisation métasomatique ou magmatique. D'autre part, si à partir d'un certain niveau les grès appartiennent systématiquement à cette variété et que par étapes, nous arrivions aux grès de Taveyannaz du Val d'Illiez, dont nous allons nous occuper, nous aurons alors tout lieu de croire que la dernière hypothèse est la plus proche de la réalité et que ces grès chloritisés font suite dans le temps au premier type de grès. Dans l'état actuel de nos connaissances nous ne pouvons que pencher en faveur de cette interprétation.

II. Les grès d'Altdorf, ainsi que les Dachschiefer, qui leur sont associés, forment, principalement dans les cantons d'Uri et de Glaris, de puissantes masses situées au Nord des grès de Taveyannaz proprement dits.

Nous nous sommes convaincus que cette formation, si homogène sur nos cartes géologiques, est en réalité fort complexe. Des diverses variétés de grès qui la constituent nous ne retiendrons, pour l'instant, que deux types.

1. **Le grès de Taveyannaz du Val d'Illiez.**¹⁾ Ce grès a été décrit pour la première fois par L. W. COLLET et M. GYSIN (1) dans le Val d'Illiez; c'est également la

¹⁾ Nous proposons de nommer désormais ce type: grès du Val d'Illiez, afin de simplifier la nomenclature.

région où il semble atteindre sa plus grande extension et présenter ses formes les plus grossières (conglomérats de la Berthe et de la Pâle); aussi proposons-nous de le nommer d'après cette vallée. Que ce soit un grès d'Altdorf, on n'en peut douter. Les bancs de grès grossiers qui forment le haut du versant droit du Riederthal, et, qui, sous un faciès un peu plus fin, traversent la route du Klausen, un peu en amont du pont de Brügg, lui sont tout à fait semblables aussi bien macroscopiquement que sous le microscope.

Comme nous lui avons consacré une étude détaillée (4), nous ne ferons que rappeler ses caractéristiques essentielles:

Grès à microconglomérat polygénique, gris assez foncé lorsqu'il est frais. Grains de quartz laiteux abondants accompagnés de fragments plus rares, rouges ou verts (radiolarites et porphyrites). Sous le microscope, le matériel volcanique est beaucoup moins abondant que dans les grès de Taveyannaz typiques; il est par contre plus varié. Ce matériel est constitué par des porphyrites systématiquement albitisées et chloritisées réparties en trois grands groupes de structure: andésitiques, diabasiques et surtout arborescentes. Le reste des éléments présente une grande diversité, il comprend des roches plutoniques et sédimentaires, parmi lesquelles on doit mentionner les jaspes et radiolarites. Ciment calcaire peu abondant.

Les rapports de ce grès avec le grès de Taveyannaz typique d'une part, avec la Molasse du Val d'Illiez d'autre part nous conduisent à penser qu'il marque le passage de l'Eocène à l'Oligocène où peut-être déjà la base de cet étage.

Ainsi le microscope a permis d'établir que les grès d'Altdorf inférieurs sont encore des grès de Taveyannaz et qu'ils ne sont nullement restreints à la Suisse centrale et orientale, mais se retrouvent presque identiques en Suisse occidentale et même jusque sur la rive gauche de l'Arve en Haute-Savoie (St-Jean de Sixt).

2. Grès de Matt-Seedorf; conglomérats du Gruontal. Frais, ce type de grès ressemble au précédent, bien qu'il soit plus clair. Par contre lorsqu'il est altéré son aspect devient bien différent, à cause des nombreux grains de calcaire dolomitique qui prennent une teinte jaune. Il possède souvent une allure arkosique.

Le microscope montre une image toute nouvelle. Notons d'abord la disparition complète des porphyrites rappelant celles des grès de Taveyannaz. Une grande abondance de granites et de gneiss, de calcaires recristallisés probablement dolomitiques, de jaspes, radiolarites et spongites calcaréo-siliceuses caractérisent aussi cette roche.

Ces grès sont très bien développés dans le Sernftal où ils sont exploités en carrière à Matt; on les retrouve sur la rive gauche de la Reuss, ils y forment des bancs puissants où sont ouvertes les grandes carrières de Seedorf et de Boschrüti. Enfin entre Reuss et Linth, le conglomérat du Gruontal semble n'être qu'un faciès grossier de cette variété.

Pour la première fois dans l'histoire du Flysch nord-helvétique, l'harmonieuse analogie qui existait entre la Suisse centrale et la Suisse occidentale semble disparaître. En effet dans le Val d'Illiez, les derniers bancs gréseux du Flysch, les «grès des carrières», renferment encore des débris de porphyrites, alors que nous venons de voir qu'elles sont inconnues dans les grès d'Altdorf supérieurs. Il reste à voir si cette dissemblance est aussi profonde qu'elle le paraît au premier abord. De toute façon, il sera très intéressant d'examiner les relations des grès de Matt-Seedorf avec les grès d'Altdorf inférieurs, de voir s'il existe des termes intermédiaires ou, ce qui serait fort possible, si la série supérieure forme une unité tectoniquement plus ou moins indépendante.

Jetons un regard sur le chemin parcouru. L'histoire du Flysch nord-helvétique commence par un événement soudain: l'érosion de coulées andésitiques massives. Cette érosion est le fait capital, qui nous a guidé au cours de cette brève étude.

Au début, le bassin d'alimentation des fleuves qui débouchent dans la mer du Flysch est presque exclusivement formé de roches volcaniques. Peu à peu, bien timidement d'abord, du matériel non volcanique se mêle aux andésites; en même temps la nature des coulées change et nous arrivons ainsi aux grès de Taveyannaz à andésites chloritisées (type 2). L'évolution se poursuit, bientôt l'élément volcanique cède la première place aux roches plutoniques et sédimentaires, mais cet appauvrissement quantitatif s'accompagne d'un enrichissement qualitatif; l'érosion qui a pénétré plus profondément, atteint des sills diabasiques et des coulées de pillow lavas variolitiques appartenant comme nous l'avons admis (4) aux nappes préalpines de la Brèche et de la Simme. Le grès de Taveyannaz du Val d'Illiez se dépose.

L'évolution du Flysch semble maintenant suivre deux voies différentes, alors qu'en Suisse occidentale l'appauvrissement en porphyrites semble être graduel («grès des carrières»), l'apport cesse complètement en Suisse centrale (grès de Matt-Seedorf). Les radiolarites et calcaires dolomitiques, déjà connus dans les grès de Taveyannaz du Val d'Illiez, deviennent très communs. Dès maintenant c'est à la Molasse qu'il faudra s'adresser pour connaître la suite de l'histoire.

Relevons l'utilité des études sur le Flysch, il enregistre dans ses niveaux grossiers l'état des Alpes naissantes; connaître la constitution et l'âge de ces niveaux, savoir les interpréter, tel est en dernier ressort le but de ces études. Souvent elles nous renseignent sur ce qui, à présent, n'est plus et les découvertes de certaines roches en galets dans le Flysch complètent les découvertes d'érosion contemporaine de l'orogénèse alpine; elles en sont en quelque sorte la partie positive. Ce n'est pas seulement la statique mais aussi la dynamique alpine que nous apprenons à mieux connaître: l'avance plus ou moins rapide des nappes, leurs positions respectives, continuellement changeantes, la vitesse de ces changements, enfin le mode même de ces déplacements.

Bibliographie.

1. COLLET, L. W. et GYSIN, M.: Les grès de Taveyannaz dans les Dents du Midi. Cpte rendu Soc. Phys. Hist. nat. Genève, Vol. 58, n° 1, p. 47, 1941.
2. LEUPOLD, W.: Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. Ecl. geol. helv. Vol. 35, n° 2, p. 247, 1942.
3. DE QUERVAIN, FR.: Zur Petrographie und Geologie der Taveyannazgesteine. Bull. Suisse Min. Petr. Bd. 8, p. 1, 1928.
4. VUAGNAT, M.: Les grès de Taveyannaz du Val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. Bull. Suisse Min. Petr. Bd. 23, p. 353, 1943.

12. — MARC VUAGNAT (Genève-Zurich): **Sur certains niveaux à porphyrites arborescentes de la Molasse du Plateau Suisse.**

L'évolution de la sédimentation dans la mer du Flysch nord-helvétique est dominée par l'apport plus ou moins abondant et varié de roches volcaniques.

Que devient cet apport dans les époques géologiques postérieures, au fur et à mesure que l'érosion entaille de nouvelles unités tectoniques et pénètre plus profondément au sein des nappes en formation ?

Afin de répondre à cette question, il faudrait posséder une connaissance approfondie de la constitution pétrographique de nos Molasses; aussi ne voulons-nous que poser quelques jalons destinés plus à orienter les recherches ultérieures qu'à résoudre des problèmes dont nous ne connaissons même pas toutes les données.

Les niveaux grossiers que nous avons interrogés, peuvent être répartis en deux groupes :

I. Molasses pré-aquitaniennes.

1. Des bancs généralement peu puissants, de grès grossiers à subconglomératiques, rompent la monotonie de la Molasse rouge du Val d'Illiez.

La grande ressemblance macroscopique de ces grès avec ceux du Flysch ultrahelvétique du type Valerette, qui affleurent non loin dans la région; ainsi que la présence d'une Orthophragmine remaniée, nous ont fait tout d'abord hésiter avant d'attribuer ces niveaux à la Molasse. Un examen pétrographique détaillé et la découverte d'affleurements où ces intercalations sont manifestement stratigraphiques permettent de lever le doute.

Parmi les éléments de ces grès nous retiendrons : des radiolarites et des jaspes; des calcaires oolithiques; des calcaires recristallisés très probablement dolomitiques; de rares débris de sphérolites siliceux. Le ciment calcaire est parfois très abondant.

Le caractère le plus frappant de ces microconglomérats est l'absence de toutes porphyrites rappelant celles des grès de Taveyannaz et des «grès des carrières» qui terminent la série des grès du Flysch dans le Val d'Illiez. L'apport de roches volcaniques cesse donc complètement. Ce fait, très important à nos yeux, n'est pas isolé; rappelons que les grès de Matt-Seedorf et les conglomérats du Gruental en Suisse centrale ne présentent plus, eux aussi, trace de porphyrites. On ne peut s'empêcher de rapprocher cet étage supérieur des grès d'Altdorf des niveaux grossiers dont nous nous occupons. Plusieurs constituants sont communs aux deux roches et notamment les fragments de sphérolites siliceux.

Tout se passe comme si, sous l'effet de conditions paléogéographiques différentes, le faciès molassique s'était établi plus tôt en Suisse occidentale. Si ces vues étaient exactes, le fossé qui sépare le Flysch de la Molasse tendrait à se combler, comme l'avait déjà prévu H. DOUXAMI, lors d'une étude sur la Molasse rouge (Bibl. 3).

De toute façon, il convient d'être très prudent dans ces essais de parallélisme, que nous n'avancions qu'à titre d'hypothèse de travail. Retenons principalement la disparition des porphyrites et la récurrence d'un faciès proche des grès du Flysch ultrahelvétique.

2. Molasse chatienne du Mont Pèlerin.

Les quelques coupes minces, provenant de la Nagelfluh du Mont Pèlerin ne nous ont jamais révélé de porphyrites. On remarque par contre immédiatement la grande quantité de radiolarites ainsi que l'abondance du ciment calcaire.

II. Molasses post-aquitaniennes.

1. Niveaux grossiers de la base du Burdigalien.

Dans la Molasse du Jorat ces niveaux ont été signalés par A. BERSIER (Bibl. 1), cet auteur nous a aimablement prêté les échantillons de sa collection qui en proviennent. Le microscope permet d'établir la présence de porphyrites arborescentes et surtout diabasiques. La plus grande partie des éléments est formée de roches granitiques et de radiolarites.

Grâce à l'obligeance de M. le Prof. J. TERCIER nous avons pu étudier des coupes minces préparées dans le grès coquiller burdigalien de la région d'Estavayer. Ces roches présentent une grande analogie avec les niveaux grossiers du Jorat. Nous n'avons pu établir indiscutablement la présence de porphyrites arborescentes, on observe toutefois des porphyrites diabasiques. Il est extrêmement probable que la majeure partie des débris de roches volcaniques sont rendus indéterminables par suite de l'altération qu'ont subie ces roches, et cela d'autant plus, qu'il est difficile d'obtenir de bonnes coupes minces dans ces Molasses très friables.

On peut rapprocher de ces constatations la mention faite par H. DOUXAMI de spilites dans la Molasse burdigalienne de Rumilly (Bibl. 2), qu'il compare aux grès d'Estavayer. Plus au Sud W. KILIAN (Bibl. 4) a signalé des galets de variolite dans la Molasse burdigalienne des environs de Grenoble et dans le Miocène des Basses-Alpes.

2. Molasse burdigalienne d'Argovie.

Au cours d'une visite des carrières de pierre de taille exploitées dans le Burdigalien d'Othmarsingen et de Steinhof (Argovie), nous avons récolté des échantillons remarquablement frais de cette Molasse. Sous le microscope on aperçoit quelques débris de porphyrites arborescentes.

3. Molasse tortonienne de Baar (Zoug).

Les variolites, diabase-porphyrites et mélaphyres ont été à plusieurs reprises signalées dans les Nagelfluh de Suisse centrale et orientale. Dernièrement J. SPECK (Bibl. 5) faisait remarquer l'abondance des galets d'ophiolites dans les conglomérats du Baarburg près de Baar (Zoug). Cette remarque nous a engagé à examiner l'affleurement en question. La grande proportion de variolites, facilement reconnaissables à l'œil nu, frappe immédiatement. Ces galets étudiés en coupe mince montrent parfois une belle structure arborescente, alors que dans beaucoup de cas l'altération et la formation de minéraux secondaires a effacé la structure à tel point que seul l'aspect macroscopique permet encore une détermination.

De ces quelques observations il se dégage un fait capital: la réapparition des porphyrites analogues à celles des grès de Taveyannaz au début du Burdigalien, alors que leur apport semble avoir cessé du Rupélien à l'Aquitaniens. Ce phénomène est régional et intéresse tout le front alpin des Basses-Alpes jusqu'en Suisse centrale. On a l'impression que cet apport augmente encore au Tortonien.

Que signifie l'interruption à la fin de l'Oligocène? La réapparition coïncide-t-elle exactement avec la transgression de la mer burdigalienne? les porphyrites miocènes sont-elles identiques et proviennent-elles des mêmes unités tectoniques que celles des grès de Taveyannaz? Que deviennent-elles dans les niveaux encore plus jeunes? Autant de questions, encore en suspens, qui pourront nous éclairer, un jour, sur le jeu des Alpes naissantes.

Bibliographie.

1. BERSIER, A.: Recherches sur la géologie et la stratigraphie du Jorat. Mém. Soc. vaud. Sc. nat. Vol. 6, n° 3, 1938.
2. DOUXAMI, H.: Etude sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale. Ann. Univ. Lyon T. XXVII, 1896.
3. DOUXAMI, H.: Etude sur la Molasse rouge. Ann. Soc. lin. de Lyon, T. 51, 1904.
4. KILIAN, W.: Présence de galets de variolites dans les conglomérats burdigalien des environs de Grenoble et le Miocène des Basses-Alpes. Cpte rendu Soc. Geol. France n° 10, 11, 12, p. 77, 1915.
5. LEUPOLD, W., TANNER, H. et SPECK, J.: Neue Geröllstudien in der Molasse. Ecl. Geol. Helv. Vol. 35, p. 235, 1942.
6. VUAGNAT, M.: Les grès de Taveyannaz du Val d'Iliez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. Bull. Soc. Suisse Min. Petr. Vol. 23, p. 353, 1943.

13. — PAUL KELTERBORN (Basel): **Beobachtungen im Mont-Terri-Gebiet zwischen Courgenay und Asuel (Berner Jura).**

Siehe Eclogae geol. Helv., Vol. 37, S. 207, 1944 (dieses Heft).

14. — HANS GÜNZLER-SEIFFERT (Bern): **Über den Mechanismus einiger liegender Falten.** Mit 1 Textfigur.

Seit ALBERT HEIMS „Mechanismus der Gebirgsbildung“ (Lit. 2) sind liegende Falten wohl definierte tektonische Körper. Sie bestehen aus normal gelagertem Gewölbe-, verkehrtem Mittel- und wiederum normal gelagertem Muldenschenkel, welche untereinander durch Gewölbestirn und Muldenumbiegung verbunden sind. Die ursprüngliche Mächtigkeit des gefalteten Schichtenstosses bleibt im Gewölbe- und im Muldenschenkel gewahrt, sie reduziert sich im Mittelschenkel. Verstärkte Mächtigkeiten treten in Stirn und Muldenbiegung auf, und zwar als Begleiterscheinung des Faltenvorganges, mit andern Worten als Abwanderung von Gesteinsmaterial aus dem reduzierten Mittelschenkel nach vorn und rückwärts.

Diese Erklärung des Wechsels in den Mächtigkeiten setzt gleichmässige Dicke der Sedimente im ungefalteten Schichtenstoss voraus; für Gebiete mit stark schwankenden Mächtigkeiten wird die zitierte Deutung zweifelhaft.

Als Beispiel seien die nördlichen Falten im jurassischen Teil der Wildhorn-Decke zwischen Kiental und Lütchine S Interlaken gewählt, weil hier die Antiklinalen wohl erhalten und meist von Kreide bedeckt auftreten, während weiter im W und im E bedeutende Teile davon entweder im Berg verborgen liegen oder aber so weit aberodiert wurden, dass ehemalige Mächtigkeiten und stratigraphischer Gehalt nicht mehr bis ins einzelne festgestellt werden können. Die einschlägigen Profile sind im Geol. Führer der Schweiz, in Fasc. IX, S. 637 und S. 653, 1934, wiedergegeben, während die folgende Darstellung auf Blatt Lauterbrunnen Nr. 6 des Geol. Atlas der Schweiz 1 : 25000, 1933, zu verfolgen ist.

Zwischen Kiental und Lütchine bestehen die jurassischen Faltenkerne aus mächtigem, tonschiefrigem und sandhaltigem Aalénien, im Kiental z. T. auch noch

aus ähnlich zusammengesetztem Lias. Die Hüllen werden im wesentlichen aus hell leuchtendem und wechselnd mächtigem Malmkalk gebildet, dazu kommt in lückenhafter Verteilung zwischen den beiden ein schwächtiger Bajocienkalk, der nur im S abrupt zu grösseren Mächtigkeiten anschwillt.

Die stratigraphischen Verhältnisse dieser Kalke wurden für das Kiental bereits 1941 graphisch dargestellt (Lit. 1, Fig. 3), um zu beweisen, dass die darin vorkommenden Mächtigkeits sprünge von zwei alten Störungen abhängen, welche schon kimmerisch gespielt haben müssen. Sie zerlegen die jetzige Faltenregion aus Malm-Dogger in drei alpin streichende Längsstreifen, welche sowohl nach Ablagerung des Bajocien, als auch am Ende der Malmzeit leicht N-wärts gekippt wurden, so dass jeweils die N-Kanten tief und geschützt vor Abtragung lagen; die S-Kanten aber standen hoch und wurden eingeebnet. Infolgedessen blieben im N jedes Streifens grössere Mächtigkeiten erhalten, als im S.

Ein postjurassischer Vorgang staffelte die drei Längsschollen an den zwei alten Bruchflächen nach S ab, ohne weitere Änderungen in den Mächtigkeiten zu bewirken, doch entstand dadurch eine Bruchtreppe, die es den später angreifenden, alpin faltenden Kräften nicht erlaubte, beliebig anzupacken, sondern sich nach den bereits vorhandenen Strukturen zu richten. Die Einzelheiten der Falten-Entstehung wurden ebenfalls bereits 1941 bekannt gegeben (Lit. 1, Fig. 1 und 2). Das Wesentliche daran ist, dass jeweils die N-Ränder der Längsschollen zu Faltenstirnen an den alten Verwerfungen emporgefaltet wurden.

Die Tatsachen liegen also so, dass durch kimmerische Kipp-Bewegungen in den N-Teilen der Längsschollen grössere Schichtenmächtigkeiten erhalten blieben, als im S, und weiter, dass bei der alpinen Faltung gerade diese Teile zu Faltenstirnen wurden. Mithin weisen sie die grössten Mächtigkeiten in jedem der drei Faltenkomplexe auf, während im Gewölbeschenkel die Dicke regelmässig abnimmt. Eigentliche Muldenscharniere sind entweder gar nicht oder nur als geringfügige Verbiegungen vorhanden, sie werden ausserdem von Störungen durchsetzt und haben nirgends verstärkte Mächtigkeiten. Mittelschenkel existieren nicht.

Vom klassischen Faltenbild bleibt demnach nichts, als die erhöhte Mächtigkeit der Schichten in den Stirnregionen, doch wird ohne weiteres ersichtlich, dass sie nicht eine Folge des alpinen Faltungsvorgangs ist, sondern längst vor der Alpenfaltung vorhanden war.

Im Abschnitt S Interlaken liegen die Verhältnisse etwas anders.

Erstens hat das abgewinkelte Profil mit 10 km etwa die doppelte Querschnittsbreite des Kientals. Zweitens reicht es nach S in eine stratigraphische Region hinein, in welcher zwischen Bajocienkalk und Malmkalk sich eine durchschnittlich 40 m mächtige Mergelserie von Oxford-Argovien einschiebt, was dort neue tektonische Bedingungen schafft. Drittens sind statt zwei alten Störungen deren drei vorhanden. Sie teilen die ursprüngliche Schichtplatte in vier sehr verschieden breite Längsschollen (vgl. Fig. 1) (im Kiental waren es nur deren drei). Viertens werden aus diesen vier Längsschollen mehr Falten, als im Kiental, nämlich:

- a) Falten 1 und 2 bleiben wie im Kiental.
- b) Es folgen die Falten 3u, 3m, 3o und 4, von welchen aber nur 3o und 4 grosse und wohl geformte Faltenstirnen entwickeln. Im Kiental ist nur eine einzige Falte vorhanden = 3+4.
- c) 5u, ein faltenähnliches Gebilde tritt auf. Es besitzt nur Verkehrttschenkel und Stirn, ein Gewölbeschenkel fehlt vollkommen. Im Kiental konnte es im Dogger bisher nicht nachgewiesen werden.
- d) Falte 5 entspricht wiederum ganz dem gleichen tektonischen Element des Kientals, nur dass es mächtiger und weiträumiger geworden ist.

In dieser komplizierten Faltenfolge ist die kimmerische Tektonik nicht mehr ganz zu durchschauen. Übereinstimmung mit dem Kiental herrscht insofern, als sowohl im Bajocien, wie auch im Malm sprunghafter Mächtigkeitswechsel beiderseits der bereits erwähnten drei alten Störungen stattfindet (vgl. Fig. 1). Für das Bajocien lässt sich das auffallende Phänomen jedoch nur im nördlichsten Längsstreifen (= Falten 1 und 2) durch N-Kippung befriedigend erklären. Im nächsten Streifen (= Falten 3 und 4) deuten die Mächtigkeitschwankungen vorwiegend auf eine alte Faltung, insofern die grösseren Mächtigkeiten als Über-

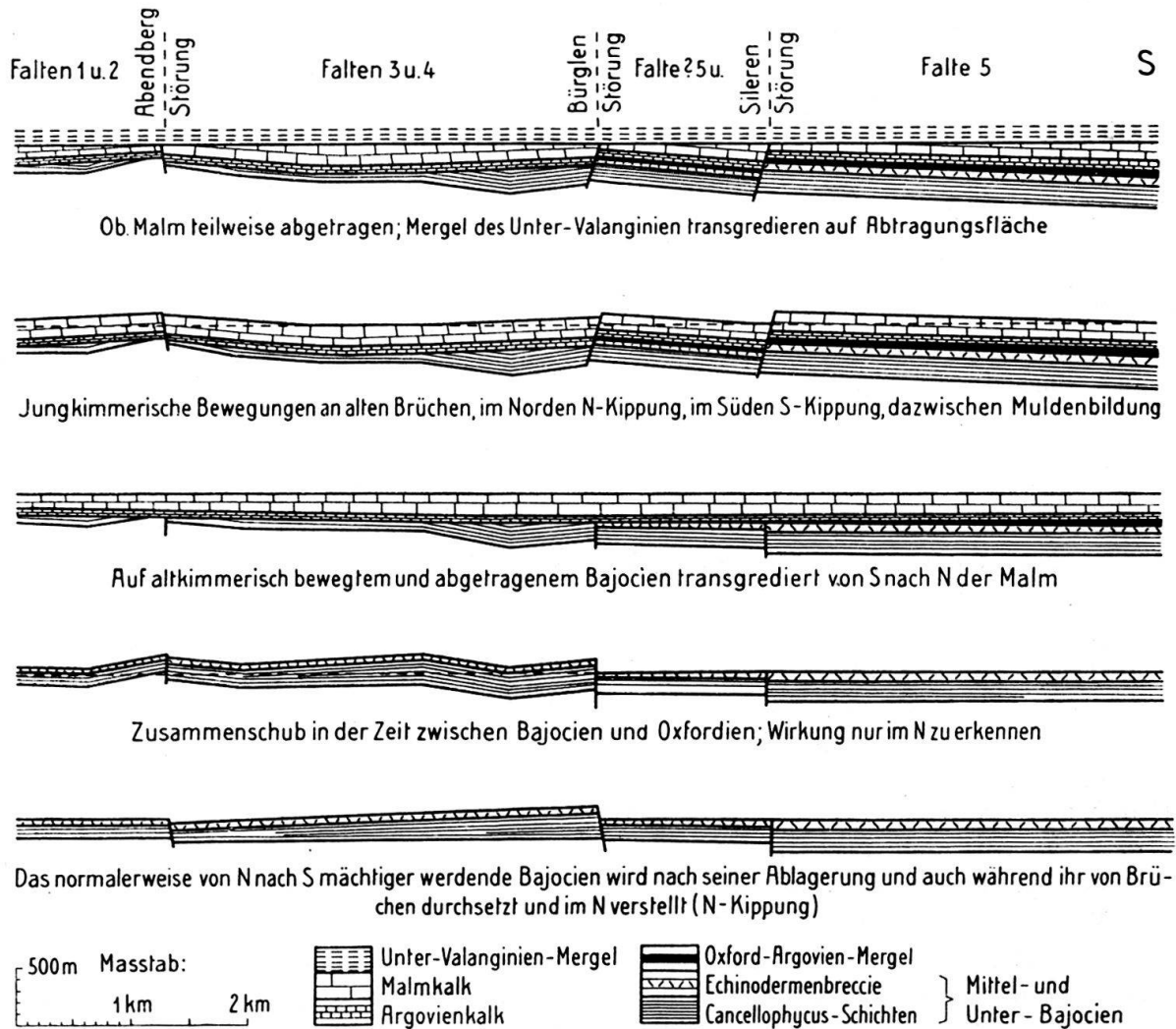


Fig. 1. Kimmerische Brüche im Jura S Interlaken.

reste alter Mulden, die geringeren als abgetragene Sättel angesehen werden dürfen. Vor diesem Vorgang eine N-Kippung anzunehmen, ist eigentlich nicht nötig und nur ein Analogieschluss, mit dem Kiental als Vorbild. Die südlich anschliessenden beiden Schollen 5u und 5 weisen zwar Verschiedenheiten in der Mächtigkeit des Bajocien auf, Verstaltungen irgendwelcher Art erkennt man nicht,

Deutlicher verrät der Malm jungkimmerische Ereignisse.

In der nördlichsten Längsscholle kommt, wie schon im Dogger, nur N-Kippung in Betracht, weil die grösseren Mächtigkeiten im N, die geringeren im S liegen. Im Bereich der Falten 3 und 4 herrscht im N und im S geringere Mächtig-

keit als in der Mitte. Das bedeutet eine muldenartige Verbiegung des Längsstreifens, dessen hochstehende Ränder abgetragen sind. Die beiden Südstreifen endlich haben S-Kippung erfahren, denn dort sind die Mächtigkeiten im N geringer als im S.

So gibt der Malm ein mechanisches Schema zu erkennen, nach welchem die alten Längsschollen jungkimmerisch bewegt wurde: N-Kippung im N, S-Kippung im S, dazwischen ein Streifen, der muldenförmig einsank und damit nicht in grundsätzlichem Widerspruch zu dem Dehnungseffekt steht, welcher aus den Kippungen abgeleitet werden kann.

Die postjurassischen Ereignisse stimmen wiederum völlig mit denen im Kiental überein. Einem Absinken der alten Längsschollen zu einer nach S abgestaffelten Bruchterasse folgt der alpine Zusammenschub mit Emporfaltung jeder südlicheren Scholle nach N gegen ihre höher liegende Nachbarin.

Bei diesem Vorgang wurden jeweils die weniger mächtigen Teile der Schollennordränder zu Mittelschenkeln von Falten, während die S daran anschliessenden mächtigeren Regionen sich als Stirnen der entstehenden Antiklinalen hochbewegten. Dabei entstanden im Gegensatz zum Kiental Falten mit Mittelschenkeln, das Prinzip aber der Emporfaltung gegen das Süd-Ende jeder Nord-Scholle bleibt streng gewahrt, und weiter erkennt man als etwas weiterhin Grundsätzliches, dass die ursprünglich mächtigsten Teile im Schichtenstoss zu Antiklinalstirnen werden.

Auf diese Entwicklung hat der im N sowieso wenig mächtige Dogger nur geringen Einfluss, bestätigt aber dadurch das Grundsätzliche, dass er in den Stirnen der Falten 2 und 3u anschwillt. Diesen mehr lokalen Beweisstücken gegenüber beherrschen die Malm-Mächtigkeiten die Art der Faltenbildung durchgehend.

Aus diesem Grunde erschien ein sehr genaues stratigraphisches Studium des Malms unumgänglich, es wurde von G. STÄNDER (Bern) (Lit. 3) ausgeführt und 1943 veröffentlicht. Von besonderem Wert ist das Ergebnis, dass dort, wo vollkommene Profile auftreten, der Malm in den tieferen Schichten stets nur Radiolarien und Spongien-Nadeln führt, im Obertithon aber durch hell gelbbraune Kalke ausgezeichnet ist, die massenhaft Calpionellen aufweisen, während Radiolarien und Spongien fehlen. Damit ist ein mikrostratigraphisches Mittel gegeben, die Vollständigkeit im Malm bis an die Kreidengrenze einwandfrei zu prüfen.

Während G. STÄNDER in seiner Arbeit bereits feststellen konnte, dass sämtliche Faltenstirnen zwischen Kien und Lutschine die Calpionellenkalke des Obertithons enthalten, begnügte er sich damit, ihr Fehlen nur im Mittelschenkel von Falte 5u zu konstatieren, weil u. a. auch dort ein 2 m mächtiges Konglomerat auftritt, das an der Grenze zur Kreide liegt und Calpionellenkalk als Gerölle führt. Damit ist die Tatsache nicht mehr zu bezweifeln, dass tektonische Bewegungen und Abtragung in jungkimmerischer Zeit stattfanden. Verfasser hat im Frühjahr 1944 die Mittelschenkel der übrigen Falten untersucht und die Feststellung machen können, dass in keinem einzigen Obertithon vorkommt, ja dass im tiefsten Teil des Verkehrtshenkels von Falte 5 sogar nur unterer Malmkalk vertreten ist.

Damit aber wurde der Beweis erbracht, dass die geringe Mächtigkeit der Verkehrtshenkel in den untersuchten Falten nicht die Folge einer tektonischen Ausdünnung ist, sondern bereits bei der Alpenfaltung vorhanden war. Ebenso schält sich aus dem Gewirr der Faltenlinien das Prinzip heraus, dass immer nur die mächtigsten Teile des jurassischen Schichtenstosses zu Faltenstirnen wurden.

Es gilt also hier nicht: zuerst die Faltung, dann die Stirnverdickung, sondern umgekehrt war der Faltungsvorgang gezwungen, dasjenige als Faltenstirnen beim Zusammenschub nach N vorwärts und aufwärts zu treiben, was vorher schon durch grössere Mächtigkeit sich vor seiner Umgebung auszeichnete.

Literatur.

1. GÜNZLER-SEIFFERT, H. Persistente Brüche im Jura der Wildhorn-Decke des Berner Oberlandes. — *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 34, 1941.
2. HEIM, ALB. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. — Basel 1878.
3. STÄNDER, GERHARD. Stratigraphie und Tektonik des helvetischen Malm zwischen Kiental und Lüttschental. — Diss. Bern, E. Lang Zürich, 1943.

15. — MAURICE LUGEON (Lausanne): **La zone d'Adelboden et sa diverticulation.**

Pas reçu de manuscrit.

16. — NICOLAS OULIANOFF (Lausanne): **L'origine d'un gîte métallifère du Val d'Hérens (Valais) et la tectonique alpine.**

A un kilomètre et demi en aval d'Evolène dans le Val d'Hérens, est situé le petit village de Lanna¹). Il est bâti sur la rive droite du torrent de Merdesson. Après avoir traversé ce torrent par le sentier qui mène à Flancmayen, on se trouve sur le versant méridional d'une crête rocheuse taillée dans les schistes de Casanna (Bibl. 1) qui, ici, sont gréseux, micacés, et calciques. Dans les lits alternants de ces schistes sont abondamment représentés la chlorite, l'épidote, la hornblende auxquelles s'ajoutent parfois des cubes disséminés de magnétite. La direction qu'accusent ces schistes est sensiblement Est-Ouest. Du côté sud, ils sont recouverts par du Trias.

De nombreuses cassures traversent la crête de Flancmayen. Une partie, du moins, de ces cassures appartient à la catégorie des failles et des décrochements, car on retrouve, sur leurs épontes, les stries des déplacements réciproques des deux lèvres. Ces cassures occupent une position à peu près verticale tandis que leur orientation varie entre N 20° W et N 30° W.

Certaines de ces cassures, béantes à l'origine, ont été ensuite comblées de quartz, de sidérose, d'oligiste, de pyrite, de chalcopyrite, de malachite et d'azurite.

Deux filons métallisés sont particulièrement importants: leur puissance atteint 50 cm. et même 100 cm. Les minerais de fer (l'oligiste et la sidérose) occupent, par places, 40% du volume total. La participation des minerais de cuivre est de beaucoup plus faible.

La rive droite de la Borgne (torrent collecteur du Val d'Hérens), vis-à-vis de la crête de Flancmayen, présente des parois rocheuses abruptes, surmontées

¹) A consulter, en lisant cette note, la feuille 528 (Evolène) de l'Atlas topographique Siegfried, de même que les feuilles 486 (Sion) et 527 (Lourtier).

par le replat de Volovron. La nature des roches de ce versant est exactement la même que celle de la crête de Flancmayen. Mais la direction des couches de ces schistes cristallins est, en moyenne, N 60° E.

Du côté sud, la masse cristallophyllienne de Volovron est recouverte de Trias. Au contact de ces deux formations, le torrent de Martemoz creuse son lit.

Tout comme sur la crête de Flancmayen, les schistes cristallins, en dessous de Volovron, sont traversés par de nombreuses cassures. La direction des cassures principales, des plus développées, varie entre N 20° W et N 40° W. En moyenne, elle est de N 25° W à N 30° W. A cet endroit, on constate également l'effet de la métallisation (oligiste, sidérose, malachite). Cette métallisation persiste dans la direction nord-ouest car, en descendant, on la retrouve sur les deux rives de la Borgne dans les gisements de Praz-Jean, d'Eison, de Suen, de St. Martin (Bibl. 2, 3, 4, 5).

De même en remontant la Borgne, nous constatons, sur sa rive droite, dans les parois qui dominent Evolène, l'existence de cassures à orientation moyenne N 25° W, portant des traces de métallisation.

Par conséquent, l'enrichissement local en minerai est en relation directe avec les failles. Mais le plus souvent, cet enrichissement est illusoire. Car la plupart des affleurements témoignent de la dispersion (Bibl. 6) de la minéralisation antérieure, principalement d'origine hercynienne, dispersion provoquée justement par le développement complexe des cassures pendant l'orogénèse alpine.

Tels sont les faits. Ils permettent de comprendre la structure géologique et la morphologie de la région.

Le système des cassures, dont j'ai parlé plus haut est parallèle à la direction de la vallée de la Borgne. Le creusement torrentiel (et glaciaire) de cette vallée a été déterminé par une zone à résistance affaiblie.

Les paquets de Trias sur les deux rives de la Borgne: celui de la pente de Flancmayen et celui du Torrent de Martemoz accusent un décalage de 200—300 m. En plus, l'orientation des couches du Trias, change brusquement en traversant la vallée de la Borgne. L'orientation N 60° E caractéristique pour la rive droite et qui est parallèle à l'axe des plis alpins de cette région, est, sur la rive gauche, Est-Ouest. La rupture de continuité est donc évidente. Nous sommes ici en présence d'un élément important du mécanisme du plissement alpin.

La partie cristalline des masses rocheuses, poussée par l'orogénèse alpine, mais manquant souvent de plasticité, a subi, par l'intermédiaire de multiples failles, un sectionnement en blocs juxtaposés.

La morphologie de cette région pennique présente de nombreux cas de ce phénomène. En dehors de celui que je viens de décrire, on les retrouve encore dans le Val d'Hérémence, dans le Val de Cleuson, dans la vallée de Bagnes, etc.

Pour en donner un exemple de plus, examinons la combe de Métal, qui se détache de la crête Métailler-Bec de la Montau, entre le Val d'Hérémence et le Val de Cleuson. Cette combe est orientée NW—SE, tandis qu'en tenant compte de l'hydrographie normale, c'est-à-dire du raccord en angle aigu des affluents, l'orientation des combes, sur la rive gauche du Val d'Hérémence, devrait être SW—NE.

L'examen attentif du terrain permet de comprendre cet illogisme apparent de la morphologie. En effet, la combe de Métal est creusée dans une zone intensément faillée et rendue ainsi particulièrement vulnérable aux attaques des agents d'érosion. Les failles sont orientées SE—NW, c'est-à-dire à peu près perpendiculairement aux axes des plis alpins de la région.

Ainsi nous voyons se manifester dans la morphologie de la combe de Métal le même accident tectonique qui a si grandement influencé la structure de la région d'Evolène-Lanna.

Bibliographie.

1. WEGMANN, E.: Zur Geologie der St-Bernhard-Decke im Val d'Hérens (Wallis) Thèse, Neuchâtel 1923.
 2. SCHMIDT, C.: Texte explicatif de la carte des gisements des matières premières minérales de la Suisse 1 : 500000. Mat. pour la géol. de la Suisse. Série géotechnique. Bâle 1920.
 3. FEHLMANN, H.: Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. Bern 1919.
 4. SIGG, H.: Le gisement de cuivre de Suen-Saint-Martin. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. Vol. 53, p. 195, 1919.
 5. DIAS, A.: Contribution à l'étude pétrographique des schistes de Casanna du Val d'Hérens. Thèse, Lausanne 1920.
 6. OULIANOFF, N.: Pourquoi les Alpes suisses sont pauvres en gites métallifères exploitables. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. Vol. 62, 1943.
-

17. — A. VON MOOS (Zürich) und R. RUTSCH (Bern): **Über einen durch Gefügestörung verursachten Ufereinbruch (Gerzensee, Kt. Bern).**

Siehe *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 37, S. 385, 1944 (dieses Heft).
