

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 40 (1947)
Heft: 2

Artikel: Compte rendu de la 63ème Assemblée générale de la Société géologique suisse, à Genève : Samedi et Dimanche, les 30 et 31 août 1947
Autor: [s.n.]
Kapitel: B: 63ème Assemblée générale : Samedi 30 août 1947
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-160904>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 01.04.2025

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

Die Rechnungsrevisoren beantragen der Gesellschaft, die Jahresrechnung 1946 zu genehmigen und dem Herrn Kassier für die der Gesellschaft geleistete grosse und zeitraubende Arbeit bestens zu danken.

Zürich, den 21. Juli 1947.

R. F. RUTSCH

Zürich, den 14. August 1947.*

K. ARBENZ.

B. 63ème Assemblée générale: Samedi 30 août 1947.

Première partie: **Séance administrative.**

Présidence: Prof. LÉON W. COLLET, président.

Le président ouvre la séance et fait lire les rapports statutaires, à savoir: le rapport annuel du Comité, le rapport du trésorier avec exposé du budget 1947 et celui des contrôleurs.

Environ 50 membres présents acceptent ces rapports et la gestion du Comité.

Deux membres du Comité sortent conformément aux statuts: MM. Prof. J. TERCIER et Dr. AUG. LOMBARD. Ils seront remplacés par le Prof. E. GAGNEBIN, Lausanne, et le P.-D. Dr. R. F. RUTSCH, Berne, nouveau secrétaire. De plus, MM. Dr. A. VON MOOS et Dr. A. WEBER ont donné leur démission. Le Dr. A. VON MOOS s'est occupé du grand travail de rédaction des *Eclogae* pour les volumes 36—39 (1943—1946). Le Dr. A. WEBER a rempli sa tâche de trésorier avec grande précision et conscience pour les années 1943—1947. Le Comité est complété par MM. Dr. W. NABHOLZ, Bâle, et Dr. F. ROESLI, Lucerne. Au nom de la Société le président exprime des remerciements aux membres sortant du Comité.

Le Comité pour 1948 est composé de la manière suivante:

Président: Prof. LÉON W. COLLET, Genève

Vice-président: Prof. L. VONDERSCHMITT, Bâle

Secrétaire: P.-D. Dr. R. RUTSCH, Berne

Trésorier: Dr. F. ROESLI, Lucerne

Rédacteur des *Eclogae*: Dr. W. NABHOLZ, Bâle

Assesseurs: Prof. E. WEGMANN, Neuchâtel

Prof. E. GAGNEBIN, Lausanne

Le Dr. H. SUTER fonctionnera comme Archiviste.

La cotisation annuelle est maintenue à 18 fr. pour tous les membres. Le nouveau vérificateur des comptes est Mr. DANIEL AUBERT. La présidence de la séance scientifique sera confiée à Mr. HENRY LAGOTALA.

Le Président: LÉON W. COLLET

Le Secrétaire: AUGUSTIN LOMBARD

Excursion.

L'excursion prévue pendant trois jours dans la vallée de l'Arve n'a pas pu avoir lieu faute d'un nombre suffisant d'inscriptions. En effet les formalités pour le visa français étaient trop longues et trop compliquées. De plus, cette excursion en France s'avèra trop coûteuse et d'une organisation trop difficile, les participants étant obligés de revenir chaque soir coucher en Suisse.

Deuxième partie: **Séance scientifique.**

Section de géologie de la S. H. S. N.

a) BREVES COMMUNICATIONS

1. — J. KOPP (Ebikon): **Die Tektonik des Spirberges bei Flühli (Entlebuch).**

H. HAUS (Lit. 2) weist darauf hin, dass die unterstampische Hilfernzzone beim Spirberg NE des Hilfernpasses eine auffällige Verbreitung zeige (siehe auch: Siegfriedblatt 386, Flühli). Es lasse sich S des Spirberges eine winklige Abknickung der Molassesüdgrenze erkennen, wodurch die Hilfernzzone plötzlich quer abgeschnitten unmittelbar an den subalpinen Flysch anstosse. Er schliesst daraus unter Berücksichtigung der Aufnahmen von R. SCHIDER, dass sich ein „nur 100—450 m mächtiges Paket quer vor die Schichten des untern Spirberges legt“, das er als selbständige tektonische Einheit auffasst.

Das scharfe Aufhören der nördlichen Spirbergmasse gegen SW führt HAUS auf alte Erosion zurück. An den Erosionsrand sei von S her ein schmaler Molassekomplex angedrückt worden, der von einem südlicheren Teil der Hilfernschuppe herzuleiten sei und als Erosionsrelikt vom Flysch erfasst und quergestellt worden sei. HAUS macht weiter auf die als Spirberglinie bezeichnete Flysch-Molassegrenze W Flühli aufmerksam, welche fast genau auf den Kragenbruch zielen soll. Er schliesst daraus, dass durch alte Erosion ein Molassewiderlager SW des Spirberges beseitigt worden sei, wodurch es zur vollständigen Zerreißung der Randkette unter Bildung einer breiten Lücke im S von Flühli kam (Längszerreißung im Sinne von ARN. HEIM).

Neue Aufnahmen auf der Südseite des Spirberges haben jedoch ergeben, dass die tektonischen Verhältnisse weit einfacher sind als H. HAUS angenommen hat. Den Schlüssel zur Tektonik der Spirberg-Südseite ergeben Beobachtungen am Weg von der Emmebrücke Flühli zum Sageliboden. (Siehe Lit. 2, p. 509, Fig. 1.) Die konglomeratischen Sandsteinbänke bei der Brücke fallen mit ca. 35° nach E ein, aber schon 100 m südlich dreht das Fallen dieser Bänke nach SE um und verflacht sich. Geht man 50 m weiter bis zur Felsecke, so erkennt man, dass die Schichten nun nach N bis NNE einfallen und die Schichtneigung auf 55° gestiegen ist. Wir haben eine deutliche Synklinale gequert, welche wir nach dem nahen Schafberg Schafberg-Synklinale bezeichnen. Das Nordfallen der mehr oder weniger konglomeratischen Sandsteinbänke hält an den Felswänden gegen Unter Spirberg an, währenddem an den NNE streichenden Felsrippen N der Linie Sageliboden–Unter Spirberg ESE-Fallen vorherrscht. Die auffallende Änderung der Streichrichtung ist nicht durch 2 verschiedene tektonische Komplexe bedingt, sondern durch das steile Axialgefälle der Schafberg-Synklinale. Anstatt nordfallende Schichten, gibt HAUS N des Sagelibodens ostfallende an, was zu einer viel zu komplizierten Deutung der tektonischen Verhältnisse der Spirberg-Südseite führte.

Eine Verfolgung der Schichtköpfe des Südschenkels der Schafberg-Synklinale oberhalb Spirbergmösli gegen W zeigt eine Zunahme des Schichtfallens bis zur Saigerstellung. Leider sind die Sandsteine oft schlecht geschichtet oder zerrüttet, manchmal auch durch Hackenschlagen verstellt, so dass der schmale Südschenkel

der Synklinale sich nicht leicht erkennen lässt. HAUS zeichnet auf seiner tektonischen Skizze S des „Erosionsrandes“ nur steil einfallende Schichten des Nordschenkels ein. E und N Unter Spirberg zeigt sich ein Wechsel von Sandstein und Mergel, der im Zusammenhang mit dem Abdrehen der Schichten gegen die Synklinalexaxe die eigenartigen Oberflächenformen dieser Gegend bedingt, welche durch das unvermittelte Aufhören der Tälchen und Rippen gegen S gekennzeichnet sind.

Die Schafberg-Synklinale lässt sich bis gegen Pt. 4429 verfolgen; dann verflacht sie sich gegen den Spirberg-Gipfel. Die in ca. 1380 m Höhe NE Ober Finsterwald aus dem Felsschutt ragenden Sandsteinbänke gehören noch dem Südschenkel der Synklinale an, sind aber durch Hackenschlagen in eine flache Lage geraten¹). Leider erschweren die Felsrutsche der Spirberg-Südseite die Deutung der Tektonik ausserordentlich²).

Was nun die Grenze Molasse-Flysch anbetrifft, so ist sie W Spirbergmösli von HAUS zu weit N angenommen worden. Die Punkte 1566 m und 1667 m liegen nicht auf Flysch, sondern auf Hilfermergeln. Die Flysch-Molassegrenze konnte im Bach NW Egghütten bei 1285 m Höhe sicher beobachtet werden. Währenddem W Spirbergmösli eine sich verbreiternde Hilfermergelzone zwischen Flysch und Hilfersandsteinen festzustellen ist, tritt E dieser Stelle der Flysch direkt mit konglomeratischen Hilfersandsteinen in Kontakt (alte Erosion), allerdings vielerorts überdeckt durch Felsschutt, sind doch vom Spirberg Felschlipfe und -Stürze bis weit ins Flyschgebiet gebrandet.

Auf Grund der neuen Beobachtungen ergibt sich also, dass:

1. Keine selbständige tektonische Einheit aus konglomeratischen Sandsteinen vorhanden ist.
2. Keine „Alte Erosion“ innerhalb der Hilferschichten auftritt und ebenso wenig ein „Erosionsrelikt“.
3. Keine auf den Kragenbruch zielende Spirberglinie nachgewiesen werden kann.

Die Verbreiterung der Flyschzone W Flühli hängt damit zusammen, dass die Hilfersandsteine der Schafberg-Synklinale in die Luft hinausstreichen; dies ist durch das starke Ansteigen der Synklinalexaxe bedingt. Die nicht durch Sandsteine geschützten Hilfermergel sind von der Erosion weitgehend abgetragen worden, wonach wohl Flysch in die Mulde geschoben worden ist.

Aus den Messungen der Hauptrichtungen der Bruchflächen am Kragenbruch durch FRÖHLICHER (Lit. 1) ergibt sich, dass sie nicht gegen die HAUS'sche „Spirberglinie“ hinzielen, sondern gegen Flühli. Vermutlich fällt der Durchbruch der Waldemme durch die Schafberg-Synklinale mit einer Synklinaldepression zusammen, welche durch einen jungtertiären Tallauf vorgezeichnet ist. Damit gelangen wir zu einer ähnlichen Auffassung, wie sie FRÖHLICHER für die Entstehung der Längsdepression beim Kragenbruch vertritt (Vorzeichnung durch eine alte Rinne).

Das Ausmass der Längszerreissung der Randkette durch den Kragenbruch ist in den bisherigen Darstellungen übertrieben worden, verlaufen doch Schwändeli-

¹) Der Synklinalkarakter der Spirberg-Südseite ist in der geologischen Karte von R. SCHIDER durch den Verlauf der konglomeratischen Sandsteine im wesentlichen richtig dargestellt.

²) Die E der Emme vorkommende „Flühlinagelfluh“ von H. FRÖHLICHER bildet den innersten Teil des Südschenkels der Schafberg-Synklinale. Sie wird nach HAUS beim Matzenbach N Flühli von Hilfermergeln überlagert. Das Fehlen konglomeratischer Sandsteine in dem Südschenkel im Matzenbach deutet auf eine Aufschiebung im Synklinalkern hin, welche bereits FRÖHLICHER angenommen hat.

fluh und Schratzenfluh ziemlich genau im Streichen der Hilfernschuppe. Die Verbreiterung der Flyschzone W Flühli ist kein Beweis für einen Vorschub der Schratzenfluh; dies hängt mit dem Abtrag der Hilfernsandsteine zusammen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass durch den Nachweis der gegen den Emmedurchbruch absinkenden Schafberg-Synklinale die Tektonik der Hilfernschuppe und der Molasse-Flyschgrenze im Sinne einer Vereinfachung der bisherigen Auffassung weitgehend klargestellt worden ist. Der Durchbruch der Emme durch die Hilfernschuppe ist wahrscheinlich durch eine alte Talanlage vorgezeichnet.

Literatur.

1. FRÖHLICHER, H.: Über den Einfluss alter Durchbruchstäler auf den Bau des Alpenrandes. Ecl. geol. Helv., Vol. 34, 1941.
2. HAUS, H.: Beziehungen zwischen Molasse und Alpenrand im Abschnitt Entlebuch–Thunersee. Ecl. geol. Helv., Vol. 29, 1936.
3. SCHIDER, R.: Geologie der Schratzenfluh im Kt. Luzern, Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. Lfg. 43, 1913 mit geol. Karte 1:25000 (=Spezialkarte N^o 76).

2. — R. TRÜMPY (Glarus): Ein Kristallinvorkommen an der Basis der Mürtschen-Decke oberhalb Luchsingen (Kt. Glarus). Mit 1 Textfigur.

Bei einer Begehung für meine Dissertation¹⁾ stiess ich im Frühjahr 1946 zufällig auf einen kleinen Aufschluss von altkristallinen Gesteinen an der Basis der eigentlichen helvetischen Decken oberhalb Luchsingen, unweit des berühmten Luchsingertobels. Da derartige Kristallinlamellen in der helvetischen Zone bisher nur aus der Westschweiz bekannt waren, wo sie durch COLLET, DE LOYS, LUGEON, PARÉJAS, SCHENKER u. a. beschrieben worden sind, mag es angezeigt sein, diesen Fund kurz zu signalisieren, besonders weil Aussicht besteht, weitere Vorkommen von Kristallin in den Glarner-Decken anzutreffen.

Topographische und tektonische Situation. — Der Aufschluss befindet sich auf 830 m Höhe am linken Hang des Linthtals, südwestlich vom Dorfe Luchsingen; Koordinaten: 720 850/202 525 (siehe die im Buchhandel käufliche topographische Karte des Glärnischgebietes, 1:25000, herausgegeben 1937 von Ing. WALTER BLUMER). Man erreicht ihn von Luchsingen aus, indem man auf dem Fussweg gegen die Schlattberge bis über das unterste Wäldchen (720 m) emporsteigt; hier zweigt ein Weglein nach links ab, welches man, an einer Stallruine vorbei, bis in ein kleines Waldtobel, das Hellrünsli, verfolgt. Über dem oberen Ast des Wegleins beginnt die zu beschreibende Schichtfolge. Die Stelle ist sehr leicht zugänglich, obwohl etwas durch Stauden überwachsen. J. OBERHOLZER (Lit. 3, Taf. 19, Fig. 1) hat das Profil in der Hellruns gezeichnet, hat aber merkwürdigerweise das Kristallin übersehen oder bloss als dislokationsmetamorphes Verrucano betrachtet.

Wir beobachten am orographisch linken Rand des kleinen Tobels die nachstehende Schichtenabfolge (Fig. 1):

¹⁾ Der Lias der Glarneralpen; im Druck.

1. (unten) 4+x m plattig gequetschter, marmorisierter Seewerkalk. Übergang gegen

2. 0,1—0,4 m weisslicher, zuckerkörniger, leicht dolomitischer Marmor, gelb anwitternd; zuoberst knorriger Karbonatmylonit (Lochseitenkalk-artig) mit limonitischer Verwitterungskruste. Scharfe, ebene Grenzfläche gegen

3. 3—4 m grünlichweisser, muskovitführender Gneis (Beschreibung siehe unten). Nicht zusammenhängend aufgeschlossen. Ziemlich scharfe Grenze gegen

4. 5—6 m grüne und weinrote, ziemlich ebenflächige, tonig-sandige Verrucanoschiefer; einzelne feinbrecciöse Linsen. Scharfer Überschiebungskontakt gegen

5. 1—3 m grauer, grobkörniger Sandkalk bis Kalksandstein; stark tektonisiert (kakiritisch).

6. 5—6 m schwarzgraue, glimmersandige Mergelschiefer; nach oben durch Wechsellagerung in dünnplattige, feinkörnige Kalksandsteine übergehend. 5 und 6 gehören zum Lias (untere Spitzmeilenserie = unteres Lotharingien).

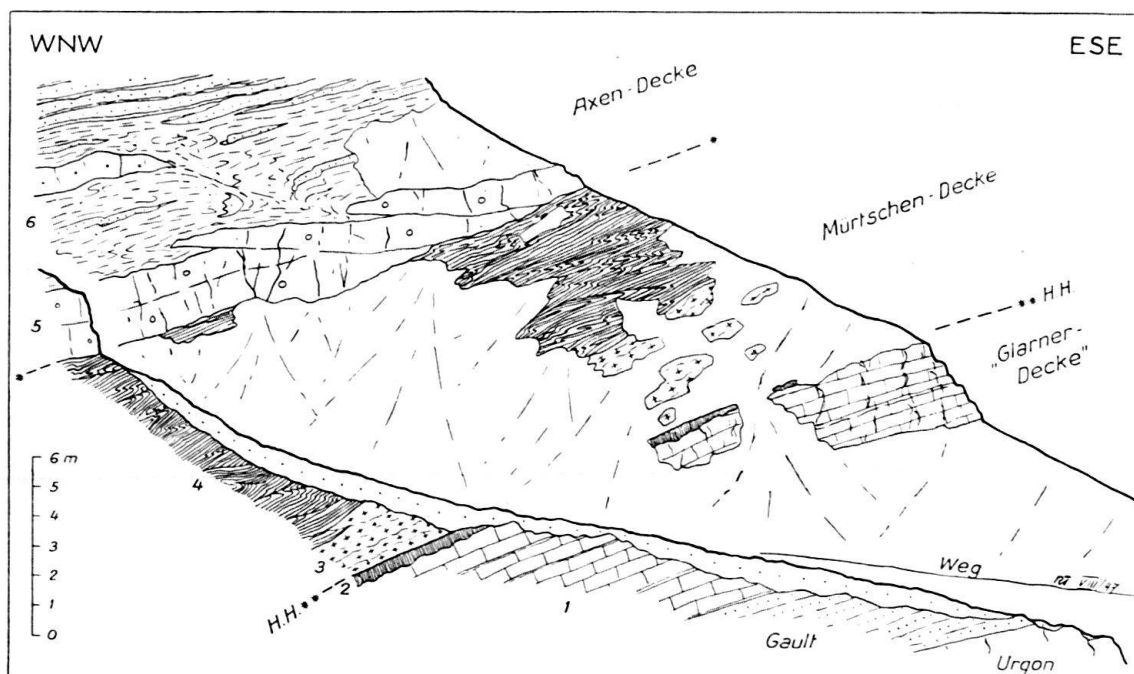


Fig. 1. Profilskizze des Kristallinaufschlusses in der Hellruns.

1—2: Seewerkalk, 3: Gneis, 4: Verrucano, 5—6: Lias, H. H.: Helvetische Hauptüberschiebung. (detaillierte Beschreibung der Gesteinshorizonte 1—6 siehe Text.) *

Die gleichen Schichten lassen sich auch auf der rechten Seite des Bacheinschnittes feststellen. Es ist somit völlig sicher, dass das Kristallin (3) hier wirklich ansteht.

In dem oben angeführten kleinen Profil sind drei Decken vertreten.

Der Seewerkalk (1) ist das oberste Glied der ausgewalzten, Dogger bis Eocän umfassenden Schichtserie, welche am Süd- und Ostfuss des Glärnisch unter der Glarner Hauptüberschiebung liegt. OBERHOLZER rechnet diese zu seiner „Glarner-Decke“ (im engeren Sinne), während HELBLING (Lit. 1) unter Hinweis auf den

verschiedenen tektonischen Habitus der sich faziell entsprechenden Elemente östlich und westlich der Linth von „Saasberg-Schuppen“ spricht. Die metamorphe und durch Fe- und Mg-haltige Lösungen aus dem Hangenden imprägnierte Bank (2), welche OBERHOLZER als Rötidolomit betrachtete, ist wohl auch noch zum Seewerkalk zu rechnen.

Darüber folgt die „Hauptüberschiebung“ der helvetischen Glarner-Decken. Sie konnte durch Schürfen freigelegt werden. Und unmittelbar in ihrem Hangenden finden wir das Kristallin (3). Dieses ist also an der wichtigsten Bewegungsfläche der osthelvetischen Decken verfrachtet worden, und zwar als Bestandteil einer Decke und über der eigentlichen Gleitbahn — im Gegensatz etwa zu den Kristallinspänen der Dents du Midi und der Dent de Morcles. Der Gneis der Hellruns bildet das mehr oder weniger normalstratigraphisch Liegende der Verrucanoschiefer (4). Altkristallin und Verrucano zusammen repräsentieren hier den verkümmerten Rest der Mürtschen-Decke, welche gegen N immer mächtiger wird und immer jüngere Schichten aufnimmt, während die älteren Horizonte sukzessive zurückbleiben; Ober- wie Untergrenze dieser Einheit sind listrische Flächen. Ob die „Mürtschen-Decke“ der Glärnischgruppe, als deren tiefstes Schichtglied wir das neuentdeckte Kristallin auffassen, wirklich in geometrischer und mechanischer Beziehung der Mürtschen-Decke (s. str., vgl. HELBLING, loc. cit.) der östlichen Glarner Alpen völlig entspricht, möge einstweilen dahingestellt bleiben.

Mit dem Lias-Sandkalk (5) beginnt die Axen-Decke (s. str.), die Haupteinheit der Glärnischgruppe. Der Lias an ihrer Basis liegt in der Hellruns verkehrt; 250 m höher oben folgt ein antiklinaler Trias-Keil. Die Ausscheidung der beiden „Braunwalder Zwischendecken“ im Sinne OBERHOLZERS ist hinfällig.

Beschreibung des Gesteins. — Makroskopisch: Grünlichweisser, feldspatreicher Gneis, grobflaserig bis leicht augig, in mässigem Grade druckschiefrig. Im Hauptbruch fällt besonders der ziemlich grobblättrige Muskovit auf, der von hellgrünlichem Chlorit und braungelbem Karbonat begleitet ist. Im Querbruch oder Anschliff erkennt man die weissen oder hell fleischfarbigen, bis 6 mm Durchmesser haltenden, z. T. porphyroblastenartigen Feldspatkörner. Der Quarz ist gern in Schnüren und Adern angereichert.

Mikroskopisch: Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus Feldspat. Albit²⁾ wiegt stark vor; in einigen Schliffen ist er sogar der einzige Feldspat. Daneben findet sich z. T. auch noch etwas Oligoklas (An bis 20%). Der Albit ist stets xenomorph, oft stark nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt. Wie die andern Feldspäte erscheint er bräunlich bestäubt und mit Karbonat, untergeordnet mit feinschuppigem Serizit, erfüllt. Die Zwillingslamellen sind gern verbogen und zerbrochen. In zwei (von fünf) Dünnschliffen beobachtet man einige wenige Körner von schönem Myrmekit. Kaliumfeldspat (bzw. Na-K-Feldspat) bildete wahrscheinlich ursprünglich die meisten der grösseren, augenartigen Feldspatindividuen. Wo er noch erhalten ist, zeigt er perthitische Struktur. Meist ist er jedoch völlig der Albitisierung anheimgefallen. Solche albitisierte Alkalifeldspäte bieten z. T. das Bild eines wirren Albitgefüges mit Quarz, Serizit, Karbonat und unsicheren Resten des Ausgangsminerals. Auch Anklänge an Schachbrettalbit kann man konstatieren. Der Quarz ist in wechselnder Menge vertreten (10—25%), oft in linsigen Körneraggregaten; sehr charakteristisch sind tropfenförmige Quarzeinschlüsse in Feldspat. Er verrät am stärksten von allen Mineralien die Wirkung der alpin-tektonischen Beanspruchung, u. a. durch intensiv undulöse

²⁾ Anorthitgehalt 4%, nach Bestimmung am Fedorow-Universaldrehtisch durch R. KERN, wofür diesem herzlich gedankt sei.

Auslöschung. In Form von grobschuppigen Aggregaten erscheint der Muskovit, welcher 5—10% des Gesteinsvolumens ausmacht. Häufig sind diese Aggregate — und nur sie! — innig verfälscht und zerknittert, nach E. NIGGLI eine Erscheinung vor-alpinen Ursprungs. Neben farblosem Muskovit, der auch in dicken Blättchen ausserhalb der Aggregate liegt, findet sich oft ein leicht bräunlicher, von Chlorit und Limonit begleiteter Glimmer, vielleicht umgewandelter Biotit. Hellgrüner Chlorit (Pennin) ist meist an die Glimmerzüge gebunden. Das ganze Gestein ist mit Karbonat durchsetzt, welches auch in Klüftchen auftritt. Dolomit steht mengenmässig vor Calcit. Selbstverständlich ist diese Karbonatisierung sekundär. Unter den Nebengemengteilen fällt zunächst Apatit in grossen Kristallen auf. Reichlich ist ein eisenreiches Karbonat (limonitisierter Siderit bis Ankerit), z. T. in scharfen Rhomboederchen, vorhanden; ferner fehlt Pyrit in kaum einem Schriff. Selten sind Zirkon, Epidot und Titanit (?).

Die Struktur ist im allgemeinen xeno-granoblastisch, andeutungsweise xenoporphroblastisch für die augenartigen Feldspäte und hypidio-lepidoblastisch für die Glimmerlagen. Die Textur ist primär verworren kristallisationsschiefrig, sekundär kataklastisch und leicht druckschiefrig.

Das kristalline Gestein der Hellruns ist also als muskovitführender Albitgneis zu bezeichnen. Wahrscheinlich hat dieses Gestein schon vor seiner naturgemäss sehr starken alpin-tektonischen Beanspruchung als Gneis vorgelegen, doch ist es ohne chemische Analyse schwer zu entscheiden, ob als Ortho- oder Mischgneis. Die Annahme, dass es sich beim Ausgangsgestein um einen normalen Granit handle, der alpiner Verschieferung unterlag, ist wegen der primären Paralleltexur und wegen des Auftretens von Myrmekit weniger wahrscheinlich; eher noch könnte ein Pegmatit in Frage kommen.

Allgemeine Folgerungen. — Aus der obenstehenden Gesteinsbeschreibung ergibt sich jedenfalls eindeutig, dass der Gneis der Hellruns echtes, prae-mittelkarbonisches Altkristallin ist und nicht etwa nur eine Verrucano-Abart. Der Kristallin-fund zeigt, dass der Verrucano nicht das älteste Gesteinsglied der helvetischen Glarner Schubmassen ist, sondern dass stellenweise auch Späne seiner Unterlage abgerissen und über die Deckenkulmination hinweg verfrachtet worden sind³⁾.

Die Frage, die uns im Zusammenhang mit dem Fund eines solchen Kristallin-splitters wohl am meisten interessiert, ist die nach der ursprünglichen Beheimatung des Gesteins. Wenn es uns gelänge, den Albitgneis der Hellruns eindeutig als aar-, tavetscher- oder gotthardmassivisch zu klassifizieren, so wäre

³⁾ In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, dass CHR. AMSTUTZ (min.-petr. Inst. ETH.) und der Verfasser in letzter Zeit an mehreren Stellen der Kärpf- und der Hausstockgruppe eine Gruppe von schwarzen Schiefen mit Anthrazitlagen, gebänderten, oft glimmerreichen Sandsteinen mit gebleichter Verwitterungsrinde, Arkosen, Breccien und Konglomeraten mit Granitkomponenten auffinden konnten. Die wichtigsten Lokalitäten sind: 1. oberhalb des Kammseelis, nördlich der Leglerhütte (entdeckt von C. A., mit prachtvollen Vallorcine-Konglomeraten). 2. Am Grat südlich des Berglihorn (erstmalig beschrieben von A. ROTHPLETZ in Lit. 4; wiedergefunden von C. A. und R. T., u. a. mit Anthrazit). 3. Culm da Rubi ob Brigels (R. T., Lit. 6; u. a. Sandsteine mit Pflanzenhäcksel). 4. Südgrat und Ostgrat des Hausstocks (R. T. und A. SZEPESY; nicht völlig gesichert). Es besteht für mich kein Zweifel, dass es sich um oberes Karbon vom Typus Bifertengrätli handelt; doch möchte CHR. AMSTUTZ seine Vorbehalte gegenüber einer altersmässigen Festlegung dieser Schichten geltend machen. Er beruft sich hierbei auf das Vorkommen schwarzer Schiefer auch innerhalb der sicheren Verrucanoserie. Allein diese jüngeren Schiefer sind nie von Vallorcine-Konglomeraten und gebänderten Sandsteinen, die für karbonisches Alter so bezeichnend sind, begleitet.

damit ein Beitrag zum immer noch umstrittenen Problem der Glarner Deckenwurzeln geliefert. Allein es ist von vorneherein unwahrscheinlich, dass man diesen Span bestimmt und ausschliesslich einem der drei Zentralmassive wird zuordnen können, besonders da die beiden südlichen unter sich eine deutliche Gesteinsverwandtschaft aufweisen. Wir müssen uns vor einer allzu weitgehenden gross-tektonischen „Ausschlachtung“ unseres Fundes hüten.

Ich habe Handstücke des Gneises den Herren Prof. Dr. P. NIGGLI (Zürich), Prof. Dr. R. STAUB (Zürich) und Dr. F. WEBER (Lugano) mit der Frage nach der möglichen Herkunft dieses Gesteins vorgelegt. Ihnen allen spreche ich meinen Dank für ihre Meinungsäusserung aus. Besonderen Dank aber bin ich Herrn Prof. Dr. E. NIGGLI (Leiden) schuldig, mit dem ich diese Fragen eingehend diskutieren konnte und der mir auch bei der Dünnschliffuntersuchung manchen Rat gegeben hat.

Aarmassivische Abstammung wurde übereinstimmend ausgeschaltet; sie wäre auch aus tektonischen Gründen höchst unwahrscheinlich.

E. NIGGLI ist der Ansicht, das Kristallin der Hellruns könne weitaus am ehesten mit den Mischgneisen des Tavetscher Zwischenmassivs verglichen werden. In seiner Dissertation (Lit. 2) unterscheidet er zwei Züge von solchen Mischgneisen. Von diesen kommt für den Vergleich der nördliche nicht in Betracht, da seine Gesteine niemals Na-Kaliumfeldspat führen. Dagegen zeigen die Injektionsgneise des südlichen, hauptsächlich bei Mompè Medel aufgeschlossenen Zuges tatsächlich eine starke Übereinstimmung mit unserem Gneis, wie sich auch E. NIGGLI'S Beschreibung und aus dem Vergleich mit Handstücken in seiner Belegsammlung ergibt. F. WEBER betrachtete einen pegmatitartigen Granit im Rheinbett bei Darvela östlich Trun als ein dem Hellruns-Gneis ähnliches Gestein; jener enthält jedoch grosse Biotitblätter.

Andererseits gibt es auch am Nordrand des Gotthardmassivs vergleichbare Gesteinstypen. F. WEBER wies vor allem auf die augengneisartigen Granite am Ausgang der Val Gronda, bei Obersaxen, hin, welche tatsächlich eine starke Ähnlichkeit mit dem Gestein im Hellrünsli aufweisen; doch sind sie im allgemeinen glimmerärmer. Im Schliff konstatiert man die gleiche Zerknitterung der Glimmerlagen und die gleichen grossen Apatite. Hingegen sind die Alkalifeldspäte des Granits nie albitisiert, sondern serizitisiert, und man vermisst sowohl die tropfenförmigen Quarze wie auch den Myrmekit. Die Val Gronda-Granite befinden sich in einer kleinen nördlichen Digitation des Gotthardmassivs. Die Mischgneise aus dem Gotthardmassiv, die ich in der Sammlung von E. NIGGLI sah, besitzen durchwegs eine bessere Paralleltexur als der Hellruns-Gneis. Im südlichen und mittleren Teil des Gotthardmassivs kommen keine Gesteine vor, die mit unserem Kristallin verglichen werden könnten.

Es ergibt sich also: Aarmassiv ausgeschlossen, Tavetscher Zwischenmassiv wahrscheinlich, nördliches Gotthardmassiv möglich.

Dieser Befund steht mit den im Bündner Oberland zu beobachtenden tektonischen Verhältnissen im Einklang. So erscheint es heute, besonders nach den Untersuchungen von E. NIGGLI, nicht abwegig, das Tavetscher Massiv als Deckenkern der gesamten Glarner Schubmassen anzusehen. R. HELBLING (Lit. 1) und R. STAUB (Lit. 5) vertreten demgegenüber die Ansicht, die Glarner-Decken seien zum grössten Teil vom Gotthardmassiv abzuleiten. Die Paraschiefer des Culm da Rubi nördlich Breil (Brigels), welche mit dem Decken-Verrucano tektonisch verschuppt und verfaltet und stratigraphisch durch geringmächtiges Oberkarbon verbunden sind, stellen mit Sicherheit den gesuchten Deckenkern dar (vgl. Lit. 6). Die Entscheidung aber, ob das Kristallin von Culm da Rubi-Alp Quader die Fort-

setzung des Tavetscher Zwischenmassivs, wie F. WEBER auf seinen Karten angibt, oder aber eine nördliche Abspaltung des Gotthardmassivs, wie R. STAUB anzunehmen geneigt ist, sei, und damit die Entscheidung über die Einwurzelung der Glarnerdecken, kann nur eine eingehende feldpetrographisch-geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Trun und Vuorz (Waltensburg) bringen.

Zusammenfassung. Es wird ein Aufschluss von Kristallin an der Basis des Verrucano der Müritschen-Decke, unmittelbar über der Glarner Hauptüberschiebung, in der Hellruns südwestlich Luchsingen beschrieben. Das Gestein ist ein muskovitführender Albitgneis mit reliktischem Kaliumfeldspat. Es wird vor allem mit Mischgneisen des Tavetscher Zwischenmassivs verglichen, doch kann ein sicherer Entscheid, ob die Lamelle aus dem Tavetschermassiv oder aus dem nördlichen Gotthardmassiv stamme, nicht getroffen werden.

Zitierte Literatur.

1. R. HELBLING: Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarner Alpen; Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 76. Lfg., II; 1938.
2. E. NIGGLI: Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs; Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. 24; 1944.
3. J. OBERHOLZER: Geologie der Glarner Alpen; Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 28. Lfg.; 1933.
4. A. ROTHPLETZ: Das geotektonische Problem der Glarner Alpen; Jena, 1898.
5. R. STAUB: Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer, I.; Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich, Bd. 82; 1937.
6. R. TRÜMPY: Zur Tektonik der südlichen Hausstockgruppe; Eclogae geol. Helv., Bd. 37/2; 1944.

3. — T. HAGEN (Zürich): a) **Neuere geologische Untersuchungen bei Mauvoisin (Val de Bagnes);** b) **Zur Tektonik des östlichen Teils der Dent Blanche-Decke.** (Keine Manuskripte eingegangen.)

4. — WALTER WEGMÜLLER (Bern): **Das Problem des Klippen-Decken-Flysches im Niederhorn-Kummigalm-Gebiet (nordöstlich Zweisimmen).** (Mit 1 Textfigur¹⁾).

Die aus den letzten Jahren stammenden Arbeiten von B. S. TSCHACHTLI (Lit. 8), M. LUGEON-E. GAGNEBIN (Lit. 5) und B. CAMPANA (Lit. 4) zeitigten wesentliche Fortschritte in der stratigraphischen und tektonischen Heimweisung der mannigfaltigen praealpinen Flyschmassen.

Namentlich die genannten Autoren vertraten entschieden die Auffassung, den drei praealpinen Decken seien ihre eigenen Flyschanteile zuzuweisen, wobei

¹⁾ Wir behalten uns vor, die hier gegebene Darstellung in einer Dissertation über das Niederhorn-Kummigalm-Gebiet zu ergänzen.

Altersbestimmungen anhand von Foraminiferen nur für den Simmen-Decken-Flysch zu befriedigen vermochten (Lit. 4, 8), die Flyschanteile der Klippen- und Breccien-Decke jedoch nur in den basalen Horizonten bestimmt werden konnten (Lit. 1, 4, 7).

Wir versuchten, die bisherigen Ergebnisse auch auf das Gebiet zwischen Simme und Diemtigtal auszudehnen und zu überprüfen.

Als meine Untersuchungen im Niederhorn-Kummigalm-Gebiet²⁾ weitgehend vorgeschritten waren, gelangte P. BIERI (Lit. 2) nach längeren Kartierungsarbeiten in der Simmentaler-Mulde und Stockhornkette zu ganz neuen Ansichten über die Flyschverhältnisse, die mit den bisherigen im Widerspruch stehen. Im besonderen war P. BIERI der Auffassung, dass ein typischer Übergang von Couches rouges in Flysch fehle; dies veranlasste ihn im Zusammenhang mit seinen tektonischen Überlegungen, den bisher zum Klippenflysch gestellten „Plättchenflysch“ — der seiner Ansicht nach im Flysch der Simmen-Decke schwimmt — aus der Schichtfolge der Klippen-Decke zu eliminieren und dem Flysch der Simmen-Decke zuzuweisen. Auf Grund seines Foraminifereninhaltes müsste der Simmen-Decken-Flysch im Sinne von P. BIERI zeitlich weit über das Cenomanien hinauf reichen. P. BIERI wendet seine Schlussfolgerungen auch auf den südöstlichen Teil der Préalpes rigides an, in welchen mein engeres Untersuchungsgebiet liegt.

Ich verdanke Herrn Dr. P. BIERI mancherlei Anregung, kann jedoch seine Auffassung über die tektonische Zugehörigkeit der Flyschmassen nicht teilen.

B. S. TSCHACHTLI untersuchte die Couches rouges der Seefluh-Falte meines Gebietes. Übergänge in Flysch wurden nicht beobachtet. Aus lithologischen Erwägungen stellte er den Flysch zwischen See- und Geissfluh in die Breccien-Decke. Das vermeintliche Fehlen jeglicher Fossilien im Flysch und seine geringe Mächtigkeit führten ihn dazu, das Alter als Oberes Senon anzunehmen.

Auf der Geologischen Generalkarte der Schweiz 1:200000, Blatt 6, Sion (1942), wird der Flysch vor Falte I, in Anlehnung an die Verhältnisse im Hornfluh-Gebiet, der Breccien-Decke zugewiesen.

B. CAMPANA (3) zieht Parallelen zwischen Ergebnissen im Gebiet von Schönried-Saanenmöser und unrichtig interpretierten Beobachtungen von F. RABOWSKY im Kummi und Ober-Ahorni (E der Simme).

P. BIERI erwähnt im Niederhorn-Gebiet drei Stellen, welche für die Beurteilung der Couches rouges-Flysch-Grenze von Bedeutung sind.

Der Verfasser kartierte dieses Gebiet im Frühjahr 1944 und führte 1945/46 noch einige Detailuntersuchungen durch. Er gelangte dabei zum Ergebnis, dass jeder Decke ihr eigener Flyschanteil zugewiesen werden kann.

Auf Grund einer Foraminiferenfauna (Globotruncanen und Grossforaminiferen), die an über 20 verschiedenen Stellen gefunden wurde, konnte das Alter des Breccien-Decken-Flysches genauer bestimmt werden (Maestrichtien³⁾). Ferner wurden tektonische Besonderheiten angetroffen (Breccien-Decken-Flysch im Hangenden und Liegenden der Decke).

Die Flyschanteile der Simmen-Decke nehmen einen bescheidenen Raum ein. Die Resultate von Dünnschliffuntersuchungen stimmen ungefähr mit den bisherigen Ergebnissen überein.

²⁾ Sämtliche geographischen Ortsbezeichnungen wurden der Spezialkarte Nr. 69 (RABOWSKI) (Lit. 6) entnommen; siehe auch: Siegfriedblatt 366 Boltigen und Normalblatt 526 Wildstrubel-W der „Landeskarte der Schweiz“, 1:50000.

³⁾ Anmerkung vom 1. März 1948: Nachträglich konnte auch Paleocaen nachgewiesen werden.

Der Flysch der Klippen-Decke.

Dem Studium der Couches rouges-Flysch-Grenze wurde von Anfang an besondere Bedeutung beigemessen, weil die bisher erwähnten Übergänge nirgends deutlich beobachtet werden konnten.

Bevor es dem Verfasser gelang, die ersten wirklich beweisenden Kontaktstellen aufzufinden, zeigten sich im Gebiet der Hinteren Niederhornalp und an der Bunfalalp-W-Seite Verhältnisse, die wohl eine normalstratigraphische Auflagerung von Flysch auf Couches rouges in Frage stellten, keinesfalls aber Anlass gaben, an eine Überschiebung von älterem Flysch auf jüngere Couches rouges im Sinne P. BIERIS zu denken.

Im Niederhorn-Bunfalalp und Mösern-Fromatt-Gebiet wurden alsdann ca. 10 Stellen aufgefunden, an welchen der Kontakt Couches rouges-Flysch gut abgeschlossen ist.

Die Couches rouges-Flysch-Grenze ist überall scharf ausgeprägt und konnte sogar im Dünnschliffbild festgehalten werden; die einzige Ausnahme bildet der Aufschluss E Stand (beim Niederhorn, Koord.: 599,600/160,900), wo ein scheinbarer Übergang auf wenige Zentimeter Distanz zu bestehen scheint. Auch die geringsten Spuren tektonischer Vorgänge fehlen.

Die Mächtigkeiten der Couches rouges sind ziemlich grossen Schwankungen unterworfen. Flysch kann sowohl direkt dem Malm aufliegen (Niederhorn-Gipfel usw.) als auch im Hangenden der ganz verschiedenen mächtigen Couches rouges vorkommen. Eingehende stratigraphische und mikropalaeontologische Untersuchungen zeigten beträchtliche Schichtlücken, nicht nur zwischen Couches rouges und Flysch, sondern auch innerhalb der Couches rouges.

An einigen Stellen, wo Malm direkt von Flysch überlagert wird, oder wenig weit davon (Übergang von der Oberen Bunschleralp nach der Lueglenalp, Koord.: 598,850/159,500 u. a.), wurden in den basalen Flysch-Horizonten bis kopfgrosse, vorwiegend eckige Malmbrocken mit Calpionellen, Pseudocyclamminen usw., selten auch Couches rouges, angetroffen.

An einer Flyschtransgression kann deshalb kaum mehr gezweifelt werden. Eine eventuell im Flysch anzutreffende Fauna müsste daher mit grösster Vorsicht beurteilt werden (Möglichkeit der Aufarbeitung!).

Besser als alle bisher erwähnten Vorkommen lässt ein Aufschluss am Niederhorn-E-Grat (Koord.: 599,400/161,800 auf 1900 m) das Vorhandensein von Klippendecken-Flysch erkennen, wie aus nachfolgender Beschreibung hervorgeht (vgl. hiezu Fig. 1).

Blickt man von der Bunfalalp nach SW im Schichtstreichen der gegenüberliegenden Niederhornseite, wo ein Bruch den Malm der Klippen-Decke bis ins Ritzlitälchen (Koord.: 599,500/161,850) absetzt, zieht südöstlich dieses Bruches eine auffallende Runse die Aufmerksamkeit des Beobachters auf sich. Die Runse endet im Malm in einem kleinen Bruch, der den Malm-N-Flügel emporhebt. Nördlich anschliessend folgt ein weiterer, ungefähr paralleler Bruch mit einem bedeutenderen Hebungsbeitrag.

Wie Fig. 1 zeigt, werden ca. 30 m östlich der Runse die ca. 40 m mächtigen Couches rouges plötzlich 4 m dünn. Der liegende Malm zieht, soweit ersichtlich, mit einer nur ganz geringen Verstellung unter dieser Depression durch bis zu den kleinen Verwerfungen in der Runse und nördlich davon, welche auch die reduzierten Couches rouges und den Flysch betroffen haben.

Zwischen der Runse und den 40 m mächtigen Couches rouges liegt nun ein ebenso mächtiger, ungefähr horizontal gelagerter, vorwiegend dolomitischer

Flyschkonglomerat-Komplex mit seitlichen Übergängen in schwarze, oft gelblich anwitternde, sandig tonige Schiefer und graue bis dunkle feinsandige, gelblich anwitternde, linsige bis knollige und schiefrige Kalke. Der Kontakt mit den liegenden Couches rouges ist nicht aufgeschlossen. Soweit aber ersichtlich ist, folgen darüber schwarze Schiefer, die alsbald in das Konglomerat übergehen. Im Hangenden der 40 m mächtigen Couches rouges konnten nur noch einzelne geringmächtige konglomeratische Partien beobachtet werden.

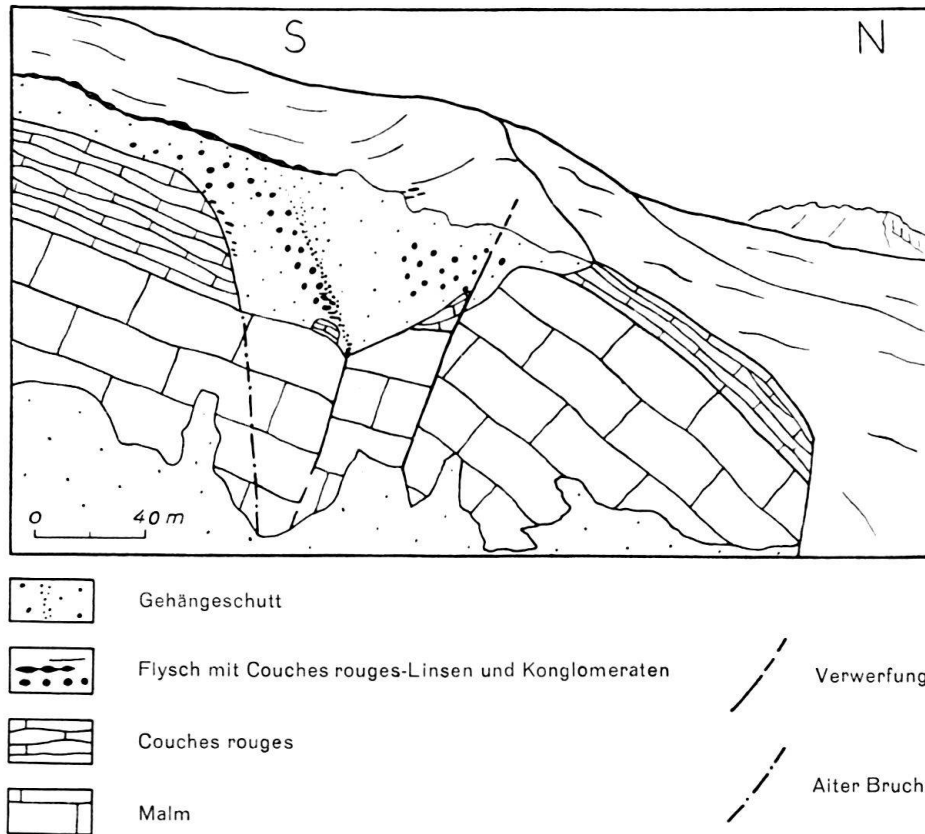


Fig. 1. Blick vom Bunfalalp-SW-Grat auf den Niederhorn-E-Grat.

Nähere Untersuchungen wurden besonders an den schwarzen Schiefen im Hangenden der Couches rouges ausgeführt, und zwar an den zwei Stellen, wo die Couches rouges nur 4 m mächtig sind und wo sie von 40 m Mächtigkeit plötzlich abfallen. An diesem Abfall stösst schwarzer Flysch in vollkommener ruhiger Lagerung seitlich an die Couches rouges. Diese Untersuchungen ergaben folgendes:

In jedem möglichen Schichtniveau des Flyschs befinden sich vorwiegend horizontal eingelagerte, bis über kopfgrosse, vielfach stark von Calcitadern durchzogene, wenig Foraminiferen führende Linsen von Couches rouges aus verschiedenen stratigraphischen Niveaus kunterbunt durcheinander. An dieser Stelle konnten dagegen im Konglomerat selbst keine Couches rouges gefunden werden.

Über den normalmächtigen Couches rouges zieht nun ein ca. 100 m langer und 3 m mächtiger heller Blockhorizont unter einer Flyschwand durch, die aus schwarzen Schiefen, grauen dichten Kalkschiefern und -plättchen, grauen Mergelschiefern und Sandsteinbänklein besteht. Sie erstreckt sich bis dorthin, wo

der Flysch infolge der beiden Verstellungen im Malm aufgeschleppt ist. Dieser Horizont besteht aus faustgrossen Linsen und Platten von einem Meter Dicke und 4 m Länge, die in schwarzen Schiefen eingebettet sind. In den Linsen und Bänken kommen vor allem Globorotalien, dann auch Globotruncanen vor.

Es lassen sich also zwei auffallend verschiedenartige Einlagerungen von Couches rouges-Blöcken im Flysch feststellen. Während sie im Hangenden der auf 4 m Mächtigkeit reduzierten Couches rouges mehr übereinander und in verschiedenen Flyschhorizonten vorkommen, liegt der 100 m lange Blockhorizont in einer bestimmten Schichthöhe.

Um eine Erklärung für diese merkwürdigen Lagerungsverhältnisse zu geben, müssen wir einen Grund suchen für das plötzliche Abnehmen der Couches rouges-Mächtigkeit von 40 auf 4 m.

Ein jung-cretacischer-alt-paleocaener Längsbruch (entstanden nach Ablagerung der Oberen Kreide und vor der Flyschtransgression) dürfte Malm und Couches rouges derart verstellt haben, dass ein Flügel gehoben und der Abtragung preisgegeben, dann wieder abgesenkt wurde. Im Hangenden der reduzierten Couches rouges lagerte sich sodann der Flysch mit dem vorwiegend dolomitischen Konglomerat ab.

Die horizontal in die schwarzen Flysch-Schiefer eingelagerten Couches rouges-Linsen, welche zusammen mit den schwarzen Schiefen diskordant an die Couches rouges-Wand anstossen, müssen während der Flyschsedimentation aus dem Steilhang herausgefallen und im Flysch eingebettet worden sein.

Eine Überschiebung im Sinne P. BIERIS müsste hier unweigerlich die flachen Couches rouges-Linsen samt den sie einschliessenden schwarzen Schiefen mehr in die vertikale Lage versetzt haben.

Auf ganz andere Weise dürfte der darüber liegende, 100 m lange Blockhorizont entstanden sein. Hier scheint ein Abgleiten von Couches rouges-Schichten in das Flyschmeer stattgefunden zu haben.

An der beschriebenen Stelle handelt es sich um vorwiegend kleine Blöcke; westlich unterhalb der Hinteren Niederhornalp-Hütte (auf 1720 m) findet man aber einen ca. 1500 m³ messenden, grauen, abgeflachten Kalkblock mit *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLIG und *lapparenti tricarinata* (QUER.). Ein tiefer Graben an dessen N-Seite lässt an der Einlagerung im Flysch keinen Zweifel aufkommen.

Östlich oberhalb der letztgenannten Hütte (auf 1920 m) erscheint im gleichen Graben eine ca. 20 m lange, Globorotalien führende, vollkommen ruhig gelagerte und deutlich vom diskordant anstossenden schwarzen Flysch zu unterscheidende Couches rouges-Kalkbank mit Übergängen in Mergelschiefer. An diesen beiden typischen Aufschlüssen konnte der Verfasser die beschriebene Einlagerung von Couches rouges-Blöcken im Flysch im Niederhorn-Gebiet erstmals feststellen.

Schliesslich lieferten Dünnschliffe aus hellgrauen bis gelblichgrauen, sandig kalkigen Schiefen im Weg 100 m südlich den Hütten auf der Oberen Bunschleralp und im Sattel nach der Lueglenalp (mit Malmkalkbrocken im Flysch) neben vielen Globigerinen, Radiolarien usw. auch zwei Globorotalien. Obwohl noch viele weitere Proben aus den Mösern-Fromatt und Rinderalp-Buntelalp-Gebieten untersucht wurden, blieben Foraminiferenfunde von stratigraphischem Leitwert aus.

Ob die von F. RABOWSKY im Buntelalp-E-Grat im Flysch eingezeichneten Couches rouges (Lit. 6) als solche zu deuten sind, dürften spätere Untersuchungen

erweisen. Mehrere Proben von verschiedenen Stellen lieferten Globigerinen und Globorotalien, aber keine Globotruncanen.

Diese wenigen, vorwiegend aus dem Niederhorn-Gebiet stammenden und mehr auf Detailbeobachtungen gestützten Angaben dürften jedoch genügen, um das Vorhandensein des Klippen-Decken-Flysches zu rechtfertigen. Am wichtigsten scheint mir zu sein, dass dieses Mocausa-ähnliche Konglomerat, das vorwiegend dolomitische Komponenten, helle Malmkalke, dunkle Kalke, spärlich rote, grüne und helle Quarzite, vereinzelt Couches rouges und äusserst selten Glimmerschiefer-Schüppchen (aber keinen Radiolarit und Aptychenkalk) enthält, dem Flysch der Klippen-Decke zuzuweisen ist. Gleichartige Konglomerate sind an der Bunfualp-W-Seite, unmittelbar über den Couches rouges, am besten entwickelt und erreichen Mächtigkeiten bis zu 40 m. Sie dienen in der südöstlichen Klippen-Decke geradezu als Leitgestein. Die Ansicht von P. BIERI, dass diese konglomeratischen Einlagerungen eventuell als Schürflinge zu deuten seien, kann ich nicht teilen.

Zusammenfassung.

Im Niederhorn-Kummigalm-Gebiet kann jeder Decke mit Gewissheit ihr eigener Flyschanteil zugewiesen werden.

Unsere Beobachtungen betreffend Alter und lithologische Beschaffenheit des Flysches in der Simmen-Decke stimmen mit den bisherigen weitgehend überein.

Auf Grund eines grossen Schliffmaterials konnte das Alter des weithin vorhandenen *Breccien-Decken-Flysches* als Maestrichtien und Paleocaen festgelegt werden⁴⁾.

Alle unsere Beobachtungen sprechen für eine Flyschtransgression in der Klippen-Decke. In diesem Globorotalien führenden Flysch ist ein konglomeratisches Niveau auf grosse Strecken zu verfolgen.

Literaturverzeichnis.

1. ARBENZ, K.: Geologie des Hornfluhgebietes. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N. F. 89, 1947.
2. BIERI, P.: Über die Ausbreitung der Simmendecke in den östlichen Préalpes romandes. Ecl. géol. Helv., Vol. 39, Nr. 1, 1946.
3. CAMPANA, B.: Observations sur les nappes de la Simme et de la Brèche dans la région des Saanenmöser et leur position réciproque. Ecl. géol. Helv., Vol. 35, Nr. 2, 1942.
4. CAMPANA, B.: Géologie des nappes Préalpines au Nord-est de Château-d'Oex. Mat. carte géol. Suisse, N. S. 82, 1943.
5. LUGEON, M. et GAGNEBIN, E.: Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes. Bull. labor. géol. Lausanne, Nr. 72, 1941.
6. RABOWSKY, F.: Simmental et Diemtigtal, 1:50000. Carte spéc. N° 69, 1912, Mat. Carte géol. Suisse.
7. TERCIER, J.: Sur l'âge du Flysch des Préalpes médianes. Ecl. géol. Helv., Vol. 35, N° 2, 1942.
8. TSCHACHTLI, B. S.: Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental-Saanen). Dissertation Bern, 1941.

⁴⁾ Vgl. Anmerkung ³⁾ auf Seite 243.

5. — HUGO FRÖHLICHER (Olten): **Härtebestimmungen an Grundwasser bei Olten.**

Zur Abklärung der Herkunft von Grundwasservorkommen kann in weitgehendem Masse deren chemische Beschaffenheit herangezogen werden. Hierzu eignet sich unter den einzelnen Komponenten, welche ein Grundwasser mineralisieren, besonders die Karbonathärte zufolge der komplizierten Lösungsverhältnisse. In Anwendung dieser Methode der Karbonathärte-Bestimmung wurde das Gebiet WSW und ENE Olten im Raume Niederpipp–Aarau untersucht, wobei die Wasseranalysen z. T. auch auf andere Bestandteile, die hier aber nicht näher berücksichtigt sind, ausgedehnt werden konnten. Die Resultate dieser vorläufigen Untersuchungen, welche zur Hauptsache in den Wintermonaten 1945/46 erfolgten, sollen kurz zusammengefasst werden.

Im W der Stadt Olten befindet sich der sehr ergiebige Grundwasserstrom des Gäu, d. h. des unteren Dünnerntales, dessen wichtigste Austrittstellen in der „Rötmatt“ bei der Station Olten-Hammer und am linken Aareufer S der Stadt liegen (vgl. S. A. Bl. 149 Olten, Koordinaten ca. 634,700/244,150 und 635,200/244,300 bis 635,300/243,700). Aus ihm beziehen neben Olten fast alle Gemeinden des Gäu ihr Trinkwasser. Die Karbonathärte dieses Grundwassers ist relativ hoch und beträgt im Abschnitt zwischen Olten und Wangen ca. 27—28 Grad (franz.). Weiter talaufwärts, im Gebiet Härkingen–Niederbuchsiten (S. A. Bl. 162 Oensingen), d. h. im mittleren und südlichen Teil des Gäu, wurden Härten bis zu 30 Grad bestimmt. Aus den wenigen heute zur Verfügung stehenden Beobachtungspunkten kann nicht ermittelt werden, ob und wo allenfalls eine Zone weicheren Wassers durchzieht. Hingegen scheint sich gegen den Jurafuss, im Randgebiet der Schuttkegel bei Egerkingen und Oberbuchsiten (S. A. Bl. 162 Oensingen), eine Abnahme der Härte bemerkbar zu machen; auch beim Austritt der Dünnern aus der Klus bei Oensingen beträgt sie nur ca. 25 Grad.

Die Wasserversorgungen von Kestenholz und Wolfwil beziehen ihr Grundwasser aus einer Zone bei Grossweihermoos–Eichbännli (S. A. Bl. 164 Aarwangen) südlich der Hochterrassenschotter, welche das Gäu im S begrenzen; die geringen Härten von 17—20 Grad weisen darauf hin, dass offenbar kein direkter Zusammenhang mit dem Gäugrundwasser besteht, wie dies vermutet werden könnte (vgl. Lit. 1).

Gehen wir weiter abwärts nach Olten, so kommen wir ins Flussgebiet der Aare. Wir erkennen zunächst rechts der Aare im Stadtrayon ein kleineres Grundwassergebiet, das sog. Wilerfeld W Wil (S. A. Bl. 149 Olten, ca. Koord. 636/244). Es wird heute noch von zwei Brunnen benützt, demjenigen der Giesserei von Roll und des Feldschlösschen-Depots. Die Härte ist auch hier 28—29 Grad, also hoch in Anbetracht der Tatsache, dass die Entfernung von der Aare nur 100—200 m beträgt. Obwohl Beobachtungen der Spiegelschwankungen eine gewisse Abhängigkeit von der Aare ergeben haben, kann es sich in diesem Abschnitt nicht um Flussinfiltration handeln, denn die Härte des Aarewassers ist weit geringer und beträgt durchschnittlich ca. 15 Grad. — Auch in den im Winter 1947 ausgeführten Sondierbohrungen für eine neue Bahnhofbrücke (Koord. ca. 635,300/244,675) konnte beim rechten Widerlager und bei den Pfeilern unter der Kolmationschicht aarefremdes Grundwasser festgestellt werden, während beim linken Widerlager eher flussinfiltriertes Grundwasser oder ein Mischwasser vorzuliegen schien.

Über das Schotterfeld östlich unterhalb Trimbach wissen wir vorläufig nichts, da dort z. Z. keine Brunnen bestehen. Doch dürfte es sich analog zum

„Wilerfeld“ ebenfalls um stärker mineralisiertes Grundwasser handeln. Die einzige linksufrige Grundwasserfassung bei der Verbandsmolkerei Olten (Koord. 635,025/244,950) liegt vermutlich in der Fortsetzung einer diluvialen Rinne, welche vom Gäu herkommt; die Härte ist entsprechend ca. 27 Grad.

Anders liegen nun die Verhältnisse östlich der Aare im sog. Industriequartier, das ist innerhalb der Aareschleife zwischen Olten und Winznau nördlich des Hardwaldes (S. A. Bl. 149 Olten). Dort wird ein Grundwasserfeld von mehreren Industrieunternehmen benützt. Wie aus den einzelnen Brunnen ersehen werden kann, halten sich die Härten in diesem Abschnitt fast durchwegs unter 20 Grad. Es erscheint daher offensichtlich, dass durch das Industriequartier ein Grundwasserstrom fliesst, der ursprünglich grösstenteils von der Aare gespiesen wird. Wo die Zone geringster Härte durchgeht, kann nach den vorhandenen Aufschlüssen nicht bestimmt werden; vielleicht kann es sich in diesem Abschnitt auch um eine vom Felssporn der Hardfluh fächerartig und mehr flächenhaft sich ausbreitende Infiltrationszone handeln. — Besonders interessant sind die Temperaturverhältnisse in diesem Grundwasserfeld, speziell wenn wir sie mit dem Grundwasser im Gheid (1 km SW Olten) vergleichen. Durch jahrelange Registrierungen beim städtischen Pumpwerk Gheid (Koord. 634,000/243,600), die ich für die Jahre 1940—45 zusammengestellt und graphisch ausgewertet habe, geht hervor, dass die Temperaturen dieses Grundwassers ungefähr mit den Jahreszeiten schwanken: Maximum mit ca. 10,4° im August, Minimum mit ca. 8,8° im Januar. Gerade umgekehrt scheinen sich die Temperaturen beim Grundwasser des Industriequartiers zu verhalten: Maximum im Winter, Minimum im Sommer. Am Brunnen der „Nago“, Nahrungsmittel-Werke AG., Olten (Koord. 636,075/245,900), wurden in den letzten zwei Jahren Beobachtungen angestellt, die zeigen, dass die Maximalwerte mit ca. 14° Ende Januar (1946 u. 1948), die Minimalwerte mit ca. 10,2° im August (1945 u. 1947) erreicht wurden. Das Jahresmittel von ca. 12° scheint demnach höher zu liegen als beim Gheid-Grundwasser, wo es nur 9,6° beträgt. Ähnliche Verhältnisse der Temperaturverschiebung sind von L. MINDER aus flussinfiltrierten Grundwasserzonen des Limmattales unterhalb Zürich beschrieben worden (Lit. 2). In unserem speziellen Falle scheint sich diese Verschiebung bis zur eigentlichen Temperaturinversion auszuwirken.

Es sei hier noch auf eine Erscheinung hingewiesen, die mit dem Grundwasser in Zusammenhang stehen dürfte. Während einer Untersuchung über Uferrutschung wurden auf grössere Strecken längs dem linken Aareufer im Gebiet Olten—Trimbach stark verfestigte Kiesbänke bis zu mehreren Metern Mächtigkeit festgestellt. Sie setzen, wie aus zahlreichen Aufschlüssen ersehen werden kann, feldwärts aus oder sind nur noch ganz lokal anzutreffen. Diese Nagelfluhbildung dürfte in Zusammenhang stehen mit dem Zufluss von kalkreichem Grundwasser in die Aare, der heute z. T. nachweisbar unter dem Aarespiegel erfolgt, früher aber vielleicht konstant in einem höheren Niveau lag. — In diesem Zusammenhang sei auch eine Beobachtung erwähnt, welche bei den erwähnten Sondierungen für die neue Bahnhofbrücke gemacht wurde. In den Sondierungen beim linken Widerlager und linken Pfeiler zeigte sich häufig eine Verkittung von einzelnen Geröllen zu kleineren Gesteinsklumpen. Die dolomitischen Gerölle sind oft fast ganz ausgelaugt und haben offenbar anschliessend den Kalkzement geliefert für die Verkittung der umliegenden Gerölle. Ob diese Erscheinung mit besonderen Eigenschaften dieses Grundwassers zusammenhängt, müsste noch näher untersucht werden.

Verfolgt man die Verhältnisse weiter aareabwärts, so scheint sich aus den vorhandenen Beobachtungspunkten doch eine mittlere Talzone mit geringster Härte, 20 Grad und weniger, abzuzeichnen, an die sich seitlich Streifen mit grösserer

Härte bis zu 30 Grad angliedern¹⁾). Dieser Streifen mit geringster Härte verläuft wahrscheinlich ganz unabhängig von der Aarerinne und viel geradliniger; er schneidet vermutlich den gewundenen Aarelauf mehrmals und zielt direkt auf den Felsriegel von Schönenwerd–Niedergösgen zu (S. A. Bl. 152 Schönenwerd). Diese Zone kann einer diluvialen Rinne mit grösster Fliessgeschwindigkeit entsprechen. Unterhalb Schönenwerd scheint wiederum eine ähnliche Situation vorzuherrschen, soviel wenigstens aus den allerdings nur einseitig rechtsufrigen Beobachtungen geschlossen werden kann. Wir hätten demnach in diesen Teilen des Aaretales ähnliche Verhältnisse vor uns, wie sie W. und H. SCHMASSMANN kürzlich aus dem unteren Birstal genauer beschreiben konnten (Lit. 3).

Diese Darstellungen stützen sich auf Durchschnittszahlen von z. T. mehrfachen Bestimmungen, wobei es mir bei der Beurteilung wesentlich erschien, dass jeweils keine grösseren Abweichungen von Mittelwerten vorkamen. Die Verhältnisse dürften aber im einzelnen nicht immer so einfach liegen und es bleiben noch mannigfache Fragen abzuklären, im besonderen auch hinsichtlich der Abhängigkeit der Karbonathärte von den übrigen Lösungsbestandteilen. Eine Gesamtdarstellung mit Angabe der Härteverteilung zu verschiedenen Zeitpunkten, wie dies anzustreben wäre, ist bei dem ausgedehnten Gebiet kaum möglich. Da die Grundwasserspiegel im allgemeinen tief liegen, kommen ausserdem zusätzliche Methoden zur Vermehrung der Beobachtungspunkte, wie etwa das Schlagen von Rohren, kaum in Frage. Wenn daher aus den zur Verfügung stehenden Daten noch keine Härtekarte konstruiert werden konnte, so hat sich doch ergeben, dass im Grundwasser bei Olten ganz verschiedene Härteprovinzen und Infiltrationsgebiete bestehen.

Zitierte Literatur.

1. Gewässerkorrekturen im Kanton Solothurn. I. Teil: Die Dünnernkorrektur von Olten bis Oensingen (Bad Klus). Herausgegeben vom Bau-Departement des Kantons Solothurn, 1944.
2. MINDER LEO: Wissenschaftliche Vorarbeiten zum Grundwasserwerk Hardhof der Stadt Zürich. Ziele und Wege bei der Bearbeitung von Grundwasserfragen. Vierteljahrsschrift Natf. Ges. Zürich, LXXXII, 1937.
3. SCHMASSMANN WALTER und HANSJÖRG: Hydrochemische Methoden bei der Erforschung von Grundwasservorkommen. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 39, Nr. 2, 1946.

6. — F. NUSSBAUM (Bern): **Über hochgelegenes, ortsfremdes Erratikum in der Stockhornkette.**

Votum P. BECK (Thun): **Über die Zugehörigkeit des sog. ortsfremden Erratikums der Stockhornkette zum Vorderstocken-Flysch.**

(Die Manuskripte werden eventuell in den „Mitteilungen der Natf. Gesellschaft Bern“ veröffentlicht.)

7. — A. BERSIER (Lausanne): **Phénomènes de plasticité dans les charbons molassiques.** Paraîtra aux *Eclogae geol. Helv.*, vol. 41/1, 1948.

¹⁾ Auch in diesem Abschnitt dürften die seitlichen Zuflüsse den Chemismus des Grundwassers beeinflussen; so weist z. B. der Grundwasseraufstoss beim Pumpwerk Niedergösgen W Mühledorf zwischen Ober- und Niedergösgen (Koord. 639,750/246,600, Bl. 152 Schönenwerd) einen schwach erhöhten Sulfatgehalt auf, was am ehesten auf einen Zufluss aus der Gegend des Losterfer Bades hindeuten würde.

8. — L. MORNOD (Caen): **Association de faunes marine, d'eau douce et continentale dans les dépôts flandriens de la basse vallée de l'Orne (Calvados).** (Avec 2 figures dans le texte.)

La basse vallée de l'Orne, dans sa forme actuelle, résulte de la transgression marine du Flandrien. Consécutivement au changement progressif du niveau de base, le cours inférieur de la rivière s'est transformé en estuaire qui fut lentement comblé par des dépôts vaseux, sableux et tourbeux.

A Caen, la série flandrienne varie entre 8 et 10 m. pour s'épaissir considérablement vers l'aval (voir fig. 2). Elle s'emboîte dans les assises du Bathonien et repose sur elles par l'intermédiaire d'un coussinet d'alluvions anciennes formées de galets d'âge monastirien, ou normanien (Bibl. 4). De la base au sommet, schématiquement et en faisant abstraction des variations latérales, elle comprend 4 complexes sédimentaires:

- 1^o vases et vases sableuses alternant parfois avec des tourbes et des vases tourbeuses;
- 2^o tourbes et vases;
- 3^o vases, vases sableuses et vases tourbeuses;
- 4^o vases sableuses ou sables vaseux.

Dans les complexes 1 et 4 les fossiles abondent pour se montrer très dispersés dans les termes 2 et 3 et limités, là, aux couches sableuses.

La faune que je rapporte provient de trois sondages. Le sondage 1 se situe à Caen, rue de Vaucelles, rive droite de l'Orne; le sondage 2 dans la Prairie de Monderville, entre l'Orne et le Canal de Caen à la mer, à 1200 m. du sondage 1; le sondage 3 à Hérouville, sur la rive droite du Canal, à 3,36 km. de distance du sondage 2 et à 10,5 km. de la mer de la Manche (voir fig. 1).

Durant l'hiver 1946-47, j'ai pu recueillir à Caen quelques échantillons dans la coupe naturelle de la berge gauche de l'Orne alors exondée grâce à la destruction d'un barrage.

Les géologues (Bibl. 1) ne signalent, dans le Flandrien de toute la vallée, que quelques Mollusques marins (*Psammobia piperata*, *Cardium edule*).

Les nombreuses observations que j'ai pu noter sur les dépôts quaternaires, durant une campagne de sondages exécutés par le Ministère de la Reconstruction, seront consignées dans une note à paraître. Mais je crois utile de publier, dès aujourd'hui, pour le géologue stratigraphe et biologiste, une association de faunes intéressante dans la série du Flandrien¹).

a) Faune marine. Elle est uniquement représentée par des Foraminifères qui abondent à la base (complexe 1) et au sommet (complexe 4) de la série. Les intercalations sableuses des complexes 2 et 3 en contiennent également. Ce sont tous des genres actuels sans intérêt stratigraphique mais dont une étude approfondie apporterait des données intéressantes sur les conditions de vie du milieu estuarien flandrien.

Fait à relever, je n'ai jamais retrouvé la faune des Mollusques marins (*Psammobia piperata* et *Cardium edule*) signalés par A. BIGOT (Bibl. 1). A mon avis, les coquillages marins empâtés dans la partie supérieure du Flandrien et accompagnés de matériaux de déjection (briques, poterie, verre, etc.) ne doivent pas être considérés comme un apport du flot de la marée.

Une riche flore de Diatomées accompagne toujours les Foraminifères.

¹) Je dois à la grande amabilité de M. JULES FAVRE, du Museum d'histoire naturelle de Genève, la détermination de toute la faune des Mollusques. Je tiens à le remercier très sincèrement.

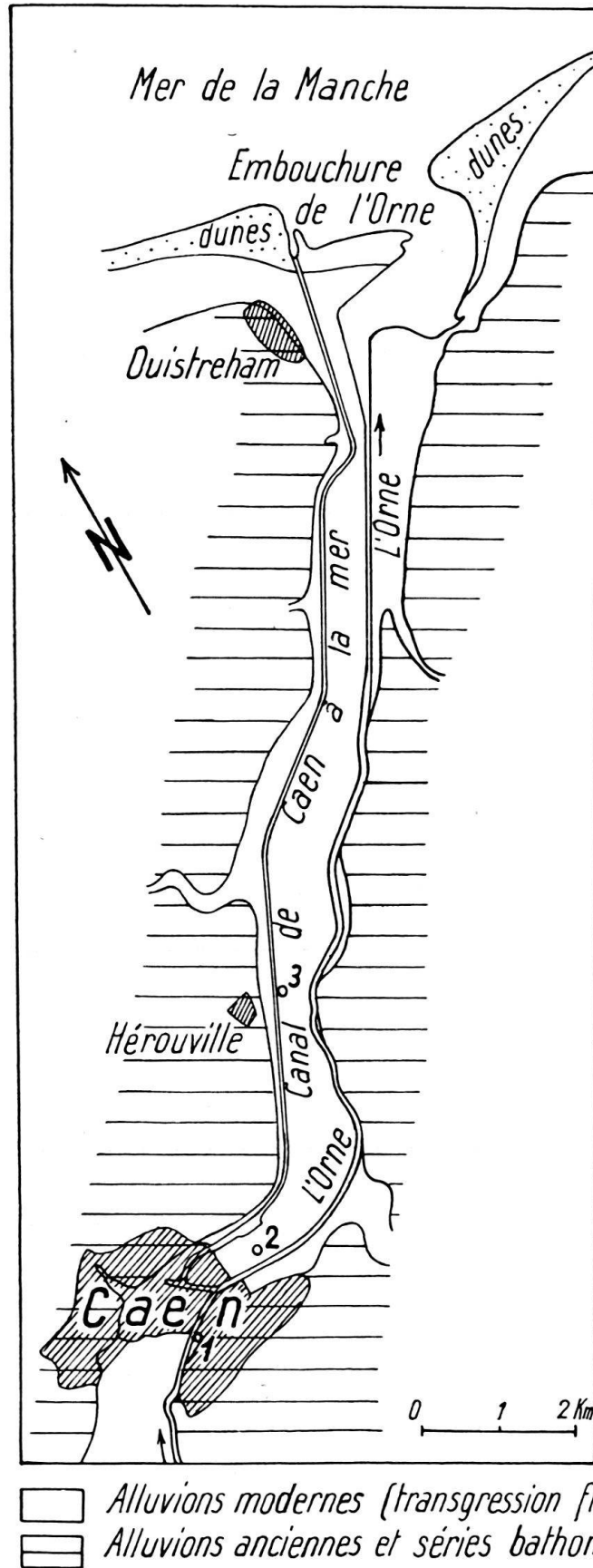


Fig. 1. Carte géologique schématique de la basse vallée de l'Orne et situation des sondages 1, 2, 3.

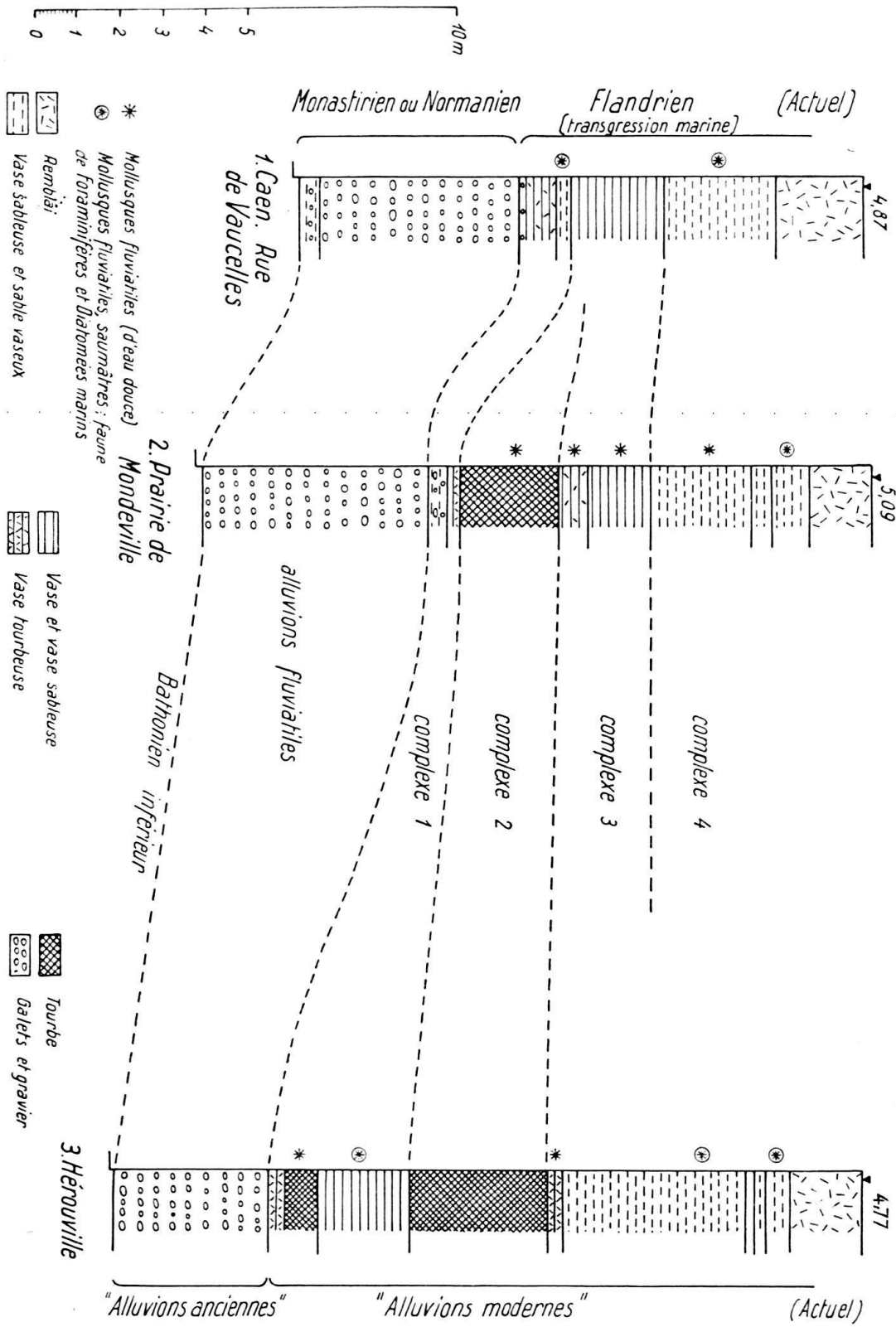


Fig. 2. Coupes géologiques de 3 sondages situés dans la basse vallée de l'Orne, entre Caen et la mer de la Manche.

b) Faune saumâtre. Une seule espèce de Mollusques vivant en milieu saumâtre, *Paludetrina stagnalis* BASTER, a été trouvée dans le complexe 1 du sondage 2 et dans le complexe 4 du sondage 3.

c) Faune fluviatile (d'eau douce). Elle comprend une grande abondance de Mollusques gastéropodes et bivalves qui proviennent des sondages 1, 2 et 3 et de la berge de l'Orne (0), se répartissant dans les complexes sédimentaires (C1, C2, C3, C4) selon le tableau suivant:

	C1	C2	C3	C4
<i>Planorbis albus</i> (MÜLL.)				3
„ <i>carinatus</i> (MÜLL.)	1			3
„ <i>complanatus</i> (L.)	1			
„ <i>contortus</i> (L.)	1			
„ <i>leucostoma</i> (MILLET)	3			3
„ <i>planorbis</i> (L.) var. <i>dubius</i> (HARTM.)	1			
<i>Limnaea ovata</i> (DRAP.)	1,3			1, (0)
„ <i>palustris</i> (MÜLL.)	1			3
„ <i>stagnalis</i> (L.)	1			
„ <i>truncatula</i> (MÜLL.)	1,3			3
<i>Bythinia tentaculata</i> (L.)	1			3, (0)
„ <i>sp. ind.</i>	1			
<i>Pisidium amnicum</i> (MÜLL.)				3
„ <i>casertanum</i> (POLL.)	1			3
„ <i>subtruncatum</i> (MALM.)				3
<i>Sphaerium corneum</i> (L.)	1			
Gastéropodes et Bivalves non déterminés . . .	abondants	rares	rares	abondants

d) Faune continentale (terrestre), hygrophile, palustre ou mésophile. Les gisements importants se situent dans les complexes 1 et 4. Ailleurs, les coquilles sont plus dispersées et n'ont pas été déterminées. La liste suivante comprend les espèces recueillies dans les sondages 1, 2, 3 et dans la berge de l'Orne (0) et montre leur distribution dans les 4 complexes stratigraphiques C1, C2, C3 et C4.

	C1	C2	C3	C4
<i>Caecilioides acicula</i> (MÜLL.)	3, (0)			3
<i>Carychium minimum</i> (MÜLL.) f. <i>Rayi</i> (BOURG.) .				3
<i>Clausilia sp. ind.</i>	3			
<i>Cochlicopa lubrica</i> (MÜLL.)	1			3
<i>Fruticicola hispida</i> (L.)	1,3			3
<i>Goniodiscus rotundatus</i> (MÜLL.)	3			
<i>Pupilla muscorum</i> (MÜLL.)	3			3
<i>Succinea Pfeifferi</i> (ROSSM.)	1,3			3
<i>Vallonia excentrica</i> (STERCKI)				3
„ <i>pulchella</i> (MÜLL.)	3, (0)			3
<i>Valvata piscinalis</i> (MÜLL.)				3
<i>Vertigo sp. ind.</i>	1			
<i>Vitraea crystallina</i> (MÜLL.)				3
<i>Zonitoides nitidus</i> (MÜLL.)				3
Mollusques indéterminés	abondants	rares	rares	abondants

Toute cette faunule de Mollusques est caractérisée par des espèces triviales de l'Europe médiane, avec absence d'espèces nordiques, alpines ou méridionales.

Ce sont tous, à côté de Mollusques aquatiques (*Limnaea*, *Planorbis*, *Bythinia*, *Sphaerium*, *Pisidium*), des Gastéropodes hygrophiles de prairies humides, marécageuses. La liste ne comprend aucune espèce xérophile et les formes sylvatiques sont à peine représentées et par des sujets peu caractéristiques (*Goniodiscus rotundatus*, *Clausilia* sp. ind.).

Les coquilles ne montrent aucune trace d'usure. Dans les couches tourbeuses, compressibles, elles ont subi des écrasements très appréciables.

Aucune de ces espèces encore actuelles n'indique un âge précis des terrains qui les contiennent. On sait, à la suite des travaux presque classiques de DUBOIS, CHAPUT et DENIZOT, que les dépôts des anciens estuaires se rapportent au Flandrien.

e) Faune de Vertébrés continentaux. Le sondage de la Rue de Vaucelles, à Caen, a ramené à la surface les ossements de *Canis familiaris*.

Les auteurs (Bibl. 3) ont signalé dans les alluvions de la vallée de l'Orne des restes de Bovidés, de Capridés, de Canidés, de Cervidés, mais on ignore à quelle profondeur ils furent trouvés.

Une telle association de faunes pose le problème toujours débattu de l'autochtonie ou l'allochtonie des fossiles. Dans le cas particulier du Flandrien, la réponse paraît aisée, car les sédiments sont du Quaternaire récent et en partie historiques; elle peut s'appuyer sur des observations d'ordre biologique, physico-chimique, géologique et géographique des estuaires actuels.

Les patientes et fructueuses recherches de CL. FRANCIS-BOEUF (Bibl. 2) ont établi que le milieu fluvio-marin permet, à côté d'une abondance extraordinaire de la flore des Diatomées, le développement de nombreux Foraminifères, tout en démontrant qu'une grande abondance de microorganismes marins sont transportés dans les estuaires par la virulence du flot de la marée. Leur présence n'implique pas un bassin sédimentaire profond. Les Mollusques d'eau douce (fluviales) y sont très rares et s'adaptent exceptionnellement aux eaux saumâtres. Toutes les coquilles terrestres sont apportées par les eaux de ruissellement: telles sont les observations de CL. FRANCIS-BOEUF.

En attendant les résultats d'une étude approfondie de la microfaune et de la microflore du Flandrien de la vallée de l'Orne, on peut admettre qu'une partie des Foraminifères a pu s'adapter aux eaux saumâtres, en association aux Diatomées, mais qu'un grand nombre est d'origine de la Manche. Rien ne témoigne de l'existence d'un bras de mer durant le Flandrien dans le cours inférieur de l'Orne.

La même interprétation est valable pour les Mollusques. Si nombre d'entre eux ont été transportés par la rivière dans l'estuaire, beaucoup furent sédimentés dans le lieu qui a favorisé leur développement normal.

Cette interprétation s'écarte un peu des conclusions de CL. FRANCIS-BOEUF (Bibl. 2). Mais l'auteur ne prétend nullement établir des lois générales sur la biologie des estuaires applicables au Flandrien, en toute rigueur. Car ici intervient une notion de temps qui échappe à l'observateur des estuaires actuels.

L'association de faunes marine, lacustre (fluviale, d'eau douce), terrestre ou continentale peut s'expliquer par une transgression marine progressive. Je montrerai ailleurs que cette transgression a été marquée de mouvements d'avancée, de recul, de périodes de stabilité pour atteindre enfin son maximum au Flandrien supérieur, légèrement plus élevé que le niveau marin actuel. Tantôt le cours inférieur de l'Orne n'était que sous l'influence de la marée dynamique ou même à l'abri de celle-ci (formation de tourbe), tantôt sous l'influence de la marée saline.

Ainsi, de rapides mouvements d'avancée de la mer ont amené la destruction des organismes d'eau douce et terrestres qui vivaient dans la plaine marécageuse et les ont sédimentés, simultanément aux Foraminifères et aux Diatomées, dans les vases sableuses. Les périodes de progression lente ont rendu possible une adaptation de la faune d'eau douce aux conditions saumâtres de l'estuaire soumis à la marée saline. Les auteurs (Bibl. 5) ont signalé de curieuses adaptations aux eaux saumâtres de Mollusques, tels les Lymnées et les Planorbes considérés comme caractéristiques des eaux douces; encore faut-il s'entendre sur la notion d'eau saumâtre? On ne saurait donc exclure un phénomène biologique analogue durant le Flandrien. Une connaissance plus parfaite de l'allure de la transgression, des conditions géographiques de l'estuaire flandrien, en particulier du chenal et de la slikke, et des recherches méthodiques sur l'estuaire actuel de l'Orne apporteront des lumières nouvelles sur toute la question.

La série du Flandrien présente, parmi nombre d'exemples connus dans les séries géologiques, une intéressante association de faunes marine, saumâtre, lacustre (fluviatile), terrestre et continentale où il n'est parfois pas aisé de discriminer les espèces autochtones des espèces transportées. Du moins, la faune marine, lorsqu'elle n'est pas remaniée, trahit toujours des incursions marines sporadiques ou l'installation temporaire d'un milieu saumâtre.

On ne pourra définir un faciès estuarien par une formule qui englobe toutes les caractéristiques du milieu sans tenir compte des conditions générales des estuaires flandriens: ils impliquent déjà une notion de temps essentielle en géologie.

Bibliographie.

1. BIGOT, A.: La Basse-Normandie. Esquisse géologique et morphologique. Librairie Bigot. Caen 1942.
2. FRANCIS-BOEUF, CL.: Recherches sur le milieu fluvio-marin et les dépôts d'estuaire. — Ann. Inst. océanogr., Nouv. sér., T. XXIII, Fasc. 3, p. 149—344, 1947.
3. MERCIER, J.: Le Quaternaire de la Basse-vallée de l'Orne. — Bull. Soc. Linn. Normandie, 8ème sér., Vol. 7, p. 75—82, 1934.
4. MORNOD, L.: Présence de dépôts marins antérieurs à la transgression flandrienne dans la vallée de l'Orne à Caen. — C. R. som. Soc. géol. France, séance du 10 novembre 1947.
5. RUTSCH, R.: Ein Fall von Einregelung bei Mollusken aus dem Vindobonien des bernischen Seelandes. — Eclog. geol. Helv., Vol. 29, p. 599—607, 1936.

Caen, laboratoire de géologie.