

70. Hauptversammlung : Samstag und Sonntag, den 25. und 26. September 1954

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **47 (1954)**

Heft 2

PDF erstellt am: **08.08.2024**

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.

auf die einzelnen Fonds ist in der Kartothek übersichtlich dargestellt. Der zusammenfassende Rechnungsbericht stimmt mit der detaillierten Buchführung überein.

Die unterzeichneten Rechnungsrevisoren beantragen der Gesellschaft, die Jahresrechnung 1953 zu genehmigen und dem Herrn Kassier für die der Gesellschaft geleistete grosse und zeitraubende Arbeit bestens zu danken.

Luzern, den 18. September 1954.

Die Revisoren:

E. A. KISSLING

H. FRÖHLICHER

B. 70. Hauptversammlung

Samstag und Sonntag, den 25. und 26. September 1954

Geschäftliche Sitzung: Sonntag, den 26. September 1954

Der Jahresbericht des Vorstandes für das Jahr 1953/54, der Bericht des Redaktors und der Rechnungsbericht pro 1953 sowie der Bericht der Rechnungsrevisoren wurden verlesen und mit dem Budget für 1954 von der Versammlung gutgeheissen.

An Stelle des turnusgemäss ausscheidenden Rechnungsrevisors Dr. E. A. KISSLING wird G. WELTI neu gewählt.

Der von F. ROESLI vorgesehene Rücktritt konnte wiederum nicht erfolgen, da für ihn als Kassier der Gesellschaft kein Ersatz gefunden werden konnte.

Zum Ehrenpräsidenten der nachfolgenden Sitzung wählten die Anwesenden Herrn Prof. Dr. E. WENK und zum Sekretär G. WELTI.

Der Sekretär der Sitzung: G. WELTI

Wissenschaftliche Sitzungen

Samstag und Sonntag, den 25. und 26. September 1954

Zugleich Sitzungen der Sektion für Geologie der SNG.

(Für die Referate 6–10 tagte die Schweizerische Geologische Gesellschaft gemeinsam mit der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft.)

1. – J. KOPP (Luzern): **Bio-geologische Forschungen.** Erscheint in den Verhandlungen SNG., 1954.

2. – R. TRÜMPY (Zürich): **La zone de Sion–Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan.** Voir page 315 de ce fascicule.

3. – PAUL BECK (Thun): Neue Gesichtspunkte zum Problem der übertiefenden Gletschererosion. Mit 1 Textfigur.

Die Bedeutung der alpinen Gletscher als Vorrats- und Ausgleichsspeicher unserer Kraftwerke führte unter anderem auch zu vertieften Studien über ihre Fließvorgänge. Ich verweise als Beispiel auf die Publikation von RENÉ KÖCHLIN «Les glaciers et leur mécanisme»¹⁾ hin. Die Untersuchungen dehnen sich jedoch nicht auf die stark übertiefenden Gletscherbetten aus, wie sie von der Hypothese der übertiefenden Glazialerosion vorausgesetzt werden und in der Natur in vielen Fällen angenommen werden müssen. Zu den diesbezüglichen konkreten Fragen gehören die folgenden:

1. Wieso ist ein übertiefender Gletscher imstande, den Felsgrund oberhalb einer bedeutenden Felsschwelle abzutragen und den gelockerten Schutt über das Hindernis hinüberzutransportieren?
2. Wie kommt es, dass scheinbar übertiefte Seebecken von moränenbedeckten Schottern umgeben sind, als ob es keine Gletschererosion gäbe?
3. Wieso lässt die Gletschererosion Riegel stehen?

I.

Das eingehende Studium zweier grosser Erdschlipfe, derjenigen im Kandergrund 1945 und im Eriz 1951, führten den Verfasser auf die hier vorgelegten physikalischen Überlegungen. In beiden Fällen häufte sich im Innern von hohen Schutthängen nach und nach eine sehr plastische Murmasse an, so dass in dieser ein bedeutender hydrostatischer Druck entstand, der schliesslich zum Grundbruch führte. Dabei wurden speziell im Kandergrund auch Übertiefungserscheinungen beobachtet.

Sowohl bei den Schlipfen wie beim alpinen Talgletscher verändert sich die Kohäsion des Materials von aussen nach innen, von konsistent bis flüssig, beim Schlipf infolge der zunehmenden Durchtränkung mit Wasser, beim Gletscher unter dem zunehmenden Eisdruck, so dass die Plastizität über dem Felsgrund am stärksten ist. Der Forscher HANS HESS²⁾ stellte über das Verhalten des Eises unter Druck Versuche an und veröffentlichte die Ergebnisse in Form einer Kurve der Geschwindigkeitszunahme (siehe Fig. 1). Gestützt auf deren Extrapolation auf grössere Eisdicken erhalten wir die Möglichkeit, festzustellen, welchen Flüssigkeitsgrad das Eis bei jeder beliebigen Gletscherdicke erreicht.

Für das Erosionsproblem ist jedoch die Plastizität nur insofern von Bedeutung, als sie über dem Gletscherboden infolge der orographischen Überhöhung des Schmelzgebietes durch die Firnzone einen hydrostatischen Überdruck ermöglicht. Es ist naheliegend, dass die Auswirkungen desselben ganz besonders die flüssigsten Partien des Eises in Bewegung setzen, wenn diese dem Druck nachgeben können.

¹⁾ RENÉ KÖCHLIN: *Les glaciers et leur mécanisme*. Librairie de l'Université F. Rouge & Cie. S. A., Lausanne 1944.

²⁾ HANS HESS: *Die Gletscher*. Friedrich Vieweg und Sohn. Braunschweig 1904.

Während beim Erdschlupf das Wasser einer gegebenen Höhe durch den Druck der Murmasse in die trockene Rinde gepresst wird, bis sie, fast ganz durchtränkt, plötzlich birst, verfestigt sich im Gletscher das Eis mit der Abnahme der Gletscherdicke wiederum, und seine Strömung wird durch den Abschmelzvorgang geregelt. Unter dem einseitigen Überdruck von den höhern Talpartien her bewegt sich die flüssigste Eismasse zwischen den konsistenten Teilen des Gletschers und dem Felsgrund wie in einem Siphon und ist somit imstande, abgetragenes Felsmaterial mitzunehmen und über die Schwellen hinüberzutransportieren.

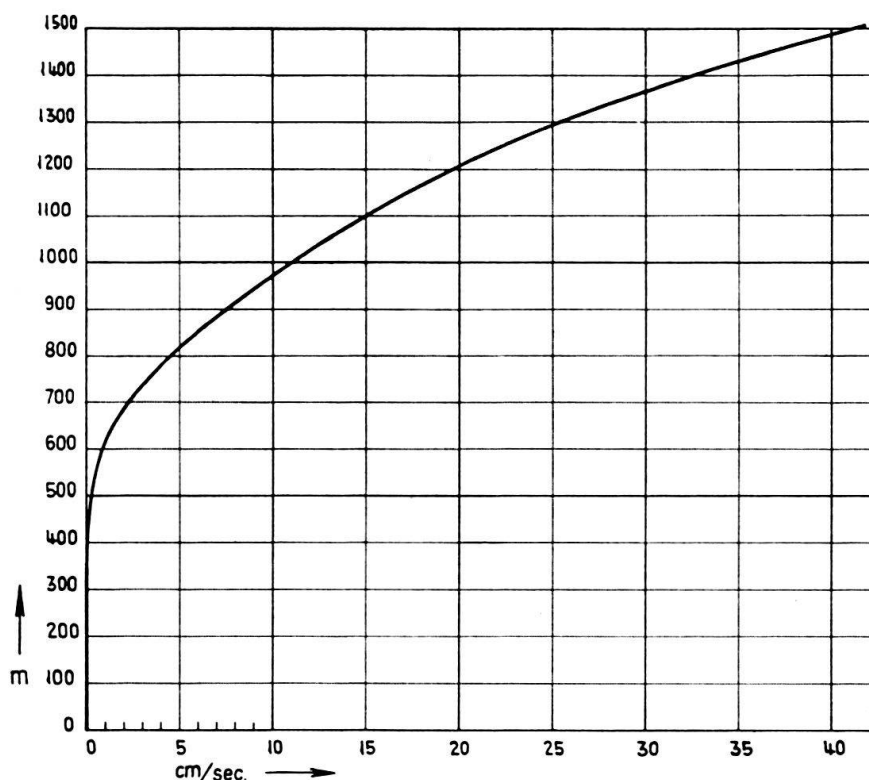


Fig. 1. Ausflussgeschwindigkeit des Eises bei verschiedenen Drucken, dargestellt in cm/sec und Gletschermächtigkeiten nach den Experimenten von HANS HESS.

Da die Experimente und deren graphische Darstellung von H. HESS nur von 0,0–0,7 cm/sec und 0–585 m Eisdicke reichen, wurde die Kurve, um auch die eiszeitlichen Gletschermächtigkeiten zu erfassen, mathematisch extrapoliert und aufgetragen, wodurch zwei stark verschiedene Kurventeile sichtbar wurden.

II.

Am untern Ende des Thunersees und rings um die insubrischen Seen dehnen sich mächtige Deltaschotter aus, die mit Würmablagerungen bedeckt sind. Die Seebecken sind gegenüber dieser Umrandung übertieft. Wieso entfernte der Würmgletscher Schotter und Grundmoräne aus dem Seebecken, während er beide ringsherum liegen liess? Auf diese Frage geben einerseits die Verhältnisse am Thunersee, anderseits die Flüssigkeitskurve des Eises von HESS klare Auskunft. Der Würmgletscher bedeckte die verbliebenen Moränenreste bei Thun maximal mit 600 m Eis, wogegen in der Seewanne Eisdicken bis zu 850 m und mehr herrschten. Ein Blick

auf die Hess'sche Kurve lässt erkennen, dass die Eisgeschwindigkeit am Grunde einer 600-m-Schicht 0,88 cm/sec, unter 850 m jedoch schon 6 cm/sec erreicht und dadurch offenbar der oben dargelegte Vorgang wirksam wird. Eine Eisbedeckung von 600 m scheint in der Glazialerosion einen Grenzwert zu bilden, da unterhalb desselben die Abtragung bedeutend intensiver ist als über demselben.

III.

Während der grossen Kampfzeit um die Glazialerosion wurde von deren Gegnern, zu denen auch der Autor gehörte, immer wieder betont, dass ein Gletscher, der ein Felstal bis zu mehreren Hundert Metern übertiefen könne, auch Schwellen und Riegel aller Art entfernen müsse. Dieses Argument setzt die erosive Wirkung konsistenter Gletscher voraus, die zur Eintiefung von leicht übertiefen Karböden, zur Seebildung in Passtälern und zur Entstehung von flachen Wannen im Abschmelzgebiet genügt. In diesen Fällen wirkt das Eis zwar nicht als starre, wohl aber als konsistente Masse unter dem Druck der oberflächlichen Abflussbewegung. Diese kann jedoch nie der Intensität der hydrostatischen Wirksamkeit im Gletschersiphon unter starkem Überdruck gleichkommen. Traf ein vorstossender Gletscher auf einen Riegel, den die Talbildung aus irgendwelchen Ursachen hatte stehen lassen, dann verminderte dieser örtlich die Eisdicke, damit die Flüssigkeit des Eises und weiterhin die Erosionskraft, während sich diese talaufwärts und -abwärts voll auswirken und übertiefen konnte.

IV.

Überblicken wir die obigen Darlegungen, so geht aus dem Abschnitt I hervor, dass die Siphonwirkung überall dort einsetzen kann, wo der Gletscher genügend dick zu einer wesentlichen Verflüssigung ist und ein einseitiger Überdruck einwirkt. Aus dem Abschnitt II ergibt sich, dass die erosive Gletscherwirkung verschieden ist, je nachdem das Eis mehr oder weniger als 600 m dick ist. Zur Risszeit genügte zum Beispiel der Eisdruck, um im Seeland örtlich solche Vorgänge zu erzeugen und die Seen von Neuenburg, Biel und Murten, aber auch die Talung Grosses Moos–Aarberg–Solothurn zu vertiefen. Überhaupt werden besonders im Mittelland viele Becken- und Hügelformen und ihr Wechsel erklärlich, wenn man sie auf lokale glazial-hydrostatische Vorgänge prüft und auch die Eisdicken älterer Vergletscherungen in Betracht zieht.

Es ist nicht leicht, die beiden sich aus diesen Darlegungen ergebenden Erosionsarten zu bezeichnen. Betont man die wesentlichsten Voraussetzungen der beiden Vorgänge, dann erkennt man als solche für den dünnen Gletscher die Konsistenz seines Eises und für den über 600 m dicken die Wirksamkeit eines hydrostatischen Überdrucks. Es liegt nahe, wenigstens vorläufig, von einer konsistenzbedingten und einer hydrostatisch bedingten Glazialerosion zu sprechen, von denen die erstere heute noch wirkt, die letztere dagegen nur bei den eiszeitlichen Gletscherdicken ihre Voraussetzungen fand.

V.

Es wird verhältnismässig leicht sein, diese Hypothesen versuchsweise auf Gebiete anzuwenden, in denen grosse Unterschiede zwischen den Gletscherdicken

bestehen, wie etwa im Vergleich von Haupt- und Nebentälern oder von tiefen Seebecken mit ihren Umrundungen. Viele Schwierigkeiten stellen sich jedoch der Deutung dort entgegen, wo die geringen Unterschiede von 500 und 700 m Dicke oder ähnliche Beträge, kombiniert mit andern morphologischen Faktoren, in der Natur nur undeutliche Spuren erzeugten. Diese Übergangszone, in der sowohl der Überdruck und die Flüssigkeit des Eises stark abnehmen, das Eis andererseits noch zu weich ist, um wirksam zu schürfen, darf wohl als ein Gebiet mit verminderter Glazialerosion betrachtet werden.

VI.

Überträgt man die bisherigen Ableitungen vom Längsschnitt eines alpinen Talgletschers auf sein Querprofil mit dem berühmten U-Tal, so taucht die Frage auf, ob diese spezifisch eisbedingte Reliefform nicht durch die beiden hier unterschiedenen Erosionsarten erzeugt worden sei. Da die Flüssigkeit des Eises von unten nach oben sehr rasch abnimmt – sie beträgt bei 400 m nur noch 0,05 cm/sec und hört bei 250 m praktisch auf – dürfte sich die Trogkante, die das Einsetzen einer bedeutend intensiveren Erosion bezeugt, schon bei einer wesentlich geringeren Eisdicke als 600 m bilden. Die Rundung eines idealen U-Tales erscheint dann als eine Art Parallele zur HESS'schen Kurve.

Durch geologische Aufnahmen lassen sich in der Schweiz wohl nur noch ausnahmsweise Erkenntnisse, die wesentlich über eine lokale Bedeutung hinausgehen, gewinnen. Dagegen besitzen wir in der Vielfältigkeit unserer glazialen Ablagerungen und Bodenformen reiche Mittel, um die geophysikalischen Einsichten in das Werden und Vergehen kleiner und grosser Gletscher noch gewaltig zu fördern und dadurch auch heute noch Wesentliches zur Erforschung des Quartärs beizutragen.

4. – PAUL BECK (Thun): Regionale Grundlagen für die Gliederung des alpinen Quartärs.

Am vierten internationalen Quartärkongress, der letztes Jahr in Rom und Pisa stattfand, wurde auf Anregung des Leidener Professors VAN DER VLERK eine Korrelationskommission eingesetzt, welche bezweckt, die in verschiedenen Ländern und Gegenden von den Quartärforschern in abweichendem Sinne verwendeten Ausdrücke zu präzisieren und sie, namentlich auch die chronologischen Bezeichnungen, nach Möglichkeit in ein System zu ordnen. In den Vorträgen und Diskussionen zeigte es sich, dass selbst im alpinen Bereich, von dem die Eiszeitgliederung ausging, bezüglich der letztern grosse Widersprüche bestehen. Diese Feststellung sei im Nachfolgenden an drei dem Autor besonders bekannten Gebieten und ihrer widersprechenden Untersuchungsergebnisse erläutert.

Riss–Iller–Lech-Gebiet

Im Riss–Iller–Lech-Gebiet stellten PENCK und BRÜCKNER¹⁾ die Günz-, Mindel-, Riss- und Würmeiszeiten fest, und zwar gestützt auf verschieden hoch gelegene

¹⁾ ALBRECHT PENCK & EDUARD BRÜCKNER: *Die Alpen im Eiszeitalter*. Chr. Herm. Tauchnitz. Leipzig 1909.

und von unten nach oben immer stärker verwitterte Schotterfluren, die teils nur von Moränenspuren, teils jedoch von richtigen Endmoränenwällen ausgehen. Diese beiden Forscher unterteilten, im Terrain durch die äussern und innern Jungmoränen gekennzeichnet, die Würmzeit in ein W I, das den weitesten Vorstoss darstellt, und ein jüngerer, weniger ausgedehntes W II, getrennt durch die Laufenschwankung. BARTL EBERL²⁾ differenzierte ums Jahr 1930 im gleichen Gebiet dieselben Ablagerungen, vermehrt um einige weitere, höher gelegene Schotter und schuf die sogenannte Vollgliederung mit 14 Eiszeiten, eine Auffassung, die zur Zeit namentlich von INGO SCHÄFER³⁾ ausgebaut wird.

Im gleichen Raum veranlassten Löss- und Fliesserdendstudien BÜDEL⁴⁾, FREISING⁵⁾, GRAUL⁶⁾ und WEIDENBACH⁷⁾ dazu, für einen einheitlichen und ungeteilten Würmvorstoss einzutreten, während KNAUER⁸⁾, RATJENS⁹⁾ und SCHÄFER¹⁰⁾ für eine Zwei- oder Dreiteilung plädieren. Das Einheitswürm bedingt für seine Vertreter eine Vermehrung der Risseiszeiten auf 3. Alle genannten Forscher stützen sich auf stratigraphische und morphologische Erscheinungen an den Gletscherändern und in deren Vorland, ohne irgendeine Verknüpfung mit den Ablagerungen der anschliessenden Zungenbecken oder gar mit den Alpentälern.

Aaregebiet

Das bernische Aaregebiet liefert zu dieser Diskussion wertvolle Beweise, indem die Münsingenschotter von den innern Jungmoränen (W II) des Berner Vorstosses unter einer leichten Moränendecke und über den Grundmoränenresten von W I 38 km weit bis innerhalb des Alpenrandes, das heisst bis oberhalb Spiez, reichlich aufgeschlossen sind. Ein typischer Elephasmolar bezeugt das Alter dieser Ablagerungen als Würm- oder Laufenschwankung. Der Eisrückzug bis Spiez beweist ein Abschmelzen des Eises, vertikal gemessen, um 600 m, ein Mass, das auch in andern

²⁾ BARTHEL EBERL: *Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahmen des Lech- und Illergletschers*. Dr.-Benno-Filser-Verlag GmbH., Augsburg 1930.

³⁾ INGO SCHAEFER: *Die donauzeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach*. Geologica Bavaria 19, München 1953.

⁴⁾ JOHANNES BÜDEL: *Die Klimaphasen der Würmzeit*. Die Naturw. 37, Göttingen 1950.

⁵⁾ HANS FREISING: *Neue Ergebnisse der Lössforschung im nördlichen Württemberg*. Jh. Geol. Abt. Wttbg. Stat. La., 1, Stuttgart 1951.

⁶⁾ HANS GRAUL: *Zur Gliederung der mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben*. Eiszeitalter und Gegenwart 2, Oehringen 1952; *Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet*. Geologica Bavaria 18, München 1953.

⁷⁾ FRITZ WEIDENBACH: *Gedanken zur Lössfrage*. Eiszeitalter und Gegenwart 2, Oehringen, Württemberg 1950.

⁸⁾ JOSEPH KNAUER: *Die Ablagerungen der ältern Würmeiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet*. Abh. Geol. L. Unters. Bayer. Oberbergamt, München 1935; *Die sogenannte Vorrückungsphase der Würmeiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgange*. Mitt. Geogr. Ges. München 29, München 1936.

⁹⁾ CARL RATJENS: *Über die Zweiteilung der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorlande*. Pet. Geogr. Mitt. 95, Gotha 1951.

¹⁰⁾ INGO SCHAEFER: *Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riss und Günz*. Abh. Naturk. u. Tierg. Verein, Augsburg 2, 1940; *Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet*. Geologica Bavaria 18, München 1953.

Gegenden angewendet werden kann und beispielsweise ausreicht, um die Laufschwankung im Isar- und Salzachgebiet bis an den Alpenrand zu erklären¹¹⁾.

Über den interglazialen Deltaschottern, die von Hondrich und Wimmis bis nach Bern reichen, schaltet sich unter den immer dicker anschwellenden Hauptwürmmoränen ein mächtiger, älterer Schotter ein, dessen letzte Vorkommen oberhalb Kien und bei Frutigen sich dem heutigen Gamchigletscher bis auf 12 km nähern. Er entspricht der letzten Interglazialzeit.

Das Aaregebiet ist die einzige Gegend in den Alpen, in der sich die beiden letzten grossen Gletscherschwankungen von den Jungendmoränen bis nahe an die heutigen Gletscher, reichlich dokumentiert, nachweisen lassen.

Ein drittes grundlegendes Vorkommen des Aaretals bilden die schon erwähnten vorwürmzeitlichen Deltaablagerungen, die sich, durch Aufschlüsse und Bohrungen reichlich festgestellt, aus dem Alpeninnern durch die ganze Depression des Zungenbeckens hindurch bis unter die Endmoränen erstrecken. Ihre Oberfläche, die den heutigen Thunersee bis zu 70 m überhöht, korrespondiert mit den sogenannten Plateauschottern, einem stellenweise stark zerstückelten Schuttriegel aus Geröllen des Berner Oberlandes, der sich rings um den Ausgang des Aaretals bei Bern in den Raum hinaus erstreckt, der während der letzten Eiszeit vom Rhonegletscher bedeckt wurde. Es handelt sich um die Ausfüllung eines Seebeckens, das beim Eisrückzug hinter Endmoränen und ihren zugehörigen Schottern entstand. Trotzdem es fast unglaublich erscheint, dass dieser Aaresee einzig während der letzten Zwischeneiszeit durch eine Schuttmenge von der Grössenordnung von 3–4 Milliarden m³ aufgefüllt worden sei, sprechen gute Gründe dafür, dass die Schotterbarriere ihre Entstehung dem letzten grossen Eisvorstoss der abnehmenden Risseiszeit verdankt.

Tessingebiet

Im Gebiet des Tessingletscher's erkannte PENCK, dass eine gewaltige Schotterbarriere das Langenseebecken gegen die Poebene absperrt. Er unterschied, ähnlich den frühern italienischen Forschern, Jung- und Altmoränen und erkannte in den mit Ferretto bedeckten, an den Hängen zu Ceppo verkitteten Kiesablagerungen die Deckenschotter wieder, stellenweise durch gekritzte Geschiebe und Blockanhäufungen mit einer ältesten Eiszeit verknüpft. Der Autor¹²⁾ vertritt noch heute, anhand umfangreicher Detailaufnahmen, diese Dreiheit der Grossvergletscherungen. Mit einer solchen stehen auch die Ablagerungen in den französischen Westalpen und die nordische Vereisung in Übereinstimmung. Demgegenüber ergänzt NANGERONI¹³⁾

¹¹⁾ PAUL BECK & ED. GERBER: *Geologische Karte Thun-Stockhorn*. Beitr. geol. K. Schweiz 96, Bern 1925. PAUL BECK: *Geol. Untersuchungen zwischen Spiez, Leissigen und Kien*. Eclogae geol. Helv. 21, Basel 1928; *Bericht über die ausserordentliche Frühjahrsversammlung der Schweiz. Geol. Ges. in Thun*. Eclogae geol. Helv. 31, Basel 1938.

PAUL BECK & ROLF RUTSCH: *Geol. Karte Münsingen-Konolfingen-Gerzensee-Heimberg*. Geol. Atlas Schweiz 21, Bern 1949.

¹²⁾ PAUL BECK: *Insubrische Quartärprobleme*. Nicht veröffentlichter Vortrag a. d. Hauptvers. d. Schweiz. Geol. Ges. in Lugano 1953, über seine geol. Aufnahmen im Mendrisiotto (1:5000) und im Varesino (1:25000).

¹³⁾ GIUSEPPE NANGERONI: *Ril. Geol. del territorio della Prov. di Varese; tavolette Malnate, Varese, Angera*. Real. Ist. Tecn. Varese, 1929–1930; *Carta geol.-geogn. della Prov. di Varese*. Real. Ist. Tecn. Varese, 1932; *I terreni pleistocenici dell'anfiteatro morenico del Verbano e del Varesino*. Atti Soc. It. Sc. Nat. 93, Milano 1954.

diese Serie dadurch, dass er in Seeablagerungen eingeschlossene typische Moränen oder auch in Seetonen eingebettete gekritzte Geschiebe innerhalb des Sees hinter den Deckenschottern als Zeugen einer vierten Eiszeit, des Günz, auffasst. VENZO¹⁴⁾ geht noch weiter und unterscheidet die Quartärablagerungen im Addagebiet nach der Vollgliederung EBERLS im Zeitraum Würm–Günz.

Er interpretiert ferner die pollenanalytisch von F. LONA¹⁵⁾ unter ferrettisiertem Löss und Deckenschotter nachgewiesenen Klimaschwankungen im Schieferkohlenprofil von Gandino–Lefte im Seriotal östlich von Bergamo als Äquivalente von 3 Günz- und 3 Donaueiszeiten, ohne dass direkte Beziehungen zu glazigenen Ablagerungen, die eine stratigraphische oder morphologische Kontrolle erlauben, vorhanden wären. Der Ersatz der wärmeliebenden Pflanzengemeinschaft *Carya* + *Pterocarya* + *Juglans* + *Quercus* + *Ulmus* + *Tilia* + *Zelkova* + *Corylus* + *Carpinus* + *Ostrya* + *Castanea* durch *Pinus* + *Picea* + *Abies* + *Betula* + *Salix* beweist zweifellos Einbrüche kühlerer Zeiten, ebenso das zeitweilige Auftreten von 3 Kälteformen unter einer reichen Diatomeenflora. Da jedoch typische Vertreter der Dryaspflanzengemeinschaft fehlen, bestehen kaum genügend sichere Anhaltspunkte, um aus diesen Beobachtungen das gleichzeitige Vorhandensein von nahen Gletschern, bzw. Eiszeiten, abzuleiten, namentlich dann nicht, wenn die erwähnten wärmeliebenden Arten nicht einmal vollständig verschwunden waren, wie dies für Günz II und Donau III der Fall ist¹⁶⁾.

Was jedem Forscher zwischen Comer- und Langensee einen tiefen Eindruck machen muss, ist die ungeheure Verbreitung von deltaartigen Seeablagerungen innerhalb des Deckenschotterwalles. Die höchstgelegenen Seespuren und die maximalen Erhebungen der Ferrettohochfläche entsprechen einander bezüglich der Höhe, so dass letztere als Abdämmung des die heutigen Seen um 200 m überragenden Wasserbeckens betrachtet werden muss. Der Insubricus¹⁷⁾ entstand, als das Eis der frühesten Vergletscherung, die aus den vorher eisfreien Alpentälern eine ganz ungeheure Menge Schutt heraustransportierte und um ihre Zungen herum ablagerte, abschmolz. Der Rückzug erfolgte nicht überall gleichzeitig. Er setzte dort zuerst ein, wo das Eis die Felsriegel des Ceneri, von Porlezza und Monte Olimpino überschritt und deshalb durch eine Verminderung der Dicke stärker geschwächt wurde als in den tiefen Haupttälern. Darauf reagierte hauptsächlich die Eiszunge, die sich südlich des Luganersees vor den Alpenausgängen von Porto Ceresio, Capolago und Chiasso vereinigt hatte. In diesem Raum treten die höchstgelagerten Deltaschichten auf, und zwar wurde das eisfreie Becken, wie zahlreiche eingelagerte Moränen beweisen, sozusagen ausschliesslich vom zurückweichenden Gletscherrand aus zugeschüttet, wobei auch Wannsen frei blieben, die erst später verlandeten. Diese Areale entwässern nicht nach aussen, sondern zentripetal zum Luganer- und Comersee. Der mächtige Tessinstrom durchsägte die Deckenschotterschwelle um ein Viel-

¹⁴⁾ SERGIO VENZO: *Ril. geomorf. dell'apparato morenico dell'Adda di Lecco*. Atti d. Soc. It. Sc. Nat. 87, 1948. Milano.

¹⁵⁾ F. LONA: *Contributi alla storia della vegetazione e del clima nella Val Padana. Analisi pollinica del giacimento villafranchiano di Lefte (Bergamo)*. Atti Soc. It. Sc. Nat. 89, Milano 1950.

¹⁶⁾ SERGIO VENZO: *Stadi della glaciazione del «Donau» sotto al Günz nella serie lacustre di Lefte (Bergamo–Lombardia)*. Geologica Bavarica 19, München 1953.

¹⁷⁾ Insubricus, vorläufige Bezeichnung des grossen insubrischen Alpenrandsees, der den Langen- mit Luganer- und Comersee verband.

faches rascher als die wasserarme Olona, so dass sich hier der Wasserspiegel relativ schnell senkte und der freigewordene Grund während der grossen Zwischeneiszeit der Ferrettisierung ausgesetzt war, wie ein durch den Regina-Elena-Tunnel aufgeschlossenes Vorkommen südlich des Langensees beweist¹⁸⁾. Während sich die Rissvergletscherung beiderseits der Olona über die Deltaschichten bis auf die ferrettierten Deckenschotter ausdehnte, verschloss sie am Tessin das Durchbruchstal der grossen Interglazialzeit neuerdings und erzeugte dadurch einen zweiten, riesigen See, dessen Spiegel ebenfalls hoch gespannt war und nun ähnlich verlandete wie der Aaresee. Würmmoränen beherrschen das Innere des Verbano-Vareser-Beckens, während sie auf den aus Deltaschottern bestehenden Talböden südlich des Luganer-sees nur geringe Spuren hinterliessen, weil hier das Eis, durch die oben genannten Felsschwellen plötzlich des Zuflusses beraubt, als passive Toteismassen abschmolzen.

Diese drei Beispiele mögen zeigen, wie individuell sich jedes Gletschergebiet verhält und dass es infolgedessen nicht möglich ist, in einem derselben eine Eiszeitchronologie aufzustellen, die für das ganze Alpengebiet Gültigkeit hat. Was PENCK und BRÜCKNER in ihrem klassischen Werk „Die Alpen im Eiszeitalter“ in grossen Linien skizzierten, dürfte heute, da wohl die allermeisten massgebenden Stellen bekannt sind, in der Weise überprüft werden, dass ein aus Vertretern der wichtigsten Forschungsgebiete zusammengesetzter Ausschuss die Beweismaterialien prüft und bestimmt, welche Quartärgebiete für die verschiedenen Probleme vorläufig als massgebende Zeugen zu betrachten sind. Diesem Gremium fiele vor allem auch die Aufgabe zu, den Begriff „Eiszeit“ zu definieren und zu bestimmen, welche Anforderungen bezüglich Beweismaterial im alpinen Raum erfüllt sein müssen, um Ablagerungen irgendwelcher Art mit dieser Qualifikation bezeichnen zu dürfen. In engstem Zusammenhang damit steht auch die Umschreibung der Begriffe „Zwischeneiszeit“ und „Schwankung“ sowie „Stadium“. Bevor diese Bezeichnungen abgeklärt sind und einheitlich angewendet werden, wird es kaum möglich sein, den zu beiden Seiten der Alpen vielfach nachgewiesenen Klimaschwankungen und damit der Quartärgliederung gerecht zu werden. Auf diese Weise sollte es möglich sein, in einigen Jahren eine allgemein gültige Quartärchronologie der Alpen aufzustellen.

¹⁸⁾ LOUIS VONDERSCHMITT: *Vorläufige Orientierung über die geologischen Verhältnisse des Gebiets zwischen Caorezza und Gallina (Turbigo) auf dem rechten Ufer des Ticino*. Unveröffentlichter Bericht aus den Studien über den Langensee-Po-Kanal, 1951.

5. – ALBERT CAROZZI (Genève): **Le Jurassique supérieur récifal du Grand-Salève, essai de comparaison avec les récifs coralliens actuels.**

Les formations coralliennes du Jurassique supérieur du Grand-Salève s'intercalent progressivement dans les calcaires pseudoolithiques du Séquanien supérieur, puis prédominent finalement en donnant lieu à une série sédimentaire rythmique qui comprend le Kimméridgien et la moitié inférieure du Portlandien. Dans cet intervalle stratigraphique les récifs apparaissent périodiquement sous la forme d'amas grossièrement lenticulaires ou irréguliers de calcaires construits contenant dans la plupart des cas des Polypiers en position de croissance. Les amas organogènes ne dépassent pas en général 7 m de hauteur et atteignent 15 à 20 m de longueur pris

isolément. Ces récifs sont précédés et suivis par des successions de calcaires clastiques et zoogènes faiblement triés dont les composants organiques fournissent de précieuses indications bathymétriques décrites ailleurs (CAROZZI, 1954).

Le phénomène récifal s'achève brusquement par l'apparition de calcaires détritiques très grossiers, oolithiques et pisolithiques par places et pouvant contenir des lentilles conglomératiques. L'absence de particules fines, la forte usure et le triage avancé des éléments, tous arrachés aux récifs, témoignent d'une importante phase de démantèlement dans la zone de balancement des marées. Ce faciès de destruction qui correspond au Portlandien moyen et supérieur ménage le passage aux faciès lacustres du Purbeckien.

Il nous a semblé intéressant, vu la rareté des études consacrées à ce sujet, de tenter une comparaison entre les récifs du Jurassique supérieur du Grand-Salève et les formations coralliennes actuelles malgré que nous sachions pertinemment que bien des données essentielles font encore défaut dans les deux cas (TWHENHOFEL, 1947).

Les bassins de sédimentation où se développent de nos jours les édifices coralliens possèdent des traits structuraux très prononcés; ils sont apparemment soumis à une lente subsidence (FAIRBRIDGE, 1950; UMBROVE, 1947). En raison des conditions physico-chimiques particulières exigées par les Coralliaires, les récifs ne prennent naissance qu'en des endroits rigoureusement déterminés. Leur évolution, tout aussi étroitement délimitée, aboutit à un nombre assez restreint de types. Le 90% de ceux-ci sont des récifs-frangeants, récifs-barrières et atolls, les autres variétés sont des «table-reefs» et des «patch reefs». A l'exception du premier type, l'établissement corallien apparaît toujours discordant sur une plateforme sous-marine. Malgré ces conditions particulières, les formations récifales actuelles contrôlent la sédimentation de surfaces océaniques considérables.

Quel que soit le type de récif, sa morphologie générale, déterminée par les courants marins et atmosphériques, se caractérise toujours par une très nette disharmonie. Le développement superficiel se traduit par une zonation annulaire ou longitudinale à la fois morphologique et structurale. Cette zonation, caractère le plus extraordinaire des récifs actuels, résulte de la remarquable adaptation des Coralliaires aux divers micro-milieus d'un récif mûr et provenant de la profondeur, de l'action des vagues, des vents dominants, etc.

L'activité organique d'un récif est sans cesse soumise aux nombreuses attaques de l'érosion marine et des organismes perforants. La sédimentation sableuse qui résulte de l'ensemble de ces phénomènes est complétée par une abondante précipitation de carbonate de chaux due à la photosynthèse des Algues et par la formation, largement distribuée, des oolithes.

Le développement vertical des Coralliaires, limité par le niveau de la marée basse, se traduit par des surfaces nécrosées au sommet des colonies, que les tempêtes destructrices débitent du reste en blocs énormes roulés par les vagues sur les parties abritées.

Dans la phase de sénilité des récifs, les sables grossiers provenant des phénomènes de désagrégation, s'accumulent sur les parties les plus évoluées, abritées et les transforment en îles sableuses. Le récif actif est ainsi déporté peu à peu vers l'extérieur, tandis que les lagons internes se combleront de sédiments fins.

Les principaux caractères des récifs actuels ayant été rappelés, voyons dans quelle mesure ils sont observables dans les récifs du Jurassique supérieur du Grand-

Salève. Notons en passant que les faits qui vont être évoqués ci-dessous sont presque semblables, points par points, à ceux qui ont été signalés dans les études relatives aux récifs siluriens et dévoniens (HADDING, 1941, 1950; LECOMPTE, 1938).

Dans l'état de nos connaissances, les récifs du Jurassique supérieur du Grand-Salève se distinguent des récifs coralliens actuels par un certain nombre de caractères importants qui vont être énumérés ci-dessous :

Leur morphologie apparaît plus simple, harmonieuse, avec un développement homogène dans toutes les directions, traduisant un état d'équilibre. Leur forme sub-circulaire montre que, contrairement aux accroissements organiques de la zone du ressac, ils peuvent s'accroître sans contrainte, à l'abri de l'action des forts courants marins et atmosphériques. Rien ne rappelle les complexes édifices actuels des récifs frangeants, des barrières ou des atolls. Leur structure interne homogène, exempte de différenciation, trahit une évolution simple et curieusement uniforme; de même leur développement vertical régulier, ne témoigne d'aucun déplacement latéral au cours de la croissance. Il y a absence complète d'une phase sénile se traduisant par des dépôts oolithiques, des précipitations massives de carbonate de chaux (tuf corallien), des traces importantes de démantèlement ou d'érosion, des terrasses d'abrasion et enfin des nécroses étendues au sommet des colonies. Ces caractères de sénilité, si typiques dans les récifs des mers tropicales actuelles, font défaut; rien, même dans la partie supérieure des lentilles ne révèle les conséquences d'une exposition à l'air ou d'un arrêt dans le développement vertical. On sait que de telles conditions se traduisent par un aplanissement ou une extension horizontale importante et par des colonies à tête nécrosée dont le développement superficiel forme ces larges plateformes si caractéristiques près du niveau de la marée basse. L'action détritique périrécifale apparaît dans l'ensemble plus étendue qu'au voisinage des récifs actuels, mais n'affecte que les structures les plus fragiles, car les arborescences cassantes des Coralliaires lui ont pratiquement échappé. Les brèches et les conglomérats récifaux font défaut, les calcaires clastiques observés ne possédant que des éléments anguleux dont la taille ne dépasse pas 5 mm représentent tout au plus des sables coralliens grossiers.

Insistons enfin sur trois derniers caractères: L'absence ou la faible importance du classement des produits de la désagrégation périphérique; le rôle nul des organismes perforants dans la destruction des masses coralliennes et enfin l'absence de manifestations adaptives importantes chez les Coralliaires, leur taille relativement petite et la pauvreté des espèces pour un nombre considérable d'individus.

Cependant, si nous avons insisté sur les différences entre récifs anciens et actuels, il convient de noter certaines analogies que les récifs étudiés présentent avec les «patch reefs» actuels (CLOUD, 1952). Ceux-ci se présentent comme des structures organogènes relativement petites et presque équidimensionnelles, à forme et à structure simple, qui peuvent se développer dans plusieurs milieux, en particulier les lagons d'atolls, les zones protégées du ressac des récifs-barrières et enfin les plateformes sous-marines protégées ou situées à des profondeurs suffisantes pour être hors d'atteinte de la forte agitation des vagues. Les «patch reefs» ne constituent jamais d'îles et n'émergent temporairement qu'à marée basse. Leur forme sub-circulaire indique que, contrairement aux développements organiques de la zone du ressac, ils peuvent s'accroître dans toutes les directions et sans aucune contrainte.

Ces analogies paraissent avoir frappé certains auteurs qui pensent que les « patch reefs » ont été le type prédominant dans les anciennes mers épicontinentales de l'Amérique du Nord où ils ont réalisé des aspects tout à fait identiques à ceux qui se développent de nos jours dans les eaux peu profondes des lagons du Pacifique.

De l'ensemble de tous ces caractères, il paraît justifié d'admettre que les récifs étudiés ici se sont constitués dans un milieu sédimentaire calme, situé en dehors de l'influence des courants marins et atmosphériques, comme le montrent leur morphologie simple et harmonieuse, leur structure homogène, la régularité et l'absence de classement des roches encaissantes, la pauvreté relative des espèces. Ces conditions permettent d'autre part d'abondantes colonies, limitent le nombre des espèces et s'opposent à l'étalement et au classement des produits de désagrégation; elles déterminent enfin une évolution simple et étonnement uniforme de tous les édifices récifaux.

En résumé, les récifs étudiés ne se sont jamais constitués, ni terminés à proximité de la surface de l'eau. Cependant tout semble indiquer que les masses organogènes n'ont pu réaliser une évolution naturelle, leur développement ayant été régulièrement décroissant comme si le milieu s'était révélé de plus en plus néfaste dans les périodes qui suivaient leur établissement et les avait empêché d'atteindre la sénilité. Il s'agit là d'une conséquence de l'instabilité tectonique; en effet, l'examen de l'ensemble de la série récifale montre que l'établissement des Coralliaires s'est toujours produit dans la partie terminale des phases de soulèvement lent des rythmes auxquelles ont toujours succédé des phases de subsidence rapide qui ont provoqué d'une part l'anéantissement des colonies bien avant qu'elles aient pu atteindre leur plein développement et, d'autre part, leur enfouissement sous des sédiments à faciès plus profond. Une seule exception est constituée par l'important soulèvement qui a mis fin au phénomène récifal en le conduisant dans un milieu très peu profond et agité dont les conditions physico-chimiques ne correspondaient plus à celles de son existence. Ce soulèvement a été assez rapide pour que les récifs n'aient pas eu le temps de se développer latéralement ou même de subir d'importantes nécroses superficielles. Une telle évolution géologique n'est pas unique, car les récifs siluriens de l'île de Gotland (HADDING, 1941) disparurent dans des conditions tout à fait analogues.

Bibliographie

- CAROZZI, A. (1954): *Sédimentation rythmique en milieu corallien - Le Jurassique supérieur du Grand-Salève*. Arch. Sc. Genève, 7, 65-93.
- CLOUD, P. E. (1952): *Facies relationships of organic reefs*. Bull. Am. Assoc. Petr. Geol. 36, 2125-2149.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1950): *Recent and Pleistocene coral reefs of Australia*. J. Geol. 58, 330-401.
- HADDING, A. (1941): *The Pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden, VI, Reef limestones*. Lunds Univ. Arsskrift [N.F.], Avd 2, 37, 10.
- (1950): *Silurian reefs of Gotland*. J. Geol. 58, 402-409.
- LECOMPTE, M. (1938): *Quelques types de «récifs» siluriens et dévoniens de l'Amérique du Nord - Essai de comparaison avec les récifs coralliens actuels*. Bull. Musée Hist. nat. Belgique, Bruxelles, 14, n° 39.
- TWENHOFEL, W. H. (1950): *Coral and other organic reefs in geologic column*. Bull. Am. Assoc. Petr. Geol. 34, 182-202.
- UMBROVE, J. H. F. (1947): *Coral reefs of the East Indies*. Bull. Soc. Geol. Am. 58, 729-778.

6. – T. HAGEN (Kathmandu): **Über räumliche Verteilung der Intrusionen in Zentralnepal.** Erscheint in den Schweiz. Min. Petr. Mitt. 34/2, 1954.

7. – W. OBERHOLZER (Samstagern): **Die nördliche und südliche Sedimentbedeckung des westlichen Gotthardmassivs.** Erscheint in den Schweiz. Min. Petr. Mitt. 34/2, 1954.

8. – NICOLAS OULIANOFF (Lausanne): **Ecrasement sans trituration et mylonitisation des roches.**

Pour donner à mon exposé une netteté suffisante, je trouve utile de commencer par quelques définitions des termes qui se rapportent aux phénomènes, par ailleurs, assez bien connus.

Quand le géologue examine, sur le terrain ou encore dans une galerie, une zone faible, dans laquelle la roche se disloque sous l'effet d'un moindre choc de marteau, il attribue le phénomène observé à l'effet des cassures, et encore plus exactement des failles. Il laisse alors délibérément, à l'écart, un autre groupe de cassures, les *diaclasses*. Ces dernières sont des cassures, qui n'ont été accompagnées d'aucun mouvement réciproque des deux lèvres. Pour cela même, les diaclasses sont des cassures béantes. Leur origine n'est qu'une manifestation de la détente, qui se produit dans une masse rocheuse soumise, antérieurement, à une contrainte réalisée dans toute l'ambiance (condition quasi-hydrostatique). La masse rocheuse ne s'écrase donc pas suivant le plan des deux lèvres d'une *diaclasses*.

Les failles, par contre, sont accompagnées de l'écrasement produit par le frottement des deux lèvres qui se déplacent réciproquement. Toutefois cette action sur la roche n'est pas comparable à l'écrasement d'un cube taillé dans une roche et placé sur le plateau d'une presse hydraulique au laboratoire d'essai des matériaux. Lors de cette dernière opération la pression réagit perpendiculairement aux deux faces opposées du cube. On reproduit dans ce cas, effectivement, un écrasement pur et simple, sans que se réalise un frottement entre les morceaux séparés de la roche ou les grains minéraux isolés (N. OULIANOFF 1942).

Dans le cas d'une faille, le vecteur qui exprime la force orogénique est toujours décomposable. Une des composantes est perpendiculaire au plan de la faille. Son effet s'exprime alors par un écrasement simple. Mais, la seconde composante, perpendiculaire à la première et se trouvant dans le plan de la faille, détermine la trituration des minéraux qui composent la roche. Pendant cette mouture (mylonitisation) les cristaux s'entrechoquent et se cassent. La « farine » minérale produite ainsi, joue le rôle d'un milieu protecteur pour quelques débris de cristaux qui échappent, de ce fait, à la trituration totale.

Les failles sont particulièrement bien visibles dans le cas où leur plan coupe à un angle à peu près droit celui de la stratification (roches sédimentaires ou métamorphiques). La valeur du rejet donne alors une idée de l'importance de la trituration subie par la masse rocheuse au voisinage des deux lèvres.

Mais le plan de la faille peut aussi occuper des positions fort diverses par rapport au plan de la stratification. Celle qui est totalement opposée à la perpendicularité, est la position du parallélisme complet entre le plan de la stratification et celui de la faille. Dans ce cas, extrêmement fréquent (plis-failles), la trituration s'exprime par un développement particulier du plaquetage. La schistosité se confond alors avec la stratification.

La trituration n'est qu'un degré très avancé du broyage, ce dernier débutant, dans le cas général, par la formation de brèches, grossières pour commencer, et puis de plus en plus fines. Son terme extrême est celui que P. TERMIER appelait «purée parfaite» (P. TERMIER et J. BOUSSAC, 1911). Pour cet auteur, tous les stades de broyage et de trituration représentent divers degrés du même phénomène, qu'il désigne sous le terme de mylonitisation.

Cependant, C. LAPWORTH qui a introduit dans la littérature géologique le terme de «mylonite» (C. LAPWORTH, 1885) en donne la définition suivante: "Mylonite may be described as microscopic friction breccias with fluxion texture, in which the interstitial dusty, siliceous and kaolinitic paste has only crystallized in part."

Donc la mouture de la roche doit être poussée d'après cette définition jusqu'à l'état aphanitique et à la structure fluidale, produite par la lamination. Cette masse aphanitique ne peut être analysée qu'à l'aide du microscope, et encore, même cet instrument ne suffit pas pour distinguer les éléments constitutifs de la pâte fine.

La définition donnée dans le travail bien connu de P. QUENSEL (1916) s'appuie sensiblement sur celle de LAPWORTH.

Il est important de remarquer que "the pulverization must have occurred under such conditions that the rock retains its coherence" (WATERS, 1935, p. 475). Nous reviendrons plus bas à cette question.

Mais le terme de mylonite n'est plus utilisé, à présent, avec la même netteté que Lapwroth lui a donnée.

Ainsi P. TERMIER abandonne complètement la précision de la définition initiale quand il dit:

«Comme tous les tectoniciens, nous appelons mylonite toute roche écrasée, qu'elle qu'ait été sa nature originelle et quel que soit le type de son écrasement.» (P. TERMIER et E. MAURY, 1928.)

Voici, pour compléter, encore une autre définition:

«Mylonite entstehen durch Zertrümmerung oder Kataklyse des Kornes aus beliebigen Gesteinen und können Produkte rein mechanischer Metamorphose sein. Die Gefüge sind meistens brekziös, d. h. die Gesteinsmasse besteht aus eckigen Bruchstücken, aber von sehr wechselnder Ausbildung, je nachdem gleichzeitig mit oder nach der Zertrümmerung auch noch Umkristallisation stattgefunden hat» (P. ESKOLA, 1939).

Comme celle de P. TERMIER, cette définition est vague et embrasse tous les cas d'écrasement, les brèches grossières y comprises.

On se demande, dans ces conditions, s'il fallait vraiment introduire dans le vocabulaire géologique un nouveau terme (mylonite).

Cependant il y a de nombreux auteurs qui n'acceptent pas cette extension démesurée de la signification du terme «mylonite». Ils cherchent à rendre la termino-

logie plus souple et plus adéquate au phénomène de l'écrasement des roches. On a créé, même, dans ce but, de nouveaux termes, comme par exemple, la *cataclasite* (GRUBENMANN et NIGGLI, 1924) pour les microbrèches à l'échelle de minéraux sans structure fluidale, la *protomylonite* (BACKLUND, 1918) pour la brèche en général, l'*ultramylonite* (STAUB, 1915) terme correspondant à la *purée parfaite* de TERMIER.

D'autre part, on rencontre aussi, de temps en temps, les définitions qui ramènent le lecteur à la signification initiale du terme employé.

Voici, par exemple, un passage du travail de G. CRICKMAY paru en 1933: "The term 'Mylonite' denotes a microbreccia produced by nearly complete micro-granulation of the component mineral grains with or without a banded structure; and in which porphyroclasts are commonly present in a fine grained groundmass that is predominantly cataclastic."

Les passages suivants tirés d'un travail de A. C. WATERS and CH. D. CAMPBELL (1935) dénotent la même manière de voir:

"It is seldom possible to establish the nature of mylonites without the aid of the microscope."

"In hand specimens they may bear a very close resemblance to slate, phyllite, altered banded lava, quartzite, graywacke chert, and other kinds of rock."

Toutes ces définitions font ressortir l'intervention du facteur mécanique, qui a produit une extrême trituration. Dans la «purée parfaite», les minéraux constitutifs ne conservent pas leur forme cristallographique, ni, à plus forte raison, leur position, leur orientation initiale que l'on aurait constatée dans la roche avant qu'elle soit atteinte par l'écrasement. On s'étonnera alors qu'un pétrographe comme TURNER puisse exprimer des regrets que la méthode par utilisation de la projection stéréographique reste inutilisable pour l'étude des mylonites.

"Measurement of mineral orientation in mylonites is usually attended by difficulties arising from the fine-grained condition of the material to be investigated." (TURNER, 1948.)

Mais de quelle orientation des minéraux parle ici TURNER? Les mylonites, ne sont-elles pas les produits d'une trituration? Et si l'on désire établir l'orientation du plan dans lequel la trituration s'effectuait, elle correspond à l'orientation des bandes de couleurs différenciées par suite de la variation initiale de la composition minéralogique et du degré d'écrasement qui n'est pas nécessairement le même dans toute l'épaisseur de la zone considérée.

Ces dernières années, on utilise de plus en plus fréquemment la méthode de la restitution de la géométrie des grandes masses rocheuses au moyen de l'examen sous le microscope. Les exagérations dans l'application de cette pratique conduisent les auteurs aux soit-disant découvertes comme, par exemple cette constatation que l'anisotropie, dans les roches naturelles, est une règle tandis que l'isotropie n'est qu'un cas exceptionnel (E. CLAR, 1950).

Or, chaque géologue de terrain, suffisamment attentif, a maintes occasions de le constater par ses observations directes et à l'échelle du terrain même. Pour le confirmer, il n'a pas besoin de recourir au microscope.

Revenons, maintenant, au cas d'un écrasement simple, sans trituration.

Les ingénieurs-constructeurs font parfois des pénibles expériences lors du percement de souterrains dans les Alpes, notamment en rencontrant des zones caractéri-

sées par le matériel qu'ils considèrent comme «dolomie pulvérulente». En effet, la première particularité frappante de ce matériel réside dans l'absence à peu près complète de cohésion entre les grains minéraux constitutifs. Le matériel en question se trouve, par conséquent, à l'état meuble, à l'état de sable. Il «coule» facilement et peut obstruer la galerie. L'examen de ce matériel montre qu'il s'agit de grains minéraux de diamètre homogène et que, de plus, ces grains ne sont pas arrondis, mais présentent des arêtes tranchantes et des faces souvent nettement cristallographiques. S'agit-il dans tous ces cas de la «dolomie pulvérulente»? En réalité, ce terme ne couvre pas la généralité du phénomène. Le matériel meuble «pulvérulent» qui compose les zones fluantes n'est pas nécessairement de la dolomie, mais peut être, également, de la calcite ou du quartz. L'examen sur le terrain montre que ce matériel pulvérulent est le même que celui des roches encaissantes et qu'il est localisé dans les zones d'écrasement.

Cependant, cet écrasement n'a pas été accompagné de trituration. On le constate par une étude comparative de la composition minéralogique et de la forme des grains minéraux sur les échantillons prélevés, d'une part dans la zone d'écrasement, et de l'autre dans la roche encaissante. Les formes des grains minéraux et leur diamètre moyen sont identiques dans les deux cas (N. OULIANOFF, 1942).

Par conséquent, la masse rocheuse n'a pas passé par une trituration lorsqu'elle subissait l'effet de l'écrasement. Ce dernier avait été réalisé dans des conditions comparables à celle d'un essai au moyen d'une presse hydraulique. Autrement dit: le vecteur-pression orogénique se trouvait en position perpendiculaire au plan de la zone écrasée. Ce mécanisme a, pour effet, la séparation des grains minéraux, les uns des autres. La cohésion entre les grains étant détruite, la roche compacte devient une masse meuble. Vu l'absence de translation parallèle au plan de la zone écrasée, la trituration, ou la mouture, ne se réalise pas, et, par conséquent, la transformation en mylonite, non plus.

En conclusion, je trouve que dans l'intérêt de l'affinement des analyses tectoniques, il s'impose de distinguer entre le phénomène de la mylonitisation des roches (écrasement avec trituration) et celui de l'écrasement sans trituration.

Notons que la seconde espèce d'écrasement rend toujours incohérente la masse écrasée. Par contre, la mylonitisation favorise, dans certains cas, la formation d'une roche encore plus compacte que la roche originelle. REINHARD et PREISWERK (1927) ont donné un exemple de ce phénomène, remarquable par sa clarté. Il s'agit du granite du massif des Aiguilles Rouges et de la mylonite qui en provient. La densité du premier est de 2,67; tandis que la mylonite est caractérisée par une densité de 2,73. Et cette reconstitution de la roche se fait sans recristallisation visible. Du moins, dans la plupart des cas, l'analyse la plus minutieuse, sous le microscope, ne réussit pas à le révéler.

Publications citées

- BACKLUND, H. (1918): *Petrographische Studien an Taimyrgesteine*. Geol. För. Förh. Stockholm.
 CLAR, E. (1950): *Über die Anisotropie von Gestein und Fels*. In „Internationale Fachtagung für Gebirgsdruckfragen im Bergbau und Tunnelbau“ (Leoben, 1950).
 CRICKMAY, G. (1933): *The occurrence of mylonites in the crystalline rocks of Georgia*. Am. J. Sc. 226, p. 161-177.

- ESKOLA, P. (1939): Dans „*Die Entstehung der Gesteine*“ de BARTH, CORRENS & ESKOLA, p. 276.
- GRUBENMANN, U., & NIGGLI, P. (1924): *Die Gesteinsmetamorphose*. pp. 219–223.
- LAPWORTH, C. (1885): *The Highland controversy in British geology: its causes, course and consequences*. Nature, 32 pp. 558–559; and Report of Brit. Assoc. Aberdeen, p. 1025.
- OULIANOFF, N. (1942): *Effet de l'écrasement naturel et expérimental des roches*. Bull. labor. géol., minéral., géophys. et musée géol. n° 76, Lausanne.
- QUENSEL, P. (1916): *Zur Kenntnis der Mylonitbildung, erläutert an Material aus dem Kebnekaise-gebiet*. Bull. geol. Inst. Upsala, 15, pp. 91–116.
- REINHARD, M., & PREISWERK, H. (1927): *Über Granitmylonite im Aiguilles Rouges Massiv (westl. Wallis)*. Verh. Naturf. Ges. Basel, 38.
- STAUB, R. (1915): *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge*. Vjschr. nat. Ges. 60, Zürich.
- TERMIER, PIERRE, & BOUSSAC, J. (1911): *Sur les mylonites de la région de Savone*. C. R. Ac. sc. 152, pp. 1530–1536.
- TURNER, F. J. (1948): *Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks*. Geol. Soc. Amer. Mem. 30.
- WATERS, A. C., & CAMPBELL, CH. (1935): *Mylonites from the San Andreas fault zone*. Am. J. Sc. 229, pp. 473–503.
-

9. – E. GEIGER (Hüttwilen): **Gerölluntersuchungen im Rheingletschergebiet**.
Kein Manuskript eingegangen.

10. – J. P. PORTMANN (Cornaux): **Etude pétrographique de quelques moraines wurmiennes du glacier du Rhône**. Paraîtra dans les Actes S.H.S.N., 1954.
