

Ire partie, Minéralogie et pétrographie

Autor(en): **[s.n.]**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **9 (1906-1907)**

Heft 5

PDF erstellt am: **22.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-156604>

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.

Edmond Juillerat est né à Sornetan (Jura bernois) le 6 mars 1871. Après avoir étudié à l'école normale de Porrentruy, il se consacra à l'enseignement, commençant par l'école primaire pour devenir bientôt, en 1891, maître de sciences naturelles à l'école normale de Porrentruy, et peu après, en 1893, maître de physique et mathématiques au Gymnase de Bienne.

Son travail ne l'empêcha jamais de poursuivre son instruction personnelle et ses recherches dans le domaine de la stratigraphie du Jura. C'est ainsi qu'il s'associa aux études faites par M. Rollier et M. Baumberger sur le Jurassique et le Crétacique inférieur et qu'il fit dans ce domaine de nombreuses observations; c'est ainsi qu'il fréquenta aussi, de Bienne, les cours de l'Université de Berne. Son zèle et son intérêt pour les sciences naturelles et la géologie en particulier l'amènèrent jusqu'au doctorat, mais, à peine avait-il fait ce dernier effort, que la maladie, suite d'excès de fatigue, le terrassa. Quelques semaines plus tard il était mort, avant d'avoir vu paraître le principal fruit de son activité, les « Relations entre le Malm du Jura central et celui du canton d'Argovie, » qui ont été publiées récemment par les *Archives de Genève*.

1^{re} PARTIE — MINÉRALOGIE ET PÉTROGRAPHIE

Minéralogie.

Cristallographie. — M. F. PEARCE (5), se basant sur une discussion mathématique développée, a montré tout le parti qu'on peut tirer de la détermination des isogyres et ceci particulièrement dans l'examen des coupes, dont la minceur rend en général difficile la fixation des isochromates. Il a proposé une nouvelle méthode, qui permet de reconnaître, dans des cas où d'autres moyens n'aboutissent pas, le caractère de la biréfringence, méthode qui est basée sur le déplacement inégalement rapide dans le champ des deux branches hyperboliques des isogyres.

Description des minéraux. — M. H. BAUMHAUER (2) a étudié en détail plusieurs associations d'hématite et de rutile; il a constaté ainsi que, comme on l'a admis jusqu'ici, l'une des

faces du deutéropisme du rutile ($\infty P \infty$) coïncide avec la base de l'hématite; par contre, les grands axes des cristaux de rutile forment avec l'arête OR : R de l'hématite un angle non de 90° , mais de $87^\circ 50'$. Cette inclinaison amène une face de la deutéropyramide du rutile à coïncider à $37 \frac{1}{2}'$ près avec une face du deutéropisme de l'hématite, de sorte qu'il semble que l'orientation des cristaux de rutile, subissant deux influences directrices discordantes, s'est faite dans une position intermédiaire.

M. C. SCHMIDT (6) a noté la présence dans les argiles quaternaires de Noranco, près de Lugano, de petites concrétions en forme de batonnets ou de tablettes qui, sous le microscope, se révèlent comme des **agrégats de Vivianite** relativement fraîche et pure. L'analyse chimique de ces formations a donné: P_2O_5 24.56 %, FeO 21.83 %, Fe_2O_3 11.56 %, H_2O 22.15 %, MgO 5.76 %, $Ca CO_3$ 2.50 %, résidu insoluble dans HCl 13.15 %.

Les dolomies minéralisées du **Binnenthal** continuent à être exploitées activement et de nouvelles trouvailles donnent lieu constamment à de nouveaux travaux. C'est ainsi que M. R.-W. HARRE (4) signale parmi les **hématites** des types de cristallisations nouveaux: l'un, représenté par plusieurs cristaux de 8 mm. de diamètre, est tabulaire suivant (0001) et montre les faces de $(22\bar{4}3)$ $(10\bar{1}1)$ et d'un scalénoèdre nouveau qui correspond probablement à $(10. 5. \bar{1}5. 12)$; l'autre représenté par un seul échantillon de 15 mm. de diamètre, possède aussi une grande face (0001) et sur la périphérie des faces fortement prédominantes de $(22\bar{4}3)$ avec de plus petites faces de $(10\bar{1}1)$ et $(24\bar{6}5)$.

Dans la même publication M. Harre décrit des cristaux d'**anatase** du Binnenthal, qui se rattachent aux divers types distingués par Klein, tout en offrant quelques particularités intéressantes. L'un de ces cristaux est pyramidal avec prédominance de (113) et montre en outre (335) et (111). Un autre, délimité surtout par (117) (101) et (100) possède en outre les faces de (119) (113) (111) (331) (110) (103) et (45. 36. 50). Deux échantillons, caractérisés par la prédominance de (335) et la présence de (100) (101) (113) (532) montrent une face nouvelle (5. 5. 29). Une face (5. 5. 43) a pu être déterminée sur un individu, tandis que les faces (63. 3. 14) et (180. 3. 20) semblent exister sur d'autres cristaux.

M. R.-H. SOLLY (7) a donné une description d'ensemble des carrières du Lengenbach ouvertes dans les dolomies du Binnenthal. Après avoir refait l'histoire de leur exploitation et rappelé les noms des minéralogistes qui y ont été mêlés : Des Cloiseaux, G. von Rath, Baumhauer, il montre que, tandis qu'on ne connaissait en 1898 que 18 espèces de minéraux du Lengenbach, on y a découvert depuis 35 autres espèces, dont 20 étaient nouvelles; de ces dernières 9 purent être dénommées et caractérisées, 2 sont des pseudomorphoses et les autres n'existaient qu'en trop petite quantité pour pouvoir être exactement étudiées. En 1906 l'exploitation a mis à découvert les minéraux intéressants suivants : beaux individus de Trechmannite, cristaux de Baumhauerite curieusement striés et ployés, un grand individu de Seligmannite, une macle de Jordanite selon (301), une macle de Dufrenoyite selon (001), des pseudomorphoses de dolomie et de Baumhauerite d'après de la scapolithe.

M. C.-O. TRECHMANN (10) a eu l'occasion d'étudier deux cristaux particulièrement bien formés de **Sartorite** provenant du Binnenthal. Tous deux sont nettement monocliniques avec $a : b : c = c : b : a$ de v. Rath = 1.27552 : 1 : 1.19487 et $\beta = 77^\circ 48'$. L'un des individus est maculé suivant 100. 87 formes cristallographiques ont été constatées sur ces deux cristaux, dont 35 sont des pyramides. Les mesures d'angles que M. Trechmann a faites dans la zone des prismes des individus en question concordent suffisamment bien avec celles faites sur d'autres échantillons de Sartorite pour faire supposer qu'il s'agit bien d'un même minéral; mais il n'en est plus de même pour les autres zones où soit les formes, soit les angles montrent de curieuses particularités et, étant donnée la rareté des bons cristaux, on doit se demander si l'on n'a pas réuni sous un même nom plusieurs minéraux ayant entre eux des relations d'ordre morphotropique.

M. R.-H. SOLLY (8) a caractérisé plusieurs minéraux provenant de la même région, en se basant en partie sur les travaux de MM. Prior et Hutchinson.

La **Hutchinsonite**, récoltée dans la dolomie du Lengenbach, est un sulfarséniure de thallium, plomb, argent et cuivre, dont la teneur en thallium s'élève à environ 20 %. Elle cristallise dans le système rhombique avec $a : b : c = 0.8175 : 1 : 0.7549$, formant de petits prismes plats. Couleur noire rougeâtre; faible translucidité; clivage suivant (100). Les

formes suivantes ont été observées : (100) (010) (001) (850) (870) (110) (780) (310) (580) (120) (380) (140) (180) (502) (201) (302) (101) (304) (102) (104) (011) (322) (111) (344) (122) (144). Ces cristaux sont intimement associés à la Sarcotorite et à la Rathite.

La **Smithite** est un minéral monoclinique avec $a : b : c = 2.2309 : 1 : 1.9657$ et $\beta = 78^\circ 47 \frac{1}{2}'$, qui cristallise en pyramides d'aspect hexagonal tronquées par la base. Couleur rouge-clair; éclat brillant; translucidité accusée; association généralement avec la Hutchinsonite. Les formes observées sont : (100) (001) (101) (10 $\bar{1}$) (411) (311) (211) (322) (111) (355) (011) (51 $\bar{1}$) (41 $\bar{1}$) (21 $\bar{1}$) (11 $\bar{1}$) (21 $\bar{2}$). Le clivage est très net suivant (100); la formule est égale à Ag As S_2 .

La **Trechmannite** forment de petits cristaux rouges sur la Baumhauerite du Lengenbach; elle cristallise dans le système hexagonal rhomboédrique avec $a : c = 1 : 0.6556$. Les formes constatées sont (111) (000 $\bar{1}$) (100) (21 $\bar{2}$) (31 $\bar{3}$) (24 $\bar{6}$ 1) (1 $\bar{1}$ 0) (1120) (21 $\bar{1}$) (52 $\bar{7}$) (3140) (325) (7180).

La **Marrite** est un minéral voisin de la Binnite, dont un seul groupe de petits cristaux a été trouvé dans la dolomie du Lengenbach. Elle cristallise dans le système monoclinique avec $a : b : c = 0.57634 : 1 : 0.47389$ et $\beta = 88^\circ 45'$; ces cristaux ont une forme cubique et sont très riches en faces; couleur gris de plomb; éclat métallique; dureté 3; pas de clivage. Les formes observées sont : (100) (010) (001) (201) (101) (20 $\bar{1}$) (10 $\bar{1}$) (170) (160) (150) (140) (130) (120) (230) (110) (320) (210) (720) (072) (031) (073) (021) (011) (023) (012) (013) (015) (121) (111) (212) (211) (13 $\bar{1}$) (12 $\bar{1}$) (11 $\bar{1}$) (11 $\bar{2}$) (21 $\bar{2}$) (21 $\bar{1}$) (23 $\bar{3}$) (22 $\bar{3}$) (23 $\bar{1}$).

La **Lengenbachite** se trouve en cristaux en forme de feuillets plus ou moins enroulés, très fissiles suivant le plan d'appauvrissement, flexibles mais non élastiques, sur lesquels il n'a pas été possible de faire des mesures exactes, mais qui doivent appartenir au système triclinique, dont la couleur est gris d'acier et l'éclat métallique. La composition chimique correspond à celle d'un sulfarséniure de plomb contenant en petite quantité de l'argent, du cuivre et de l'antimoine.

La **Bowmanite** est un minéral rhomboédrique avec $a : c = 1 : 1.847$, qui constitue des agrégats en rosettes de petits cristaux tabulaires plus ou moins incurvés. Les formes observées sont (111) (0001) (100) (10 $\bar{1}$ 1) (1 $\bar{1}$ 1) (02 $\bar{2}$ 1). Couleur

jaune; éclat vitreux ou huileux; clivage accusé suivant la base; dureté $4\frac{1}{2}$; poids spécifique 3.2; translucide; un axe optique. D'après M. Bowman ce minéral serait pseudosymétrique et constitué par une association d'individus biaxes. Sa composition chimique paraît correspondre à celle d'un phosphate de chaux et d'alumine contenant de petites quantités de fer, d'eau et peut-être de magnésie.

L'auteur décrit ensuite des cristaux de blende du Binenthal sur lesquels il a observé 5 formes nouvelles : $(6\bar{1}1)$ $(11.\bar{7}.7)$ $(7\bar{5}5)$ $(13.\bar{10}.10)$ et $(5\bar{1}4)$, et de grands individus maclés de Seligmannite qui étaient fixés sur des Dufrenoyites et des Baumhauerites.

Enfin, M. R. H. SOLLY (9) a étudié des échantillons curieux d'Ilmenite, de Seligmannite, de Marrite.

Gîtes métallifères. — M. H. BÜHLER (3) s'est préoccupé de la rentabilité des exploitations de minerais en Suisse et est arrivé à la conclusion que, grâce au développement des moyens de transport dans nos régions montagneuses et des méthodes d'exploitation, beaucoup de gîtes métallifères inutilisables antérieurement méritent d'être étudiés exactement de nos jours au point de vue de leur exploitation.

M. A. BAEHLER (1) a consacré une courte notice aux mines du Val Ferrara et du Schams (Grisons). Il refait l'histoire des exploitations qui ont été effectuées dans cette région à partir du dix-septième siècle et jusqu'en 1872 et qui ont concerné des minerais divers d'argent, de plomb, de cuivre, de fer. Tout travail métallurgique a cessé dans ce territoire depuis 1872, mais l'auteur exprime l'espoir de voir bientôt renaître certaines exploitations à la faveur de conditions nouvelles plus favorables.

Pétrographie.

Généralités. — Une regrettable lacune qui existait dans la bibliographie didactique française du domaine de la pétrographie vient d'être heureusement comblée par l'apparition du premier volume du *Traité de technique minéralogique et pétrographique* de MM. L. DUPARC et F. PEARCE (12).

Dans cette première partie de leur traité les auteurs examinent et décrivent, avec la compétence qu'on leur connaît, les méthodes optiques modernes et ils développent, à ce pro-

pos, de nombreuses démonstrations qui, pour la plupart, sont originales en tout ou en partie.

MM. Duparc et Pearce consacrent un chapitre d'introduction à la théorie des ondulations, donnent en passant une démonstration nouvelle de la composition des vibrations et font une étude approfondie de la double réfraction. A propos de la forme des surfaces d'onde, ils prêtent une attention particulière aux cristaux à deux axes et donnent une démonstration développée des équations permettant de fixer la valeur de l'angle des axes optiques en fonction des indices.

Un chapitre instructif est consacré à la réflexion totale et à l'emploi de ce principe pour la mesure des indices de réfraction; puis vient une définition physique des lentilles, des instruments d'optique en général et du microscope en particulier, qui réunit fort utilement des notions rarement définies dans des traités d'optique ou de cristallographie. Les appareils de polarisation et le microscope polariseur font l'objet d'un chapitre spécial, dans lequel les auteurs examinent successivement différents modèles existants, entre autres celui que M. Pearce a fait établir par la Société des instruments de physique de Genève.

A propos de l'examen des cristaux en lumière parallèle et des biréfringences les auteurs exposent les diverses méthodes de mesures; ils traitent avec un soin particulier la question de la biréfringence maximum et de sa détermination et, dans une planche en couleur, qui donne les retards en millionièmes de millimètres pour des épaisseurs variant de 0.01 à 0.06 et pour 150 minéraux, ils montrent pour chacun de ceux-ci, quelle sera la teinte qu'il prendra entre les nicols croisés.

Dans les chapitres suivants MM. Duparc et Pearce considèrent la question des extinctions et des éclaircissements communs; ils exposent les 3 méthodes permettant d'établir la courbe d'extinction en zone: expérimentale, mathématique et stéréographique, en faisant ressortir les avantages de la méthode stéréographique, qu'ils complètent et simplifient d'une façon fort heureuse. Ils montrent que, dans le cas général, la courbe d'extinction passe par un maximum facile à définir, qu'elle est fermée et asymétrique; ils déterminent ensuite dans quels cas cette courbe devient symétrique et comment varient les maxima et les minima. Enfin, avant de terminer ce chapitre, ils étudient les extinctions dans les différents systèmes cristallins, et dans les cas des macles.

Vient ensuite un exposé des méthodes de M. de Fédorov

qui sont complétées sur plusieurs points et rendues plus maniables. Puis les auteurs abordent l'étude des cristaux en lumière convergente et développent en particulier une nouvelle méthode de discussion mathématique des isogyres.

A propos de la mesure de l'angle des axes optiques les auteurs décrivent les différentes méthodes en usage et les appareils correspondants et indiquent pour chaque procédé les causes d'erreur et les précautions nécessaires pour obtenir des valeurs exactes.

La détermination des indices de réfraction fait l'objet d'une étude détaillée, dans laquelle les auteurs, après un exposé de toutes les méthodes, insistent particulièrement sur celle de la réflexion totale. Cette dernière a été grandement facilitée par les modifications apportées par M. Pearce au réfractomètre Pulfrisch-Klein.

Le chapitre suivant est consacré à l'examen du pléochroïsme et de la polarisation rotatoire. Puis vient un exposé complet des opérations optiques qu'il faut successivement effectuer pour déterminer un minéral en coupe mince. Enfin le volume se termine par quelques indications sur la photographie micrographique et un appendice relatif à la projection stéréographique, destiné à faciliter la construction des courbes d'extinction aux personnes peu expertes en géométrie descriptive.

Schistes cristallins. — Dans la Revue pour 1904 j'analysais la première partie d'une étude générale sur les schistes cristallins que venait de publier M. U. GRUBENMANN; depuis lors la seconde partie de cet ouvrage a paru (13), établissant un essai de classification des roches cristallophylliennes d'après un principe génétique et donnant une description microscopique et chimique des principaux types.

La classification adoptée par l'auteur, basée essentiellement sur le caractère chimique des roches, met en première ligne les % moléculaires des principaux éléments constitutants, et, pour classer ces quantités d'une façon simple, elle établit les valeurs suivantes :

S = % moléculaire de $\text{Si O}_2 + \text{Ti O}_2$.

A = % moléculaire de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ liés en proportion de 1 : 1 à Al_2O_3 .

C = % moléculaire de $\text{CaO} + \text{BaO} + \text{SrO}$ liés en proportion de 1 : 1 à Al_2O_3 .

F = % moléculaire de $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO}$ en excès éventuel.

$M = \%$ moléculaire de CaO en excès éventuel relativement à Al_2O_3 .

$T =$ excès d' Al_2O_3 éventuel après la liaison avec les alcalis et CaO , dans la proportion de 1 : 1.

$$K = \frac{S}{6A + 2C + F}$$

Après le principe fondamental de la composition chimique des roches la classification adoptée par M. Grubenmann tient compte des conditions du métamorphisme subi, qui contribuent à déterminer la composition minéralogique; de la sorte chacun des 12 groupes fondamentaux ou chimiques est subdivisé en 3 sous-groupes qui correspondent à des cristallisations effectuées dans les 3 zones de profondeur précédemment établies.

La délimitation des schistes cristallins, relativement aux autres roches, doit être basée sur la prédominance des caractères métamorphiques sur les caractères primaires, et il paraît impossible de séparer des roches cristallophylliennes proprement dites les schistes résultant d'un métamorphisme de contact.

La nomenclature adoptée tient compte le plus possible des noms déjà existants; les préfixes cata, méso et épi sont employés pour désigner les types de cristallisation profonde, moyenne et superficielle d'un même milieu.

I. Groupe des Gneiss à feldspaths sodo-potassiques. — Ces roches sont caractérisées par les valeurs suivantes : $S = 70$ à 85 , $A = 5$ à 10 , $C = 0$ à 8 , $F = 3$ à 8 , $M = 0$ à 2 , $T = 0$ à 1 , $K = 1.4$ à 1.8 .

1° Ordre des Catagneiss à orthose. — Ces roches, en général peu schisteuses, ont un grain très variable; leur composition rappelle beaucoup celle des granites; leur structure est caractérisée avant tout par la forme grenue, presque jamais idiomorphe des quartz et des feldspaths. D'après l'abondance de l'élément basique on distingue une famille riche en biotite, une famille pauvre en biotite. La première de beaucoup la plus abondante comprend des termes, qui renferment en quantité notable de la hornblende, plus rarement de l'augite. La seconde famille comprend les roches de la composition des granulites.

2° L'ordre des Mésogneiss à orthose comprend des roches de même composition que le précédent mais plus schisteuses

et en général pourvues d'une certaine quantité de mouscovite. La texture, toujours caractérisée par une orientation parallèle, varie du reste beaucoup. Les roches de cette série qui sont d'origine sédimentaire se distinguent souvent facilement de celles d'origine éruptive par certains traits de leur composition minéralogique. Quant aux variations dans la composition on peut distinguer dans cet ordre la famille des Mésogneiss à orthose proprement dits et celle des micaschistes pauvres en alumine et dans la première catégorie rentrent d'une part des types riches en mica, de l'autre des types pauvres en mica.

3° *L'ordre des Gneiss à albite et séricite et des phyllites à séricite pauvres en alumine* comprend les formes superficielles de ce premier groupe. Les roches correspondantes sont schisteuses ou feuilletées, avec un grain généralement fin, dans lequel les éléments macroscopiques sont essentiellement le quartz et la séricite. Au quartz se mêle de l'albite; à la séricite est souvent associée de la chlorite.

II. Groupe des Gneiss riches en silicate d'alumine. — Dans ce groupe rentrent des roches dont la composition peut être caractérisée par les valeurs suivantes : $S = 50-75$, $A = 3-8$, $C = 0-5$, $F = 8-25$, $M = 0$, $T = 3-25$. Tandis que dans le groupe précédent la composition cadre fort souvent avec celle de roches endogènes et que beaucoup de spécimens ont en réalité une origine éruptive, les divers types de ce groupe-ci sont tous dérivés de sédiments argileux ou gréseux.

1° *L'ordre des Gneiss à Sillimanite* comprend les types profonds de ce groupe qui se distinguent de ceux du groupe précédent par leur forte teneur en grenat, en Sillimanite et en Cordierite. L'orientation parallèle est très souvent indiquée, le grain est très variable, le quartz, l'orthose, le grenat, la biotite sont généralement reconnaissables à l'œil nu. D'après la composition minéralogique M. Grubenmann distingue 3 familles : les gneiss à Sillimanite, proprement dits, riches en quartz, en orthose, en Sillimanite, les gneiss à Cordierite, fortement micacés, riches en Cordierite et en oxydes de fer, et les catagneiss granatifères qui contiennent, à côté de la Sillimanite et de la Cordierite, des grenats et sont riches en plagioclase, pauvres en quartz.

2° *L'ordre des Mésogneiss riches en alumine et des micaschistes typiques* comprend des roches très nettement schisteuses, dont la composition diffère de celle des types

précédents par le développement de mouscovite et de paragonite, par l'absence de Sillimanite et de Cordierite et par la présence de disthène et de staurolithe. Ces derniers forment souvent ainsi que le grenat des porphyroblastes au milieu d'une pâte plus fine. Dans cet ordre rentrent des types gneissiques et des types micaschisteux et ces 2 familles peuvent se subdiviser chacune en 3 sous-familles suivant la prédominance du grenat, du disthène ou de la staurolithe.

3° *L'ordre des gneiss albitiques* riches en alumine et des phyllites proprement dites correspond aux formes superficielles du même groupe; dans ces roches le feldspath est représenté presque exclusivement par l'albite, et le mica par la séricite, à laquelle se mêle toujours de la chlorite. Le grenat, le disthène et la staurolithe sont abondants et forment souvent des porphyroblastes. La texture est schisteuse-feuilletée. Les divers types de cet ordre se répartissent d'abord en une famille de gneiss sériciteux et une famille de phyllites dont chacune peut être divisées suivant les quantités relatives de grenat, de disthène et de staurolithe.

III. **Groupe des gneiss à plagioclase.** — Les roches de ce 3° groupe peuvent être caractérisées chimiquement comme suit : $S = 55-75$, $A = 2-8$, $C = 3-10$, $F = 8-15$, $M = 1-4$, $T = 0$. Cette composition correspond nettement à celle des magmas dioritiques acides.

1° *L'ordre des catagneiss à plagioclase* comprend des roches grossièrement schisteuses composées essentiellement de quartz, de plagioclase (oligoclase-andésine), d'augite, de hornblende, de biotite, avec le plus souvent du grenat. La structure est en général granoblastique. L'auteur distingue 2 familles suivant la teneur en éléments noirs et les divise ensuite suivant que prédomine parmi ceux-ci la biotite, la hornblende ou l'augite.

2° *L'ordre des mésogneiss à plagioclase* est caractérisé par une texture plus schisteuse, par la présence assez abondante de zoïsite, d'épidote et de mouscovite et l'absence d'augite. M. Grubenmann distingue ici une famille riche en éléments basiques avec un type amphibolique et un type biotitique, une famille de gneiss pauvres en éléments basiques, une famille de schistes amphiboliques à grandes gerbes de hornblende noyées dans une masse de quartz, de mouscovite et de chlorite.

3° *L'ordre des gneiss et phyllites à épidote* renferme des roches schisteuses composées de quartz, d'albite, de zoïsite,

d'épidote, de chlorite et de séricite. Il est divisé en roches gneissiques et en phyllites et correspond au type superficiel du groupe.

IV. Groupe des éclogites et amphibolites. — Pour l'ensemble de ces roches la composition chimique peut être définie comme suit : $S = 45-60$, $K = 0.7-1$, $A = 3-5$, $C = 5-15$, $F = 20-40$, $M = 3-9$, $T = 0$. Ces valeurs cadrent en général avec celles que fournissent les magmas dioritiques basiques et gabbroïdes et aussi avec celles qui caractérisent certaines marnes dolomitiques argileuses, en sorte qu'on peut admettre pour quelques roches de cette catégorie une origine éruptive, pour d'autres une origine sédimentaire.

1° *L'ordre des éclogites et des pyroxénites à plagioclase* se compose de roches formées essentiellement de pyroxène et de quantités variables de grenat et de plagioclase (andésine-anorthite), dont la texture montre rarement un parallélisme accusé des éléments. Suivant la prédominance du grenat ou du feldspath on distingue la famille des éclogites et celle des pyroxénites à plagioclase.

2° *L'ordre des méso-amphibolites* est le type de la zone moyenne du groupe ; on y fait rentrer des roches de composition minéralogique et de structure assez diverses, en général grossièrement schisteuses, dont la hornblende est toujours le principal élément, mêlé à des quantités variables de plagioclase, de zoïsite, de grenat. Il se divise en trois familles : amphibolites à grenat, amphibolites à plagioclase, amphibolites à zoïsite et scapolithe.

3° *L'ordre des épi-amphibolites, glaucophanites et schistes chloriteux à épidot* comprend des roches composées de hornblende, à laquelle s'associe souvent le glaucophane et qui a passé en quantité plus ou moins considérable à la chlorite et à l'épidot, et d'albite avec très peu de plagioclase en général complètement saussuritisé. La texture est très variable ; l'origine peut être presque toujours dérivée de roches gabbroïdes ou de tuffs correspondants. L'auteur distingue ici les amphibolites albitiques, les schistes chloriteux à épidot et les glaucophanites, auxquels il joint les gabbros dynamométamorphisés.

V. Groupe des schistes à silicate de magnésie. — La caractéristique chimique de ce groupe est la suivante : $S = 30-52$, $K = 0.5-0.9$, $A = 1-1.5$, $C = 0-5$, $F = 30-60$, $M = 0-5$, $T = 0-20$. Le même contraste existe en somme entre ces ro-

ches et celles du groupe précédent qu'entre les roches péridotiques et gabbroïdes.

1° *L'ordre des schistes à olivine et augite* comprend des roches formées essentiellement d'olivine, de divers types d'augite, d'amphibole et de grenat. Le grain est généralement fin et la schistosité peu accusée; la structure habituelle est granoblastique. Suivant la prédominance de l'olivine ou de l'augite on distingue les 2 familles des schistes à olivine et des schistes à pyroxène.

2° *L'ordre des schistes amphiboliques* se compose de roches à grain variable, nettement schisteuses formées essentiellement de hornblende, de Strahlstein, de grunerite, d'anthophyllite, de grenat qui se répartissent normalement en 3 familles : schistes à hornblende, schistes à Strahlstein, schistes à anthophyllite.

3° *L'ordre des schistes chloriteux, talqueux et serpentiniteux* est caractérisé par la prédominance presque exclusive de la chlorite, du talc, de l'antigorite et du grenat; ces roches sont par suite finement schisteuses; elles se répartissent entre les 3 familles des schistes chloriteux, des schistes talqueux et des schistes à antigorite ou chrysotile.

VI. **Groupe des jadéites.** — Caractéristique chimique : $S = 60-70$, $A = 12-18$, C et F toujours faibles, $M = 0-5$, $T = 0-0.5$, $K = 0.6-0.8$; parmi les alcalis la soude prédomine toujours fortement sur la potasse. Les jadéites ne constituent qu'un seul ordre de roches à grain fin, dans la règle massives, rarement schisteuses, constituées essentiellement par le minéral jadéite et qui appartiennent à la zone profonde.

VII. **Groupe des chloromélanites.** — Ici la teneur plus faible en silice et en alcalis, plus forte en fer et en magnésie donne les valeurs suivantes : $S = 50-60$, $K = 0.6-0.9$, $A = 6-10$, $C = 0-3$, $F = 20-35$, $M = 3-15$, $T = 0$, qui correspondent aux magmas de certaines roches théralitiques et lamprophyriques.

1° *L'ordre des chloromélanites*, proprement dites, comprend des roches constituées essentiellement par un mélange isomorphe de jadéite et d'augite, de structure granoblastique, qui appartiennent à la zone de cristallisation profonde.

2° L'ordre correspondant à la zone moyenne se compose d'une part d'une famille de chloromélanites, dans laquelle

l'augite est plus ou moins complètement remplacée par de l'amphibole et où se sont développés de petits éléments d'épidot et d'albite, d'autre part d'une famille de roches beaucoup plus largement cristallisées et schisteuses, dans lesquelles l'albite est abondante et mêlée à de la biotite et de la hornblende avec dans la règle de l'épidot.

3° *L'ordre des schistes à glaucophane et albite* représente le type superficiel du groupe. Les roches sont à grain fin ou moyen et composées de glaucophane, de séricite, de chlorite, d'épidot et de petits grains d'albite.

VIII. **Groupe des roches quartzitiques.** — $S = 80-95$, $K = 2.5-30$, $A = 0-5$, $C = 0-1$, $F = 1-10$, $M = 0-1$, $T = 0-10$.

1° *L'ordre des cataquartzites* comprend des roches à grain fin, peu ou pas schisteuses, formées essentiellement de quartz avec des quantités variables de feldspath et de mica. Le type le plus habituel est connu sous le nom de catagneissquartzite.

2° *L'ordre des mésoquartzites* se distingue par la texture plus schisteuse de ses roches; les feldspaths appartiennent surtout à l'orthose et au microcline; la mouscovite prédomine habituellement sur la biotite. La famille des mésogneiss-quartzites comprend les types riches en feldspath, tandis que les quartzites micacées ne se composent que de quartz et de mica.

3° *L'ordre des épiquartzites* comprend les types les plus schisteux dans lesquels le feldspath, du reste peu abondant, est de l'albite, et où le quartz est mêlé surtout à de la séricite et de la chlorite.

IX. **Groupe des roches riches en silicate de chaux.** — $S = 45-65$, $A = 0-5$, $C = 0-12$, $F = 20-50$, $M = 12-30$, $T = 0.0$, $K = 0.7-1.3$. La composition de ces roches ne correspond à aucun magma éruptif et leur origine doit être cherchée dans des sédiments marneux ou des grès calcaréo-siliceux.

1° L'ordre correspondant à la zone profonde se compose de roches formées de plagioclases calciques, d'augites calciques, de grenats, de vésuviane et de scapolithe; la structure est celle des roches cornéennes. L'auteur distingue ici 4 familles suivant la prédominance de l'augite, du grenat, de la vésuviane ou de la scapolithe.

2° Dans la zone moyenne ce groupe est représenté par des roches appartenant à 2 types nettement différents; dans un cas la chaux est liée à l'acide silicique et la roche est un schiste formé surtout de grenat et de quartz avec peu de calcite; dans l'autre cas la chaux se trouve à l'état de carbonate, tandis que l'élément argileux primaire a été recristallisé en quartz et en mica.

3° Les types correspondants dans la zone supérieure sont en général nettement schisteux; leur composition minéralogique varie beaucoup; certains sont constitués essentiellement par de l'épidot mêlé à de la chlorite, du quartz et de la calcite, d'autres se composent de grenat englobé dans un fouillis de talc, de chlorite et d'antigorite; d'autres sont des calcphyllites, c'est-à-dire un mélange de calcite, de quartz et de séricite; d'autres se composent d'une pâte calcitique dans laquelle sont semés de petits éléments d'amphibole, de glaucophane, d'épidot, de grenat, de séricite, de chlorite.

X. Groupe des marbres. — Ces roches, caractérisées par la prédominance plus ou moins exclusive du carbonate de chaux, sont massives, plutôt grossièrement cristallisées, généralement blanches et translucides si leur cristallisation s'est faite en profondeur; plus la cristallisation s'est faite dans une zone élevée, plus le grain tend à devenir fin, plus aussi la pigmentation tend à s'accroître. Au point de vue chimique il faut distinguer les marbres calcitiques et les marbres dolomitiques.

XI. Groupe des roches à magnétite. — Le caractère essentiel réside ici dans l'abondance de l'oxyde ferreux, dans la faible teneur en SiO_2 et dans l'absence presque complète de MgO , CaO , KO_2 , NaO_2 , Al_2O_3 . Les roches de ce type peuvent dériver ou bien de produits de différenciation de magmas éruptifs basiques, ou bien de sédiments particulièrement riches en fer. Tandis que dans les roches de cristallisation profonde le fer se trouve uniquement sous forme de magnétite et que celle-ci est souvent associée à de l'augite, de l'olivine, du grenat, etc., le fer est presque toujours en partie à l'état de sesquioxyde dans les roches appartenant à des zones moins profondes et les principaux minéraux accompagnant le minerai sont la hornblende, la biotite, la chlorite, la serpentine, le quartz, la calcite.

XII. Groupe des roches à corindon. — Ces roches sont constituées essentiellement par le sesquioxyde d'aluminium, au-

quel se mêle en proportion très variable le sesquioxyde de fer; elles dérivent probablement en partie de beauxites, en partie de produits pneumatolytiques.

Pour compléter cet exposé il me reste à dire que le livre de M. Grubenmann donne les résultats de nombreuses analyses faites sur des roches appartenant à tous les groupes précités et qu'il se termine par un tableau systématique des roches cristallophylliennes.

Un résumé succinct des idées qui forment le fond de cette importante publication a été présenté au Congrès international de Mexico par M. Grubenmann (14).

M. P. SEIDEL (21) a entrepris une étude physique et chimique de quelques échantillons de biotite extraits de roches cristallophylliennes diverses. Dans l'interprétation des résultats de ses analyses il a toujours tenu compte à la fois de la théorie de Tschermak, d'après laquelle les micas seraient des mélanges isomorphes de 3 molécules fondamentales susceptibles de se scinder, et de la théorie de Clarke d'après laquelle ils seraient des produits de substitution d'un orthosilicate d'alumine $Al_4(SiO_4)_3$ dont l'atome Al serait remplacé progressivement, soit par les atomes monovalents H, K, Na, Li, soit par les atomes bivalents Fe, Mn, Mg, Ca, soit directement par Fe''.

L'auteur a mis le plus grand soin dans l'isolement des paillettes de biotite et il a toujours fait parallèlement l'analyse du mica noir et de la roche qui le contient. Ces opérations ont porté sur 6 échantillons différents :

1° Une concrétion amphibolique-biotitique englobée dans un gneiss du Rotbachgraben dans l'Ahrenthal (Tyrol). La roche est un agrégat macroscopique de hornblende fibreuse et de biotite en grandes paillettes irrégulières, dans lequel sont englobés en petite quantité du quartz, de la magnétite et du rutile. La biotite montre un pléochroïsme accusé brun-jaune et un angle des axes petit. La structure de la roche indique une cristallisation profonde. L'analyse du mica noir a donné : SiO_2 36.32, TiO_2 1.95, Al_2O_3 13.82, Fe_2O_3 3.96, FeO 10.12, MgO 15.21, CaO 0.75, Na_2O 2.26, K_2O 9.78, H_2O 5.72.

2° Une concrétion formée surtout de biotite, avec des grenats rouges et du quartz. Le mica, quoique très frais, est peu pléochroïque brun-jaune; l'angle des axes optiques est petit; la composition chimique est la suivante: SiO_2 37.02, TiO_2 1.65, Al_2O_3 15.98, Fe_2O_3 8.34, FeO 6.94, MgO 16.91,

CaO 0.66, Na₂O 1.74, K₂O 6.38, H₂O 4.25. L'auteur donne ici, outre l'analyse de la biotite celle du grenat et celle de la roche.

3° Un gneiss à deux micas, granatifère, pauvre en feldspath, du Schwarzsee, Schneeberg (Tyrol). Les éléments plus petits de biotite, sont associés à de la mouscovite, qui ne paraît du reste pas en dériver. Le mica noir est frais, peu pléochroïque, et montre un angle des axes optiques plus grand que dans les cas précédents; sa composition est la suivante: SiO₂ 36.17, TiO₂ 2.63, Al₂O₃ 16.26, Fe₂O₃ 4.88, FeO 16.92, MgO 7.91, CaO 0.20, Na₂O 1.49, K₂O 9.42, H₂O 3.94.

4° Un gneiss à deux micas riche en quartz du Pfeldersthal (Tyrol). La mouscovite existe en quantité notable généralement associée à de la biotite. Celle-ci forme de grandes paillettes irrégulières, bronzées, fortement pléochroïques; sa composition est la suivante: SiO₂ 34.47, TiO₂ 3.22, Al₂O₃ 13.56, Fe₂O₃ 4.70, FeO 17.09, MgO 10.00, CaO 0.78, Na₂O 1.72, K₂O 9.72, H₂O 4.69. L'auteur a ajouté ici l'analyse de la mouscovite.

5° Un gneiss à deux micas de la région de Maiern, Ridnaun (Tyrol) constitué essentiellement de quartz, de biotite et de mouscovite avec de petites quantités de feldspath, de grenat, de chlorite et de rutile. La biotite prédomine sur les autres éléments et forme de grandes paillettes fortement pléochroïques rarement chloritisées; elle paraît avoir été l'origine de la presque totalité de la mouscovite. L'analyse a donné pour sa composition: SiO₂ 35.70, TiO₂ 1.86, Al₂O₃ 18.87, Fe₂O₃ 3.03, FeO 12.45, MgO 13.78, CaO 0.25, Na₂O 0.88, K₂O 8.18, H₂O 4.90.

6° Un gneiss à deux micas de la moraine du Rotmoosfernen, Obergurgl (Tyrol). La roche est constituée par un fin agrégat de quartz et de mouscovite, au milieu duquel se détachent de nombreuses paillettes relativement grandes de biotite et des cristaux de grenat; les feldspaths sont peu abondants. Le mica noir n'est que rarement chloritisé, il est pur et fortement pléochroïque brun rougeâtre-jaune et l'angle des axes optiques y est très petit. Le résultat de l'analyse est le suivant: SiO₂ 33.42, TiO₂ 1.86, Al₂O₃ 16.91, Fe₂O₃ 14.83, FeO 3.06, MgO 12.55, CaO 0.55, Na₂O 1.95, K₂O 8.87, H₂O 5.81.

En appliquant à ces résultats les formules de Tschermak, on voit qu'on peut fort bien considérer ces différentes biotites comme des mélanges isomorphes de mouscovite, d'oli-

vine et d'une molécule $\text{H}_2\text{Mg}(\text{Al Fe})_4\text{Si}_2\text{O}_{12}$; on acquiert en tous cas la certitude de ne pas avoir affaire à un minéral de composition déterminée. Ces résultats ne sont pas en contradiction d'autre part avec l'idée de Clarke et les biotites considérées peuvent aussi être envisagées comme des mélanges isomorphes de 3 orthosilicates ayant respectivement les formules caractéristiques pour la mouscovite, la biotite et la phlogopite.

Quant à l'origine des roches étudiées, il semble certain que les 4 derniers échantillons sont des sédiments métamorphisés; le N° 2 paraît être aussi d'origine sédimentaire, tandis que le N° 1 a le caractère d'une ségrégation basique dérivant d'un magma tonalitique.

La composition générale de ces différents micas noirs est caractérisée d'abord par le peu de variabilité que montre la teneur en silice et par le fait que SiO_2 n'est jamais en excès. Les quantités de TiO_2 varient dans la règle parallèlement avec les quantités de fer, ce qui paraît indiquer que la plus grande partie de l'acide titanique se trouve, sous forme de Fe_2TiO_4 . Quant aux quantités relatives des différents oxydes métalliques et de l'eau, on peut distinguer parmi les 6 échantillons analysés 2 catégories: l'une, comprenant les N°s 1, 3 et 4, correspond à une combinaison des 3 molécules $\text{Si}_6(\text{AlFe})_6\text{K}_4\text{H}_2\text{O}_{24}$ (mouscovite), $\text{Si}_6(\text{AlFe})_4\text{K}_4\text{H}_2\text{O}_{24}$ et $(\text{Mg Fe})_2\text{SiO}_4$ (olivine) et est caractérisée par une teneur relativement faible en $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ et une forte teneur en alcalis; l'autre comprenant les N°s 2, 5 et 6, correspond à une combinaison des molécules de la mouscovite et de l'olivine avec une molécule $\text{H}_2\text{Mg}(\text{Al Fe})_4\text{Si}_2\text{O}_{12}$ et montre des caractères inverses. Comparés aux micas noirs des roches granitiques les échantillons considérés ici se distinguent par leur richesse notablement plus forte en alcalis et en eau.

Quant aux propriétés physiques l'auteur montre d'abord que le poids spécifique, qui oscille entre 2.84 et 3.02, dépend en première ligne de la teneur en fer. La couleur est aussi déterminée par les quantités relatives du fer, mais il ne paraît pas en être de même du pléochroïsme.

Enfin M. Seidel termine son travail par une comparaison des biotites des schistes cristallins avec celles des roches endogènes et conclut que les différences existant entre ces 2 cas s'expliquent par une augmentation du nombre des molécules de mouscovite et une diminution du nombre des molécules d'olivine.

Alpes méridionales. M. H. PREISWERK (19) a examiné pétrographiquement un certain nombre de **roches filonniennes basiques** qui coupent le gneiss dans la zone de Strona aux environs du lac Majeur.

A un kilomètre de Mergozzo sur la route de Pallanza, 3 filons coupent en discordance les schistes cristallins. L'un est formé par une roche foncée vert-brunâtre à grain fin, qui se révèle sous le microscope comme un agrégat holocristallin de feldspath (labrador) de hornblende brune (et verte et de biotite avec une structure rappelant celle des diabases. Le second appartient à une roche très riche en feldspath (andesine-labrador) auquel se mêlent des quartz, de la biotite et de la hornblende verte. Le troisième appartient à un type intermédiaire entre les 2 précédents.

Les analyses chimiques de ces roches ont montré que celles-ci, quoique offrant des différences considérables, forment une série normale et qu'elles se rattachent aux malchites. Ce rapprochement serait du reste confirmé par l'absence presque absolue de structure porphyrique. Quant aux relations de ces filons avec d'autres roches endogènes, on peut les rattacher aux roches dioritiques de la zone des amphibolites d'Ivrée ou plus probablement, au granite voisin du Monte Orfano.

Dans le val Canobbina un peu en amont de Treffiume le gneiss est traversé par plusieurs filons d'une porphyrite dioritique fortement décomposée, qui se distingue des roches précitées par une structure porphyrique bien marquée.

Enfin M. Preiswerk décrit une roche filonnienne qui coupe le gneiss du N de la zone des amphibolites d'Ivrée, au Passe Piccola Mologna, à l'E de Gaby (Val Gressonay). Il s'agit ici d'une porphyrite dioritique, dont la pâte verdâtre englobe de grands cristaux de hornblende brune ou verte et de plagioclase basique et qui par sa structure se rattache aux vintlites de Rosenbusch.

M. U. GRUBENMANN (15) a réuni quelques échantillons de **schistes à glaucophane** récoltés les uns en place dans la vallée de Bagne (zones des schistes de Casanna), les autres dans l'erratique aux environs de Berne.

Les schistes à glaucophane du Val de Bagne affleurent entre Lourtier et Fionnay sur 4 kilomètres environ de largeur et comprennent 4 types nettement différents: *a)* des schistes à glaucophane riches en calcite, *b)* des schistes à chlorite, épidot.

et glaucophane, c) des schistes à mouscovite et glaucophane, d) des gneiss à glaucophane.

Les schistes calcitiques à glaucophane montrent généralement une schistosité confuse, et sont formés de calcite, de mica blanc, d'épidot, de chlorite et de glaucophane avec de petites quantités de feldspath, de quartz et de titanite. Leur structure est cristalloblastique; leur composition est, d'après une analyse: SiO_2 33.40, TiO_2 5.54, Al_2O_3 8.36, Fe_2O_3 7.82, FeO 7.37, CaO 13.99, MgO 7.84, K_2O 1.16, Na_2O 1.98, H_2O 3.50, CO_2 8.80. D'après ces données il paraît logique d'admettre que ces formations résultent du métamorphisme d'un mélange de dépôt calcaire et de tuffs basanitiques.

Les schistes à chlorite, épidote et glaucophane sont liés aux précédents par une transition graduelle; tantôt ils montrent une texture schisteuse avec des cristaux de glaucophane bien formés et de petites quantités de calcite, de quartz et d'albite, tantôt ils ont une texture massive et le glaucophane est en forme de grains irréguliers entourés de chlorite. Ces 2 variétés ont été analysées et la seconde qui correspond à un type plus franc, montre la composition suivante: SiO_2 47.66, TiO_2 4.26, Al_2O_3 12.12, Fe_2O_3 5.12, FeO 7.90, CaO 7.55, MgO 6.06, K_2O 1.83, Na_2O 4.57, H_2O 3.31. Ces caractères indiquent évidemment un tuff correspondant aux tephrites à néphéline.

Les schistes à mouscovite et glaucophane sont formés par des lits alternants de ces 2 minéraux essentiels, auxquels se mêlent en petite quantité de la chlorite, de l'épidot, de l'albite et quelquefois du quartz. Leur composition chimique est voisine de celles des roches précédentes et s'en distingue surtout par une plus forte teneur en potasse; elle correspond exactement à celle d'un tuff de téphrite à leucite.

Les gneiss à glaucophane sont formés par un agrégat de quartz en petits grains, d'albite et de mouscovite, dans lequel sont semés des cristaux de glaucophane et des paillettes de chlorite. Les éléments sont en grande partie brisés et la structure tend ainsi vers la forme cataclastique. L'analyse a donné: SiO_2 61.68, TiO_2 1.43, Al_2O_3 17.28, Fe_2O_3 2.77, FeO 3.96, CaO 0.91, MgO 1.90, K_2O 3.94, Na_2O 3.23, H_2O 3.00. Cette composition ne concorde exactement avec celle d'aucune roche volcanique et l'idée la plus vraisemblable serait qu'il s'agit ici d'un mélange comprenant d'une part un tuff téphritique ou basanitique, d'autre part un sédiment argilosiliceux.

De ce qui précède il résulte que les schistes à glaucophane

du Val de Bagne forment une série dans laquelle plusieurs caractères restent constants; leur nature minéralogique permet de les classer dans les roches à cristallisation superficielle et leur dérivation complète ou partielle de tuffs théralithiques ne peut pas faire de doute. Quant à l'origine du glaucophane lui-même il semble qu'il faille la chercher dans la décomposition d'une augite sodifère.

M. Grubenmann a trouvé dans l'erratique de Langnau (Emmenthal) un bloc présentant presque exactement les caractères des schistes à chlorite épidote et glaucophane du Val de Bagne et possédant une composition chimique toute semblable. Un autre bloc erratique, qui existait à Lüscherz au bord du lac de Bienne, est constitué par un agrégat fin d'augite verte, de hornblende vert-bleuâtre, de glaucophane bleu et de quartz en très petite quantité, qui englobe de grands cristaux de grenat. L'augite est une omphacite qui a évidemment servi de point de départ à la formation des amphiboles; celles-ci comprennent tous les termes du passage de la hornblende au glaucophane. La composition chimique est : SiO_2 44.31, TiO_2 6.38, Al_2O_3 12.68, Fe_2O_3 9.83, FeO 8.72, CaO 9.54, MgO 3.42, K_2O 0.82, Na_2O 3.60, H_2O 0.96; par la teneur relativement faible en alcalis elle rappelle celle des gabbros. L'origine de ce bloc erratique est du reste douteuse; peut-être faut-il la chercher dans la région de Zermatt et de l'Allalin.

M. G. KLEMM (17), qui avait décrit dans une précédente publication (voir *Revue* pour 1904) le **gneiss du Tessin** comme un granite tertiaire, ayant nettement métamorphisé les sédiments ambiants, a consacré 2 nouvelles notices à l'étude des schistes cristallins et des sédiments métamorphisés de la région d'Airolo, en cherchant à définir en particulier leurs relations avec les granites du massif voisin du Gothard.

Il décrit d'abord une coupe prise dans les gorges de Ronco di Berri, près de la sortie du Val Canaria, au-dessus du banc supérieur de calcaire dolomitique. Un peu au-dessous du point où le chemin de l'Alp Pontino traverse la gorge, on voit ce banc passer graduellement à une couche épaisse de 3 à 4 m., qui contient en quantité de plus en plus grande vers le haut un mica argenté; puis vient un schiste à paragneiss, sur lequel se superposent des schistes micacés d'aspect très varié. A 10 m. environ au-dessus du chemin apparaissent des schistes micacés blancs contenant de grands agrégats de hornblende, de gros cristaux de grenat absolu-

ment remplis d'inclusions de quartz et de malacolithe, des feldspaths, de l'apatite, du rutile, du zircon, de la magnétite; et depuis là on voit alterner constamment les uns avec les autres et passer souvent l'un à l'autre des types pétrographiques très divers, entre autres des micaschistes francs, des micaschistes à amphibole, des schistes amphiboliques, des amphibolites franches. Le complexe ainsi composé, dont l'épaisseur totale peut atteindre 600-700 m., est considéré par M. Klemm comme un ensemble de sédiments métamorphisés.

Tandis qu'à l'W d'Airolo le calcaire dolomitique et les schistes cristallins qu'il supporte plongent au NW, l'on voit sur l'autre versant de la vallée des phyllades calcaires qui plongent au SE, et la dislocation qui doit exister entre eux paraît se prolonger jusqu'au Stalvedro vers Airolo. Le fait que ce décrochement n'affecte pas la masse granitique semble indiquer qu'il s'agit ici d'une dislocation relativement ancienne, qui s'est produite dans la région axiale de la voûte pendant son soulèvement.

La coupe de la bordure méridionale du massif du Gothard, le long du Val Tremola, montre d'abord des alternances de schistes amphiboliques et de schistes micacés à biotite; dans ce complexe s'intercalent bientôt, en quantité toujours plus grande à mesure qu'on se rapproche du granite, des apophyses granitiques; en même temps l'injection dans les schistes s'accroît rapidement et l'on arrive ainsi aux gneiss de Sorescia, qui comprennent du reste des types de structures bien différentes.

A propos du granite lui-même, M. Klemm observe que, là où la roche intrusive contient des inclusions schisteuses, elle prend elle-même une structure schisteuse plus ou moins onduleuse (le même fait a été décrit en détail et exactement défini par MM. Duparc et Mrazec pour la protogine du Mont-Blanc). Il admet que les inclusions ont été introduites dans le magma encore pâteux par les mouvements orogéniques, qui se sont continués longtemps encore après l'intrusion. Quant aux caractères de structure qu'on a longtemps attribués à un dynamométamorphisme du granite, M. Klemm les rattache à un phénomène protoclastique et il fait ressortir le contraste absolu qui existe entre la structure régulièrement fluidale des granites du Gothard qui ne comporte aucune cataclase et celles des granites écrasés et laminés.

Dans une seconde note (18) M. Klemm cherche d'abord à démontrer que la zone de terrains sédimentaires d'Airolo ne

représente pas un véritable synclinal intercalé entre le granite du Gothard et celui du massif tessinois, qu'elle ne doit pas se continuer en profondeur et qu'elle correspond à une énorme enclave englobée dans la roche intrusive.

Du reste la composition chimique du granite tessinois est presque exactement la même que celle du granite du Gothard, lorsqu'elle n'est pas altérée par une résorption abondante d'éléments étrangers; elle montre en particulier ce caractère de la prédominance de la soude sur la potasse, qui s'efface progressivement dans les granites à texture fluidale des environs de Faido et de Dazio Grande. L'auteur donne ici à l'appui de son dire les résultats d'une série d'analyses.

Dans la direction du S, depuis la région de Claro et Castione, le granite du Tessin est recouvert par une zone complexe de roches appartenant à la zone des amphibolites d'Ivrée et comprenant des micaschistes, des cornéennes, des marbres, des amphibolites. Dans tout cet ensemble les phénomènes d'injections granitiques sont très accusés et l'auteur décrit à ce propos en détail une carrière située entre Bellinzona et Locarno, où l'injection se manifeste avec une remarquable clarté.

Massifs centraux. — M. P. WAINZIOK (23) a fait une étude pétrographique des **gneiss du Gothard** et des roches qui alternent avec eux, d'après un profil relevé le long de la route du col entre Hospenthal et le débouché du Val della Sella dans le Val Tremola.

Le profil d'ensemble suivant cette ligne comprend, du N au S, les zones lithologiques suivantes :

- 1° Des schistes sériciteux (600 m.).
- 2° Le gneiss de Gurschen schisteux et relié au terme précédent par une transition (450 m.).
- 3° Le gneiss de Gamsboden, d'origine probablement éruptive, (environ 4000 m.).
- 4° Le gneiss de Guspis rappelant le numéro 2, mais hétérogène et comportant des injections abondantes et des intercalations de gneiss éruptif.
- 5° Le gneiss de Fibbia, qui forme la région du col, et qui, appartenant incontestablement aux orthogneiss, prend vers le S une structure de plus en plus franchement granitique; il passe ainsi à
- 6° Le granite de Tremola qui a un aspect aplitique et contient en quantité de plus en plus forte vers le S des grenats rouges.

7° Le gneiss de Sorescia qui rappelle celui de Gurschen mais est caractérisé par les nombreuses injections diverses qu'il a subies.

8° Les schistes de Tremola.

Ces formations sont disposées, comme on le sait, en un éventail légèrement déjeté au N.

M. Waindizok commence son étude par les éléments d'origine intrusive, soit le gneiss de Fibbia, le granite de Tremola et le gneiss de Gamsboden.

Le **gneiss de Fibbia** présente 3 variétés : *a*) une variété granitique, formée de feldspath, quartz et biotite, souvent granatifère, riche en séricite et de structure cataclastique, *b*) une variété gneissique, à texture lenticulaire, plus riche en biotite que la précédente, *c*) une variété porphyroïde avec gros cristaux de feldspath. Le quartz, généralement pulvérisé, forme des amas de grains plus ou moins grossiers. Les gros cristaux de feldspath sont des microperthites ; les plagioclases appartiennent à la série albite-oligoclase-andésine. La biotite, plus ou moins attaquée, est toujours accompagnée d'épidot, de chlorite et de mouscovite. Les éléments accessoires sont le zircon, la magnétite, l'apatite et le rutile. La cataclase s'accroît progressivement du type granitique au type porphyroïde et au type gneissique en même temps que les feldspaths montrent une décomposition toujours plus importante en zoïsite et séricite. La composition chimique est : SiO_2 71.57, Al_2O_3 16.91, Fe_2O_3 0.47, FeO 0.78, CaO 1.22, MgO 0.46, K_2O 3.79, Na_2O 5.56. D'après ces données on peut considérer le gneiss de Fibbia comme un granite acide métamorphisé et devenu cataclastique.

Le **granite de Tremola** se distingue de la roche précitée par son grain plus fin, son aspect aplitique et sa plus forte teneur en grenat, mais s'y rattache du reste étroitement. Sa composition chimique est : SiO_2 73.23, Al_2O_3 11.46, Fe_2O_3 2.44, FeO 1.15, CaO 0.51, MgO 0.63, K_2O 5.33, Na_2O 4.12. Il représente certainement un faciès aplitique latéral du gneiss de Fibbia.

Le **gneiss de Gamsboden** montre dans sa partie méridionale une texture œillée avec de gros cristaux de feldspath et des amas lenticulaires de quartz ; il rappelle alors beaucoup le gneiss de Fibbia. Vers le N son grain devient plus fin et sa schistosité plus régulière. Le quartz y est microgranulitique ; les feldspaths sont des microperthites et surtout des plagio-

clases du groupe andésine; la biotite est accompagnée d'une quantité presque égale de mouscovite. Les éléments accessoires sont le zircon, la magnétite, le grenat. La cataclase est ici bien nette et la structure granitique originelle est plus effacée que dans les cas précédents. La composition chimique est très voisine de celle du granite de Tremola : SiO_2 73,62, TiO_2 0.33, Al_2O_3 12.96, Fe_2O_3 2.25, FeO 0.75, CaO 1.81, MgO 0.45, K_2O 3.92, Na_2O 3.24; ausssi doit-on admettre que les 3 types de roches étudiés ici dérivent d'un même magma granitique acide et forment un seul tout, auquel le nom de granite du Gothard conviendrait mieux que tout autre.

Avant de passer à l'étude d'autres roches, M. Waindziok consacre un chapitre à l'examen des associations microperthitiques d'orthose ou de microcline avec de l'albite qui se retrouvent dans les 3 types précités. Il montre que ces cristallisations se présentent sous 2 formes essentiellement différentes : l'une est caractérisée par la régularité avec laquelle les 2 feldspaths sont associés en lamelles parallèles, elle est incontestablement primaire et a dû se constituer par la dissociation pendant la consolidation de la roche d'une molécule originelle correspondant à une feldspath sodo-potassique. L'autre forme comporte au contraire des associations indépendantes de la cristallisation et se faisant suivant des lignes brisées irrégulières; les éléments albitiques se prolongent souvent en dehors de la microperthite et se soudent vers l'extérieur avec une auréole d'albite; ces formations sont sans doute secondaires et peuvent résulter ou bien de compressions énergiques ou bien de l'intervention des eaux d'imprégnation.

Vient ensuite un chapitre consacré aux roches filonniennes qui comprennent des types mélanocrates et leucocrates. Les filons mélanocrates ou lamprophyriques sont nettement prédominants surtout par leur volume; ils se répartissent normalement en roches à biotite, roches à amphibole et biotite et roches à amphibole.

Un premier échantillon de roche biotitique se trouve à 700-800 m. au N de l'hospice à l'E de la route. La biotite est ici l'élément principal auquel se mêlent de petits cristaux de zoïsité et d'albite et quelques individus plus gros de ce dernier minéral. La structure est homéoblastique et l'orientation des éléments est vaguement parallèle. La composition chimique correspond à celle des Kersantites. Un second filon de composition minéralogique et chimique très voisine coupe le gneiss de Fibbia à 500 m. environ au S de l'hospice. Au S

du lac de Lucendro apparaît un autre filon, dont la roche porphyroïde est constituée par une pâte finement granoblastique de quartz et de feldspath, au milieu de laquelle se détachent des porphyroblastes de biotite. D'après la composition minéralogique et chimique il s'agit ici d'un terme de passage des Kersantites aux Minettes.

Comme type de roche à biotite et amphibole M. Waindziok décrit un filon existant dans le voisinage du précédent au milieu du gneiss de Fibbia. Ici la roche se compose d'une pâte fine, homéoblastique, de hornblende, de feldspath et de quartz, englobant des porphyroblastes de biotite. La composition chimique se distingue de celle des types précédents par une teneur plus faible en Al_2O_3 , MgO et H_2O , plus forte en CaO et Na_2O ; elle correspond à la composition des spessartites biotitiques.

Les roches amphiboliques sont représentées d'abord par un filon coupant le granite de Tremola. C'est une amphibole vert-bleuâtre qui forme ici l'élément essentiel et qui, par l'orientation parallèle de ses prismes, donne à la roche un aspect schisteux; très peu de biotite s'y mêle et le feldspath ne forme que des cristaux peu nombreux se détachant sur la masse de la hornblende. En tenant compte de la composition chimique on doit considérer le type ici décrit comme un terme de passage entre les vogesites et les spessartites, fortement métamorphisé. Un second filon existant dans le bas des gorges de Tremola est constitué essentiellement par des prismes allongés et orientés parallèlement de hornblende; la biotite y forme de grosses lamelles porphyroblastiques, les éléments blancs (quartz, albite, zoïsite) sont associés en amas finement granuleux dans les interstices de l'amphibole. La composition chimique se rapproche de celle des Kersantites.

Les filons leucocrates de la région du Gothard, innombrables et en général finement ramifiés, sont essentiellement des filons aplitiques. D'autre part, M. Waindziok a relevé la présence à Mätteli, au milieu du gneiss de Gamsboden, d'un filon formé par une roche très énergiquement métamorphisée et ayant pris, par suite, un aspect schisteux, qui paraît devoir correspondre à un magma intermédiaire entre celui des quartzsyénites et des diorites quartzifères.

Passant ensuite aux éléments lithologiques d'origine sédimentaires, M. Waindziok définit d'abord les caractères des schistes sériciteux de Hospenthal. La roche est constituée par des feuillets micacés blancs-verdâtres, entre lesquels s'intercalent des amas de quartz contenant en petite quantité de

l'orthose et un plagioclase acide. Les éléments accessoires sont la magnétite, l'apatite, le zircon, la tourmaline. La composition est celle d'un sédiment psammitique riche en quartz (SiO_2 71.77 %).

Le gneiss de Gurschen dans sa partie médiane est un gneiss finement schisteux contenant en abondance une biotite brune. Vers le N il passe aux schistes sericiteux, vers le S il prend un grain de plus en plus grossier et est toujours plus fortement affecté par des injections granitiques, en sorte que sa limite avec le gneiss de Gamsboden n'est pas franche. Sa composition chimique n'est pas différente de celles des schistes précités et indique aussi un sédiment psammitique.

La zone intercalée entre les orthogneiss de Gamsboden et de Fibbia et désignée sous le nom général de gneiss de Guspis est en réalité un complexe très hétérogène de schistes gneissiques, de schistes chloriteux, de schistes amphiboliques, dont le principal caractère commun réside dans une injection aplitique intense et générale. Elle comprend certainement en majeure partie des sédiments de nature argileuse fortement métamorphisés et injectés, puis des filons les uns aplitiques, les autres lamprophyriques.

Le gneiss de Sorescia est également un schiste injecté, dans lequel le quartz forme des filonnets et des lentilles granulitiques entre les lits à structure gneissique. La biotite y est abondante, partiellement décomposée en chlorite et en mouscovite; les feldspaths, beaucoup moins abondants que le quartz, sont surtout de l'orthose et de l'albite. Le disthène, l'épidote, la zoisite, le grenat sont généralement répandus. Ici de nouveau nous avons un sédiment métamorphisé et imprégné d'éléments granitiques.

De ce qui précède il résulte que les terrains constituant le massif du Gothard sont en grande partie d'origine éruptive (gneiss de Gamsboden et de Fibbia, granite de Tremola) et se rattachent à un même magma fondamental. L'autre partie des schistes cristallins (gneiss de Gurschen, schistes sericiteux, gneiss de Guspis, gneiss de Sorescia) représente les restes de la calotte sédimentaire du culot éruptif. Enfin des roches filonniennes basiques et acides recoupent le tout. Tout cet ensemble hétérogène a subi pendant le soulèvement du massif un métamorphisme énergique, qui a déterminé dans les roches endogènes une cataclase intense, dans les formations sédimentaires une recristallisation plus ou moins complète.

L'idée émise récemment par M. Sandberg de l'âge tertiaire du granite (protogine) du Mont Blanc (voir *Revue* pour 1905) a suscité une assez vive réplique de M. L. DUPARC (11). M. Sandberg avait conclu que le métamorphisme, qui affecte plus ou moins les formations diverses constituant la zone comprise entre les Schistes de Casanna et le massif du Mont Blanc, est réparti en fonction du plissement et est dû à une cause résidant en profondeur et agissant encore pendant la surrection des plis; il avait admis comme un facteur essentiel le métamorphisme de contact dû à l'intrusion d'une roche qui ne pouvait être autre que le granite alpin. M. Duparc lui objecte que les évaluations qu'il a faites du degré d'intensité du métamorphisme sont fort sujettes à caution, que de plus le fait de parler de métamorphisme de contact dans un cas où il n'y a pas contact avec une roche intrusive visible, est bien risqué, qu'enfin la notion qu'il suggère devrait forcément faire admettre une ubiquité étendue du magma éruptif, contrairement à l'idée de la notion généralement répandue de la localisation de celui-ci dans l'espace et aussi dans le temps quant à l'époque de son intrusion. Quant à la supposition que les Klippes cristallines des régions préalpines représenteraient des paquets encore plastiques entraînés pendant le charriage jusque dans les régions frontales des grandes nappes et refroidis sur place, elle est réfutée de la façon la plus absolue par la nature même des roches qui constituent ces Klippes.

Passant à la question des conglomérats houillers, M. Duparc montre que ni l'absence de galets calcaires dans ces dépôts, ni la rareté des galets détritiques ou filonniens, ni le caractère de fraîcheur de ces éléments, ni les formes imparfaitement roulées des arènes, n'impliquent un métamorphisme intense de la formation; si celle-ci a souvent un aspect cristallin, cela tient au fait qu'elle était primitivement constituée d'arènes granitiques peu roulées. Le métamorphisme qui s'observe parfois sur les galets est toujours un écrasement ou un laminage purement mécanique. Aussi, étant donné que le matériel constitutif des conglomérats houillers comprend tous les principaux types de roches granitiques ou cristallophyl-liennes qui forment les chaînes voisines, le fait que ces roches existaient déjà sous leur forme actuelle à l'époque carboniférienne ne peut-il faire aucun doute.

Quant à l'origine du conglomérat jurassique de l'Amone (Val Ferret suisse), elle est encore plus évidente; les galets qui sont inclus dans ce dépôt correspondent si exactement

d'une part aux divers types de quartzporphyres du Val Ferret, de l'autre au granite si caractéristique de la même région, que la question de l'existence en surface et sous leur forme actuelle du granite et des porphyres déjà avant la période jurassique ne souffre même pas de discussion.

M. A. SAUER (20) a consacré une courte notice à la **zone des gneiss d'Erstfeld** dans la bordure septentrionale du massif de l'Aar. Il montre que dans la composition de cette zone entrent 2 éléments essentiels nettement différents: l'un est un gneiss de grain grossier, riche en biotite, qui rappelle à s'y méprendre les gneiss éruptifs de la Forêt-Noire; l'autre est un gneiss à grain fin, dans lequel le quartz forme des lits distincts et dont l'analogie avec les gneiss sédimentaires de la Forêt-Noire est frappante aussi; il contient des intercalations de calcaires et de roche à wollastonite. On trouve en outre dans cette même zone des filons de minettes, d'orthophyres et de porphyrites.

L'auteur remarque que nulle part dans le massif du Gothard on ne revoit une zone comparable à celle des gneiss d'Erstfeld, tandis que celle-ci se rattache étroitement par l'ensemble de ses caractères lithologiques à la Forêt-Noire. Il considère de plus que la zone des schistes sériciteux et des phyllades, qui borde au S la zone d'Erstfeld, n'est pas autre chose que le produit d'un laminage intense ayant affecté toute la partie méridionale des gneiss d'Erstfeld, auxquels elle appartient donc par son origine.

Néphrites néolithiques. — M. E. KALKOWSKY (16) a pu réunir un nombre considérable de **haches polies en néphrite** provenant des bords du lac de Constance (environ 700) et a soumis plus de 200 de ces échantillons à un examen microscopique. Il estime le nombre des haches de néphrite ayant existé autour de ce lac à environ 30000 ce qui aurait nécessité une quantité de matière brute égale à 6000 kg. ou 2 m³. Ces objets ne se retrouvent pas dans toutes les stations néolithiques, mais elles ne sont pas non plus limitées à certains territoires. Leur confection a dû comporter en général d'abord un sciage de la pierre, puis un polissage.

Au point de vue pétrographique les néphrites du lac de Constance se répartissent en néphrites communes, néphrites schisteuses homogènes et néphrites onduleuses. On ne retrouve pas parmi elles plusieurs types communs ailleurs tels que les néphrites translucides vert-clair, les néphrites très

faiblement colorées, les néphrites fibreuses ou grossièrement grenues, ou les néphrites à structure sphérolithique.

Parmi les matériaux qu'il a eus en main M. Kalkowsky n'a constaté aucun passage de la néphrite à la serpentine; il n'a même jamais trouvé d'actinolithe dans les haches de serpentine provenant des lacs de Constance et de Neuchâtel. Mais l'analogie des néphrites des stations néolithiques du lac de Constance avec celles de la Ligurie méridionale est si frappante, qu'on peut supposer pour les premières la même origine qui paraît évidente pour les secondes et admettre que les unes et les autres dérivent de serpentines par l'intervention d'un processus hydrochimique ayant agi en profondeur pendant une phase de soulèvements orogéniques.

Marbres des Grisons. — M. CHR. TARNUZZER (22) a publié une description synthétique des divers gisements de marbres existant dans le canton des Grisons :

1° Dans les environs de Vals existent une série de coins ou de lentilles de calcaires marmorisés, enfoncés en synclinaux écrasés dans les micaschistes ou le granite de l'Adula et qui appartiennent probablement au Trias. Des gisements analogues se trouvent au Splügen, au Bernardin, dans le Val Calanca et le Val Mesocco, etc.

2° Dans la région de Tarasp la serpentine est traversée en divers endroits par des filons de marbres dolomitiques souvent colorés en vert par une forte teneur en fuchsite.

3° Des calcaires plus ou moins marmorisés, d'âge probablement paléozoïque se trouvent en contact avec la serpentine et les schistes sériciteux soit près de Dissentis, soit dans le Val Lischanna et le Val Triazza.

4° Des marbres triasiques, correspondant à la Rötidolomit, existent à l'E d'Andeer et Pigneu, à Ferrera sur l'Averserrhein, au-dessus de Juf et à l'Averser Weissberg. Ils se retrouvent sur un grand nombre de points dans le massif du Julier (Forcellina Pass, Septimer, Fex, Piz Tremoggia, Casaccia, Le Prese, etc.) souvent associés à des marbres jurassiques.

5° Les marbres jurassiques représentent des zones calcaires intercalées dans les schistes lustrés et métamorphisées. Ils existent soit dans le Schams, soit dans la vallée d'Avers, soit dans les environs de Vals et le Petersthal, soit dans l'Oberhalbstein au Val Nandro, au Val Gronda au Val Bercla, soit dans le massif du Julier au Piz Lunghino, au Sassalbo, soit près d'Ardetz.