Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 8 (1903-1905)
Heft: 6

Artikel: Ire partie, Minéralogie et pétrographie
Autor: [s.n.]
Kapitel: Pétrographie
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-156300

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 15.07.2025

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

de ces mesures que c'est le point labile de l'anorthite que M. Vogt a désigné comme Erstarrungspunkt.

Pour l'**albite** le point de liquéfaction du cristal a été trouvé = 1259°, celui du colloïde = 1177°.

Pour l'**orthose** M. Brun a retrouvé les mêmes chiffres qu'il avait publiés antérieurement.

La **leucite** commence à se vitrifier superficiellement à 1430°, à 1470° elle se ramollit, à 1560° elle se vitrifie en émettant des bulles et à 1600° le verre est complet. Le colloïde correspondant se ramollit entre 1050° et 1150°.

Pour un cristal de péridot provenant du Dreiser Weiher et ayant la composition SiO_2 41.88, FeO 9.09 et MgO 49.50, M. Brun a trouvé le point soudable à 1350° et le point de fusion à 1710°.

Pour la **Wollastonite**, il faut noter la stabilité beaucoup moindre du réseau clinorhombique que celle du réseau hexagonal. Ainsi un cristal clinorhombique d'Auerbach s'est liquéfié à 1366° en un verre qui s'est transformé très vite en un réseau hexagonal; un cristal hexagonal de synthèse n'a fondu qu'à 1515°.

En somme, il résulte clairement de ces expériences que le point de destruction d'un cristal correspond dans la règle à une température supérieure à celle de la liquéfaction de son colloïde et aussi à celle à laquelle ce cristal peut se tormer par cristallisation de son verre.

Synthèse. En chauffant de la magnésite au four électrique MM. A. Le Royer, A. Brun et L. Collet (6) ont obtenu de à côté d'une masse transparente de petits cristaux cubiques *périclase* (MgO).

Pétrographie.

En tête de ce chapitre, il convient de citer l'apparition de la première partie d'une étude générale des **schistes cristallins**, due à la plume de M. U. Grubenmann (9).

Après un rapide aperçu sur l'évolution des idées dans ce domaine spécial, l'auteur aborde la question de la matière primaire des schistes cristallins. Il montre d'un côté le passage graduel de sédiments détritiques francs à des roches de plus en plus métamorphisées et dans lesquelles l'origine clastique devient de moins en moins claire, d'un autre côté,

les relations qui existent entre certains schistes cristallins et les roches endogènes. Il y a donc certains schistes d'origine sédimentaire caractérisés d'une façon plus ou moins nette par leur stratification, par leur variabilité chimique, par la présence en eux d'éléments détritiques et exceptionnellement de fossiles. D'autre part, certains schistes sont des roches endogènes modifiées ; ils se reconnaissent alors par les formes qu'ils prennent et surtout par leur composition chimique qui est conforme aux mêmes règles que celle des roches endogènes.

A propos de cette seconde catégorie de schistes cristallins, l'auteur fait un exposé des idées modernes sur la cristallisation des divers éléments d'un magma fluide et sur les diverses influences qui y interviennent du fait de la température, de la pression, de la nature chimique du milieu et des affinités relatives des divers éléments chimiques entre eux, de l'action des minéralisateurs. Il définit ensuite au point de vue de leur origine les structures vitreuse, autallotriomorphe (= panallotriomorphe de Ramsay, = panidiomorphe de Rosenbusch), pegmatitique, granitique, ophitique, porphyrique, puis les textures massive, fluidale, poreuse. Enfin, il jette un coup d'œil rapide sur les phénomènes de ségrégation et de différenciation magmatique, sur le métamorphisme de contact et sur l'injection.

Le second chapitre est consacré au métamorphisme, dans lequel l'auteur fait intervenir d'abord un dissolvant, puis la chaleur et enfin la pression. Le dissolvant est fourni essentiellement par l'eau qui se trouve en quantité variable dans toutes les roches et dont l'action augmente très rapidement avec la température et la pression. La température agit en facilitant d'une façon générale les réactions chimiques et ses variations tendent à amener des modifications minéralogiques des roches, un exhaussement de température provoquant des réactions qui absorbent la chaleur, un abaissement provoquant au contraire des réactions qui abandonnent de la chaleur; enfin, elle agira sur le degré de concentration des solutions et sur les phénomènes de diffusion. La pression augmente d'abord la solubilité ; elle favorise la formation des minéraux dont la naissance correspond à une diminution du volume général, c'est-à-dire ceux dont le poids spécifique est le plus élevé, et dont le volume moléculaire est plus petit que la somme des volumes moléculaires des oxydes constituants. Pour le reste, son action dépend beaucoup de la façon dont elle se manifeste ; si elle est hydrostatique, c'est-à-dire si elle

agit dans tous les sens avec la même force, comme cela doit être le cas dans les grandes profondeurs, les minéraux nouvellement formés s'associeront en une structure grossièrement grenue sans schistosité, et le métamorphisme se fera très lentement. Si la pression est unilatérale, permettant un mouvement de la masse, elle produira d'abord la cataclase, puis, les dissolvants intervenant, il y aura des transports de matière des parties plus comprimées aux parties relativement peu comprimées, en même temps qu'il se produira souvent des modifications minéralogiques ; le grain de la roche pourra alors être considérablement réduit. Le dynamométamorphisme varie du reste assez notablement suivant que la masse comprimée flue dans un plan ou dans une direction. Enfin, il va sans dire que la nature primaire de la roche en voie de métamorphisme influe d'une façon fondamentale sur le résultat final, puisque d'une part la composition chimique du milieu ne se modifie pas ou presque pas et que, d'autre part, certains minéraux primaires résistent beaucoup mieux que d'autres à la destruction.

Le résultat final du métamorphisme doit donc être excessivement varié et c'est à l'étude de ses différentes formes qu'est consacré le troisième chapitre du livre de M. Grubenmann.

Le métamorphisme varie d'abord avec la profondeur, de laquelle dépendent la température et la pression et l'auteur distingue ainsi :

a) Une zone supérieure, dans laquelle la température est relativement peu élevée, tandis que la pression unilatérale est forte du fait des phénomènes orogéniques, et dans laquelle l'eau d'imprégnation est abondante. Les déformations mécaniques prendront ici un grand développement ; le métamorphisme chimique donnera naissance à des minéraux riches en eau et à volume moléculaire relativement petit (séricite, chlorite, talc, hématite, albite, hornblende, etc.).

b) Une zone moyenne, où la température notablement plus élevée et la pression agissent toutes deux dans le sens d'une réduction de volume, et où la pression unilatérale prédomine sur la pression hydrostatique. Ici le métamorphisme chimique devient beaucoup plus important que la cataclase et les minéraux formés sont ceux dont le volume moléculaire est le plus petit avec une teneur en eau moyenne (mouscovite, microcline, microperthite, albite, oligoclase, biotite, zoïsite, épidote, hornblende, etc.). La structure est franchement cristalline, feuilletée ou fibreuse.

c) Une zone profonde, dans laquelle la température très élevée favorise la formation de minéraux à grand volume moléculaire et agit en sens inverse de la pression. Celle-ci est surtout une pression hydrostatique. L'eau d'imprégnation est en quantité relativement faible. Ainsi se forment surtout des minéraux anhydres et à volume moléculaire grand (orthose, différents plagioclases, biotite, augite, olivine, grenat, cordierite, magnétite, etc.). La structure est holocristalline et imparfaitement schisteuse.

L'auteur montre ici quelles sont les modifications subies par divers éléments minéralogiques en passant d'une zone à l'autre ; ensuite, il suit la transformation d'un granite en gneiss granitoïde et en gneiss schisteux par suite de son passage à des zones toujours moins profondes, puis la transformation d'un diabase en un schiste vert, une amphibolite granatifère et finalement une éclogite par suite de son enfoncement progressif; enfin, le passage d'une argile à une phyllade, à un schiste séricitique, à un micaschiste et finalement à un gneiss.

Parmi les divers types de structures qu'on observe dans les schistes cristallins, M. Grubenmann distingue d'abord la *structure cristalloblastique*, dans laquelle les différents éléments minéralogiques se sont accrus par des apports successifs de substance autour de certains centres. Ici les éléments ne montrent généralement pas de formes cristallographiques nettes, tout au plus marquent-ils une tendance vers une forme déterminée. Du reste, il y a entre les minéraux de grandes différences à ce point de vue ; les uns, qui sont dans la règle des minéraux à densité forte, montrent volontiers certaines formes cristallographiques, ils sont dits *idioblastes ;* les autres sont mal cristallisés et prennent des formes quelconques, ce sont les minéraux *scénoblastes ;* dans les premiers, les faces qui se développent habituellement sont celles qui correspondent à un plan de clivage. En somme, le caractère plus ou moins idioblaste des minéraux dépend de leur puissance de cristallisation qui paraît être en proportion inverse du volume moléculaire. Les gros éléments sont en général riches en inclusions ; ils ne sont qu'exceptionnellement zonés. La structure est toujours holocristalline et le grain est en général plutôt grossier. Si tous les éléments d'un schiste s'accroissent avec la même rapidité, on parlera de structure *homéoblastique* ; si certains d'entre eux s'augmentent plus rapidement que d'autres, on parlera de structure *hétéroblastique*.

Dans la structure homéoblastique, on peut distinguer le type *granoblastique* dans lequel les éléments sont en grains irréguliers sans orientation déterminée, le type *lépidoblastique* dans lequel les principaux éléments sont feuilletés et orientés parallèlement, le type *nématoblastique* dans lequel les éléments sont disposés en faisceaux de fibres enchevêtrés, le type *poïkiloblastique* dans lequel de gros éléments scénoblastiques plus ou moins serrés sont séparés par un aggrégat de petits éléments idioblastiques, le type *diablastique* dans lequel les éléments allongés en forme de prisme s'enchevêtrent les uns avec les autres à la façon des pegmatites.

La structure hétéroblastique présente dans la règle le type *porphyroblastique*, qui rappelle la structure porphyrique des roches endogènes avec de gros éléments porphyroblastes et une masse beaucoup plus fine, grenue, feuilletée ou fibreuse.

A côté des schistes cristalloblastiques ou schistes cristallins proprement dits ayant subi une recristallisation complète, il existe de nombreuses formations dans lesquelles il reste des traces de la structure première ; l'on aura ainsi des roches *blastogranitiques*, *blastophitiques*, *blastoporphyriques*, dérivées de roches endogènes, et des formations *blastopséphitiques*, *blastopsammitiques*, *blastopélitiques*, dérivées de sédiments détritiques.

Ces différents types de structure sont plus ou moins liés aux conditions de profondeur ; dans la zone supérieure subsisteront le plus souvent des formations peu recristallisées, mais plus ou moins cataclastiques ; dans la zone moyenne prédomineront déjà les vrais schistes cristalloblastiques de type lépidoblastique, nématoblastique, etc....; enfin dans la zone profonde les schistes habituels sont des schistes granoblastiques à grain grossier.

La texture des schistes cristallins est souvent encore influencée par la texture primaire ; lorsque celle-ci a été complètement effacée par dynamométamorphisme, la texture définitive dépend de la pression subie.

Lorsqu'il s'agit de sédiments enfouis sous une couche toujours plus épaisse, la schistosité finale sera dans la règle parallèle à la stratification. Dans le cas, au contraire, de compressions orogéniques agissant tangentiellement, la schistosité finale sera à peu près verticale, coupant indifféremment les strates successives ; nous aurons alors la schistosité transversale ou le clivage, qui résulte d'une recristallisation sous pression. La texture schisteuse devient fibreuse ou linéaire quand les éléments prismatiques ont une orientation parallèle,

ce qui peut provenir, soit d'une orientation parallèle primaire, soit surtout d'un fluement de la masse dans une seule direction. Elle devient lenticulaire quand les gros éléments durs se réunissent en des lentilles plus ou moins aplaties que moule un tissu feuilleté d'éléments moins durs. Elle passe à la texture massive par l'irrégularité toujours plus grande qui se manifeste dans l'orientation des composants.

Ces divers types de structure se répartissent comme suit avec la profondeur. Près de la surface, c'est la schistosité cataclastique qui doit se produire, puis vient la schistosité de recristallisation; enfin, dans la zone profonde, ce sont les textures massives qui tendent à prédominer.

Le dernier chapitre est consacré à une sorte d'essai de classification stratigraphique des schistes et montre la prédominance exclusive à la base du Cristallin du gneiss, auquel s'associe des masses laccolithiques de granite, puis la diminution progressive du gneiss dans l'Archéen supérieur ou l'Algonkien et l'apparition toujours plus abondante de schistes d'origine nettement sédimentaire. La limite supérieure des schistes cristallins est du reste excessivement variable, puisqu'elle dépend de la date des derniers grands plissements.

M. C. Schmidt a dirigé pendant ces dernières années, pour le compte du Comptoir minéralogique et géologique suisse à Genève, le collectionnement des roches les plus typiques de la Suisse, dans le but de créer cinquante séries identiques devant servir à l'enseignement. Ces roches, sédimentaires, éruptives et cristallophylliennes, sont classées d'après la légende stratigraphique de la carte géologique au 1 : 100 000.

Les collections ainsi formées comprennent 276 échantillons, dont M. Schmidt a l'intention de donner une description complète. En attendant, il vient de publier une courte notice explicative, qui comprend une liste des principales publications pétrographiques concernant la Suisse et l'indication de tous les specimens réunis avec leur origine exacte (14).

Dans une conférence consacrée aux *Schistes cristallins des Alpes occidentales*, faite au Congrès géologique à Vienne (1903), M. P. Termier (15) commence par rappeler que les roches cristallophylliennes de ces régions comprennent trois grands complexes métamorphiques d'âge différent. Le plus ancien, antérieur au Houiller, forme la chaîne de Belledonne, le massif du mont Blanc, le soubassement cristallin des Alpes bernoises; il existe en un mot dans la première zone alpine de Lory. Le second correspond au Houiller et au

Permien et passe latéralement à des roches nettement détritiques ; c'est à lui qu'appartiennent les schistes de la Vanoise, les schistes de Casanna, les micaschistes et les gneiss du Grand Paradis, du mont Rose, d'Antigorio, du Tessin, etc.... Enfin, le troisième complexe, est celui des schistes lustrés dans lequel sont inclus probablement des dépôts s'étendant du Trias à l'Eocène.

Le complexe ancien est formé surtout de micaschistes à mica blanc et de chloritoschistes auxquels s'associent en grande quantité des gneiss ordinaires, en proportion beaucoup plus faible des amphibolites, des pyroxéniques, des gneiss basiques, et dans lesquels s'intercalent exceptionnellement des schistes carburés et des conglomérats. Il renferme des amas nombreux de granites, de syénites, de gabbros ou de peridotites.

Le second complexe varie assez notablement suivant les profils transversaux à la direction de sa zone d'affleurement ; sur la bordure extérieure de celle-ci, les schistes passent à des sédiments ordinaires ; puis, vers l'intérieur, le métamorphisme augmente et le type micaschiste s'établit ; ensuite, par accroissement progressif de la feldspathisation, c'est le type gneiss qui prédomine presque exclusivement, ainsi au Grand Paradis, au mont Rose, au Simplon, au Tessin. Dans cette série permo-houillère, les roches d'intrusion font défaut, sauf dans les environs d'Ivrée, de la vallée du Chisone et du Val Saravanche.

Dans la série des schistes lustrés, ce sont des calcschistes complètement recristallisés qui prédominent ; ils sont fréquemment accompagnés de micaschistes francs, quelquefois de calcaires peu métamorphisés. A ces sédiments se mêlent les *roches vertes* qui comprennent d'abord des gabbros et des péridodites peu modifiés, puis des roches dérivées de ceux-ci, serpentines, variolites, ovardites, etc.... Les micaschistes, les chloritoschistes, les schistes amphiboliques, qui s'intercalent fréquemment dans les calcschistes, doivent être considérés comme des sédiments métamorphisés qu'il ne faut pas confondre avec les roches vertes. Par contre, il faut remarquer que les pyroxénites, les cornéennes et les gneiss n'existent que là où se trouvent des amas de gabbro ou de péridotite. Le Trias moyen et inférieur, qui supporte les schistes lustrés, n'est pour ainsi dire pas métamorphisé vers l'extérieur de la zone, tandis qu'il devient de plus en plus métamorphique vers l'intérieur ; il devient même parfois méconnaissable, formé de gneiss, de micaschistes et de dolomies saccharoïdes

riches en minéraux variés; alors la limite entre les complexes moyen et supérieur devient indistincte.

Il est du reste hors de doute que, tandis que la première série cristallophyllienne existait dans le même état de métamorphisme qu'aujourd'hui avant les plissements alpins, les deux dernières séries doivent leur métamorphisme à une seule et même succession de phénomènes qui est en relation étroite avec le soulèvement des Alpes. Cette relation n'est du reste pas, dans la pensée de l'auteur, ce que beaucoup pensent, et le métamorphisme ne doit en aucune façon être considéré comme du dynamométamorphisme, dont M. Termier nie absolument la possibilité; c'est un métamorphisme local né au sein du grand géosynclinal dans lequel se sont développés les plis alpins; ainsi s'explique que, plus on s'éloigne des régions axiales de cette zone affaissée, plus le métamorphisme diminue d'intensité.

Ce métamorphisme régional a du agir de la même façon, mais à une autre époque sur les schistes de la première série, et l'on peut admettre d'une façon générale qu'il a produit des effets semblables dans toutes les chaînes et à tous les âges, transformant les sédiments de périodes très différentes en termes pétrographiques pour ainsi dire identiques. Il ne doit pas être considéré comme la conséquence d'une intrusion de roches massives; celle-ci donne lieu à des effets nettement distincts et facilement reconnaissables, ainsi par exemple dans les auréoles de gneiss basiques et d'amphibolites qui entourent les gabbros de la série anté-houillère comme de la série des schistes lustrés. Enfin ce métamorphisme régional a pris dans les divers terrains affectés une extension très variable, qui reste difficile à expliquer.

La cause de ce métamorphisme paraît à M. Termier être d'abord un enfouissement des assises à une grande profondeur, ensuite un apport particulièrement abondant d'alcalis et de magnésie effectué par des colonnes filtrantes montant du fond du géosynclinal.

M. Fr. Weber (6) a entrepris l'étude détaillée de la zone des **roches syénitiques**, qui forment entre le bassin de la Reuss et celui du Rhin le massif du Piz Giuf, et se continue d'un côté jusque dans le haut Rienthal, de l'autre par le Krüzlipass jusque dans le versant N. du Piz Aul. La syénite normale est une roche verte, plus ou moins foncée d'aspect porphyroïde avec des cristaux macroscopiques d'orthose blanche et d'une hornblende verte à laquelle s'associe en

quantité très variable un mica verdâtre qui en est certainement dérivé. La roche contient, en outre, de petits cristaux de plagioclase, de l'épidote et de la titanite.

Sous le microscope les cristaux d'orthose se révèlent en réalité comme formés par des associations microperthitiques de microcline et d'albite passant latéralement à l'orthose. Les cristaux ont des contours irréguliers; ils sont généralement entourés par une auréole de petits individus d'albite qui forment souvent avec le quartz des enchevêtrements micropegmatitiques ; parfois l'albite est remplacée par de l'oligoclase, beaucoup plus rarement par de l'andésine. Les inclusions contenues dans ces gros cristaux d'orthose-microperthite appartiennent au rutile, au zircon, à l'apatite, à la titanite, à l'orthite, à la hornblende, à l'oligoclase-albite, au quartz.

Les cristaux plus petits de feldspath, qui forment la pâte, se répartissent avec des proportions très variables de la façon suivante : plagioclases compris entre l'albite et l'oligoclase très fréquents, plagioclases compris entre l'oligoclase et l'andésine beaucoup plus rares, microcline, orthose, microperthite. Les plagioclases sont fortement décomposés et l'on pourrait admettre qu'ils dérivent de plagioclases calciques, la chaux des minéraux primaires ayant contribué à la formation d'une série de minéraux secondaires.

Le quartz est en général très peu abondant. La hornblende est toujours la hornblende commune; ses cristaux ne sont qu'exceptionnellement idiomorphes; ils montrent une inhomogénéité en général très marquée, qui doit s'expliquer par un appauvrissement tantôt graduel, tantôt brusque en oxydes de fer spécialement en FeO. Les mâcles selon (100) sont fréquentes et l'on trouve de nombreuses associations parallèles avec la biotite selon les faces des prismes. Les inclusions les plus fréquentes sont l'apatite, la titanite, la biotite, le zircon, l'orthite.

La biotite est en grande partie verte ou jaunâtre, en petite partie brun-rougeâtre ; elle est souvent entourée par des auréoles d'épidote et contient à peu près les mêmes inclusions que la hornblende ; elle se décompose en un minéral chloriteux vert-pâle. La biotite verte, qui est seule associée à la hornblende doit être considérée comme un produit secondaire dérivé de celle-ci sous l'effet d'un dynamométamorphisme puissant ; l'on peut suivre, en effet, le passage graduel de la hornblende à de véritables pseudomorphoses de biotite, et les associations de hornblende et de biotite, signalées plus haut,

doivent être considérées comme des stades plus ou moins avancés dans cette transformation.

L'orthite, qui existe en quantité variable dans toutes les coupes, apparaît en cristaux généralement petits et imparfaitement formés, plus ou moins polychroïques, bruns foncés à jaunes clairs, presque toujours entourés d'une auréole d'épidote secondaire mêlé à du quartz. L'orthite se trouve fréquemment comme inclusions dans les hornblendes et les biotites et s'associe volontiers à l'apatite et à la titanite.

La titanite est également un minéral accessoire à peu près constant de la syénite, où elle se trouve en général dans l'intérieur des cristaux de hornblende et de biotite sous forme d'éléments bien cristallisés, parfois corrodés, faiblement polychroïques, bruns, souvent mâclés suivant (110) et ($1\bar{1}0$). L'apatite, toujours abondante aussi, existe en petits cristaux arrondis à l'intérieur de tous les minéraux postérieurement formés ; ses cristaux sont très riches en inclusions liquides, parfois ils sont colorés en brun-rouge ou violacé par un pigment polychroïque, qui est très probablement de l'oxyde de manganèse. Le zircon forme des inclusions moins abondantes et surtout moins constantes dans les minéraux basiques.

La structure de la syénite est hypidiomorphe-grenue avec un aspect phorphyroïde, les gros cristaux de feldspath potassique s'étant formés les derniers. La texture parallèle que la roche prend fréquemment a dû, vu l'absence de cataclase, être créée avant la consolidation complète du magma sous l'effet d'une compression, qui a probablement joué aussi son rôle dans la formation de la structure caractéristique des grands feldspaths potassiques. Les nombreuses transformations minéralogiques que la roche a subies doivent être dues à des compressions postérieures à la consolidation et à l'intervention de l'eau agissant à de grandes profondeurs, par conséquent à une température élevée et sous une forte pression. Enfin, il est hors de doute que la roche a été postérieurement encore modifiée par place par des efforts orogéniques agissant à des profondeurs moindres et qu'il s'est formé ainsi des zones de broyage, des structures cataclastiques locales, etc.

L'analyse d'un échantillon typique a donné : SiO_2 59.58, TiO_2 0.77, Al_2O_3 14.45, Fe_2O_3 1.52, FeO 3.09, CaO 4.74, MgO 4.19, K_2O 7.54, Na_2O 2.69, P_2O_5 0.51, CO_2 0.11, H_2O 0.50, ce qui donnerait pour la composition minéralogique les proportions suivantes : microcline-microperthite 50, oligoclase-albite 10, orthose et microcline 7, quartz 5, horn-

blende 15, biotite 10, apatite, titanite et orthite 3. Cette roche est ainsi très voisine de la syénite typique du Plauenscher Grund, avec une acidité un peu plus forte; on peut la considérer comme une syénite potassique faiblement quartzifère.

A côté de la forme-type, la syénite du Piz Giuf montre d'assez nombreuses variations tant au point de vue de la composition qu'à celui de la structure ou de la texture. Ainsi sur la bordure méridionale du massif syénitique, entre le Giuffirn et le pied du Kleiner Mutsch, se montre une syénite de structure granitique à grain moyen ou fin et de couleur claire, caractérisée par la proportion relativement très forte de feldspath et par la quantité importante du quartz (10 à 15 %), qu'il faut considérer ou bien comme une ségrégation de bordure acide du magma syénitique, ou bien peut-être comme le produit d'injections aplitiques ou pegmatitiques dans la syénite. La texture parallèle est ici très nette; en outre un clivage avec forte cataclase et développement important de minéraux secondaires indique l'intervention d'un dynamométamorphisme violent. Des roches analogues existent à l'E du Krüzlipass, près de Müllersmatt et dans le Fellithal.

D'autre part, on trouve sur la bordure septentrionale, dans la paroi du Schattig-Wichel, une variété basique, de couleur foncée, porphyroïde, avec un grain grossier. Dans la pâte, l'albite et l'oligoclase prédominent sur le feldspath potassique et le quartz est très rare. La biotite, représentée presque exclusivement par la variété brune, est aussi abondante que la hornblende. Cette roche contient de nombreuses ségrégations basiques formées essentiellement de hornblende, de biotite et de titanite avec une très forte proportion de zircon, d'apatite et d'orthite. L'auteur discute ici en détail la question des auréoles biréfringentes qui se développent dans l'intérieur des cristaux de biotite ou de hornblende, autour des inclusions de zircon et surtout d'orthite, et qui sont particulièrement nettes dans ces ségrégations basiques. Il considère ce phénomène comme dû à un passage du Fe_2O_3, et du Zr_2O_3 dans le cas du zircon, de l'inclusion dans le minéral encaissant, sans trancher la question de savoir si cette réaction est primaire ou secondaire.

Par places, la syénite prend un aspect rubanné par suite de la concentration suivant certaines zones de la hornblende et du plagioclase, tandis que suivant d'autres zones la microcline-microperthite et la biotite deviennent les éléments pré-

dominants et que le quartz se trouve en quantité relativement grande.

La structure de la syénite varie en ce sens qu'à côté du type porphyroïde, on trouve un type granitique grossier, qui est bien développé au milieu du massif sur le versant NW du Kleiner Mutsch, et un type granitique microgrenu, riche en hornblende, en biotite et en plagioclase, qui affleure à la Rienthallücke. La texture est massive dans les variétés granitoïdes à gros grains et dans plusieurs variétés porphyroïdes; à partir du type massif, on peut suivre une transformation progressive de la roche dans le sens d'une schistosité toujours plus prononcée. Celle-ci est due à la formation d'éléments secondaires de plus en plus abondants (séricite, biotite, épidote, quartz) qui se disposent en lamelles parallèles; elle a été causée par une pression se faisant sentir à une profondeur relativement grande, car les cataclases sont en somme peu importantes, tandis que l'action de l'eau d'imprégnation est prépondérante. L'on arrive ainsi à des gneiss syénitiques et, finalement, à de véritables gneiss à biotite.

Les roches filonniennes qui traversent la syénite et qui dérivent incontestablement du même magma profond se répartissent comme d'habitude en roches mélanocrates et leucocrates.

Les filons mélanocrates sont abondants soit dans la syénite, soit dans son voisinage immédiat; leur épaisseur varie entre 10 cm. et 3 m., leur forme est simple, sans ramifications, et leur position presque verticale. Ils devaient être constitués à l'état primaire de spessartites et de kersantites, mais ces roches ont subi une transformation complète et ont pris l'aspect de schistes verdâtres riches en biotite et en épidote, ce qui fait qu'elles ont été faussement interprétées jusqu'ici. D'après un échantillon relativement très frais provenant de la paroi du Rother Wichel, l'auteur définit les **Spessartites** comme suit :

La roche est constituée par une pâte verdâtre enveloppant des macro-cristaux de hornblende disposés tantôt irrégulièrement, tantôt fluidalement. Les cristaux de hornblende montrent très souvent un squelette formé de hornblende brune complété par de la horblende beaucoup plus claire, ce qui doit s'expliquer par une diminution brusque de la teneur du magma en oxyde de fer; en outre, les cristaux ont souvent été corrodés, puis recomplétés par de la hornblende claire. La biotite primaire est très peu abondante; par contre, on

trouve en grande quantité de la biotite secondaire, qui offre avec la hornblende les mêmes relations que dans la syénite. Les minéraux accessoires sont la titanite et l'épidote, ce dernier formant par places des associations rayonnées, sphéritiques. Quelques cristaux de quartz paraissent être primaires et authigènes. La pâte est constituée par un agrégat microgrenu, granophyrique par places, de feldspath et de quartz, qui contient des aiguilles de hornblende, des grains de titanite et de l'épidote en tous petits éléments.

Par sa composition chimique, comme du reste par sa structure, cette roche se rapproche des Spessartites avec une teneur un peu plus forte en silice; elle a un caractère plutôt plus dioritique que syénitique et montre déjà une analogie incontestable avec les types basiques de la série neutre, les porphyrites et les andésites.

L'effet du métamorphisme sur cette roche consiste avant tout dans le passage de la hornblende à la biotite, puis dans la formation toujours plus abondante d'épidote, de séricite, de quartz, etc.

L'auteur décrit ensuite comme diorite-porphyrite une roche filonienne riche en macrocristaux de feldspath qui affleure sur l'éperon S du Hälsistock. La hornblende est ici en grande partie transformée en biotite ou même en chlorite; elle montre des associations curieuses avec la titanite.

Pour les **Kersantites**, M. Weber a pris comme types plusieurs échantillons cassés dans un filon qui coupe la syénite au-dessous du sommet septentrional du Giufstöckli. La roche est grise-brunâtre, à grain très fin, avec par places des macrocristaux d'orthose et de plagioclase. L'orthose est en cristaux prismatiques allongés suivant la zone des clinodomes; les plagioclases sont tabulaires suivant M, et appartiennent à l'andésine. La pâte est formée essentiellement par des bâtonnets maclés d'andésine, auxquels se mêlent quelques cristaux d'orthose, et entre lesquels s'intercalent des lamelles postérieurement constituées de biotite brune, de sorte que la structure rappelle la structure ophitique des diabases. Les minéraux accessoires sont l'apatite, la titanite, l'épidote, la magnétite (rare), le quartz. Cette roche rappelle en somme les Kersantites du Spessart et du Plauenscher Grund. La composition chimique est la suivante : SiO_2 57.97, TiO_2 1.08, Al_2O_3 17.35, Fe_2O_3 6.17, FeO 1.74, CaO 4.74, MgO 4.00, K_2O 3.67, Na_2O 2.11, P_2O_5 0.17; elle correspond plutôt à

un magma dioritique avec pourtant une proportion de K_2O : Na_2O qui rappelle le magma syénitique.

A certains endroits, la Kersantite devient schisteuse et très riche en séricite et peut devenir difficile à distinguer des schistes à biotite. Elle semble du reste ne former que peu de filons.

Les roches filoniennes leucocrates comprennent d'une part des granite-porphyres, de l'autre des aplites, ces deux termes étant reliés par des types de passage.

Les **granite-porphyres** forment plusieurs filons dans les environs de Müllersmatt (Etzlithal), entre Müllersmatt et le Kreuzlipass et vers l'extrémité supérieure du Val Giuf. Ces roches sont grisâtres ; les macrocristaux comprennent d'une part des andésines de forme tabulaire, de l'autre de petites lamelles de biotite associées en agrégats. La pâte est en partie sphérolithique, en partie granophyrique, et se compose essentiellement de quartz, d'orthose, d'oligoclase et de biotite. La composition chimique est nettement acide avec 71.25 % de silice, 13.67 % d'alumine, 2.41 % de chaux, 4.13 % de potasse, 4.22 % de soude.

Les granite-porphyres montrent du reste des variations soit primaires, soit secondaires ; ainsi la pâte peut devenir un peu plus grossière et passer au type microgranitique, d'autre part il peut se mêler aux macrocristaux d'andésine des orthoses, enfin la roche prend souvent par dynamométamorphisme une texture schisteuse.

La plupart des filons qui traversent la syénite et les schistes encaissants sont formés d'**aplite**. Les filons aplitiques sont d'épaisseur très variable et se ramifient infiniment, de façon à former dans certaines régions de la syénite un réseau très serré.

Sous le microscope ces aplites apparaissent sous la forme d'un mélange de quartz et de feldspath, dans lequel sont semées des lamelles plus ou moins chloritisées de biotite, des grains de titanite, et de petits amas d'épidote. Le quartz est allotriomorphe, l'orthose est à peu près aussi abondante que les plagioclases ; ceux-ci sont d'une part des albites franches ou passant à l'oligoclase, de l'autre des andésines basiques. A côté des orthoses on trouve de nombreuses plages de microcline et de microperthite. La structure est panallotriomorphe. La composition chimique est très acide avec 73.33 % de silice, 15.90 % d'alumine, 0.70 % de chaux, 4.83 % de potasse, 4.36 % de soude.

A côté des aplites typiques l'auteur signale des aplites à hornblende, des aplites riches en biotite, des aplites à mouscovite et à grenat, des aplites passant aux pegmatites.

Les relations qui existent entre les filons aplitiques et les filons lamprophyriques montrent clairement que les premiers sont plus récents que les seconds.

Le fait que toutes les roches filonniennes du massif syénitique du Piz Giuf dérivent du même magma fondamental que la syénite ne peut faire aucun doute ; ce magma devait être celui d'une syénite quartzifère, plus riche en plagioclase, et plus pauvre en microcline, en hornblende et en biotite que la syénite typique de la région, avec à peu près la composition chimique suivante : SiO_2 66.7, Al_2O_3 15.9, Fe_2O_3 2.7, FeO 0.6, CaO 4.1, MgO 2.8, K_2O 3.6, Na_2O 3.6.

L'auteur discute ici longuement les lois qui règlent la différenciation des magmas ; il montre en particulier que, conformément à l'opinion de Milch, le groupe des malchites et des luciites, auquel appartiennent les Spessartites et les Kersantites du Piz Giuf, sont des différenciations basiques de magmas granito-dioritiques, et non des différenciations acides de magma diorito-gabbroïdes ; il fait remarquer d'autre part qu'entre les diverses roches filonniennes du Piz Giuf il n'y a plus de véritable consanguinité, mais que soit le rapport de la soude à la potasse, soit les quantités proportionnelles des métaux bivalants et monovalants varient notablement, ce qui s'explique du reste par le degré élevé de la différenciation dans les termes extrêmes.

Le massif syénitique du Piz Giuf contient de nombreuses intercalations de schistes cristallins, qui représentent incontestablement des formations sédimentaires métamorphiques et qui correspondent à des plis synclinaux pincés et partiellement résorbés.

Entre la terrasse de Auf den Feden (Fellitthal) et le Kleiner Mutsch on voit en alternance avec des bancs de syénite un gneiss très riche en biotite, ayant subi par places une forte injection aplitique. La biotite est rouge brunâtre, entourée de rutile et d'épidote ; les feldspaths sont en grains plus ou moins arrondis et comprennent de l'oligoclase qui prédomine, de l'orthose, et de l'andésine en faible quantité ; le quartz est presque aussi abondant que le feldspath. D'après l'analyse chimique on peut calculer la proportion des divers éléments comme suit : Biotite 25 %, oligoclase 25 %, orthose 12 %, quartz 38 %. A cause de sa très grande richesse en silice, de son excès d'alumine et de la quantité relativement

trop forte de magnésie ce gneiss ne peut être une roche intrusive métamorphisée et doit être considéré comme un paragneiss, dérivé d'un grès granitique.

La roche présente du reste quelques variations. Malgré la rareté des phénomènes de métamorphisme de contact on peut admettre qne ces bancs de gneiss représentent des lambeaux empâtés dans la syénite, d'autant plus que dans certaines coupes le métamorphisme de contact est évident; à certains endroits on suit même uue sorte de passage du gneiss à la syénite par pénétration dans le premier d'éléments caractéristiques de la seconde, en particulier de la hornblende.

A ces gneiss à biotite s'associe un second type de gneiss, qui a l'aspect foncé et paraît formé essentiellement de biotite et de mouscovite enveloppant des nids de quartz ou de feldspath. L'orthose et le microcline semblent être en quantité à peu près équivalente à celle de l'albite-oligoclase et de l'andésine. Le quartz assez peu abondant remplit les intervales entre les feuillets micacés ; la biotite est en partie chloritisée. Le grenat et la clinozoïsite sont abondants. La composition minéralogique déduite de l'analyse chimique est à peu près : Mouscovite 36 %, biotite 24 %, chlorite 12 %, feldspath 20 %, quartz 8 %. Cette roche doit être considérée aussi comme un paragneiss avec un fort excès d'alumine.

Enfin l'on trouve encore intercalés dans la syénite quelques bancs de **schistes amphiboliques**.

Parmi les schistes encaissants on retrouve sensiblement les mêmes que parmi les enclaves contenues dans le massif syénitique. Les principaux types sont :

1° Un schiste à biotite, formé en grande partie par des lamelles de mica verdâtre au milieu desquelles s'intercalent des amas de titanite et d'épidote et des cristaux de pyrite partiellement transformés en hématite ou en limonite. Le quartz, l'orthose et l'albite forment de nombreux lits entre les couches de mica. Cette roche affleure au N du sommet du Brichplanggenstock.

2° Un schiste analogue mais contenant en abondance de la séricite-mouscovite, qui affleure à la Federlücke et à la Crispaltlücke.

3° Un gneiss chloriteux avec mouscovite, contenant en quantité variable du grenat, de la tourmaline et de la magnétite, qui existe à la Klein Mutsch-Lücke et à la Nerlücke.

4° Un schiste amphibolique formé de lits alternants de feldspath et de hornblende, à laquelle s'associe souvent de la

biotite. La hornblende est verte et fortement polychroïque; elle montre généralement (110) plus rarement (010) et (100). Le feldspath est un labrador entouré d'une étroite ceinture d'oligoclase. Le quartz se trouve en quantité très variable en grains allongés suivant le plan de clivage. La magnétite est abondante. Cette roche affleure à la Klein Mutsch-Lücke.

5° Une roche calco-siliceuse qui existe au Krüzlipass, est formée en proportion variable de grenat, de quartz, d'augite et d'épidote avec par places un peu d'albite, et qui contient de nombreux nids et veines d'un marbre rosé finement cristallisé. Il est probable qu'on a affaire ici à un dépôt marneux métamorphisé.

Le massif syénitique du Piz Giuf, spécialement dans sa partie la plus large, est très riche en gîtes minéraux, dans lesquels on récolte surtout des quartz fumés, des adulaires, des zéolithes et particulièrement des zéolithes calciques (Scolézite, Laumontite, desmine, Heulandite, Faujasite). Il est intéressant de constater ici l'existence dans un massif intrusif de la Faujasite, qui n'était connue encore que dans des roches d'épanchement. L'on a trouvé d'autre part des agrégats de Prehnite, de la Milarite, de la calcite, de l'apatite, de la titanite, de l'épidote, de la byssolithe, de la chlorite, de la pyrite. Parmi les trouvailles intéressantes il faut signaler des galènes associées à de la Wulfenite et de grands cristaux de Scheelite.

Après cette étude lithologique de la syénite du Piz Giuf et de ses dérivés filonniens, M. Weber aborde la question des relations de ce massif intrusif avec d'autres massifs intrusifs voisins. En effet la syénite est encadrée entre 2 zones granitiques qui la bordent au N et au S. En outre au S de la zone syénitique principale on trouve, au milieu des roches de la zone granitique méridionale, auxquelles elle est étroitement associée, une bande de syénite toute semblable à la syénite du Piz Giuf avec cette seule différence qu'elle a un grain plus grossier et une structure un peu plus porphyroïde. Cette zone intéressante s'étend depuis le Lautersee au N de l'Oberalp par la Fellilücke et le Val Val jusqu'au Val Giuf.

Le granite de la zone méridionale est gris, à grain moyen ou fin avec de grands cristaux de microcline-microperthite et des cristaux plus petits de microcline, d'orthose et d'oligoclase. Les gros individus de microperthite sont riches en inclusions de plagioclase, de quartz, de biotite et d'orthite. La biotite est brune mais souvent en partie chloritisée. Le quartz est abondant. La titanite, l'orthite, l'apatite, le zircon, repré-

sentent les minéraux accessoires. La structure est granitique porphyroïde et la texture tantôt massive, tantôt schisteuse par dynamométamorphisme.

Dans le granite s'intercalent outre la bande de syénite dont il vient d'être question, des lentilles et des traînées de la même roche, qui diffèrent de la syénite du Piz Giuf seulement par une structure plus franchement granitique et par l'absence de gros cristaux de microcline-microperthite. Il est probable que ces traînées représentent des parties anciennement consolidées du magma syénitique avant sa différenciation, englobées postérieurement dans le granite.

Le granite est d'autre part traversé par un nombre important de filons appartenant à des types de roches divers : diorites, diorite-porphyrites, Spessartites, Kersantites, granite-porphyres, aplites, pegmatites.

Tandis que le massif granitique méridional s'élargit de l'W à l'E, le massif granitique septentrional subit dans la même direction un rétrécissement ; ce dernier comprend en outre un type de roche un peu plus acide et plus franchement granitique. La structure de la roche est partout eugranitique sauf dans le voisinage du massif syénitique, où elle devient porphyroïde. La texture est massive ou schisteuse suivant les points et l'auteur distingue les principaux types suivants :

a) Granites massifs, à grain généralement moyen, riches en quartz, en orthose et en microperthite, relativement pauvres en oligoclase et en biotite. La quantité de ces deux derniers minéraux peut pourtant augmenter beaucoup, au point que les plagioclases deviennent prédominants et que la roche passe à un type dioritique.

b) Granite-gneiss dans lesquels les feldspaths potassiques prédominent fortement sur les plagioclases, qui n'apparaissent guère que sous forme d'associations microperthitiques ou fibreuses avec les premiers. La biotite avec de la muscovite, de la séricite, de la clinozoïte, etc., forme des lamelles onduleuses enveloppant des lentilles de quartz et de feldspath cataclastiques. L'apatite, le zircon et l'orthite sont les principaux éléments accessoires.

c) Granite-gneiss porphyroïdes, prenant la forme de gneiss oeillés avec de gros cristaux de feldspaths potassiques (microperthite) souvent entourés de quartz et enveloppés par des lamelles de biotite et de séricite. Dans la pâte, l'oligoclase est prédominant, et la microperthite est plus abondante que

l'orthose et le microcline. L'orthite paraît être toujours assez abondante.

Les roches filonniennes sont ici localisées aux abords de la syénite, et appartiennent aux mêmes types que dans la zone méridionale.

Pour finir, M. Weber établit une comparaison entre le massif intrusif granitique-syénitique du Piz Giuf et les autres formations analogues du massif de l'Aar, ainsi le granite du Puntaiglas avec ses traînées syénitiques, les granite-gneiss de la région de Gœschenen avec les filons fortement métamorphisés qui les accompagnent, les gneiss à amphibole de Siedelen sur la route de la Furka et de Zumdorf dans le Grossthal et les amphibolites de la zone gneissique méridionale du massif de l'Aar occidental, les granite-gneiss du Grimsel, etc.... Ces diverses formations appartiennent d'après l'auteur à un seul et même complexe intrusif diversément différencié. Tandis que dans l'E. du massif de l'Aar, l'ensemble des roches se rapportent à un magma syénitique franc, dans l'W. il faudrait admettre un magma de syénite quartzifére, et dans le centre un magma syénitique-granitique. Transversalement les roches relativemeut acides sont concentrées dans les régions axiales, tandis que les roches plus basiques leur forment une bordure au S. et au N.

La succession dans les intrusions diverses paraît devoir être définie comme suit : la première phase a été marquée par la montée des syénites, puis sont venus les granites qui ont englobé les syénites, enfin sont apparues les roches filonniennes dans l'ordre suivant : d'abord les kersantites et les granite-porphyres, puis les spessartites et les aplites. L'intrusion s'est faite conjointement avec un plissement des schistes encaissants qui sont donc incontestablement plus anciens, et ce plissement doit rentrer très probablement dans la période carboniférienne, les quartzporphyres de la Windgälle qui sont d'âge carboniférien devant représenter les roches d'épanchement correspondant aux granite-porphyres des massifs d'intrusion.

On peut donc admettre qu'avant la période carboniférienne un premier plissement provoqua la montée dans un voussoir des schistes cristallins d'un magma diorito-granitique ; celui-ci se différencia bientôt en un noyau granitique et deux bordures syénitiques qui se consolidèrent sous pression. Ensuite, pendant la période carboniférienne et sous l'effort d'un nouveau plissement, se produisit la montée de masses granitiques

acides au centre, de masses dioritiques, gabbroïdes, etc... latéralement; ces roches se consolidèrent sous pression et subirent toutes une protoclase plus ou moins accentuée. Puis se formèrent les filons, d'abord ceux remplis par les types peu différenciés, puis par les types plus différenciés.

Alpes grisonnes. — M. U. GRUBENMANN (11) a profité du forage d'un tunnel destiné à amener les eaux de la Clemgia aux forces motrices de Schuls (Basse-Engadine) pour récolter quelques spécimens des roches basiques qui sont intercalées dans les schistes métamorphiques du versant droit de la vallée. Ces échantillons appartiennent aux types suivants :

1° Un gabbro saussuritisé à grain moyen ou fin, constitué essentiellement par des associations feutrées d'aiguilles de zoïsite et de grains d'épidote, et par une biotite en grande partie chloritisée. L'ilménite est abondante; le quartz se rencontre en petite quantité. L'analyse a révélé une composition, correspondant à celle d'un gabbro tendant vers les diorites ou les syénites augitiques.

2° Un gabbro de facies pegmatitique qui forme des filons de 20 à 30 cm. La roche est constituée par de grands cristaux d'andésine plus ou moins saussuritisée, par de grandes lamelles de biotite en quantité très variable et par du quartz qui apparaît tantôt en amas de petits grains, tantôt lié au feldspath en associations pegmatitiques. La composition se rapproche de celle du type précédent avec une teneur un peu plus forte en alumine et en alcalis, un peu plus faible en fer et en magnésie.

3° Une amphibolite à biotite, qui forme des filons intercalés entre ceux du gabbro précédent, et qui passe latéralement à de la serpentine. L'élément essentiel est une amphibole verte-grisâtre, peu polychroïque, à laquelle s'associe une biotite brune en petites lamelles irrégulières. La pyrite et la magnétite forment des cristaux macroscopiques inégalement répartis. Cette roche semble dériver du magma gabbroïde, dont elle se distingue par une basicité plus accusée, par la réduction marquée de l'alumine et la disparition presque complète des alcalis, et par la teneur très forte en magnésie.

M. U. GRUBENMANN (10) a, d'autre part, en se basant plus spécialement sur quelques **pegmatites de la Basse-Engadine**, repris la question de l'origine de cette catégorie de roches, que les uns attribuent exclusivement à une action pneumatolytique, c'est-à-dire à la pénétration de minéralisateurs

dans une roche plus froide et à la cristallisation par abaissement de température, tandis que d'autres y voient le résultat de la consolidation dans les fissures d'une roche non encore complètement refroidie de pénétrations magmatiques. Il semble en réalité que ces deux processus doivent entrer en ligne de compte dans une explication générale, l'un jouant le rôle prépondérant ou même exclusif dans certains cas, l'autre dans d'autres cas. Dans les pegmatites pneumatolytiques la composition sera plus ou moins indépendante de celle du milieu ambiant, la structure sera grossière et ne montrera aucun ordre régulier dans la cristallisation des éléments; dans les pegmatiques plus ou moins exclusivement magmatiques les caractères seront exactement inverses; et, si les deux actions se sont combinées, nous aurons des caractères transitoires.

Etant donné ce qui précède, nous pourrons avoir des pegmatites de compositions très diverses, mais les types se rattachant à des magmas dioritiques ou granitiques sont de beaucoup les plus fréquents.

En Suisse, la plupart des pegmatites connues sont des pegmatites à mouscovite du type acide; l'on a signalé pourtant quelques gisements de pegmatites à tourmaline, ainsi dans le Binnenthal, à l'Alp Maigels dans l'Oberland grison, dans la partie orientale du massif de l'Aar. En outre, M. Grubenmann vient de constater un gisement de roche semblable au-dessous du sommet septentrional du Piz Cotschen dans la Basse-Engadine. Le filon est intercalé entre des bancs de gneiss en concordance. La roche est constituée par de gros éléments de feldspath blanc et de quartz grisâtre et par de grands aggrégats lamelleux de mouscovite, dans lesquels sont enchassés de nombreux prismes de tourmaline atteignant jusqu'à vingt cm. de longeur. Ces prismes montrent généralement $(10\bar{1}0)$ et $(11\bar{2}0)$ et ne possèdent pas de terminaison cristallographique; ils sont souvent divisés longitudinalement en tronçons plus ou moins écartés, entre lesquels ont cristallisé du quartz et du mica. L'analyse chimique a permis d'établir que la tourmaline correspond à un mélange isomorphe d'une tourmaline sodique avec la formule $Si_{12}\ B_6\ Al_{16}\ Na_4\ H_8\ O_{63}$ ou $B_6\ Al_4O_{15} \cdot 4(Si\ O_4)_3\ Al_3\ Na\ H_2$ et d'une tourmaline ferro-magnésienne avec la formule $Si_{18}\ B_6\ Al_{16}\ (Fe\ Mg)_{12}\ H_{12}\ O_{87}$ ou $B_6\ Al_4\ O_{15} \cdot 4(Si\ O_4)_3\ Al_3\ H_3 \cdot 2(Si\ O_4)_3\ (Fe\ Mg)_6$.

La mouscovite forme des aggrégats atteignant deux cm^2 de surface et montrant parfois (110) et (010). L'analyse chi-

mique a montré qu'il s'agit ici d'un mélange isomorphe de 313 parties de mouscovite pour 3 de méroxène. Le feldspath, qui forme la plus grande partie de la roche, se développe en gros grains sans formes cristallographiques, mâclés en général suivant la loi de l'albite; il appartient à un plagioclase voisin de l'albite et contenant peu de potasse et encore moins de chaux.

Alpes tessinoises. — M. G. Klemm (13) a entrepris l'étude des **schistes cristallins du Tessin** dont les caractères sont encore si imparfaitement connus.

A propos du gneiss du Tessin l'auteur fait remarquer que cette roche contient de nombreux fragments de schistes, qui sont particulièrement abondants sur les flancs de la vallée du Tessin entre Faido et Rodi Fiesso. La structure schisteuse du gneiss, qui est souvent très nette et permet de constater l'intensité des plissements, doit avoir pour origine première une structure fluidale ; elle n'est en tous cas pas d'origine dynamométamorphique, les cataclases faisant généralement défaut. En outre, il est facile de constater les signes d'une action de contact réciproque entre le gneiss et les schistes qui le recouvrent ; ceux ci débutent même partout par une large zone injectée. Ainsi le gneiss du Tessin doit être considéré comme un véritable granite.

La couverture sédimentaire de cette roche intrusive, comprend une grande variété de schistes, micaschistes, calcschistes, phyllades, cornéennes, etc..., au milieu desquels sont intercalés deux zones de dolomies plus ou moins marmorisées et de gypse. Ces formations dessinent une voûte très large, dirigée NW-SE, coupée par la vallée du Tessin et l'hypothèse de l'existence d'un double synclinal dans le Val Bedretto et à Airolo ne peut pas être maintenue. Une partie de ces sédiments sont certainement liasiques et contiennent par place des fossiles ; ils ont subi non un dynamométamorphisme, mais un métamorphisme de contact effectué par le granite lors de son intrusion, qui doit avoir été contemporaine du plissement des schistes encaissants.

L'auteur admet qu'aucun mouvement orogénique important ne s'est produit après l'intrusion du granite, et comme les plissements qui ont affecté la région datent de la seconde moitié des temps tertiaires, il fait remonter l'âge de la roche granitique seulement jusqu'à cette même époque.

Roches erratiques. — M. L. Hezner (12) ayant reconnu par des recherches antérieures la parenté étroite qui existe

entre les éclogites et les jadéites, a désiré reprendre l'étude des matériaux récoltés et examinés par M. Bodmer-Beder, et provenant des stations lacustres de la Suisse centrale et occidentale. (Voir *Revue*, p. 1902.)

Les jadéites erratiques ont toutes montré une analogie évidente avec les éclogites. Quant aux « saussurites » de M. Bodmer-Beder, il faut remarquer qu'aucune d'elles ne correspond exactement à la définition de la saussurite, qui est formée par un mélange d'éléments microscopiques de zoïsite ou d'épidote avec de l'albite et quelquefois un peu d'orthose, ensuite que les roches réunies sous ce nom appartiennent à des catégories faciles à distinguer, qu'on peut définir comme suit :

1° **Saussurites éclogitites.** Ces roches sont au fond des éclogites à grain très fin ; elles sont constituées essentiellement de grenat et de pyroxène avec beaucoup de rutile, de magnétite et de zoïsite. Dans certains échantillons, le pyroxène est plus ou moins complètement ouralytisé, et il se développe de petits amas de feldspath. La structure devient alors porphyroblastique avec des éléments relativement gros de grenat et de pyroxène entouré par une pâte crypto-diablastique.

2° **Saussurites jadéitiques.** Ces roches sont constituées essentiellement par un pyroxène, souvent en partie ouralitisé avec comme minéraux accessoires de l'épidote et de la pyrite. Les grains de pyroxène sont déchiquetés, souvent écrasés, et la structure est habituellement granoblastique. Un échantillon de ces roches, ayant servi à la confection d'une hache trouvée à Schaffis (lac de Bienne), est caractérisé par la présence de nids porphyroblastiques d'un pyroxène incolore entourés d'un cercle de petits grenats au milieu d'une masse formée de petits grains d'un pyroxène également incolore et peu biréfringeant. L'analyse chimique d'un fragment de cette roche a montré d'abord que celle-ci est remarquablement pauvre en eau, ce qui exclut la possibilité d'un produit de décomposition, ensuite qu'elle correspond à un magma gabbroïde basique ayant subi une recristallisation intense. La texture massive de la roche semble indiquer que cette recristallisation a du se faire à une grande profondeur. La pierre de la hache de Schaffis est du reste tout à fait semblable à certaines roches des environs de Saas et en particulier de celle qui a été classée par M. Rosenbusch sous le nom d'Allalinite.

3° **Saussurites à hornblende et zoïsite.** L'auteur réunit dans cette troisième catégorie des roches formées essentiellement

de pyroxène, mais qui se distinguent des précédentes par la suppression du contraste entre les porphyroblastes et la masse, puis par l'apparition autour des cristaux d'augite de grains de hornblende secondaire et de zoïsite. Parfois la quantité du pyroxène est extrêmement réduite et il ne reste plus comme éléments essentiels que de la hornblende avec de la zoïsite et un peu de biotite.

En résumé les saussurites de M. Bodmer-Beder sont plutôt des types intermédiaires entre les saussurites et les jadéites.

IIe PARTIE — GÉOPHYSIQUE

Actions et agents externes.

SOURCES ET EAUX D'INFILTRATION

Le Congrès international d'hygiène et de démographie à Bruxelles ayant mis à son ordre du jour la question des exigences nécessaires pour les eaux potables, issues des terrains calcaires, notre compatriote, M. H. SCHARDT (35), s'est chargé de faire un rapport sur ce sujet dont j'extrais les idées suivantes :

Les terrains calcaires sont par excellence des terrains collecteurs des eaux et donnent lieu par conséquent aux sources les plus nombreuses et les plus volumineuses dans les régions montagneuses. Les grandes étendues d'affleurements calcaires absorbent non seulement les eaux de pluie qui y tombent, mais aussi, au moins en partie, les cours d'eau qui les traversent. Les eaux ainsi collectées s'amassent dans les formations calcaires et ressortent sur des points d'affleurement plus bas sous forme de *sources vauclusiennes* ou de résurgence, dont la source de l'Areuse, celle de la Noiraigue, celle de l'Orbe, etc..., sont des exemples typiques. Les eaux n'ayant pas été filtrées pendant leur voyage souterrain contiennent à leur sortie les mêmes éléments qu'à leur entrée et peuvent dans certains cas être dangereuses. Si pourtant les rochers calcaires sont couverts d'une couche de terre arable et de végétation, il y aura un commencement de filtration qui tendra à régulariser le débit des sources et à purifier les eaux. Si le calcaire est couvert par un revêtement un peu épais de terrain filtrable (grès tertiaire, dépôt de graviers pleïstocènes), la filtration étant plus accentuée, les eaux